

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

par

HAROLD BRISSON

CARACTÉRISTIQUES, CHRONOLOGIE ET TYPOLOGIE DES
MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DE LA RÉGION DU LAC SHORTT (QUÉBEC),
SOUS-PROVINCE ARCHÉENNE DE L'ABITIBI

NOVEMBRE 1998



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

La région du lac Shortt est située dans la partie nord-est de la Sous-province archéenne de l'Abitibi (SPA). Site de deux anciennes mines d'or — les mines du lac Bachelor et du lac Shortt — et d'un bon nombre d'indices aurifères, la région soulève des interrogations relatives à la classification typologique des gisements aurifères à l'Archéen. La plupart des indices aurifères de la région peuvent se regrouper sous le type «veine de quartz», commun dans la SPA. Les deux mines d'or de la région constituent quant à elles des gisements particuliers de la SPA. Ces gisements se distinguent des gisements d'or de type «veine de quartz» de la SPA par du minerai associé à des corps de remplacement hydrothermal où les minéralisations sont disséminées et les veines de quartz absentes ou accessoires, par l'hématitisation des roches et la présence de feldspath potassique en association avec les zones minéralisées, ainsi que par leur association à de petites intrusions felsiques et alcalines. Ces distinctions sont-elles le reflet de types de gisements fondamentalement différents, pouvant avoir une position chronologique différente par rapport à l'évolution régionale, ou s'expliquent-elles par des variantes d'un type unique de gisement? Les mêmes interrogations apparaissent aussi spécifiquement pour les gisements de type «veine de quartz» de la région en raison de l'association spatiale de ces derniers avec deux catégories de failles distinctes (failles «E-O» et «NE»). La présente étude a donc cherché à répondre à cette problématique sur la typologie en tentant d'établir avec plus de précision les caractéristiques et la position chronologique, par rapport à l'évolution géologique régionale, du gisement d'or particulier du lac Shortt et de plusieurs gisements (indices) aurifères de type «veine de quartz».

Les gisements aurifères de type «veine de quartz» étudiés sont encaissés dans toute une gamme de lithologies et leur mise en place est contrôlée par des failles au comportement fragile. Deux familles de failles occupées par des veines aurifères de quartz sont distinguées : 1) des failles à rejet pendage prédominant, inverses et inverses-dextres et 2) des failles à rejet directionnel et oblique. Les premières ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts, N et S. La seconde famille regroupe des failles de directions NNE à ESE à rejet senestre et senestre-oblique, et des failles de directions NO à NNO à rejet dextre-oblique, ayant toutes des pendages abrupts. La composante oblique est en sens normal sur les failles inclinées de cette seconde famille. L'ampleur du phénomène hydrothermal et minéralisateur associé à chacune des deux familles de failles est comparable. Des études pétrographiques et géochimiques ne laissent voir aucune différence significative dans les minéralisations et les altérations entre les gisements associés aux failles à rejet pendage prédominant et ceux associés aux failles à rejet directionnel et oblique. Les minéralisations sont dominées par la pyrite. L'or est à l'état natif. Il soit en étroite association avec la pyrite ou bien libre. Les minéralisations aurifères ont précipité plus tard que la plupart des minéraux de la gangue et après la majeure partie de la déformation. Elles sont associées à de l'altération hydrothermale qui se manifeste par la formation de carbonates, de chlorite, de séricite, de biotite, de muscovite vert clair, d'albite et de quartz. L'altération hydrothermale a détruit et remplacé les minéraux produits par le

métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Deux assemblages minéralogiques d'altération qui définissent une zonalité ont été distingués : l'assemblage albite - carbonates - pyrite - quartz - micas (séricite et biotite) - chlorite, qui se trouve au contact des veines aurifères et avec lequel la majeure partie des minéralisations aurifères est en général observée, et l'assemblage carbonates - chlorite - micas (séricite et biotite) - albite - quartz - pyrite qui enveloppe l'assemblage précédent. La zonalité dans l'altération s'interprète mieux comme résultant de la migration d'un seul fluide que de la circulation de deux fluides différents. L'altération est marquée par l'addition générale de C, S, H et K. Le Na semble redistribué à l'intérieur des zones d'altération et il y a parfois une faible soustraction du Si, du Mn et du Mg. Les éléments traces les plus communément ajoutés avec l'or sont le As, le Cs, le Li, le Rb et le W.

Le gisement du lac Shortt est encaissé dans la faille de Shortt : une discontinuité de direction ENE et à pendage abrupt vers le N, matérialisée par un couloir de déformation ductile de puissance décamétrique. Les observations aux échelles mésoscopiques et microscopiques ainsi qu'une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique démontrent que le couloir de déformation se caractérise par des linéations vers la verticale, favorisant ainsi l'idée d'une faille à rejet pendage prédominant. Il s'agirait d'une faille inverse d'après les signes de sens de cisaillement perçus. Les observations directes et les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique révèlent aussi que la faille a joué en coulissage. Les intrusions alcalines se sont mises en place durant ou avant la déformation ductile principale vers la verticale associée à la faille. Le gisement du lac Shortt ne semble pas résulter de plusieurs phénomènes minéralisateurs superposés ou de la remobilisation d'une préconcentration aurifère. Les minéralisations, dominées par la pyrite et qui marquent la déformation ductile de la faille, ont précipité durant la déformation principale vers la verticale associée à la faille.

Six étapes de l'évolution structurale régionale ont été définies en considérant l'ensemble des observations structurales. L'étape D1 est à l'origine de plis mal connus sans fabrique associée. L'étape D2 est responsable de la formation de plis subverticaux, serrés à isoclinaux, orientés ENE et à plongée abrupte, et d'une fabrique de plan axial, qui sont prédominants à l'échelle régionale. Probablement en continuum avec l'étape D2, l'étape D3 est marquée par le développement des failles majeures ductiles de direction ENE et à rejet pendage prédominant, telles les failles d'Opawica et de Shortt. L'étape D4 correspond à la formation des failles fragiles à rejet pendage prédominant, de sens inverse. Ces failles représenteraient un motif anastomosé de plans de faiblesse inhérents à la structuration régionale préexistante illustrée par les plis et couloirs de déformation régionaux subverticaux et orientés ENE des étapes D2 et D3. L'analyse par la méthode graphique indique que les jeux sur ces plans préexistants de faiblesse expriment une extension subverticale et un raccourcissement NO-SE. Cette étape D4 a pu se faire dans un continuum avec les étapes D3 et D2 dans le cadre d'une déformation progressive non coaxiale dextre pouvant correspondre à un régime en transpression dextre. L'étape D5 se rapporte aux failles fragiles à rejet directionnel et oblique. D'après l'analyse par la méthode

graphique, ces failles traduisent une extension E-O et un raccourcissement N-S. Aussi, cette étape D5 semble disjointe du continuum de déformation envisageable pour les étapes D2, D3 et D4. L'étape D6 est celle de la formation des failles discrètes de direction NNE à NE et à jeu dextre-oblique.

Dans le schéma d'évolution structurale proposé, les gisements étudiés se mettent en place durant les étapes structurales D3, D4 et D5. Le gisement du lac Shortt se met en place durant l'étape D3 alors que les étapes D4 et D5 voient la mise en place de gisements de type «veine de quartz». Des comparaisons structurales et les données géochronologiques disponibles laissent envisager que les trois étapes se sont produites entre 2 691 et 2 680 Ma environ. Il s'agit de trois catégories de gisements qui semblent représenter un seul type fondamental de gisement. Le schéma de mise en place proposé permet d'envisager une explication pour le style disséminé et le style veine des gisements aurifères étudiés en relation avec l'évolution de la nature des contrôles structuraux qui autorisent la circulation des fluides aurifères. Le style disséminé particulier au gisement du lac Shortt est lié à une déformation continue de nature ductile alors que le style veine est lié à une déformation épisodique de nature fragile. L'existence de plusieurs étapes de formation de gisements hydrothermaux d'or implique qu'il faut considérer plusieurs situations pour la recherche de minéralisations aurifères dans la partie nord-est de la SPA. La nature et l'âge des contrôles structuraux possibles sont variés et la possibilité d'un lien génétique avec le magmatisme alcalin doit être prise en compte.

Je dédie cette thèse à mes parents qui m'ont insufflé le goût du dépassement et du travail accompli.

REMERCIEMENTS

Je remercie d'abord Réal Daigneault et Guy Archambault (directeurs d'étude), ainsi que Jayanta Guha (co-directeur), qui m'ont apporté des commentaires critiques substantiels, pertinents et stimulants.

La réalisation de cette étude a été rendue possible grâce au Centre d'Études sur les Ressources Minérales de l'UQAC, au Ministère des Ressources naturelles du Québec et à la collaboration des compagnies Minnova, Ressources Aur et Falconbridge. Je remercie tous les intervenants de ces organismes. L'aide financière de l'UQAC par l'entremise du PAIR et du Fonds d'Action Structurante a été grandement appréciée. Je tiens particulièrement à remercier Éric Gagnon, Guylaine Gauthier et Chantal Pelchat pour leur travail assidu sur le terrain, ainsi que Claude Dallaire pour sa contribution dans la réalisation de plusieurs figures.

J'exprime ma gratitude à mes amis Georgette et Fernand qui m'ont offert le gîte et qui m'ont constamment encouragé lors de mes fréquents passages à Chicoutimi de 91 à 94.

Je suis tout particulièrement redevable envers ma conjointe Marie-Claude qui m'a accordé sa compréhension et son soutien durant toute la durée de cette étude et qui en plus a révisé le texte pour en assurer la qualité linguistique.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE	1
1.2 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE	4
1.3 OBJECTIFS	11
1.4 MÉTHODOLOGIE	11
1.5 CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	14
1.5.1 <u>ROCHES SUPRACRUSTALES</u>	16
1.5.2 <u>ROCHES PLUTONIQUES</u>	19
1.5.3 <u>STRUCTURE</u>	20
1.5.4 <u>GISEMENTS MÉTALLIFÈRES</u>	23
1.5.5 <u>DÉCOUVERTE ET PRODUCTION D'OR – APERÇU HISTORIQUE</u>	24
CHAPITRE 2 : ÉTUDE DES GISEMENTS DE TYPE “VEINE DE QUARTZ”	26
2.1 INTRODUCTION	26
2.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE	27
2.2.1 <u>SECTEUR “E LAC OPAWICA”</u>	29
2.2.1.1 Indice “Mariposite”	31
2.2.1.2 Indice “Espoir”	39
2.2.1.3 Indice “Cominco”	43
2.2.1.4 Indice “Savane”	47
2.2.1.5 Indice “Relique”	52
2.2.1.6 Indice “Butte”	56
2.2.1.7 Synthèse des observations pour le secteur	60
2.2.2 <u>SECTEUR “NO LAC SHORTT”</u>	65
2.2.2.1 Roches hôtes	67

2.2.2.2	Contrôles structuraux	70
2.2.2.3	Synthèse des observations pour le secteur	74
2.2.3	<u>SECTEUR "ILE OPAWICA"</u>	75
2.2.3.1	Indice "Boyvinet"	77
2.2.3.2	Indices de l'Ile Opawica	80
2.2.3.2.1	ROCHES HÔTES	80
2.2.3.2.2	CONTRÔLES STRUCTURAUX	84
2.2.3.3	Synthèse des observations pour le secteur	87
2.2.4	<u>PERSPECTIVE RÉGIONALE</u>	90
2.3	APERÇU DES CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRALISATIONS ET DES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES	93
2.3.1	<u>CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES DES CORPS MINÉRALISÉS</u>	93
2.3.1.1	Pyrite	95
2.3.1.2	Chalcopyrite	97
2.3.1.3	Pyrrhotite	98
2.3.1.4	Magnétite	98
2.3.1.5	Ilménite	100
2.3.1.6	Or natif	100
2.3.1.7	Gangue	100
2.3.1.8	Moment de précipitation	101
2.3.2	<u>CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMI- QUES DES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES</u>	102
2.3.2.1	Roches non altérées	113
2.3.2.1.1	GABBRO	113
2.3.2.1.2	DIORITE PORPHYRIQUE	115
2.3.2.1.3	BASALTE	115
2.3.2.2	Minéraux d'altération	116
2.3.2.2.1	CARBONATES	117
2.3.2.2.2	CHLORITE	117
2.3.2.2.3	SÉRICITE	122

2.3.2.2.4	BIOTITE	122
2.3.2.2.5	ALBITE	122
2.3.2.3	Assemblages minéralogiques	122
2.3.2.3.1	ASSEMBLAGE A (<u>CARBONATES</u> - <u>CHLORITE</u> - <u>MICAS</u> [SÉRICITE ET BIOTITE] - ALBITE - QUARTZ - PYRITE)	123
2.3.2.3.2	ASSEMBLAGE B (ALBITE - <u>CARBONATES</u> - <u>PYRITE</u> - QUARTZ - MICAS [SÉRICITE ET BIOTITE] - CHLORITE)	125
2.3.2.3.3	DISTRIBUTION SPATIALE ET CHRONOLOGIE	126
2.3.2.3.4	PERSPECTIVE GLOBALE	128
2.3.2.4	Lithogéochimie	130
2.3.2.4.1	RAPPORTS DE CONSTITUANTS	130
2.3.2.4.2	BILANS DE MATIÈRE	133
2.4	SOMMAIRE DES MINÉRALISATIONS DE TYPE “VEINE DE QUARTZ”	137
CHAPITRE 3 :	ÉTUDE DU GISEMENT DU LAC SHORTT	140
3.1	INTRODUCTION	140
3.2	CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL	141
3.2.1	<u>LITHOLOGIES</u>	141
3.2.2	<u>STRUCTURE</u>	144
3.2.2.1	Généralités	144
3.2.2.2	Plissement	144
3.2.2.3	Discontinuités structurales	146
3.2.3	<u>ALTÉRATIONS</u>	147
3.2.4	<u>MINÉRALISATIONS AURIFÈRES</u>	148
3.3	CARACTÉRISATION DE LA FAILLE DE SHORTT	149
3.3.1	<u>COULOIR DE DÉFORMATION</u>	153
3.3.2	<u>ÉLÉMENTS STRUCTURAUX PLANAIRES ET LINÉAIRES</u>	155
3.3.3	<u>SENS DE CISAILLEMENT</u>	157
3.3.4	<u>DISCONTINUITÉS</u>	159
3.3.5	<u>SOMMAIRE SUR LE COULOIR DE SHORTT</u>	160

3.4 ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE ET ANALYSE STRUCTURALE DE LA FAILLE DE SHORTT	160
3.4.1 <u>GÉNÉRALITÉS</u>	161
3.4.2 <u>PROCÉDURES</u>	164
3.4.3 <u>MINÉRALOGIE MAGNÉTIQUE DES ÉCHANTILLONS</u>	165
3.4.4 <u>SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE</u>	167
3.4.5 <u>FABRIQUE MAGNÉTIQUE</u>	170
3.4.6 <u>CONCLUSION DE L'ÉTUDE D'ASM</u>	173
3.5 MISE EN PLACE DES INTRUSIONS ALCALINES ET RELATIONS AVEC LA FAILLE DE SHORTT	173
3.6 MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ET RELATIONS AVEC LES INTRUSIONS ALCALINES ET LA FAILLE DE SHORTT	176
3.7 SOMMAIRE DES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE DU GISEMENT DU LAC SHORTT	180
CHAPITRE 4 : SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET DISCUSSION	182
4.2 SYNTHÈSE	182
4.1.1 <u>ANALYSE GÉNÉRALE DES PLISSEMENTS</u>	182
4.1.2 <u>ANALYSE GLOBALE DES FAILLES FRAGILES</u>	187
4.1.3 <u>ÉVÉNEMENTS STRUCTURAUX RÉGIONAUX</u>	196
4.1.4 <u>MINÉRALISATIONS AURIFÈRES – COMPARAISONS ET CHRONOLOGIE</u>	201
4.2 DISCUSSION	206
4.2.1 <u>CORRÉLATIONS STRUCTURALES ET JALONS GÉO- CHRONOLOGIQUES</u>	206
4.2.2 <u>RÔLE DES INTRUSIONS ALCALINES AU LAC SHORTT</u>	212
4.2.3 <u>TYPOLOGIE DES GISEMENTS ÉTUDIÉS</u>	213
4.2.4 <u>MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ET FAILLES "NE"</u>	219
4.2.5 <u>INTRUSIONS ALCALINES ET FAILLE "NE" DE LAMARCK</u>	220
4.2.6 <u>REMARQUES POUR L'EXPLORATION</u>	222
CHAPITRE 5 : CONCLUSION	225
RÉFÉRENCES	232

ANNEXE	248
---------------------	------------

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. Carte géologique de la partie est de la Sous-province de l'Abitibi et localisation de la région du lac Shortt.	5
FIGURE 2. Géologie générale et gîtes métallifères de la partie nord-est de la Sous-province de l'Abitibi, incluant la région du lac Shortt.	6
FIGURE 3. Géologie générale de la région du lac Shortt et localisation des indices aurifères étudiés.	15
FIGURE 4. Schéma stratigraphique de la région du lac Shortt.	17
FIGURE 5. Géologie générale et localisation des indices étudiés du secteur "E lac Opawica".	30
FIGURE 6. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Mariposite".	32
FIGURE 7. Photomicrographies du matériel bréchique associé à la faille "sud" à l'indice "Mariposite".	37
FIGURE 8. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Espoir".	40
FIGURE 9. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Cominco".	44
FIGURE 10. Photomicrographie d'un porphyroclaste comparable au type σ dans un schiste de l'indice "Cominco".	46
FIGURE 11. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Savane".	48
FIGURE 12. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Relique".	53
FIGURE 13. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Butte".	58

FIGURE 14. Photomicrographie d'ombres de pression sigmoïdes aux extrémités de grains de pyrite. Indice "Butte".	59
FIGURE 15. Structure interne du couloir de déformation de la faille d'Opawica d'après les observations aux indices.	61
FIGURE 16. Géologie générale et localisation des indices étudiés du secteur "NO lac Shortt".	66
FIGURE 17. Plans géologiques et stéréogrammes des éléments structuraux des indices étudiés du secteur "NO lac Shortt".	68
FIGURE 18. Observations dans le secteur "NO lac Shortt".	71
FIGURE 19. Géologie générale et localisation des indices étudiés du secteur "Île Opawica".	76
FIGURE 20. Plan géologique et stéréogrammes des éléments structuraux de l'indice "Boyvinet".	78
FIGURE 21. Portion bréchifiée d'une veine de quartz en cisaillement de l'indice "Boyvinet".	81
FIGURE 22. Plans géologiques et stéréogrammes des éléments structuraux des indices étudiés sur l'île Opawica.	82
FIGURE 23. Projection stéréographique des données relatives aux failles aurifères NO à NNO et NNE du secteur "Île Opawica".	83
FIGURE 24. Photomicrographies relatives aux minéralisations aurifères.	96
FIGURE 25. Photomicrographies relatives aux minéralisations aurifères.	99
FIGURE 26. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice E du secteur "Île Opawica".	105
FIGURE 27. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 7 du secteur "NO lac Shortt".	106
FIGURE 28. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 7 du secteur "NO lac Shortt".	107
FIGURE 29. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 11 du secteur "NO lac Shortt".	108

FIGURE 30. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 2 du secteur "NO lac Shortt".	109
FIGURE 31. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice "Boyvinet" du secteur "Ile Opawica".	110
FIGURE 32. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice "Savane" du secteur "E lac Opawica".	111
FIGURE 33. Photomicrographies relatives à l'étude lithogéochimique : roches non altérées.	114
FIGURE 34. Photomicrographies relatives à l'étude lithogéochimique : roches altérées.	119
FIGURE 35. Classification de quelques chlorites selon la nomenclature de Hey (1954).	120
FIGURE 36. Représentation schématique de la distribution des assemblages minéralogiques d'altération pour chacune des sections étudiées.	127
FIGURE 37. Diagrammes des facteurs d'enrichissement et d'appauvrissement élémentaires d'une roche altérée par rapport à une roche non altérée pour chacune des sections d'étude lithogéochimique.	135
FIGURE 38. Géologie générale et stéréogrammes des éléments structuraux du secteur de la mine du lac Shortt.	142
FIGURE 39. Plan géologique de l'affleurement de la zone excavée en surface à la mine du lac Shortt.	150
FIGURE 40. Géologie simplifiée du couloir de déformation de Shortt dans la galerie d'exploration au niveau -250 m à la mine du lac Shortt.	151
FIGURE 41. Géologie simplifiée du couloir de déformation de Shortt dans une rampe au niveau -250 m à la mine du lac Shortt.	152
FIGURE 42. Stéréogramme des éléments structuraux observés dans le couloir de déformation de Shortt au niveau -250 m à la mine du lac Shortt.	156
FIGURE 43. Indicateurs du sens de cisaillement pour le couloir de déformation de Shortt, mine du lac Shortt.	158
FIGURE 44. Étude d'ASM : stéréogrammes des éléments de la pétrofabrique et de la fabrique magnétique.	169

FIGURE 45. Observations à la mine du lac Shortt relativement à la déformation des intrusions alcalines dans le couloir de déformation de Shortt.	175
FIGURE 46. Observations à la mine du lac Shortt en relation avec les minéralisations aurifères.	178
FIGURE 47. Sommaire des informations relatives aux plissements.	183
FIGURE 48. Compilation des failles aurifères et non aurifères observées aux indices et application de la méthode graphique d'Angelier et Mechler (1977). ..	189
FIGURE 49. Distribution des linéations en relation avec une faille courbe présentant une inversion de la direction du pendage et comparaison avec les observations sur les failles à rejet pendage prédominant.	191
FIGURE 50. Schématisation du concept de symétrie structurale pour le cas des failles à rejet pendage prédominant.	194
FIGURE 51. Analogie entre les observations sur les failles à rejet pendage prédominant et une structuration en bouquet de fleur par transpression dextre.	202
FIGURE 52. Place envisagée des événements géologiques de la région du lac Shortt par rapport au schéma d'évolution de Chown <i>et al.</i> (1992).	207
FIGURE 53. Modèle de Sanderson et Marchini (1984) montrant l'orientation des failles en liaison avec une transpression dextre.	211
FIGURE 54. Géométrie du champ de contraintes et réseaux de fractures hydrauliques liées à des failles inverses et à des failles décrochantes. Modifiée d'après Cox <i>et al.</i> (1991).	221

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1. Observations d'ordre général sur les gisements de type “veine de quartz” étudiés.	28
TABLEAU 2. Sommaire des observations sur les minéralisations aurifères associées aux gisements de type “veine de quartz”.	94
TABLEAU 3. Principales caractéristiques des altérations hydrothermales associées aux gisements de type “veine de quartz” étudiés.	104
TABLEAU 4. Proportion des minéraux selon l'assemblage d'altération pour chacune des sections étudiées en détails et valeurs d'or obtenues dans les échantillons étudiés.	112
TABLEAU 5. Analyses à microsonde électronique montrant la composition chimique de quelques carbonates associés aux zones d'altération aurifère.	118
TABLEAU 6. Analyses à microsonde électronique montrant, selon l'assemblage minéralogique d'altération, les variations dans le contenu en Fe et Mg de quelques chlorites associées aux zones d'altération hydrothermale.	121
TABLEAU 7. Étude d'ASM : données de base et résultats.	168
TABLEAU 8. Séquence chronologique et comparaison des événements géologiques observés aux indices aurifères.	197
TABLEAU 9. Résumé des événements structuraux observés dans la région du lac Shortt.	199
TABLEAU 10. Résumé des caractéristiques des gisements de type “veine de quartz” étudiés et du gisement du lac Shortt.	215
TABLEAU 11. Résumé des caractéristiques du gisement du lac Shortt et de d'autres gisements comparables de la Sous-province de l'Abitibi (Modifié de Robert 1997).	217

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques).	248
FIGURE A1. Indice “Mariposite”.	249
FIGURE A2. Indice “Espoir”.	250
FIGURE A3. Indice “Cominco”.	251
FIGURE A4. Indice “Savane”.	252
FIGURE A5. Indice “Relique”.	253
FIGURE A6. Indice “Butte”.	254
FIGURE A7. Secteur “NO lac Shortt”.	255
FIGURE A8. Indices de l’île Opawica.	256
FIGURE A9. Indice “Boyvinet”.	257
FIGURE A10. Zone excavée en surface à la mine du lac Shortt	258
FIGURE A11. Galerie d'exploration niveau-250 m à la mine du lac Shortt.	259
FIGURE A12. Rampe menant au sous-niveau -250 m à la mine du lac Shortt.	260
FIGURE A13. Niveau -400 m à la mine du lac Shortt.	261
ANNEXE B. Analyses chimiques multi-éléments.	262
Tableau B1. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice E du secteur “Île Opawica”.	263
Tableau B2. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice 7 du secteur “NO lac Shortt”.	264

Tableau B3. Composition chimique des échantillons de la section B-B' à l'indice 7 du secteur "NO lac Shortt".	265
Tableau B4. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice 11 du secteur "NO lac Shortt".	266
Tableau B5. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice 2 du secteur "NO lac Shortt".	267
Tableau B6. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice "Boyvinet".	268
Tableau B7. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice "Savane".	269
Tableau B8. Composition chimique du minerai au gisement du lac Shortt (échantillon d'une "roche porphyroclastique").	270
ANNEXE C. Analyses à la microsonde électronique.	271
Tableau C1. Composition chimique de deux plages d'or natif; échantillon HB-87-369, indice 11, secteur "NO lac Shortt".	272
Tableau C2. Composition chimique de quelques carbonates associés aux zones d'altération aurifère.	273
Tableau C3. Composition chimique de quelques chlorites présentes dans un basalte affecté par l'altération aurifère à l'indice "Savane".	274
Tableau C4. Composition chimique de quelques chlorites présentes dans un basalte affecté par l'altération aurifère à l'indice 2 du secteur "NO lac Shortt".	275
Tableau C5. Composition chimique de quelques chlorites présentes dans une diorite porphyrique affectée par l'altération aurifère à l'indice 7 du secteur "NO lac Shortt".	276
Tableau C6. Composition chimique de quelques muscovites vert clair présentes dans la zone d'altération aurifère à l'indice "Mariposite".	277

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

Les deux dernières décennies ont vu la réalisation d'un grand nombre d'études touchant aux gisements hydrothermaux d'or encaissés dans les terrains archéens. Les efforts de synthèse des observations (Roberts 1987; Colvine *et al.* 1988; Card *et al.* 1989; Foster 1989; Groves *et al.* 1989; Ho *et al.* 1990; Robert 1990; Groves et Foster 1991; Foster et Piper 1993; Hodgson 1990, 1993; Robert 1995) ont mis en évidence un ensemble de caractéristiques communes à la plupart de ces gisements à travers le monde. Il ressort que la plupart des gisements hydrothermaux d'or archéens sont spatialement associés avec des failles d'échelle crustale et qu'ils se trouvent à l'intérieur ou en bordure des ceintures de roches vertes métamorphisées au faciès des schistes verts jusqu'au faciès des amphibolites. En général, il s'agit de veines ou filons de quartz - carbonate liés à des cisaillements. Les veines sont typiquement accompagnées d'altération hydrothermale à carbonate, séricite, chlorite et pyrite et elles se sont mises en place à une période tardive de l'évolution des terrains encaissants. Les gisements se caractérisent aussi généralement par une grande extension verticale et un rapport $Au/Ag > 1$. En vertu de ces similitudes, jusqu'à récemment on a été enclin à considérer que les gisements hydrothermaux d'or archéens représentent un type unique de gisement. En conséquence, des modèles génétiques uniques

de mise en place étaient élaborés. Ont surtout été favorisés des modèles à contrôle structural dans lesquels les gisements sont syn- à tarditectoniques et se mettent en place à différentes profondeurs dans la croûte (*par ex.*: Colvine *et al.* 1988; Kerrich 1989; Groves 1993). Malgré tout, la question de la source des fluides hydrothermaux aurifères responsables de la formation des gisements demeure problématique et très discutée. Plusieurs hypothèses ont été proposées et le débat a conduit essentiellement à l'alternative de savoir si la source ultime des fluides aurifères est magmatique (*par ex.*: Spooner 1991) ou métamorphique (*par ex.*: Kerrich 1991).

Par ailleurs, les nombreuses études réalisées ont aussi laissé voir que les gisements hydrothermaux d'or archéens ne constituent pas un ensemble monotone mais qu'il existe des divergences notables par rapport au gisement filonien type. Pour les gisements archéens de classe mondiale (> 100 t Au) du Canada, Robert et Poulsen (1997) ont souligné une diversité dans le style des minéralisations, comprenant les styles 1) veines de quartz - carbonate associées à des cisaillements et des plis, 2) zones de sulfures disséminés ± stockwerks autour de porphyres, 3) lentilles de sulfures massifs, 4) veines riches en sulfures, stockwerks et sulfures disséminés, 5) veines de carbonate ± quartz. Il existe aussi une diversité en ce qui a trait à la composition minéralogique et chimique des altérations, aux associations lithologiques et structurales des gisements (*ibid.*). Dans les modèles uniques, les divergences par rapport au gisement type ont été expliquées par des différences dans la nature des roches hôtes et dans la profondeur de mise en place. En contraste, Robert et Poulsen (1997) proposent que les divergences sont liées à la présence de plusieurs types fondamentaux de gisements formés à des stades distincts de l'évolution géologique des terrains encaissants. Pour ces auteurs, il apparaît probable aussi que des gisements formés à des profondeurs différentes et des périodes différentes, par des processus

différents, se soient superposés à la suite d'événements de soulèvement, enfouissement et déformation, de même qu'il y ait eu des phénomènes de remobilisations de minéralisations lors des étapes successives de l'évolution géologique. Ces idées s'inscrivent dans un contexte où sont de plus en plus appliqués pour l'Archéen des modèles de tectonique de plaques (*par ex.*: Barley *et al.* 1989; Card 1990; Chown *et al.* 1992; Taira *et al.* 1992). Cette applicabilité suggère la présence à l'Archéen des différents types de gisements aurifères reconnus dans les terrains analogues récents. Mais en pratique, un problème important à résoudre actuellement vis-à-vis les gisements hydrothermaux d'or archéen est la distinction entre les cas pouvant représenter de simples variantes du gisement type et les cas pouvant correspondre à des types différents de gisements et qui nécessitent des modèles génétiques distincts. La solution de ce problème de distinction typologique est particulièrement importante pour l'exploration minière parce que la présence de différents types de gisement nécessite l'application de différents critères d'exploration.

Un élément fondamental de réponse au problème — et au problème de l'origine de l'or des gisements hydrothermaux d'or archéens — est la connaissance précise du moment de mise en place des minéralisations par rapport à l'évolution géologique de la région hôte. Le moment de mise en place est un critère déterminant pour la distinction des types fondamentaux de gisement et à l'élaboration d'un modèle génétique approprié car on peut associer des processus métallogéniques propres aux différentes étapes de l'évolution géologique régionale. Par exemple, Robert et Poulsen (1997) reconnaissent des étapes de construction des ceintures de roches vertes archéennes, dominées par des processus métallogéniques synvolcaniques et subvolcaniques, et des étapes plus tardives de déformation régionale, métamorphisme et plutonisme, dominées par des processus métallogéniques ayant lieu plus en profondeur dans la croûte (mésothermaux).

1.2 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

La présente étude touche à la problématique générale dans le contexte de la partie nord-est de la Sous-province volcano-plutonique de l'Abitibi (Card 1990). La Sous-province de l'Abitibi (SPA) est reconnue comme étant la plus vaste ceinture de roches vertes archéennes au monde et comme étant l'hôte d'un grand nombre de gisements d'or. La plupart des gisements d'or de la SPA se classe dans le type filon de quartz-carbonates (Robert 1995) et dans le type sulfure massif aurifère (Poulsen et Hannington 1995). Le type filon de quartz-carbonates correspond au type «veine de quartz» proposé par Robert (1990) dans la synthèse de la partie est de la SPA. Le type «veine de quartz», commun dans la partie est de la SPA et appelé aussi mésothermal, est représenté par des réseaux de complexité variable de veines de quartz occupant des zones de cisaillement inverse et des fractures d'extension. Les minéralisations aurifères sont associées aux veines de quartz et à leurs épontes altérées. Les relations géologiques indiquent que la mise en place de la plupart de ces gisements a eu lieu après le paroxysme du métamorphisme, à un stade tardif de l'évolution de la SPA. Dans la partie nord-est de la SPA (région de Chibougamau) plus spécifiquement, on distingue des filons aurifères synvolcaniques de type épithermal et des filons aurifères syntectoniques mésothermaux (Guha *et al.* 1988, 1990; Pilote et Guha 1996). D'autres veines à Cu-Au (type Opémisca) constituent un groupe distinct de filons dont l'âge est incertain. C'est dans le contexte de cette partie nord-est de la SPA, où plusieurs événements de minéralisation aurifère ont déjà été identifiés, qu'apparaissent d'autres complexités touchant au problème de la distinction typologique des gisements.

La région du lac Shortt de la partie nord-est de la SPA (figures 1 et 2) a été le site d'une importante minéralisation aurifère comme l'indique la présence de deux anciennes mines d'or — les mines lac Bachelor (Buro 1984; Lauzière *et al.* 1988; Lauzière 1989) et

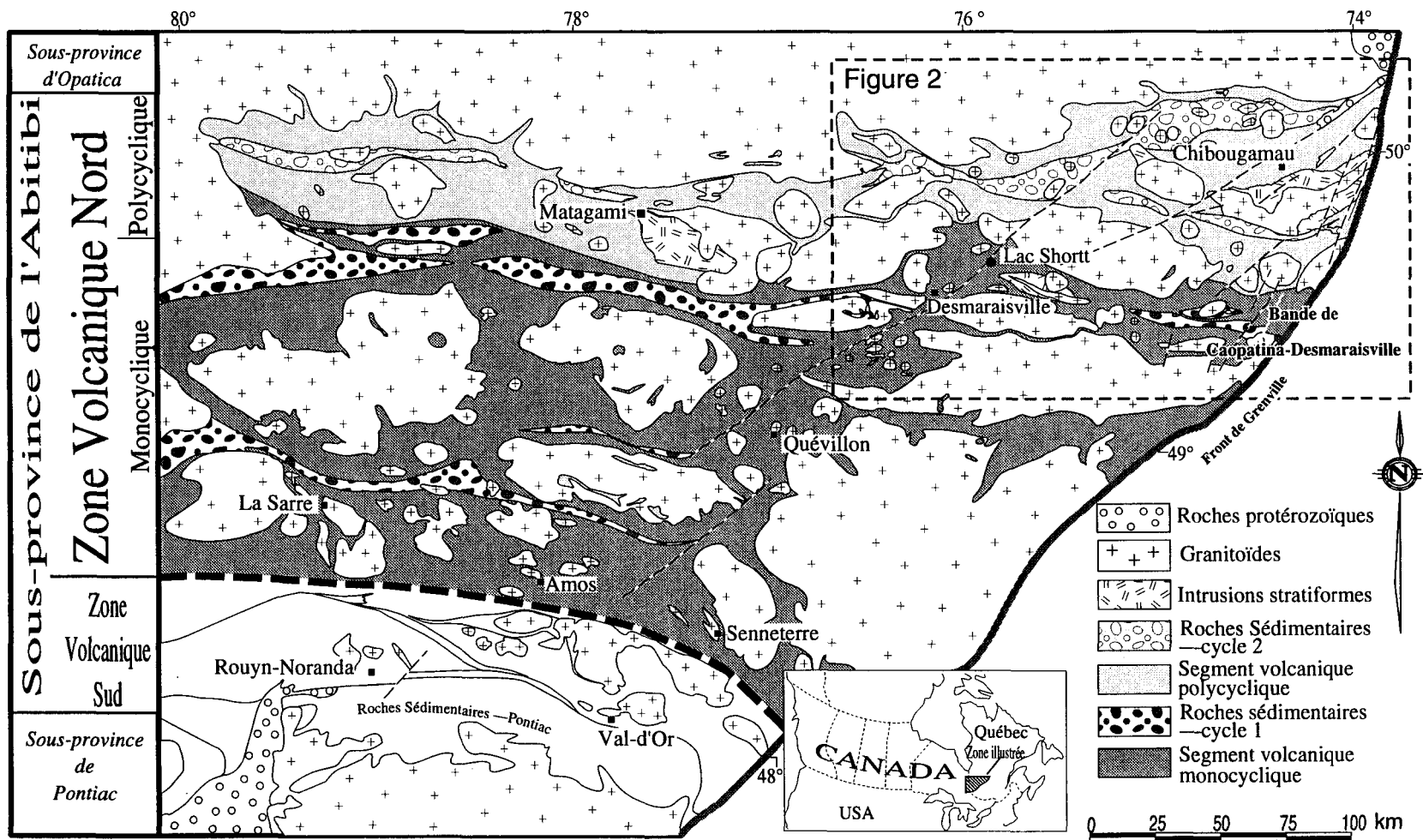


Figure 1. Carte géologique de la partie est de la Sous-province de l'Abitibi et localisation de la région du lac Shortt. Modifiée de Chown et al. (1992).

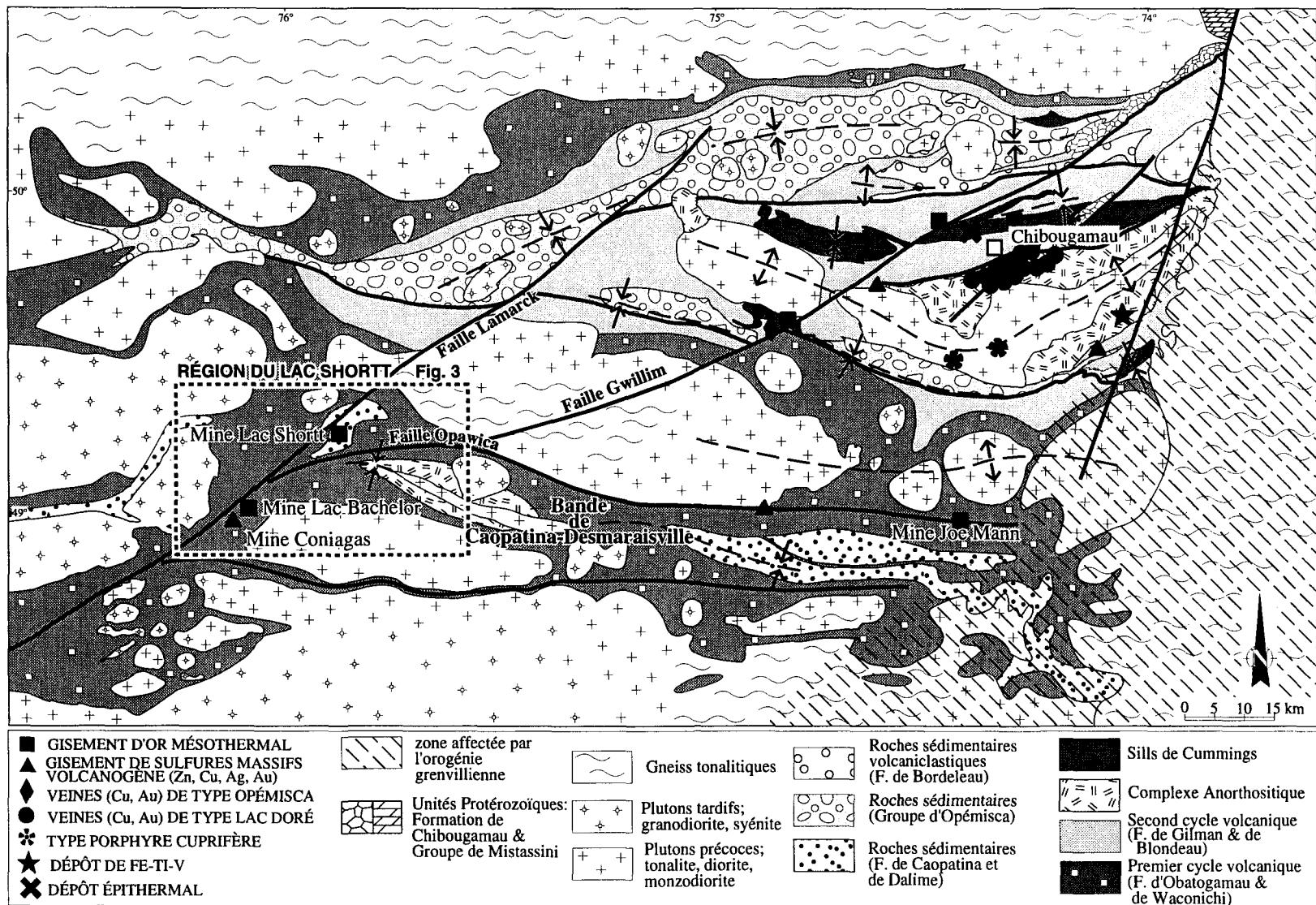


Figure 2. Géologie générale et gîtes métallifères de la partie nord-est de la Sous-province de l'Abitibi, incluant la région du lac Shortt. Modifiée de Guha *et al.* (1990).

lac Shortt (Cormier *et al.* 1984; Boisvert 1986; Morasse 1988; Morasse *et al.* 1986, 1988; Litchblau 1989; Quirion 1990; Prud'homme 1991) — et d'un bon nombre d'indices aurifères. Comme pour la plupart des gisements filoniens d'or de la SPA, les indices aurifères de cette région sont classés sous le type «veine de quartz». Par contre, les deux mines d'or de la région constituent des gisements d'or particuliers de la SPA. Ces gisements se classent dans le type «gîtes d'or disséminés de remplacement» (Poulsen 1995) et ils se distinguent des gisements de type «veine de quartz» par du minerai associé à du remplacement hydrothermal où les minéralisations sont disséminées et les veines de quartz absentes ou accessoires. De plus, les deux gisements ont la particularité de présenter des altérations comportant de l'hématite et du feldspath potassique et d'être étroitement associés dans l'espace à de petites intrusions felsiques et alcalines. Le gisement du lac Bachelor est associé à une intrusion de granitoïde; celui du lac Shortt, à un complexe alcalin (Archéen) avec carbonatite et syénite. D'autres gisements de la partie est de la SPA peuvent se comparer à ceux-ci (voir par exemple Robert 1997) mais l'association du gisement du lac Shortt avec une carbonatite constitue un fait exceptionnel. Guha *et al.* (1990) ont souligné que les différences entre ces gisements d'or particuliers et les gisements de type «veine de quartz» de la région du lac Shortt sont peut-être le reflet d'événements chronologiquement distincts de minéralisation. Aussi, est-ce que ces différences s'expliquent mieux en invoquant des variantes d'un type unique de gisement ou bien en invoquant l'existence de deux types fondamentaux distincts de gisements ? La présente étude aborde ces questions en tentant d'établir avec plus de précision le moment relatif de mise en place du gisement du lac Shortt et des gisements de type «veine de quartz» par rapport à l'évolution géologique régionale.

Un des aspects intéressants du problème est qu'un lien génétique a été envisagé entre le phénomène minéralisateur et les intrusions pour le gîte du lac Bachelor (Lauzière 1989; Lauzière *et al.* 1988) ainsi que pour celui du lac Shortt (Morasse *et al.* 1988; Quirion 1990). L'hypothèse a été avancée en raison de l'étroite relation temporelle qui semble exister, pour chacun des gisements, entre le phénomène minéralisateur et la mise en place des intrusions. La même hypothèse a été postulée pour d'autres gisements mésothermaux d'or archéens associés à des intrusions et où les altérations comportent de l'hématite (Cameron et Hattori 1987). Les arguments apportés ont toutefois été discutés (Kerrick 1991; Tesfaye 1992). Barron (1991) a aussi montré que les carbonatites archéennes de la Province de Supérieur ne sont pas particulièrement enrichies en or; par conséquent, elles ne constitueraient pas une source très probable pour l'or. Cependant, la minéralisation au lac Shortt est peut-être reliée à la syénite plutôt qu'à la carbonatite. Pour ce gisement, la possibilité de minéralisations disséminées reliées aux intrusions de syénite et ensuite affectées par des phénomènes structuraux est envisageable (Guha *et al.* 1990). Bien que les hypothèses «magmatiques» concernant les gisements hydrothermaux d'or archéens (Spooner 1991; Cameron et Hattori 1987) ont été très discutées (Kerrick 1991; Perring et McNaughton 1992; Feng *et al.* 1993), l'hypothèse d'une contribution par des fluides magmatiques doit être considérée sérieusement car on constate aujourd'hui qu'il y a une variété de gisements de métaux précieux associés à des roches ignées alcalines (Mutschler et Mooney 1993), incluant des gisements de type porphyre riches en or (Sillitoe 1993). L'étude des gisements particuliers de la région lac Shortt ramène donc la question du rôle des intrusions par rapport à la minéralisation aurifère. En référence à l'article de Marmont (1983), les rôles qui sont concevables peuvent se résumer comme suit : 1) les intrusions ont pu assimiler des roches encaissantes contenant déjà des minéralisations aurifères, 2) les intrusions elles-mêmes ont pu être la source des fluides aurifères, 3) les intrusions ont pu simplement constituer une

source de chaleur qui a induit la convection de fluides aurifères provenant d'ailleurs, et 4) par contraste de compétence avec les roches encaissantes, les intrusions ont pu favoriser, lors de la déformation, la formation de fractures et d'ouvertures qui ont canalisé des fluides aurifères de provenance externe.

La région du lac Shortt revêt un intérêt particulier dû au fait que d'autres interrogations relatives au moment de mise en place des minéralisations aurifères et à la distinction typologique des gisements s'y présentent. La région du lac Shortt couvre une zone où se croisent des discontinuités régionales de type «E-O» et «NE» (Daigneault 1996; Daigneault et Archambault 1990; Chown *et al.* 1992, 1996) et avec lesquelles les gisements d'or sont spatialement associés (figure 2). Les failles régionales «NE» recoupent les failles régionales «E-O». L'association spatiale des gisements d'or avec des discontinuités «E-O» est reconnue à l'échelle de toute la SPA (Roberts 1987; Colvine *et al.* 1988; Robert 1990). Aussi, il y a déjà plusieurs études qui établissent les liens entre ces discontinuités «E-O» et la mise en place de gisements d'or de la partie nord-est de la SPA (*par ex.* : Daigneault et Allard 1987; Dubé 1990; Dion et Guha 1994). Par contre, la présence de discontinuités «NE» majeures est un trait particulier à la partie est de la SPA; l'association de gisements avec ces discontinuités est un aspect qui n'est donc pas relevé ailleurs dans la SPA. Les seules observations détaillées au sujet de cette association proviennent de la région de Chibougamau, située au NE de la région du lac Shortt. Ces observations posent un problème car bien qu'il y ait une association spatiale claire de plusieurs gisements filoniens d'or avec une discontinuité «NE», les minéralisations aurifères dans ces gisements se sont mises en place au sein de discontinuités «E-O» et non dans les discontinuités appartenant à la famille «NE». Les failles «NE» recoupent les failles aurifères «E-O» mais, puisque l'association spatiale des gisements d'or avec la faille «NE» ne semble pas fortuite, Guha

et al. (1988) et Dubé et Guha (1992) ont alors suggéré que l'évolution des failles «E-O» n'est pas totalement séparée dans le temps de celle des failles «NE». Cette explication semble plausible mais ne découle actuellement que de l'étude du contexte géologique de la mine Cooke de la région de Chibougamau. Il a été souligné aussi que les petites intrusions felsiques et alcalines, comme celles que l'on retrouve aux gîtes du lac Bachelor et du lac Shortt, définissent des chapelets parallèles aux discontinuités régionales «NE» (Chown et Guha 1990; Chown *et al.* 1992, 1996). Aucune observation plus détaillée ne vient cependant étayer le lien possible entre les discontinuités «NE» et la mise en place de ces intrusions felsiques et alcalines. Ainsi, la région du lac Shortt est propice à l'étude des relations entre la mise en place des intrusions felsiques et alcalines et les discontinuités «NE» d'une part, et d'autre part, à la reconsidération des relations entre les discontinuités «E-O» et «NE» et la mise en place des minéralisations aurifères.

La présente étude s'attache plus spécifiquement à préciser le moment de mise en place du gisement du lac Shortt et des gisements de type «veine de quartz» par rapport à l'évolution géologique régionale. On sait déjà que la mise en place du gisement du lac Shortt a lieu à une période tardive de déformation et d'activité plutonique dans la SPA se situant après le paroxysme du métamorphisme régional (Guha *et al.* 1990). Par contre, les relations chronologiques de la minéralisation avec les intrusions alcalines et la position de ces intrusions et de la minéralisation par rapport à l'évolution géologique régionale ne sont pas encore précisément définies. On sait aussi que ce gisement est associé à une discontinuité majeure, la faille de Shortt (Boisvert 1986; Morasse *et al.* 1986; Morasse 1988; Litchblau 1989; Quirion 1990), mais les caractéristiques de cette faille et sa place dans l'évolution géologique de la région sont toujours très hypothétiques. La position des intrusions et de la minéralisation par rapport à l'évolution de cette faille ne sont pas non

plus encore clairement définies. Par ailleurs, il n'y a aucune information précise sur les caractéristiques et le cadre géologique des gisements de type «veine de quartz» de la région du lac Shortt. Aussi, des points importants à élucider sont de savoir si ceux-ci marquent plusieurs événements minéralisateurs chronologiquement distincts et s'ils définissent plusieurs types différents de gisements.

1.3 OBJECTIFS

La présente étude a pour objectif principal de définir la position chronologique des minéralisations aurifères de la région du lac Shortt par rapport à l'évolution géologique régionale. Plus spécifiquement, l'étude vise à préciser les caractéristiques du gisement du lac Shortt et des gisements de type «veine de quartz» ainsi que leurs relations spatiales et chronologiques avec les roches encaissantes et les structures. Ceci est fait pour apporter de nouveaux éléments de solution à la vaste problématique de la distinction typologique des gisements aurifères à l'Archéen. En pratique, l'étude vise à faciliter les travaux d'exploration en élaborant sur une base théorique des outils nécessaires à la définition plus précise de cibles d'exploration.

1.4 MÉTHODOLOGIE

Pour satisfaire les objectifs, de nouvelles données ont été compilées sur le gisement du lac Shortt et les gisements de type «veine de quartz» en utilisant les approches méthodologiques suivantes :

- 1) Caractérisation du cadre géologique, des minéralisations et des altérations hydrothermales de plusieurs gisements aurifères de type «veine de quartz» en vue de définir,

à une échelle régionale, les relations des minéralisations avec la stratigraphie, les intrusions et les structures ainsi que d'établir des comparaisons entre les gisements.

2) Caractérisation de la faille de Shortt et définition des relations chronologiques relatives entre le développement de cette faille, les intrusions alcalines et les minéralisations aurifères.

3) Synthèse générale des observations en vue d'établir une histoire de la mise en place des gisements aurifères étudiés par rapport à l'évolution géologique régionale.

Le choix s'est arrêté sur le gisement du lac Shortt plutôt que sur celui du lac Bachelor parce que ce premier est associé à une intrusion de carbonatite, ce qui, par son caractère exceptionnel, mérite une attention particulière. La possibilité d'examiner les relations problématiques des minéralisations aurifères avec les discontinuités régionales «E-O» et «NE» a déterminé le choix des gisements de type «veine de quartz» à étudier. L'étude porte en fait sur des indices permettant des observations détaillées et étant étroitement associés dans l'espace avec les discontinuités régionales «E-O» et «NE». Plusieurs indices ont été évalués afin d'obtenir la perspective la plus vaste possible sur le cadre géologique de ce type de gisement.

Il faut savoir aussi que la présente étude constitue l'un des deux volets d'un plus vaste projet de recherche sur la métallogénie de l'or de la région du lac Shortt. L'autre volet, a été abordé par Jeannette See, également à l'Université du Québec à Chicoutimi, et concerne la caractérisation des fluides hydrothermaux et l'évaluation des conditions physico-chimiques de formation des minéralisations aurifères à partir des inclusions fluides (See 1994). En relation avec les résultats de cette autre étude, une discussion est élaborée au chapitre 4.

Plusieurs des travaux de la présente étude ont été réalisés pour le Centre d'Études sur les Ressources minérales de l'Université du Québec à Chicoutimi, dans le cadre d'un contrat avec le Ministère des Ressources naturelles du Québec. Trois rapports ont été soumis au Ministère des Ressources naturelles du Québec (Brisson et Guha 1988, 1989, 1993). Le plus récent de ces rapports constitue la synthèse des observations concernant les gisements d'or de la région du lac Shortt. La plupart des observations compilées dans ce dernier rapport sont ici réanalysées en relation avec la problématique particulière à l'étude.

La présente étude s'appuie avant tout sur des observations détaillées à l'échelle mésoscopique. S'y ajoutent des observations pétrographiques à l'échelle microscopique qui ont permis de préciser la nature des lithologies, des altérations, des minéralisations et des éléments structuraux. Des lames minces orientées ont été examinées pour trouver des indicateurs du sens de cisaillement. Pour les échantillons orientés, un couplet de lames a été produit : une section est perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation (section XZ), et une autre perpendiculaire à la linéation et à la schistosité (section YZ). Le nombre total de petites et grandes lames minces et lames minces polies, orientées ou non, qui a été examiné s'élève à un peu plus de 450. L'étude repose aussi sur plusieurs dizaines d'analyse multi-éléments de roches. De plus, la composition chimique de certains minéraux a été précisée au moyen de la microsonde électronique. Des échantillonnages systématiques ont aussi été effectués afin de définir les changements pétrographiques et chimiques subis par les roches à travers les zones d'altération hydrothermale.

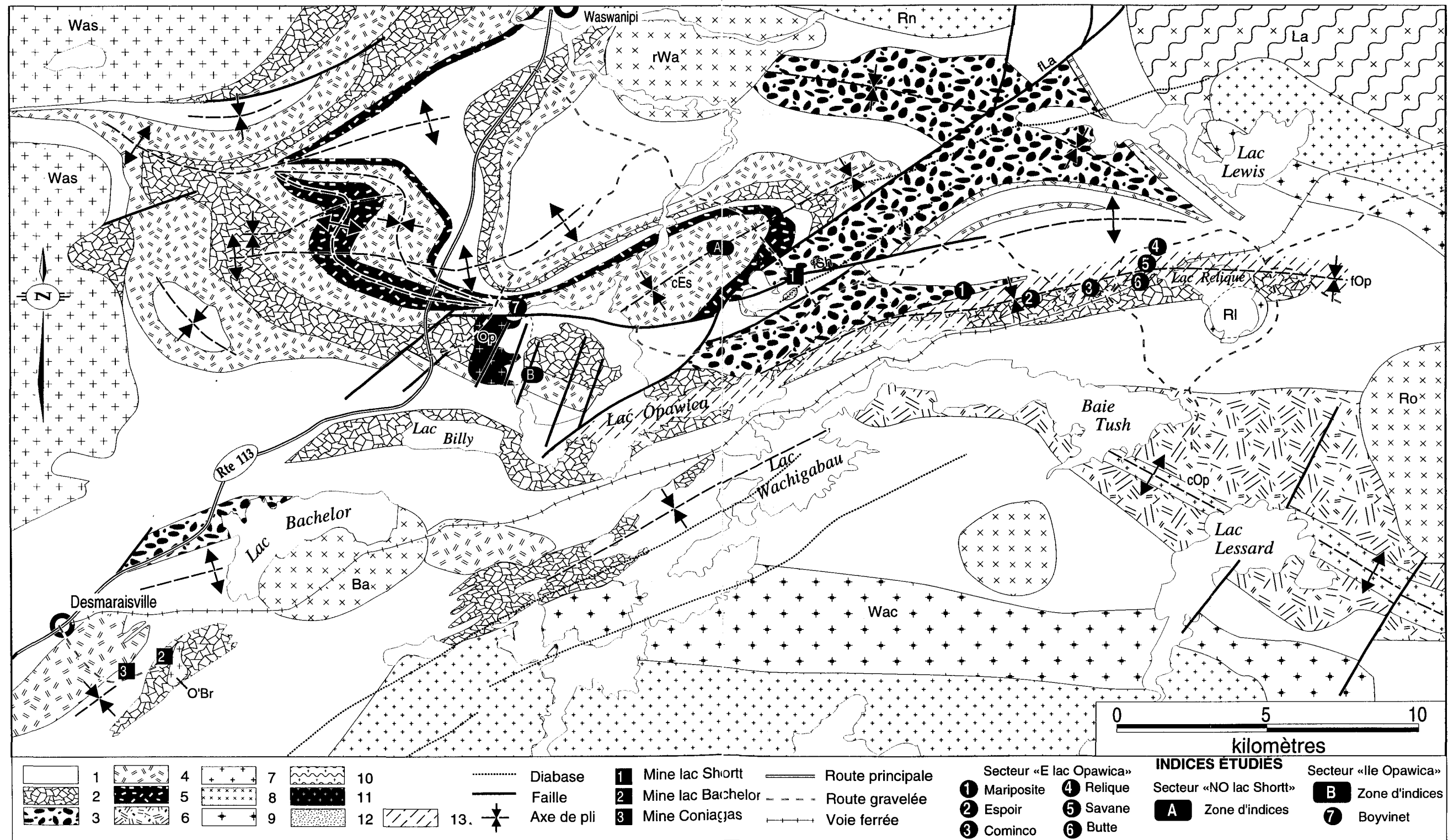
Les résultats de l'étude sont présentés en trois parties, soit aux chapitres 2, 3 et 4. Le chapitre 2 présente les résultats de l'étude des gisements de type «veine de quartz». Le chapitre 3 concerne l'étude de la mine du lac Shortt. Le chapitre 4 présente la synthèse et l'interprétation globale des observations rapportées aux chapitres 2 et 3 ainsi que des

explications en relation avec la problématique de l'étude. Un cinquième chapitre résume les principales conclusions de l'étude.

1.5 CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région du lac Shortt se situe dans la partie nord-est de la SPA et elle fait partie de la Zone Volcanique Nord (ZVN) telle que définie par Chown *et al.* (1992). Elle constitue la portion occidentale de la bande de roches supracrustales de Caopatina-Desmaraisville (BCD), un sillon de direction E-O formé de roches volcano-sédimentaires qui se situe au S de Chibougamau (figure 2). Les roches de la région sont pour la plupart d'âge Archéen et métamorphisées au faciès des schistes verts. Le préfixe «méta» s'applique à tous les noms de roches mais il est omis afin d'alléger le texte.

De façon générale, la densité d'affleurements est faible. En conséquence, seuls les traits majeurs de la géologie régionale sont définis. La carte géologique de la région du lac Shortt qui est présentée dans cette thèse (figure 3) est une nouvelle version élaborée par l'auteur à partir des cartes géologiques antérieures (MacKenzie 1934; Retty et Norman 1938; Shaw 1940; Sproule 1940; Longley 1951; Graham 1957; van de Walle 1970; Dugas 1975; Maybin 1976; Lamothe 1981, 1983, 1987; Sharma et Lacoste 1981; Sharma et Lauzière 1983, 1986; Giovenazzo 1986; Sharma et Gobeil 1987; Chown *et al.* 1990; Doucet 1991, 1993), des levés aéromagnétiques (Ministère des Ressources naturelles du Québec 1981, 1988), des rapports disponibles auprès des compagnies d'exploration minière (cartographie et sondages) et d'observations personnelles recueillies dans plusieurs secteurs.



1.5.1

ROCHES SUPRACRUSTALES

La région du lac Shortt fait partie du segment volcanique monocyclique de la ZVN (Chown *et al.* 1992, 1996). Dans ce segment, on reconnaît un cycle de volcanisme mafique-felsique qui s'accompagne de dépôts sédimentaires et pyroclastiques. L'interprétation de la succession des unités lithologiques se fait selon trois étapes principales d'évolution paléogéographique (Mueller *et al.* 1989) : 1°) formation d'une plaine subaquatique de basaltes, 2°) développement de centres volcaniques felsiques, et 3°) sédimentation de matériaux provenant de l'érosion des centres volcaniques émergents et de l'activité volcanique contemporaine.

Le schéma stratigraphique de la région du lac Shortt (figure 4), élaboré par Sharma et Gobeil (1987), est typique de ce segment volcanique monocyclique de la ZVN. Ce schéma établit une corrélation avec celui de la partie est de la BCD (Sharma *et al.* 1987) et celui de la région de Chibougamau (Allard et Gobeil 1984). Il divise les roches archéennes de la région du lac Shortt en deux grandes unités lithostratigraphiques : la Formation d'Obatogamau à la base, et au sommet la formation de Dalime¹ (figure 4). La Formation d'Obatogamau a été définie dans la région de Chibougamau (Cimon 1976) et est reconnue dans toute la BCD. Elle consiste en une succession de 1 à 3 km d'épaisseur de basaltes massifs, coussinés et bréchiques, communément porphyriques à phénocristaux de plagioclase (Allard et Gobeil 1984; Mueller *et al.* 1989), et qui sont de composition tholéiitique (Midra 1989). Cette formation est interprétée comme une vaste plaine de laves sous-marines (Dimroth *et al.* 1984a; Mueller *et al.* 1989) qui a fait éruption il y a 2 759 Ma (Mortensen 1993a). La formation renferme des unités locales de roches volcaniques de composition felsique, tels le membre de Wachigabau (Sharma et Gobeil 1987) dans la

¹. Unité stratigraphique informelle proposée par Sharma et Gobeil (1987).

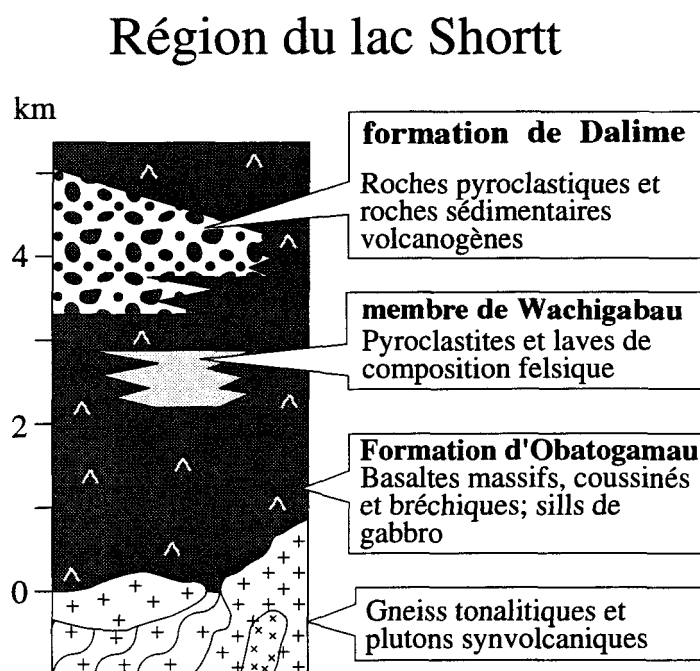


Figure 4. Schéma stratigraphique de la région du lac Shortt. Modifié de Chown *et al.* (1992) d'après les observations de Sharma et Gobeil (1987).

région du lac Shortt et le Complexe du Lac des Vents (Sharma *et al.* 1987) dans la partie est de la BCD. Le membre de Wachigabau est un niveau de moins de 1 km d'épaisseur à dominance de roches pyroclastiques et de laves de composition felsique. Comme le Complexe du Lac des Vents, le membre de Wachigabau caractériserait le développement d'un centre volcanique (Mueller *et al.* 1989). La formation de Dalime (Sharma et Gobeil 1987), surmontant et en partie intercalée avec la Formation d'Obatogamau dans la région du lac Shortt, est constituée d'une succession de roches sédimentaires volcanogènes et de roches pyroclastiques. Tout comme la Formation de Caopatina (Sharma *et al.* 1987) de la partie est de la BCD, la formation de Dalime soulignerait l'émergence et l'érosion des édifices volcaniques (Mueller *et al.* 1989). Ces formations font partie du premier (2 730 - 2 720 Ma) des quatre cycles de sédimentation reconnus dans la SPA par Mueller et Donaldson (1992); premier cycle, à prédominance de débris volcanoclastiques, qui est comparé à celui des bassins juvéniles d'arc insulaire. Enfin, il faut noter ici que le membre de Wachigabau et la formation de Dalime sont encore des unités géologiques informelles selon le code stratigraphique nord-américain (Ministère des Ressources naturelles du Québec 1986).

Plusieurs intrusions sont jugées contemporaines à la mise en place des roches volcaniques de la région. De nombreux filons gabbroïques sont localisés à l'intérieur de la succession de basaltes de la Formation d'Obatogamau et deux complexes intrusifs stratiformes s'y retrouvent, soit le complexe anorthositique d'Opawica (Maybin 1976) et le complexe mafique-ultramafique d'Esturgeon (Lamothe 1983). Le complexe stratiforme d'Opawica est intrusif dans la partie basale de la Formation d'Obatogamau. Il est formé d'une zone anorthositique d'environ 3 500 m d'épaisseur surmontée d'une zone à gabbro-ferropyroxénite de quelque 900 m d'épaisseur. Les basaltes de la Formation d'Obatogamau

sont probablement associés à ce complexe comme le suggèrent la similarité dans les compositions chimiques ainsi que la taille et l'abondance plus grandes des phénocristaux dans les basaltes en approchant du complexe (Midra 1989). Le complexe stratiforme de d'Esturgeon est formé de plusieurs intrusions différenciées et d'affinités tholéiitiques totalisant une épaisseur d'au moins 1 350 m. On retrouve à la base des pyroxénites et des péridotites qui passent graduellement vers le sommet à des gabbros quartzifères.

1.5.2 ROCHES PLUTONIQUES

Les plutons de la ZVN ont été divisés en trois catégories sur la base de l'âge tectonique (Chown *et al.* 1992, 1996). Les trois catégories sont présentes dans la région du lac Shortt (figure 3). La première catégorie regroupe les roches plutoniques syn-volcaniques (2 722-2 714 Ma). Celles-ci définissent une suite de tonalite-diorite. Dans cette première catégorie, se classent le pluton d'Opawica et des parties du massif de Wachigabau et du massif de Lapparent. La seconde catégorie concerne les plutons syn-tectoniques (2 703-2 690 Ma). Ces plutons se sont mis en place durant la déformation régionale et définissent trois suites : monzodiorite, tonalite et granodiorite. On classe dans cette catégorie les plutons du lac Waswanipi, de la rivière Waswanipi, du lac Bachelor, du lac Relique et de La Ronde. Les massifs de Lapparent et de Wachigabau sont aussi constitués de plutons syn-tectoniques. La datation U-Pb (zircon) fournit un âge de $2\,699,8^{+2,0}_{-1,8}$ Ma pour la tonalite de Renaud qui se trouve dans la partie ouest du massif de Lapparent (Mortensen 1993b). La troisième catégorie regroupe un petit nombre de plutons reliés à des déformations tardives. Ces plutons incluent une suite de granodiorite et une suite de syénite-carbonatite. On a constaté que trois intrusions de la suite syénite-carbonatite sont spatialement associées à des discontinuités régionales «NE» (Chown *et al.* 1992, 1996; Chown et Guha 1990). Les intrusions associées aux gisements du lac Shortt et

du lac Bachelor ainsi que le pluton du lac Opawica sont groupées avec ces intrusions. La datation U-Pb (zircon) fournit un âge de $2\,691^{+5.3}$ Ma pour la carbonatite du lac Shortt (Dion *et al.* 1995).

La région du lac Shortt comporte aussi des dykes magnétiques de gabbro-diabase, orientés ENE, recoupant toutes les roches archéennes. Ceux-ci appartiennent probablement à l'essaim de dykes d'Otish âgés d'environ 1 730 Ma (Chown et Archambault 1987; Chown *et al.* 1996). On observe aussi quelques dykes de lamprophyres à caractères ultrabasiques (Bourne et Bossé 1991) d'âge incertain mais archéen tardif ou plus jeune.

1.5.3 STRUCTURE

Le métamorphisme et les principales caractéristiques de la déformation des roches de la SPA ont été acquis durant l'orogénèse Kénoréenne (Stockwell 1982; Card 1990). Plus précisément, la synthèse tectonique de Chown *et al.* (1992) indique que la ZVN conserve les empreintes d'une suite d'événements de déformation qui ont couvert une période de 25 Ma et ayant débuté il y a environ 2 710 Ma. Cette synthèse propose qu'un raccourcissement horizontal N-S relié à une compression majeure s'est d'abord traduit par la formation de plis régionaux subverticaux à surface axiale E-O et, de plan axial à ces plis, par la formation d'une structure planaire dominante, la «schistosité régionale». À l'échelle mésoscopique, les plis «E-O» sont à tendance isoclinale et ont en général des axes à plongée abrupte. Ensuite, des failles ductiles «E-O» d'envergure régionale se développent au profit de zones de faiblesses préexistantes tels les contacts volcano-sédimentaires et plutoniques. Ces failles «E-O» ont des pendages abrupts et présentent des linéations d'étirement à fort angle de chute, favorisant l'idée de jeux à composante pendage prédominante. Les indications sont à l'effet que ces failles «E-O» ont alors joué en sens

inverse. La déformation progressive se traduit ensuite par l'évolution des failles inverses «E-O» en failles décrochantes dextres et par la formation de décrochements régionaux «SE» dextres, événements à l'origine desquels on envisage un régime de transpression dextre. Plus tard, après les événements précédents qui traduisent la période majeure de déformation, des failles régionales senestres «NE» se développent et recoupent les failles «SE» et «E-O».

Les roches de la BCD affichent plusieurs de ces traits de la déformation régionale. En particulier, la partie est de la BCD est interprétée comme une structure synclinoriale «E-O» (Lauzière *et al.* 1989; Daigneault *et al.* 1990). À l'O, dans la région du lac Shortt, les éléments caractéristiques de la déformation régionale y sont aussi dominants (figure 3). En effet, on identifie plusieurs plis majeurs orientés entre ENE et ESE (Giovenazzo 1986; Lamothe 1983, 1987; Sharma et Lacoste 1981; Sharma et Lauzière 1983) correspondant aux plis régionaux «E-O». Entre autres, un synclinal de direction ENE est centré sur le lac Opawica et une ride anticlinale orientée ENE à ESE est centrée sur le complexe stratiforme de la rivière Opawica (figure 3). Les observations de Lamothe (1983) recueillies près du lac Shortt indiquent que ces plis majeurs sont pour la plupart isoclinaux avec des axes à plongement subvertical. Une schistosité de flux, omniprésente et de plan axial avec ces plis, représente la «schistosité régionale».

Même si les traits caractéristiques de la déformation régionale prédominent, on peut entrevoir que la structuration actuelle de la région résulte d'une évolution complexe. D'une part, les massifs plutoniques qui encadrent la région influencent nettement les traits structuraux à leur périphérie (figure 3). D'autre part, il semble qu'il y ait une phase de plissement antérieure à celle ayant produit les plis régionaux «E-O». L'existence de plis anciens est suggérée par les inversions de regards structuraux des plis «E-O» à travers toute

la région. A l'O du lac Shortt, Giovenazzo (1986) déduit que des plis «E-O» se superposent sur des plis anciens à surface axiale de direction N approximative, donnant lieu à des agencements d'interférence en zigzag (figure 3). Il semble qu'aucune schistosité ne puisse être liée sans équivoque à ces plis anciens. Des plissements précoces sans schistosité ont aussi déjà été reconnus dans la partie orientale de la BCD (Lauzière *et al.* 1989) de même que dans la région de Chibougamau (Dimroth *et al.* 1986; Daigneault et Allard 1990).

Deux familles majeures de failles définies d'après leur orientation et leur jeu sont distinguées dans la région du lac Shortt. La première famille regroupe les failles de direction ENE à ESE. En général, ces failles se matérialisent par de larges zones de déformation ductile où les roches sont carbonatées. Cette famille inclut trois des principaux accidents de la région, soit les failles d'Opawica (Sharma et Lacoste 1981), de Shortt (Boisvert 1986) et de Wachigabau (Sharma et Lacoste 1981) (figure 3). Les interprétations géologiques de Daigneault et Archambault (1990) et de Chown *et al.* (1992) indiquent que la faille d'Opawica est un accident majeur de type «E-O» qui traverse toute la BCD (figure 2). La continuité des failles de Shortt et de Wachigabau semble moins importante.

Les failles de la seconde famille sont de direction NNE à NE. La faille de Lamarck, de direction NE et à rejet senestre d'ordre kilométrique (Charbonneau *et al.* 1983), est un des accidents importants de la région du lac Shortt. Il s'agit d'une des discontinuités majeures «NE» de la SPA qui recoupent les discontinuités «E-O» (Daigneault et Archambault 1990). La faille de Lamarck transecte la bande de Chibougamau-Matagami au N, le massif de Lapparant et la région du lac Shortt jusqu'au niveau du couloir de déformation de la faille d'Opawica où sa trace se perd. Il semble toutefois qu'elle se poursuive plus au SO jusque dans la région de Quévillon (figure 2; Daigneault et Archambault 1990; Chown *et al.* 1992, 1996). Quelques failles secondaires sont associées

à cette discontinuité. Il s'agit de failles senestres de direction NNE (type R d'après le modèle de Tchalenko 1970) qui sont observées en marge du massif plutonique de Lapparent et au niveau de l'île Opawica (figure 3).

1.5.4

GISEMENTS MÉTALLIFÈRES

Trois gisements métallifères (figures 2 et 3) ont été exploités jusqu'à présent dans la région du lac Shortt : les gisements d'or du lac Bachelor et du lac Shortt, et le gisement de Zn-Ag-Pb de Coniagas.

Le gisement d'or du lac Bachelor (Buro 1984; Lauzière *et al.* 1988; Lauzière 1989) occupe une zone de cisaillement à caractère ductile-fragile, de direction E à ESE dont le jeu a une composante dextre. La minéralisation est encaissée dans des roches volcaniques et dans la bordure d'une petite intrusion de granitoïde tardive par rapport à l'évolution de la SPA, le pluton d'O'Brien. Le gisement se présente comme une zone d'imprégnation hydrothermale contenant de la pyrite disséminée. Localement, des passages bréchiques quartzeux sont associés aux zones de minéralisations disséminées. L'or est associé à deux assemblages minéralogiques dans la zone d'imprégnation, soit l'assemblage séricite - quartz - pyrite - magnétite et l'assemblage feldspath potassique - hématite - pyrite - carbonates. La précipitation de l'or apparaît tardive par rapport à celle des minéraux d'altération. L'altération s'est produite après la formation des minéraux du métamorphisme régional mais lors du cisaillement. Le fait que la zone minéralisée traverse la bordure du pluton d'O'Brien et qu'elle soit recoupée par des dykes tardifs pouvant être reliés à cette intrusion laisse croire que le phénomène minéralisateur est contemporain à la mise en place de l'intrusion. Cette contemporanéité et l'observation à l'effet que les biotites associées à la zone d'imprégnation hydrothermale aient un contenu en fluor comparable à celui des

biotites primaires du pluton d'O'Brien, suggèrent que les minéralisations sont génétiquement liées à l'intrusion.

Une description plus détaillée du gîte du lac Shortt, présentée au chapitre 3, démontre qu'il présente plusieurs caractéristiques semblables à celui du lac Bachelor. Tout comme ce dernier, il occupe une zone de déformation, il est spatialement associé avec des intrusions jugées tardives par rapport à l'évolution de la SPA et il se présente comme une zone d'imprégnation hydrothermale comportant surtout des carbonates ferrifères, du feldspath potassique, de l'hématite et de la pyrite.

Le gîte de Zn-Ag-Pb de Coniagas est un amas sulfuré, encaissé dans les roches pyroclastiques (membre de Wachigabau), qui contient surtout de la sphalérite et de la pyrite et des quantités mineures d'argent, de chalcoppyrite et de galène (Sharma et Lauzière 1983).

1.5.5 DÉCOUVERTE ET PRODUCTION D'OR – APERÇU HISTORIQUE

Dès les premiers levés géologiques détaillés dans la région (Norman 1936), la présence de minéralisations aurifères est signalée. Mais ce n'est qu'à partir de 1945 que les travaux systématiques d'exploration pour l'or sont entrepris.

De 1946 jusqu'au début des années 50, plusieurs découvertes importantes sont faites. En 1946, des minéralisations aurifères sont décelées à l'E du pluton d'O'Brien et peu après, le gîte du lac Bachelor, situé à l'O du pluton, est mis en évidence. Ce n'est toutefois qu'en 1982 que ce gisement sera mis en exploitation. Cette exploitation a cessé en 1989 à cause du prix peu favorable de l'or. Jusqu'à maintenant la production s'est élevée à environ 4,1 t d'or répartie dans 1,0 Mt de minerai². L'inventaire au-dessus du 12^e niveau est de 0,5 Mt de

². Sauf exception, toutes les données de cette section sont tirées du Canadian Mining Handbook.

minerai à 7,1 g/t d'or en moyenne. Au-dessous du 12^e niveau les réserves sont évaluées à 0,5 Mt de minerai titrant 10,3 g/t d'or en moyenne.

En 1946, le potentiel minier de l'indice Mariposite est reconnu et plusieurs forages d'exploration y sont réalisés. Récemment encore, des travaux y étaient effectués. Les teneurs et le tonnage ne sont toutefois pas assez élevés pour rentabiliser l'exploitation.

C'est en 1950 que la présence de minéralisations aurifères est décelée près de l'actuelle mine du lac Shortt et aussi près de l'indice Gand 1. Plus tard, durant les années 60 et au début des années 70, des forages sont effectués en vue de délimiter des zones aurifères dans ces deux secteurs. En 1972, la zone minéralisée de l'indice Gand 1 est mise en évidence. En 1983, un échantillonnage en vrac y est effectué mais les résultats d'analyse indiquent que le gisement n'est pas exploitable de façon rentable.

Vers la fin des années 70, la zone minéralisée de la mine du lac Shortt est clairement délimitée. L'exploitation débute en septembre 1984 et se termine en février 1992. Au total, le gisement a fourni quelque 12,4 t d'or. Il s'agit d'environ 2,7 Mt de minerai à 4,6 g/t d'Au en moyenne. Le minerai aurifère contient aussi un peu d'argent : environ 0,4 t de ce métal a été récupéré³. Le minerai a été extrait jusqu'à une profondeur de 950 m environ.

Ainsi, à ce jour, l'or exploité dans la région du lac Shortt provient des gisements du lac Shortt et du lac Bachelor. La production cumulée d'or de ces deux gisements totalise environ 15,5 t.

³. Communication personnelle d'Alain Coulombe, chef géologue à la mine.

CHAPITRE 2

ÉTUDE DES GISEMENTS DE TYPE «VEINE DE QUARTZ»

2.1 INTRODUCTION

Les minéralisations aurifères associées à des veines de quartz et à leurs épontes immédiates sont communes dans la partie orientale de la SPA et représentent les gisements filoniens d'or de type «veine de quartz» (Robert 1990). Des indices présentant ce style de minéralisation ont été découverts à plusieurs endroits dans la région du lac Shortt. Vingt-trois de ces indices sont considérés dans la présente étude afin d'obtenir une perspective régionale. Tous les indices examinés sont associés plus ou moins étroitement aux failles majeures de la région : les failles d'Opawica, de Shortt et de Lamarck. Relativement à la problématique de l'étude, les situations sont propices pour examiner les relations encore mal comprises entre les minéralisations aurifères et les failles régionales et pour préciser la position chronologique des gisements aurifères de type «veine de quartz» par rapport à l'évolution géologique régionale. Un aspect fondamental de cette étude est aussi de considérer la possibilité qu'il y ait plusieurs événements de mise en place de gisements filoniens d'or de type «veine de quartz».

La première partie du chapitre est une description du contexte géologique des indices aurifères. Dans cette partie se trouve une description des roches hôtes des veines aurifères de quartz et des contrôles structuraux de leur mise en place. Cette même partie établit les

relations spatiales et chronologiques entre les minéralisations aurifères et les autres éléments géologiques. Une seconde partie fournit un aperçu des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des minéralisations aurifères et des altérations hydrothermales associées. Cette caractérisation permet de préciser l'histoire des événements géologiques et d'établir des comparaisons plus précises entre les gisements. La troisième et dernière partie du chapitre résume les principales observations. La définition de la position chronologique des minéralisations par rapport à l'évolution géologique régionale est présentée au chapitre 4 dans le cadre de la synthèse générale des résultats.

2.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Les indices aurifères sont groupés selon trois secteurs sur la base de leur localisation géographique et d'une problématique propre à chaque groupe d'indices. Les trois secteurs sont nommés «E lac Opawica», «NO lac Shortt» et «Île Opawica». Ces secteurs sont localisés dans un cadre géologique régional à la figure 3. Le tableau 1 résume les observations d'ordre général pour chacun des indices de ces trois secteurs.

Le contexte géologique des veines aurifères est décrit séparément pour chacun des trois secteurs. De la sorte, les relations entre les éléments géologiques à l'échelle de l'indice et les éléments géologiques à l'échelle mégascopique deviennent plus évidentes. Pour chaque secteur, une introduction souligne les principaux éléments géologiques mégascopiques. Vient ensuite la description des lithologies et des structures observées aux indices. Dans ces descriptions, les relations spatiales et chronologiques entre les minéralisations aurifères et les divers éléments géologiques sont indiquées. Après la description des indices de chaque secteur, une synthèse des observations est présentée.

Tableau 1. Observations d'ordre général sur les gisements de type «veine de quartz» étudiés.

Secteur-Indice	Corps minéralisés	Roches hôtes	Déformation globale des roches hôtes	Valeurs d'or significatives
E lac Opawica				
Mariposite	Une veine lenticulaire de quartz, une zone de puissance et d'extension métriques de pyrite disséminée en association	Roches sédimentaires terrigènes - formation de Dalime	Modérée à forte, roches schistosées; quelques zones faiblement déformées	6,4 g/t sur 7,9 m ⁽¹⁾ Minimum de 70 kt à 5 g/t sur 1,5 m ⁽²⁾
Espoir	Plusieurs veines lenticulaires de quartz - carbonates, une zone de puissance et d'extension métriques de pyrite disséminée	Volcanites de composition felsique - membre de Wachigabau	Forte en général, roches schistosées; quelques horizons faiblement déformés	4,7 g/t sur 0,6 m ⁽³⁾
Cominco	Plusieurs veines mineures de quartz - carbonates et disséminations mineures de pyrite en association	Volcanites de composition felsique - membre de Wachigabau	Très forte, roches très schistosées	297 ppb ⁽³⁾
Butte	Quelques veines mineures de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Volcanites de composition felsique - membre de Wachigabau	Très forte, anisotropie linéaire prédominante	18,9 g t ⁽³⁾
Relique	Quelques veines mineures de quartz et une zone de puissance et d'extension décimétriques de pyrite disséminée en association	Basaltes et tufs - Formation d'Obatogamau	Modérée à forte, roches schistosées	5,3 g/t sur 0,6 m ⁽⁴⁾
Savane	Présence de pyrite disséminée, de nombreuses veinules aurifères, plusieurs veines d'apparence stérile	Basaltes - Formation d'Obatogamau	Faible en général; forte localement (faille), roches schistosées	6,3 g/t sur 1,2 m ^(4,5)
NW lac Shortt				
1	Plusieurs veines de quartz, brèches quartzеuses, disséminations mineures de pyrite associées au quartz	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes de diorite porphyrique	Négligeable	4417 ppb ⁽⁶⁾
2	Plusieurs veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association; or natif observé dans une veine	Basaltes et tufs - Formation d'Obatogamau Dyke de diorite porphyrique	Négligeable	789 ppb ⁽⁶⁾
3	Plusieurs veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes de diorite porphyrique	Négligeable	1 880 ppb ⁽⁶⁾
4	Plusieurs veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon	Négligeable	1 500 ppb ⁽⁷⁾
5	Plusieurs veines mineures de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Tufs - membre de Wachigabau Gabbro - Complexe de l'Esturgeon Intrusions de diorite porphyrique	Négligeable	105 ppb ⁽⁷⁾
6	Plusieurs veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon	Négligeable	1 450 ppb ⁽⁷⁾
7	Plusieurs veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Intrusions de diorite porphyrique	Négligeable	1 320 ppb ⁽⁷⁾
8	Plusieurs veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes de diorite porphyrique	Négligeable	1 890 ppb ⁽⁷⁾
9	Quelques veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Intrusion de diorite porphyrique	Négligeable en général, roche très schistosée localement (faille)	3,8 g t ⁽⁷⁾
10	Quelques veines de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon	Négligeable	343 ppb ⁽⁷⁾
11	Plusieurs veines mineures de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Intrusions de diorite porphyrique	Négligeable	24,3 g t ⁽⁷⁾
Ile Opawica				
Boyvinet	Veines majeures de quartz, un passage riche en pyrite et aurifère; minéralisations disséminées non observées	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes de diorite porphyrique	Négligeable à forte, structure variant de massive jusqu'à très schistosée (faille)	2593 ppb ⁽³⁾
A	Veines mineures et veinules de quartz, disséminations de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes de diorite porphyrique	Négligeable à forte, allant de la roche rubanée mais non déformée jusqu'à la roche fortement foliée (faille)	Forage : 21 g/t sur 0,6 m ⁽⁸⁾ Surface : 8,7 g/t sur 1,2 m ⁽⁹⁾
B	Veines mineures de quartz, une zone de puissance et d'étendue métriques de pyrite disséminée	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes indifférenciés	Négligeable en général, roche schistosée très localement (faille)	1,4 g/t sur 1,8 m ⁽⁹⁾
C	Veines mineures de quartz, une veine tardive de calcite - pyrite; disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon	Négligeable	2,2 g/t sur 2,3 m (7,9 g/t sur 0,15 m pour la veine de calcite - pyrite) ⁽⁹⁾
D	Veines mineures de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Intrusion de porphyre feldspathique	Négligeable	
E	Veines mineures de quartz et disséminations mineures de pyrite en association	Gabbro - complexe d'Esturgeon Dykes indifférenciés	Négligeable en général, roche schistosée très localement (faille)	2,4 g t sur 1,2 m ⁽⁹⁾
F	Veines mineures de quartz	Gabbro - complexe d'Esturgeon	Négligeable	

1. Provenant de Ross (1947). 2. Provenant de Brisson (1990). 3. Provenant de la compagnie Minnova; communication personnelle de Marc Boisvert, Fred Speidel et François Roy. 4. Provenant de Gagnon (1983a). 5. Provenant de Gagnon (1983b). 6. Provenant de Gauthier (1985). 7. Provenant de Audet (1986). 8. Provenant de Burr (1945). 9. D'après les données de la compagnie Les Ressources Aur.

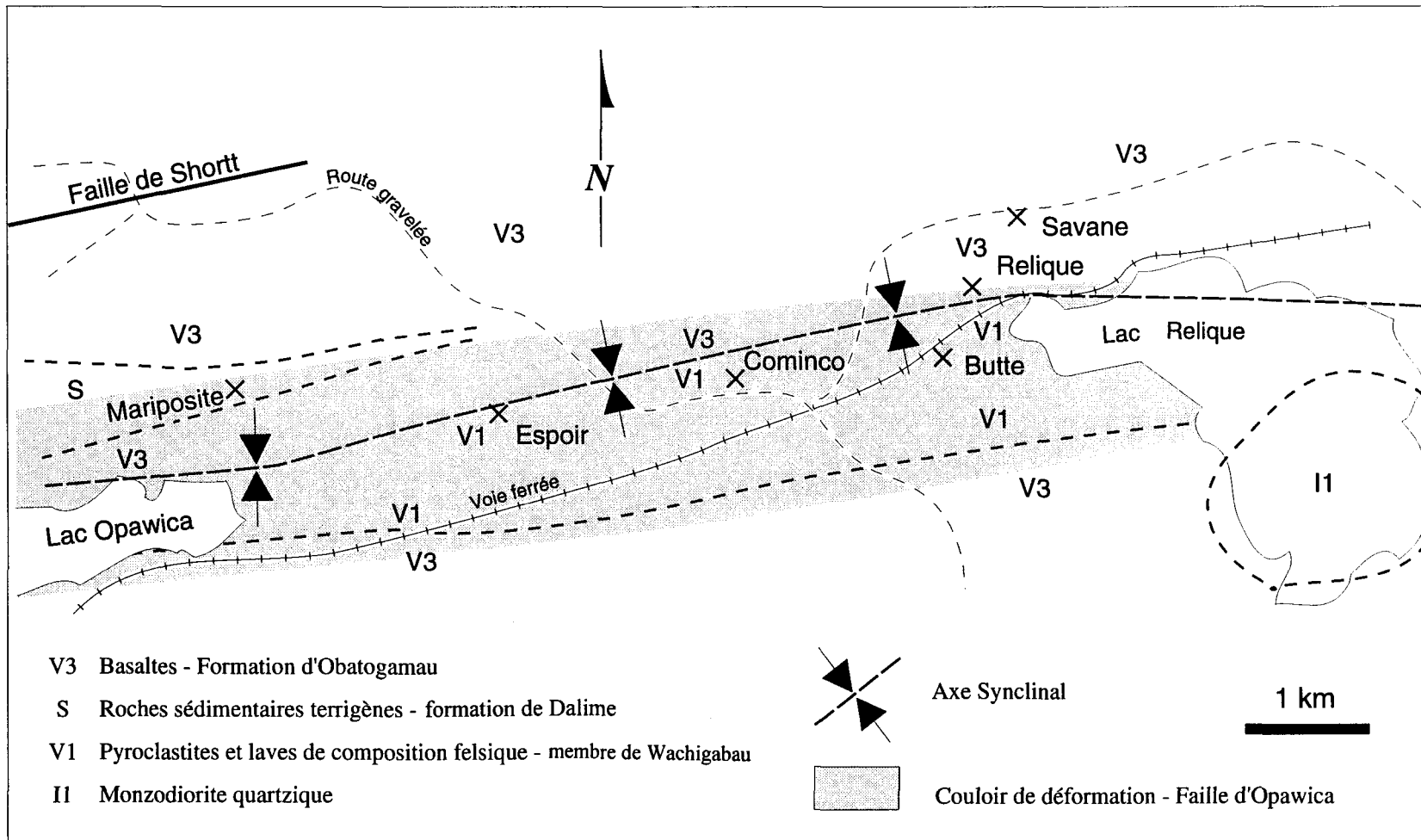
Les détails sur les minéralisations et les altérations hydrothermales sont fournis à la section 2.3. La présente section ne comporte pas de descriptions pétrographiques. Toutes les roches non altérées sont recristallisées à divers degrés et présentent la minéralogie typique du niveau inférieur du métamorphisme au faciès des schistes verts. Des descriptions pétrographiques détaillées sont fournies seulement pour les roches qui font l'objet d'une étude lithogéochimique et, pour simplifier, elles sont présentées à la section 2.3.2 traitant de l'altération hydrothermale.

2.2.1 SECTEUR «E LAC OPAWICA»

Le secteur «E lac Opawica» se rapporte aux indices aurifères «Mariposite», «Espoir», «Cominco», «Savane», «Relique» et «Butte» (figures 3 et 5; tableau 1). La figure 5 présente la localisation de ces indices et leur cadre géologique à l'échelle sectorielle. Le secteur est occupé par les basaltes de la Formation d'Obatogamau, les roches pyroclastiques du membre de Wachigabau et les roches sédimentaires de la formation de Dalime. L'horizon de roches sédimentaires de la formation de Dalime n'a été mis en évidence que depuis le décapage de l'indice Mariposite en 1987 et les autres travaux effectués par la compagnie Minnova (Speidel 1989; Brisson 1990). Des carottes de forages montrent que la plupart des contacts entre les unités lithologiques sont cisailés. En plus de ces unités lithologiques majeures il y a, à l'E du secteur, le pluton de monzodiorite quartzique du lac Relique (Lamothe 1987). Il s'agirait d'une intrusion syntectonique selon la définition de Chown *et al.* (1992).

Dans ce secteur, on rapporte la présence d'un synclinal ENE à regard structural⁴ vers l'O (Lamothe 1987) et de la faille régionale ENE d'Opawica (Sharma et Gobeil 1987). La

⁴ Tel qu'utilisé par Borradaile (1976); correspondant à la projection des sommets stratigraphiques dans la direction de la surface axiale.



faille d'Opawica recoupe le synclinal à peu près au niveau de la trace de sa surface axiale et elle se manifeste par un large couloir où les roches atteignent un niveau plus élevé de déformation que celui observé à l'échelle régionale. Le couloir de déformation d'Opawica se caractérise aussi par une abondance de linéaments d'orientation N060° à N110° (Yésou *et al.* 1990), dont plusieurs ont été interprétés comme étant des failles (Lamothe 1987), et il correspond à une zone étendue d'altération en carbonates ferri-fères (Lamothe 1987).

Chacun des indices étudiés présente certaines particularités, illustrant la complexité du secteur. En raison de cette complexité, il a été jugé préférable de décrire ici un à un les indices pour pouvoir dégager les éléments essentiels du cadre géologique de mise en place des minéralisations aurifères.

2.2.1.1 Indice «Mariposite»

Situé à environ 1 km au N de l'extrémité orientale du lac Opawica (figures 3 et 5), l'indice «Mariposite» représente la zone aurifère la plus importante parmi les gisements de type «veine de quartz» étudiés. En fait, les travaux d'exploration minière y ont révélé la présence d'environ 70 Kt d'or (tableau 1).

LITHOLOGIES

A cet indice, les minéralisations aurifères sont encaissées dans des roches sédimentaires déformées appartenant à la formation de Dalime (figures 5 et 6). Les travaux de la compagnie Minnova (Speidel 1989; Brisson 1990; Lévesque et Roy 1992) ont permis de préciser la distribution spatiale des roches sédimentaires dans le secteur et indiquent qu'elles définissent une bande d'une puissance d'environ 200 m (figure 5). La bande est formée de conglomérats pétromictes, de grès, de siltstones, de mudstones et de shales

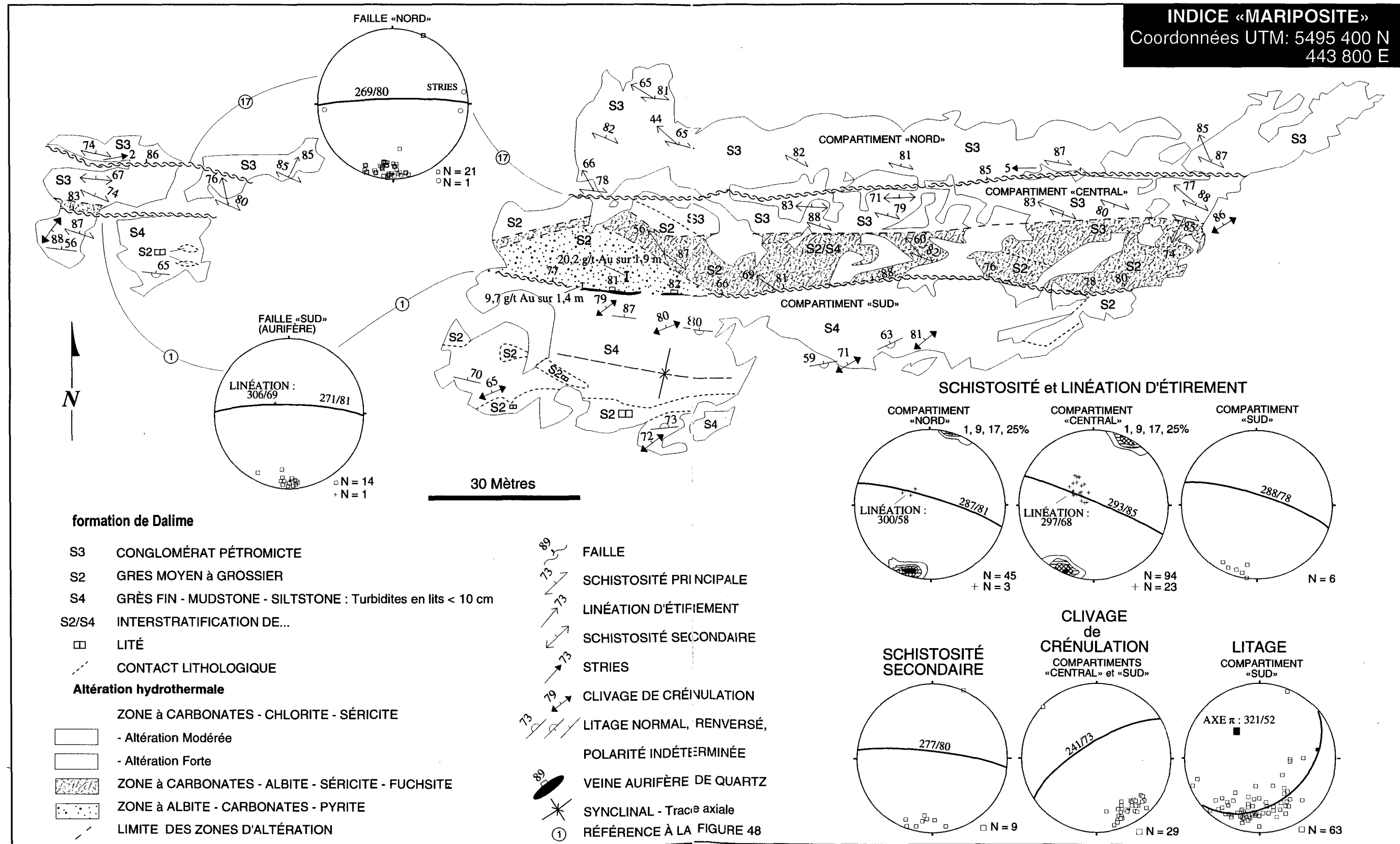


Figure 6. Plan géologique et stéréogrammes (projections équiares; hémisphère inférieur) des éléments structuraux de l'indice «Mariposite».

graphitiques et pyriteux. La succession de roches sédimentaires est renversée vers le S ($\approx 66^\circ$) et elle définit du N vers le S une séquence positive. À la base de la succession, au N de l'indice, se trouve les conglomérats pétromictes. Au niveau de l'indice (figure 6), ces conglomérats sont surmontés par des grès grossiers, et ensuite par une succession de turbidites finement litées (lits < 10 cm en général). Au sommet de la séquence positive, au S de l'indice, les forages révèlent la présence de shales graphitiques et pyriteux. Le conglomérat pétromicte et le grès grossier sont en lits d'épaisseurs métriques et sans structures internes ou, pour quelques cas, granoclassés de façon normale. Le conglomérat est formé d'un assemblage de granules, cailloux et galets jointifs ou non et d'une matrice sablonneuse ou boueuse. Aux endroits où la déformation est moins prononcée, les fragments apparaissent sub-sphériques et sub-arrondis à bien arrondis. Ce sont surtout des fragments de roches volcaniques de composition felsique et mafique. Les volcanites de composition felsique contiennent communément des phénocristaux de quartz et de feldspaths. Les éléments accessoires regroupent des fragments de chert, de jaspe, de quartzite, de sulfures (amas pyriteux) et de shale noir graphiteux et pyriteux. Les divisions Ta-b-e (Bouma 1962) sont discernées dans la succession de turbidites, de même que des chenaux d'érosion, des figures de charge, des pseudonodules et des slumps. L'association des shales et des turbidites avec des conglomérats et grès en lits d'épaisseurs métriques, sans structure ou granoclassés de façon normale, amène à proposer un milieu de cône sous-marin comme le décrit Walker (1992) pour l'environnement de sédimentation.

STRUCTURES

Sur l'affleurement, deux failles subparallèles de direction E à pendages abrupts ($\approx 80^\circ$ N) et espacées de plusieurs mètres divisent la succession de roches sédimentaires en trois compartiments (figure 6). Des conglomérats modérément déformés sont exposés dans

le compartiment «nord». Le compartiment «central» renferme des conglomérats très déformés, des niveaux de grès massifs peu déformés et quelques passages à turbidites très déformés. Le compartiment «sud» est constitué de turbidites modérément déformées et de quelques niveaux de grès grossiers en lits décimétriques. L'hétérogénéité de la déformation à l'intérieur du compartiment «central» semble attribuable surtout à des contrastes de compétence entre les roches. L'empreinte dominante de la déformation dans les compartiments «nord» et «central» est une schistosité subverticale, de direction ONO et dans laquelle s'inscrit une linéation minérale et d'étirement plongeant à environ 67°NNO. Cette structure plano-linéaire correspond à l'étirement des clastes dans les conglomérats. Dans la partie sud du compartiment «central», cette structure dominante est localement reprise par un clivage de crénulation de direction NE et à pendage abrupt vers le NO. Dans le compartiment «central», une autre structure planaire se développe à proximité de la faille «nord». Il s'agit d'une foliation parallèle à la faille. Cette foliation recoupe la schistosité dominante et elle s'exprime par des bandes chloriteuses espacées de quelques millimètres. Dans le compartiment «sud», un clivage orienté NE et à pendage abrupt vers le NO constitue l'élément structural dominant. Par endroit, il est remarqué que ce clivage produit la crénulation d'une schistosité. La structure planaire dominante du compartiment «sud» est donc interprétée comme un clivage de crénulation. La schistosité antérieure à ce clivage n'est observée que très localement. Le clivage étant bien développé, il pourrait bien avoir effacé de façon générale la schistosité antérieure. L'altération hydrothermale, dominée par la carbonatation dans ce compartiment, a aussi pu contribuer à effacer la schistosité car elle semble tardive par rapport au développement de celle-ci. Plusieurs cisaillements mineurs définissant des motifs anastomosés sont aussi observés dans les compartiments «nord» et «sud». Ils ont des pendages abrupts et une direction générale E. Les linéations reliées à ces cisaillements mineurs ont des angles de chute abrupts.

Le litage est vu surtout dans le compartiment «sud» (figure 6). De façon globale, il a une direction E et un pendage abrupt vers le N. La relation litage - schistosité n'est pas observée parce que la schistosité est masquée par un clivage de crénulation. La présence d'un pli synclinal déversé vers le S est interprétée dans le compartiment «sud» car dans sa partie nord les couches affichent des polarités vers le S, tandis que dans sa partie sud elles affichent des polarités vers le N. D'ailleurs, quelques charnières faillées de plis isoclinaux sont observées dans ce compartiment. Les cisaillements mineurs de direction E recoupent les charnières. Les regards structuraux, correspondant à la projection des sommets stratigraphiques dans la direction de la surface axiale, n'ont pu être déterminés au niveau de ces charnières parce que les relations sont obscurcies par le clivage tardif. Les indicateurs non équivoques de polarité sont par ailleurs assez rares dans ces roches. En projection stéréographique, les pôles de l'attitude du litage forment une guirlande selon un grand cercle dont le pôle est orienté à environ $N321^{\circ}/52^{\circ}NO$. Ceci implique un plissement cylindrique dont l'axe est subparallèle à la linéation minérale et d'étirement. (L'explication de cette colinéarité entre l'axe du plissement et la linéation minérale et d'étirement est abordée à la section 4.2.1).

L'approche des deux failles principales, appelées «nord» et «sud» et qui divisent l'assemblage rocheux en trois compartiments, ne se traduit pas par une augmentation évidente de la déformation dans les compartiments. Ces failles établissent par contre des contrastes dans le niveau de déformation entre les compartiments. De ce fait, les deux failles apparaissent tardives par rapport à la déformation ductile. D'un autre côté, même si ces deux failles sont subparallèles, elles semblent reliées à des événements de déformation différents. Un trait distinctif important de la faille «nord» par rapport à la faille «sud» est qu'aucune minéralisations aurifères ne lui sont associées alors que des veines aurifères et

des minéralisations disséminées sont associées à la faille «sud». Les veines aurifères de quartz qui occupent la faille «sud» présentent du rubanement mylonitique et elles renferment localement des clastes de roches encaissantes étirés selon un fort angle de chute (figures 7A et 7B). L'orientation des clastes étirés indique que la faille est de jeu à composante pendage prédominante, ce qui est compatible avec la déformation globale. Par contre, tout indique que la faille «nord» a donné lieu à du coulissage senestre et non à un jeu à composante pendage. D'une part, on note la présence de stries subhorizontales sur les lèvres de cette faille. D'autre part, en association avec la faille, on trouve localement des veines d'extension subverticales en direction NE. Les stries subhorizontales et l'obliquité des veines d'extension par rapport à la faille suggèrent un jeu en coulissage senestre. Les observations laissent donc supposer deux épisodes de développement de failles.

MINÉRALISATION

Les minéralisations aurifères sont associées à la faille «sud». Dans la partie occidentale de l'affleurement principal, cette faille est occupée par des veines aurifères de quartz. Ces veines, qui présentent un rubanement mylonitique, forment des lentilles de longueur plurimétrique et d'une puissance atteignant 1 m (figure 6). Une zone étendue de minéralisations disséminées est spatialement associée aux veines. Les teneurs les plus élevées en or qui ont été obtenues proviennent de cette zone de disséminations. Aussi bien dans les veines que dans les zones de disséminations seule la présence de pyrite est remarquée sur le terrain. Les disséminations s'observent au sein du compartiment «central», principalement dans les grès, et non dans le compartiment «sud». La distribution des autres minéraux d'altération hydrothermale définit une asymétrie comparable par rapport à la faille «sud». Les assemblages minéralogiques d'altération qui ont été distingués sont décrits plus loin dans le présent chapitre, à la section 2.3.2.3. L'essentiel ici est de noter que les

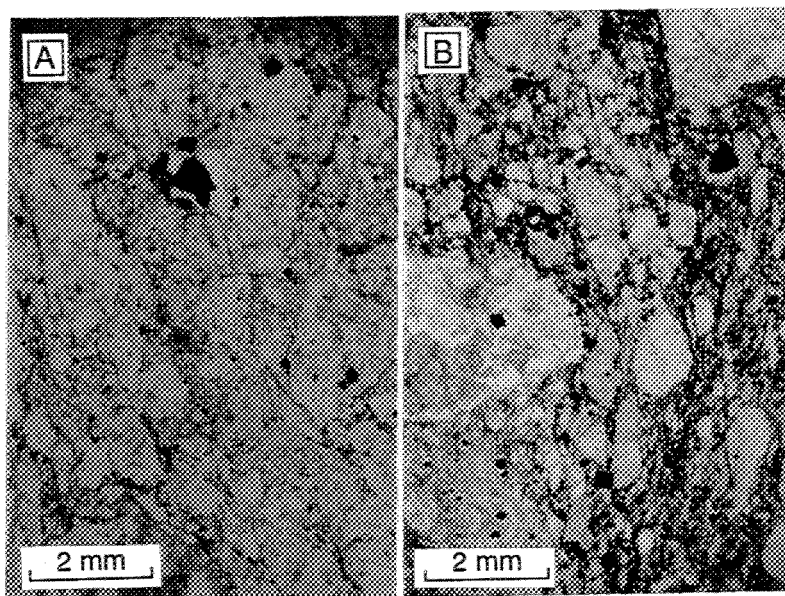


Figure 7. Photomicrographies du matériel bréchique associé à la faille «sud» à l'indice «Mariposite». Les figures A et B permettent de voir la variation de l'intensité de la déformation selon la coupe. A : section YZ (subhorizontale), B : section XZ (subverticale). Échantillon 91-30 (voir la figure A1 de l'annexe A pour la localisation).

minéraux d'altération définissent une zonalité et que la limite entre les deux principales zones d'altération est subparallèle à la faille «sud».

SÉQUENCE DES ÉVÉNEMENTS

Les observations amènent à proposer l'interprétation suivante pour les événements géologiques à cet indice. Les roches ont d'abord enregistré une déformation ductile majeure qui s'est traduite par du plissement et par la formation d'une fabrique plano-linéaire impliquant un allongement prononcé vers la verticale. Des failles mineures et la faille «sud» aurifère se forment après le plissement, à un stade tardif par rapport à la déformation majeure ductile. Le phénomène minéralisateur a lieu durant l'activité à rejet pendage de la faille «sud». Des veines aurifères se mettent alors en place et des minéralisations disséminées apparaissent dans les roches encaissantes. Après le phénomène minéralisateur, la faille «nord» juxtapose deux compartiments déformés à des degrés différents. Un rejeu de la faille «sud» durant cette période de coulissage senestre peut être à l'origine de l'asymétrie actuelle dans l'agencement d'altération par rapport à cette faille. Toutefois aucun élément structural pouvant indiquer un rejeu coulissant de cette faille n'a été observé. Ceci laisse interpréter que l'agencement asymétrique d'altération est le reflet de la poursuite du jeu à composante pendage prédominante de la faille «sud» après l'événement hydrothermal minéralisateur. On peut aussi tenter d'expliquer cette asymétrie en invoquant un contraste dans la perméabilité lié aux différences dans la composition lithologique des compartiments. Cette hypothèse n'est pas favorisée parce que les turbidites du compartiment «sud» ont subi une forte carbonatation indiquant que ce compartiment a tout de même été le site d'une circulation importante de fluides hydrothermaux.

Les points à retenir sont :

- 1) que les roches ont subi une déformation ductile majeure matérialisée par du plissement et une fabrique plano-linéaire impliquant un étirement vers la verticale;
- 2) que le gisement est lié à une faille de direction E et à pendage abrupt vers le N, à rejet pendage vraisemblable;
- 3) que la faille aurifère est tardive par rapport aux déformations ductiles enregistrées par les roches;
- 4) qu'une faille coulissante senestre, non aurifère, s'est développée après la mise en place des minéralisations.

2.2.1.2 Indice «Espoir»

Cet indice, situé à environ 2 km à l'ENE de l'extrémité orientale du lac Opawica et éloigné d'environ 2 km dans une direction E de l'indice «Mariposite» (figures 3 et 5), présente plusieurs veines aurifères et une zone assez étendue de minéralisations disséminées au sein de volcanites très déformées appartenant au membre de Wachigabau (tableau 1; figures 5 et 8).

ROCHES HÔTES

Les roches sont de composition felsique et elles consistent en une interstratification de tufs, tufs à lapillis, lapillistones (selon la classification de Fisher 1966) et de laves bréchiques. Quelques lamines argileuses s'interstratifient avec les tufs. Les tufs, tufs à lapillis et lapillistones forment des lamines et lits réguliers et massifs d'épaisseurs millimétriques jusqu'à métriques. Ces roches sont formées de cendres et de fragments de roches volcaniques de composition felsique, aphyriques et porphyriques à phénocristaux d'albite et de quartz. Les laves bréchiques présentent des fragments étirés et de tailles

centimétriques. Le plus gros fragment observé a une longueur de l'ordre de 1 m selon une section sub-perpendiculaire à la linéation (section YZ).

STRUCTURES

Les couches sont subverticales et ont une direction globale ESE (figure 8). Les derniers travaux de décapage ont mis à jour les roches sur plusieurs dizaines de mètres dans l'extension ouest de la zone étudiée en détails. Cette nouvelle zone, examinée de façon sommaire, révèle que les couches sont plissées et qu'elles ont une direction N à quelques dizaines de mètres à l'O de la zone étudiée en détails. La plupart des roches sont très schistosées. Les laves bréchiques sont moins schistosées, plus compétentes, en liaison avec la faible abondance de minéraux phylliteux dans les fragments de laves aussi bien que dans la matrice. La schistosité a une attitude générale $N277^{\circ}/73^{\circ}N$ et elle porte une linéation minérale et d'étirement dont l'angle de chute est d'environ 90° . Cette linéation est très prononcée et elle est aisément distinguée à partir de l'étirement des fragments constitutifs de roches volcanoclastiques.

Trois failles de direction E et à pendages abrupts sont observées. Dans la zone étudiée en détails, ces failles recoupent les couches avec une faible obliquité (15°) antihoraire. Par contre, dans la nouvelle zone à l'O, elles les recoupent à angle droit. Les déplacements causés par ces failles n'apparaissent pas avoir un très grand ordre de grandeur. Il semble en fait que les failles «sud» et «centrale» produisent des décalages des contacts lithologiques vers la gauche (rejet apparent) de l'ordre de 20 m seulement. Il y a une augmentation de la déformation ductile sur une épaisseur centimétrique à l'approche de chacune de ces trois failles. Les roches plus déformées présentent une linéation d'étirement à plongée abrupte, suggérant un jeu à composante pendage prédominante pour les failles.

Des stries à faible plongée vers l'O ont toutefois été remarquées sur une lèvre de la faille «nord» (figure 8).

Des failles mineures subverticales et de direction NE sont aussi observées. Ces failles ont un jeu senestre décrochant tel qu'indiqué par l'entraînement des couches et de la schistosité, et la présence de stries subhorizontales sur leur surface. Elles recoupent les failles aurifères de direction E ou s'amortissent à leur intersection.

MINÉRALISATION

Des veines aurifères de quartz-carbonates ferrifères occupent chacune des trois failles de direction E. Les failles de direction NE sont stériles. Les veines aurifères apparaissent massives. Elles forment des lentilles de longueur métrique et d'une puissance allant jusqu'à 30 cm. Des minéralisations disséminées sont observées dans les épontes de ces veines. Une zone étendue de minéralisations disséminées se trouvant à l'intersection des failles «sud» et «centrale» avec le contact entre les tufs à lapillis et des laves bréchiques constitue la zone aurifère principale (figure 8). Sur le terrain, seule la présence de pyrite est notée dans les veines et les zones de disséminations.

SÉQUENCE DES ÉVÉNEMENTS

A partir de ces observations, l'interprétation suivante pour les événements géologiques est proposée. Les roches ont d'abord subi une déformation ductile majeure caractérisée par du plissement et par une extension verticale. Des failles de direction E et à rejet pendage se forment après le plissement, c'est-à-dire à un moment tardif par rapport à la déformation majeure. Le phénomène minéralisateur a lieu l'activité à rejet pendage de ces failles. Des décrochements de direction NE se développent après la mise en place des

minéralisations aurifères. Les stries subhorizontales présentes sur les lèvres d'une faille aurifère de direction E peuvent être interprétées comme le fait d'un rejeu ayant eu lieu lors de la formation des décrochements de direction NE, après la mise en place des veines aurifères.

Les points saillants de l'indice «Espoir» sont :

- 1) que les roches ont subi une déformation ductile majeure matérialisée par du plissement et un allongement vers la verticale;
- 2) que le phénomène minéralisateur est contrôlé par des failles de direction E et à pendages abrupts N et S, à rejet pendage;
- 3) que les failles aurifères sont tardives par rapport aux déformations ductiles enregistrées par les roches;
- 4) que des failles coulissantes de direction NE, non aurifères, recoupent localement les failles aurifères;
- 5) que des stries subhorizontales sur une faille aurifère de direction E suggèrent un rejeu relié à la formation des failles coulissantes de direction NE.

2.2.1.3 Indice «Cominco»

Cet indice est situé à environ 2 km à l'ouest du lac Relique et séparé de l'indice «Espoir» par une distance de 2 km en direction E (figures 3 et 5). Il s'agit d'un indice mineur où l'on trouve quelques veinules et veines de quartz faiblement anomaliques en or encaissées dans les roches volcanoclastiques du membre de Wachigabau (tableau 1; figures 5 et 9).

Les roches sont des tufs felsiques très altérés, très déformés et qui présentent un débit schisteux prononcé. La schistosité a une direction moyenne de N246°/86°NO et elle

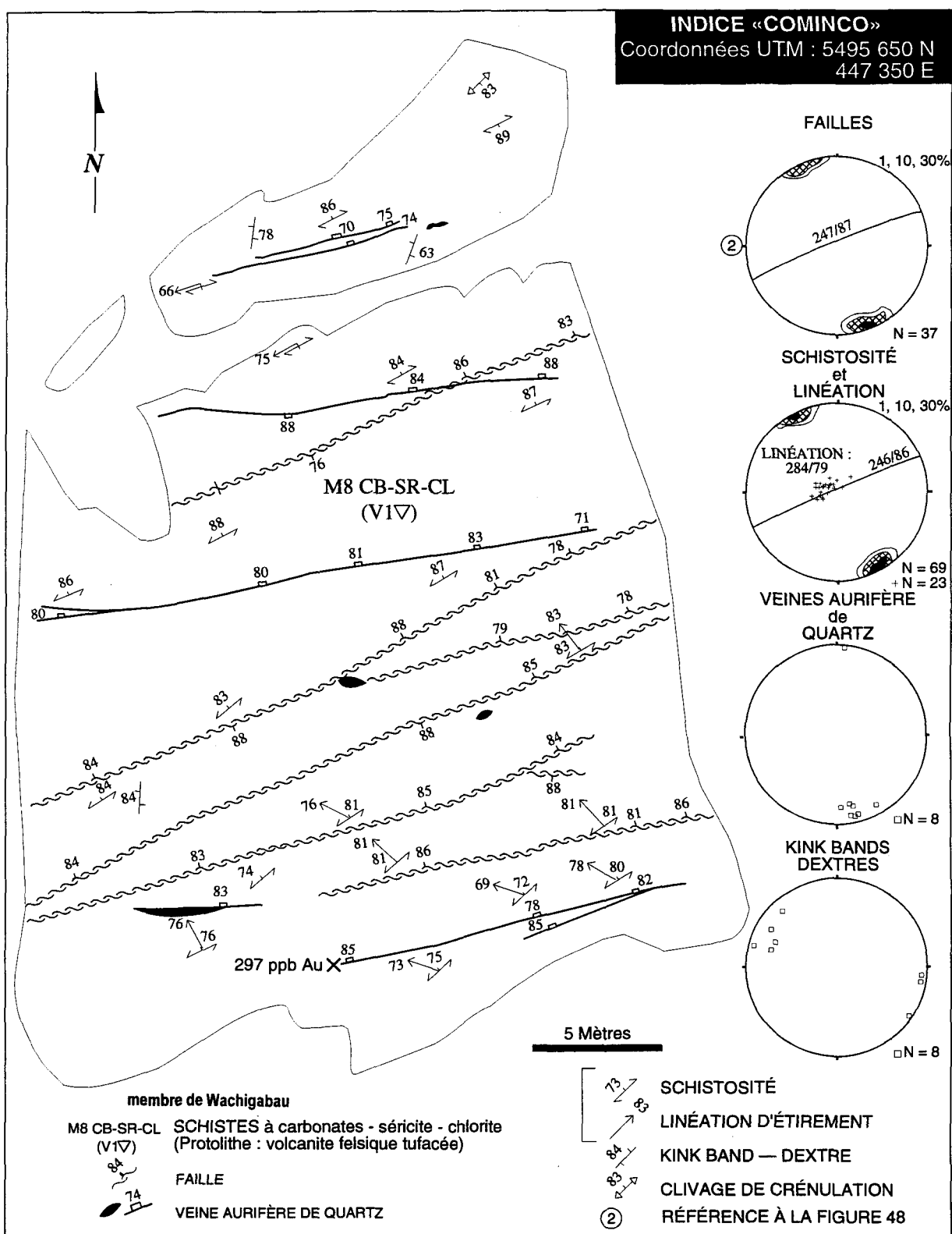


Figure 9. Plan géologique et stéréogrammes (projections équaires; hémisphère inférieur) des éléments structuraux de l'indice «Cominco».

contient une linéation minérale et d'étirement plongeant à environ 79° vers l'O (figure 9). Un clivage de crénulation vertical de direction NE et des kinkbands reprennent localement la schistosité. Dans une section XZ examinée au microscope, quelques cas de porphyroclastes de quartz et de plagioclase comparables au type σ de Passchier et Simpson (1986) sont remarqués. Les appendices des porphyroclastes définissent tous la même asymétrie, suggérant un cisaillement inverse, soit un soulèvement des roches au N par rapport à celles au S (figure 10).

Plusieurs couloirs de puissances centimétriques où la déformation est plus intense peuvent être distingués. Ces cisaillements mineurs, de direction ENE à E et à pendages abrupts, sont plutôt droits et ils sont parallèles à la schistosité ou faiblement obliques par rapport à celle-ci (figure 9). Les étroits couloirs de roches très schistosés qui matérialisent ces cisaillements mineurs affichent une linéation à plongée abrupte suggérant des jeux à composante pendage prédominante, en cohérence avec le style déformation reconnu à l'extérieur des couloirs.

Les minéralisations aurifères sont associées à des veinules et veines de quartz-carbonates ferrières. Sur le terrain, seule la présence de pyrite est remarquée dans les veines aurifères et leurs épontes. Les veines principales, d'épaisseur centimétrique en général, occupent des fractures subverticales orientées ENE à E. Elles sont ainsi parallèles ou obliques par rapport à la schistosité (figure 9). Les veines principales sont massives, cisillées (texture rubanée, laminaire) ou plissotées mais non boudinées. Les veines plissotées, de direction E, sont obliques par rapport à la schistosité. Plusieurs veinules et veines mineures sont associées aux cisaillements mineurs décrits au paragraphe précédent. Un de ces cisaillements est en revanche recoupé par une veine principale qui est plissotée.

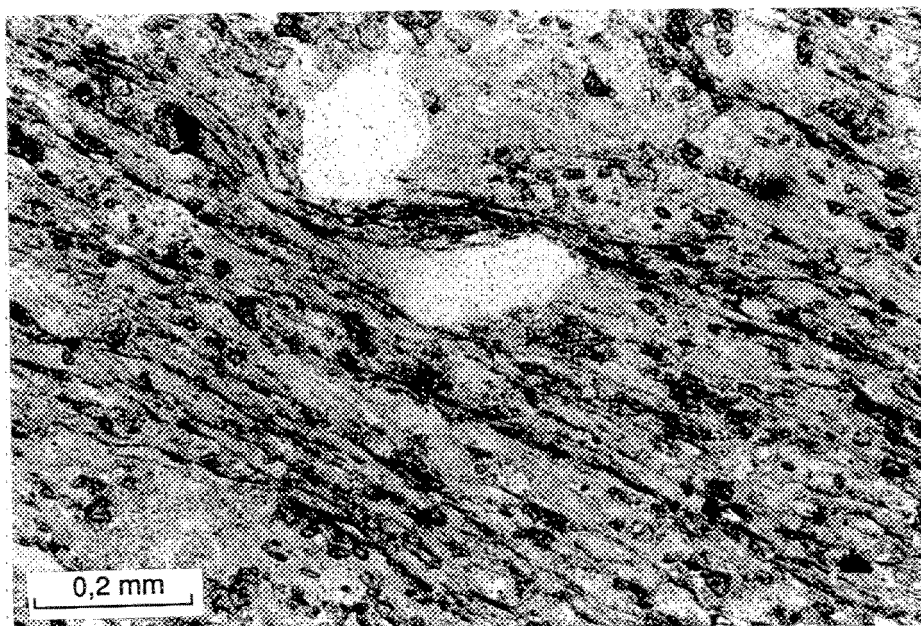


Figure 10. Photomicrographie d'un porphyroclaste comparable au type σ dans un schiste de l'indice «Cominco». Section XZ, échantillon 88-230 (voir la figure A3 de l'annexe A pour la localisation).

Les observations indiquent que les roches ont enregistré une déformation majeure de nature ductile se caractérisant par un allongement à la verticale. Les cisaillements mineurs et les fractures contenant les veines principales matérialisent sans doute des déformations plus tardives puisqu'ils marquent un accroissement de la déformation globale. Certaines veines se mettent en place après l'activité des cisaillements mineurs puisqu'elles les recoupent, alors que d'autres veines peuvent être contemporaines à l'activité de ceux-ci puisqu'elles les occupent. Plusieurs des veines principales ont subi des déformations, tel que l'illustrent les cas cisailés et plissotés, mais le fait qu'aucune de ces veines déformées ne soit boudinée et que d'autres soient peu déformées suggère une mise en place après la majeure partie des déformations enregistrées par les roches.

Les points saillants de l'indice «Cominco» sont :

- 1) que les roches ont subi une déformation ductile majeure matérialisée par un allongement vers la verticale;
- 2) que la mise en place des veines aurifères principales a eu lieu après la majeure partie des déformations enregistrées par les roches.

2.2.1.4 Indice «Savane»

L'indice «Savane» se trouve à moins de 1 km au N de l'extrémité nord-ouest du lac Relique, à environ 2,5 km au NE de l'indice «Cominco» (figures 3 et 5). A cet indice, les minéralisations aurifères sont encaissées dans des basaltes de la Formation d'Obatogamau et sont associées à des veinules et veines mineures de quartz qui se trouvent à l'intérieur d'un couloir de déformation (tableau 1; figures 5 et 11).

L'affleurement expose un basalte peu déformé à structure de coulée massive et à grains fins (≤ 1 mm). Le basalte contient localement des phénocristaux mafiques (≤ 4 mm)

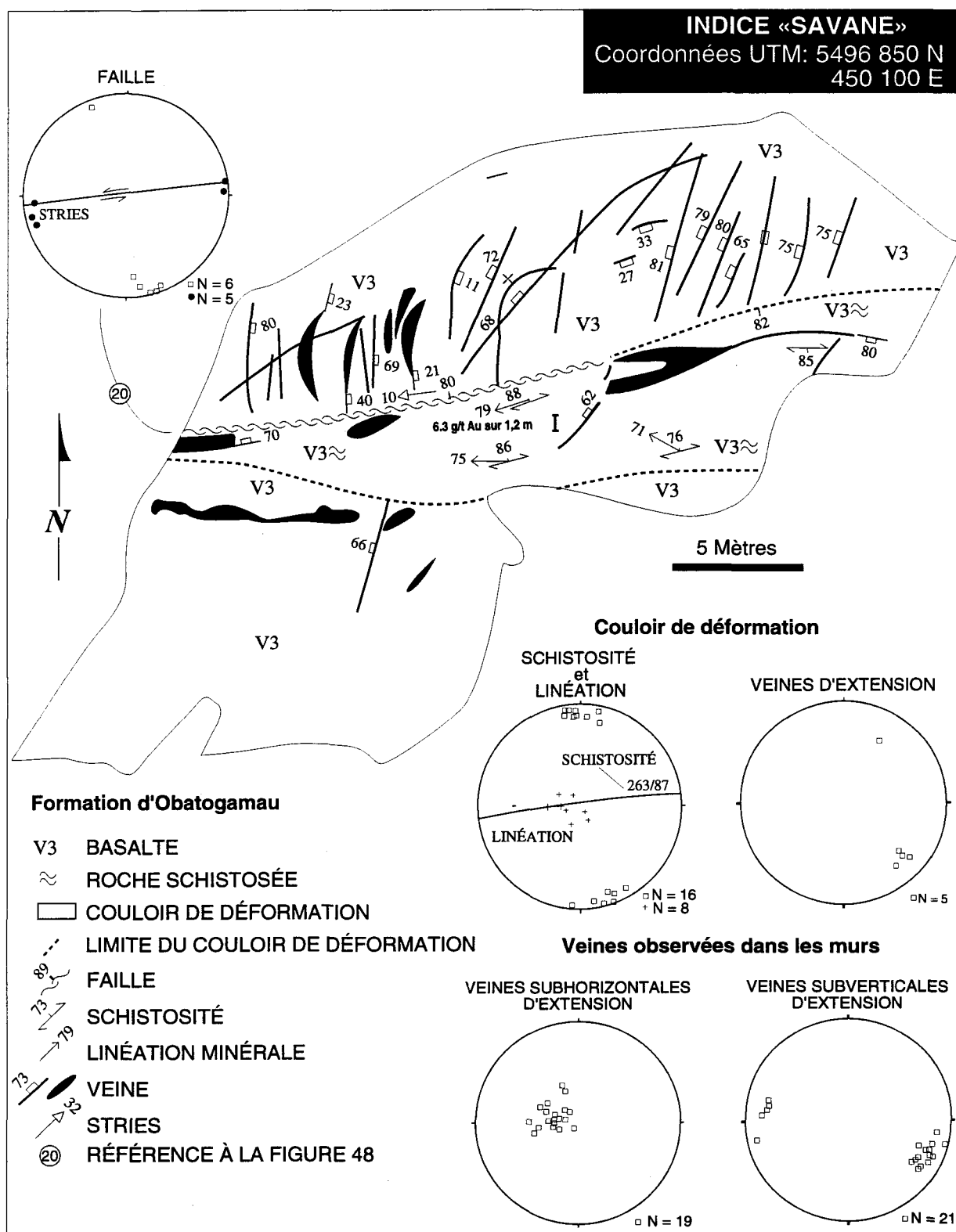


Figure 11. Plan géologique et stéréogrammes (projections équaires; hémisphère inférieur) des éléments structuraux de l'indice «Savane».

et de rares phénocristaux de plagioclase (une description pétrographique détaillée de cette roche se trouve à la section 2.3.2.1.3). La roche n'est pas schistosée en dehors du couloir de déformation. Une certaine déformation peut néanmoins être perçue à quelques endroits avec les phénocristaux mafiques qui affichent un étirement à la verticale. Cette roche peu déformée renferme plusieurs veines subhorizontales de quartz - axinite qui représentent le remplissage de fentes d'extension. Ces veines définissent des lentilles d'épaisseur centimétrique et d'étendue décimétrique à métrique dont l'espacement vertical est de l'ordre du décimètre. Le pendage moyen des veines est d'environ 25° vers l'ESE (figure 11). Aucune de ces veines ne présente de trace de déformations en cisaillement, leurs épontes non plus. La formation de ces veines subhorizontales lenticulaires est compatible avec l'extension verticale illustrée par les linéations. Plusieurs veines subverticales de quartz en direction NNE sont aussi remarquées. Ces veines définissent des lentilles d'épaisseur centimétrique et d'étendue métrique dont l'espacement horizontal est de l'ordre du mètre. Typique de veines d'extension, le quartz de plusieurs de ces veines subverticales se présente en fibres orientées perpendiculairement aux parois. Ces veines subverticales recoupent les veines subhorizontales. Aucune veine de ces deux groupes ne recoupe le couloir de déformation.

Le couloir de déformation d'une puissance atteignant 7 m et de direction ENE à E se matérialise par un basalte très schistosé (figure 11). La schistosité propre au couloir de déformation est subverticale, de direction ENE à E, et elle porte une linéation minérale subverticale. Aussi, ce couloir de déformation ductile représente probablement une faille à rejet pendage. Une fracture à pendage abrupt ($\approx 85^\circ$ S) et de direction ENE borde la partie nord du couloir de déformation. Des stries et des linéations minérales subhorizontales sont observées en relation avec cette fracture. Il y a aussi plusieurs petites veines subverticales

d'extension et de direction générale NE étroitement associées à la fracture. Les stries et linéations minérales subhorizontales ainsi l'obliquité des veines d'extension indiquent que la fracture est une faille décrochante senestre. Quelques veines d'extension qui suggèrent du cisaillement senestre sont observées à l'intérieur du couloir de déformation. Il s'agit des veines lenticulaires de quartz, plutôt planaires, subverticales et de direction NE. Ces veines, de puissances centimétriques et d'étendues décimétriques à métriques, recoupent obliquement les roches schistosées du couloir de déformation. La forme planaire et droite (non sigmoïde) des veines suggère qu'elles se sont mises en place après l'apogée de la déformation ductile. Aussi, l'évolution envisagée pour le couloir est que les roches ont d'abord subi une déformation majeure se caractérisant par un allongement vers la verticale telle qu'indiquée par la linéation à plongée abrupte qui s'inscrit dans la schistosité. Cette déformation est interprétée comme étant non coaxiale. Les roches enregistrent ensuite du coulissage senestre illustré par la faille décrochante ainsi que par les veines subverticales d'extension et de direction NE observées dans le couloir de déformation. La déformation est faible en relation avec le coulissage senestre dénoté. En effet, les veines d'extension pouvant être reliées à ce coulissage et qui recoupent sur plusieurs mètres le couloir de déformation ne sont pas sigmoïdes et de plus, la fabrique à linéation subverticale du couloir de déformation n'est seulement effacée que tout près de la faille décrochante. Les grandes lignes de l'interprétation proposée pour le couloir de déformation peuvent être mises en parallèle avec l'histoire déduite pour le basalte peu déformé en dehors du couloir. En effet, la roche en dehors du couloir de déformation a d'abord enregistré une extension verticale, illustrée par les phénocristaux étirés à la verticale et les veines subhorizontales d'extension, et ensuite un allongement à l'horizontale en direction ESE, illustré par les veines subverticales d'extension et de direction NNE qui recoupent les veines subhorizontales.

Le couloir de déformation renferme plusieurs catégories de veines. Outre les veines d'extension de direction NE décrites au paragraphe précédent et mises en relation avec du cisaillement senestre tardif, il y a des veines majeures et discontinues de quartz dont l'épaisseur atteint 30 cm. Une de ces veines majeures qui se trouve dans la partie orientale du couloir (figure 11) est cisailée et affiche des laminations. Deux autres veines majeures qui se trouvent dans la partie ouest du couloir (figure 11) ne sont pas cisailées. Il y a aussi une veine lenticulaire de quartz de moins de 3 cm d'épaisseur qui occupe la faille décrochante. Cette veine ne montre pas de signe de cisaillement. Les roches déformées renferment aussi un bon nombre de veinules lenticulaires de quartz - calcite qui sont droites, concordantes ou discordantes par rapport à la schistosité, et aussi plissées. Les minéralisations sont observées à l'intérieur et à proximité de ces veinules. Sur le terrain, la pyrite et la pyrrhotite sont notées dans les zones minéralisées. Les veines majeures ne s'accompagnent pas de minéralisations.

Le fait que des veinules aurifères sont plissées alors que d'autres ne sont pas plissées et coupent la schistosité au sein du couloir de déformation suggèrent qu'elles se sont mises en place durant et après la déformation ductile. Il est donc proposé que la mise en place de la minéralisation aurifère a débuté lors des derniers accroissements de la déformation ductile caractérisée par une extension verticale.

Pour l'indice «Savane», les points saillants sont :

- 1) les roches enregistrent d'abord une déformation ductile faible matérialisée par un étirement vers la verticale;
- 2) un couloir de déformation ductile, interprété comme étant une faille à rejet pendage, se développe ensuite;

- 3) les veines aurifères sont associées à ce couloir de déformation ductile et sont tardives par rapport à l'extension verticale qui le caractérise;
- 4) le couloir de déformation affiche les effets d'un coulissage senestre ayant eu lieu après la déformation ductile;

2.2.1.5 Indice «Relique»

Situé à environ 500 m de l'extrémité nord-ouest du lac Relique, et à un peu moins de 1 km au sud-ouest de l'indice «Savane» (figures 3 et 5), l'indice «Relique» présente quelques veines aurifères de quartz encaissées dans des basaltes de la Formation d'Obatogamau (tableau 1; figures 5 et 12).

L'affleurement expose des niveaux de puissances métriques et décamétriques de basaltes, soit massifs, bréchiques ou coussinés, à l'intérieur desquels s'intercale un niveau de 3 m de puissance de tufs siliceux. Plusieurs des contacts entre les unités sont cisailés. La granulométrie du basalte varie d'aphanitique jusqu'à finement phanéritique. Les coulées massives peuvent contenir jusqu'à 40 % de phénocristaux mafiques (≤ 4 mm). Les coussins ont des tailles décimétriques à métriques (rares), des bordures de trempe inférieures à 3 cm et moins de 2 % de vésicules (millimétriques) situées à leur périphérie et à leur sommet. Le basalte bréchique est représenté par des brèches de coulée. Le niveau de tuf siliceux est formé d'une alternance de lamines et de lits de moins de 2 cm d'épaisseur, sans structures.

Les données recueillies en surface montrent qu'une faille de direction E et à pendage abrupt vers le S (figure 12) marque la frontière entre un domaine de roches modérément déformées et non minéralisées, qui correspond au compartiment «nord» de la faille, et un domaine de roches très déformées et hôtes de minéralisations aurifères correspondant au compartiment «sud» de la faille. Dans le compartiment «sud», les basaltes sont beaucoup

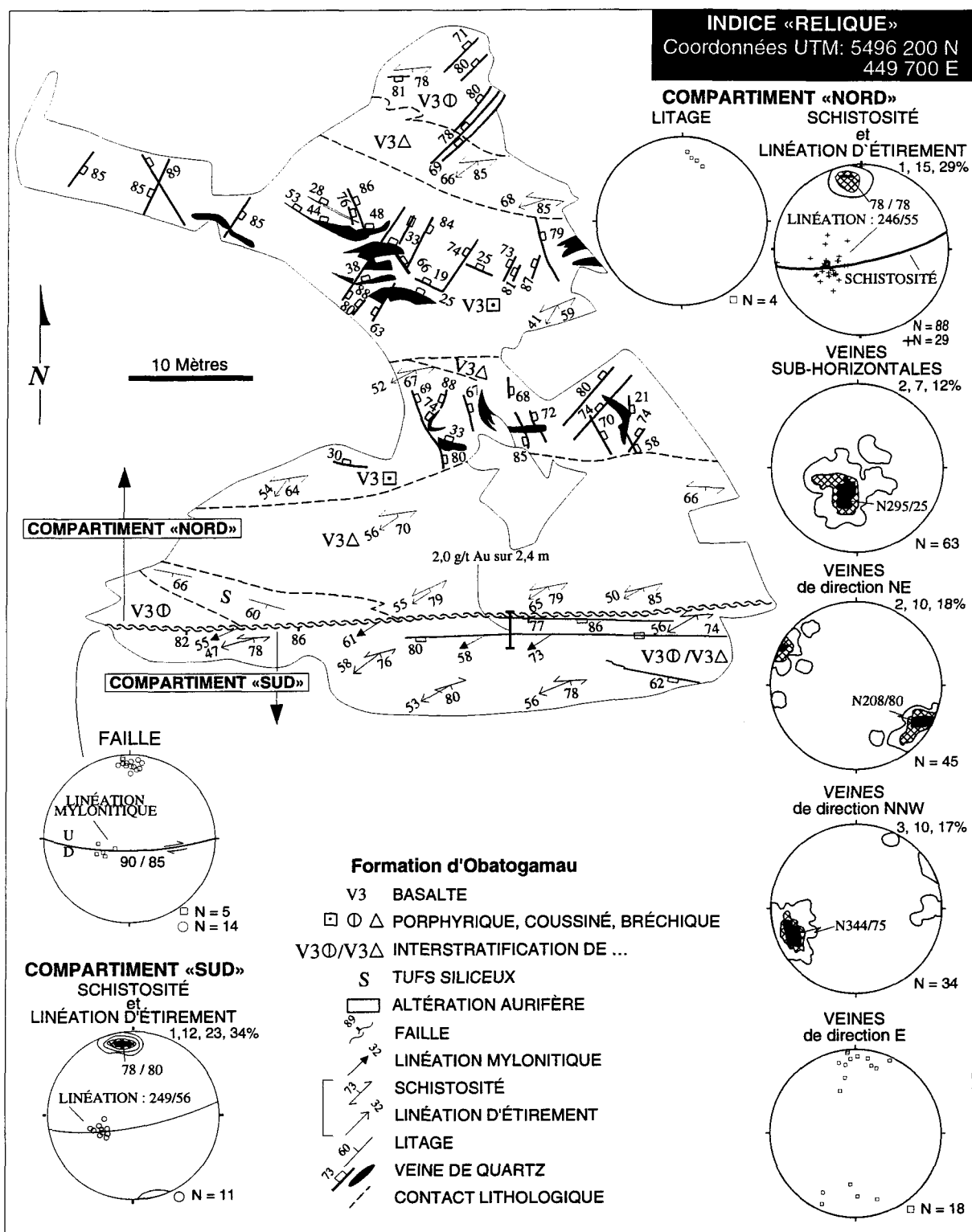


Figure 12. Plan géologique et stéréogrammes (projections équiales; hémisphère inférieur) des éléments structuraux de l'indice «Relique».

plus schistosés et ils présentent des coussins beaucoup plus étirés que ceux du compartiment «nord». Bien que le niveau de déformation soit contrasté, il n'y a pas de différence dans l'attitude de la schistosité et dans l'orientation de la linéation minérale et d'étirement entre les deux compartiments. La schistosité s'oriente à peu près à N078°/80°S et la linéation a une plongée d'environ 55° vers le SO.

Le litage est observé dans l'unité de tufs siliceux du compartiment «nord» et il est orienté à N105°/65°S (figure 12). Dans cette unité, la schistosité accuse un angle de près de 30° avec le litage : relation caractéristique d'une position structurale proche d'une charnière de pli. La linéation d'intersection calculée entre le litage et la schistosité est à peu près parallèle à la linéation minérale et d'étirement. Les pédoncules des coussins observés dans le compartiment «nord» et la répartition des vésicules dans ceux-ci indiquent des sommets stratigraphiques vers le SO. Le regard structural, correspondant à la projection des sommets stratigraphiques dans la direction de la schistosité, est ainsi vers l'O.

Une multitude de veines non minéralisées recoupent les roches du compartiment «nord»; elles sont divisées en quatre familles. De rares veines irrégulières, de direction E, subverticales, et contenant du quartz et de l'épidote représentent la plus ancienne des quatre familles. Une seconde famille est représentée par des veines subhorizontales d'extension formées de quartz et de l'axinite et atteignant 20 cm d'épaisseur. Communément observées, ces veines sont perpendiculaires à la linéation minérale et d'étirement (figure 12) et sont très semblables aux veines subhorizontales observées à l'indice «Savane». Des veines subverticales de quartz, d'épaisseurs millimétriques et de direction NE et NNO, correspondent aux deux autres familles. Ces veines affichent communément du quartz fibreux, les fibres de quartz étant à peu près perpendiculaires aux parois des veines, et elles

recoupent systématiquement les veines subhorizontales. Des veines de direction NE coupent des veines de direction NNO.

La faille principale qui juxtapose les compartiments «nord» et «sud» recoupe obliquement la succession de tufs siliceux du compartiment «nord» et accuse un angle d'environ 12° par rapport à la schistosité. Il n'y a aucune augmentation sensible de la déformation en approchant de la faille. Cette discontinuité est occupée par un matériel chloriteux, mylonitique et localement rouillé, ainsi que par quelques lentilles de quartz aurifère (≤ 5 cm). Les linéations remarquées dans la zone mylonitique plongent à environ 60° vers l'O, orientation semblable avec la signature de la déformation extérieure à la zone et suggérant un jeu à composante pendage prédominante. Si l'activité de la faille est liée à la déformation globale, la relation angulaire entre la schistosité et la faille implique un jeu normal-dextre.

Les minéralisations aurifères sont associées aux peu nombreuses veines de quartz qui se trouvent dans les roches très déformées du compartiment «sud» et dans la faille principale. En affleurement, seule la présence de pyrite est remarquée dans les veines aurifères et leurs épontes. Les veines aurifères ne se comparent à aucune des quatre familles observées dans le compartiment «nord». Les veines aurifères principales occupent des failles mineures spatialement associées à la faille principale et subparallèles à cette dernière (figure 12). Comme pour la faille principale, les linéations minérales remarquées sur les surfaces des failles mineures plongent à environ 60° vers l'O. Les veines aurifères qui occupent ces failles ont moins de 3 cm d'épaisseur, une continuité de l'ordre du mètre et elles sont accompagnées de quelques minéralisations disséminées dans leurs épontes. Ces veines affichent du rubanement mylonitique et une structure linéaire dont la plongée est d'environ 60° vers l'O. Des stries subhorizontales sur la surface d'une veine aurifère

soulignent qu'il y a eu un rejeu en coulissage. Il y a aussi quelques autres veines de quartz dans la partie sud-ouest du compartiment (figure 12). Celles-ci sont subverticales, orientées ESE et en partie plissées. Quoique peu abondantes, des minéralisations sont aussi associées à ces veines.

La séquence proposée des événements géologiques est la suivante. Les roches enregistrent d'abord une déformation ductile majeure caractérisée par du plissement et par un étirement plutôt vers la verticale. Cette déformation a été plus prononcée au niveau du domaine minéralisé. La faille principale et les failles mineures qui lui sont associées se développent après le plissement, à un stade tardif par rapport à la déformation ductile majeure. Les failles jouent en coulissage après la mise en place des veines aurifères tel que l'indique les stries subhorizontales présentes sur la surface d'une veine.

Les points essentiels à retenir sont :

- 1) que les roches ont subi une déformation ductile majeure matérialisée par un allongement plutôt vers la verticale;
- 2) que les veines aurifères sont associées à des failles de direction E et à pendage abrupt vers le S, à rejet pendage prédominant;
- 3) que les failles aurifères sont tardives par rapport aux déformations ductiles enregistrées par les roches;
- 4) que des jeux coulissants semblent avoir eu lieu après la mise en place des veines aurifères.

2.2.1.6 Indice «Butte»

L'indice «Butte», situé à moins de 1 km à l'O de la partie nord du lac Relique et éloigné de l'indice «Relique» d'un peu plus de 500 m dans une direction SSO (figures 3

et 5), présente quelques veinules et veines aurifères de quartz encaissées dans des laves de composition felsique très déformées et appartenant au membre de Wachigabau (tableau 1; figures 5 et 13).

Les laves présentent les structures massives et bréchiques à fragments centimétriques. La déformation est matérialisée par une schistosité relativement bien développée mais surtout par une linéation très évidente dans les laves bréchiques qui montrent des fragments très étirés. En moyenne, la schistosité s'oriente à N063°/70°SE et la linéation d'étirement a une direction et plongée de N133°/68°SE (figure 13).

Les minéralisations aurifères sont associées à des fractures mineures de direction ENE et à pendage abrupt vers le S (figure 13). Il n'y a pas d'augmentation évidente de la déformation à l'approche de ces fractures qui sont obliques par rapport à la schistosité. Des veines aurifères de quartz, définissant des lentilles de longueur métrique et de 3 cm d'épaisseur au maximum, occupent ces fractures. Les veines ne sont pas plissées et sont peu cisailées. Les épontes des veines présentent des minéralisations disséminées sur quelques centimètres. Seule la présence de pyrite est remarquée sur le terrain. Du matériel mylonitique minéralisé occupe aussi les fractures. Ce matériel mylonitique, qui atteint jusqu'à 3 cm d'épaisseur, affiche une linéation minérale à plongée abrupte. Des coupes parallèles à la linéation et perpendiculaires à la schistosité (section XZ) de ce matériel mylonitique ont révélé la présence d'ombres de pression sigmoïdes aux extrémités des grains de pyrite (figure 14). La forme des zones abritées (Etchecopar et Mallavieille 1987; Ramsay et Huber 1987) indique de façon systématique un même sens de rotation, conduisant à proposer que les fractures représentent des failles inverses.

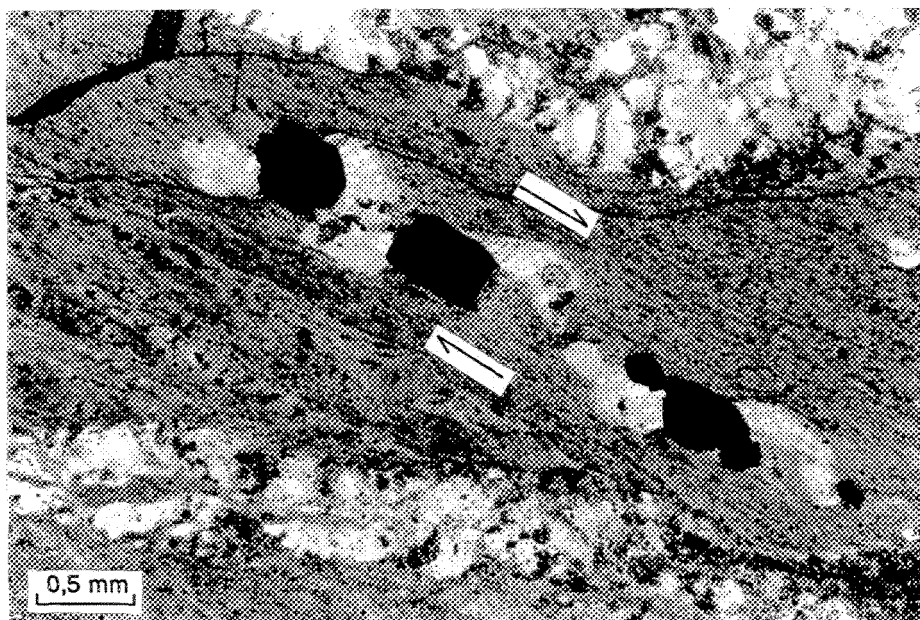


Figure 14. Photomicrographie d'ombres de pression sigmoïdes aux extrémités de grains de pyrite. Indice «Butte», échantillon 88-251, section XZ (voir la figure A6 de l'annexe A pour la localisation).

Les roches ont enregistré une déformation ductile majeure qui s'est traduite par un allongement vers la verticale. Les failles aurifères se sont manifestement formées après la majeure partie de la déformation ductile. D'ailleurs, les veines aurifères de quartz qui occupent ces failles ne semblent pas avoir subi de déformations intenses.

Les points saillants dont il faut se souvenir sont :

- 1) que les roches ont subi une déformation ductile majeure matérialisée par un allongement vers la verticale;
- 2) que les minéralisations aurifères sont associées à des failles inverses de direction ENE et à pendages abrupts vers le S;
- 3) que les minéralisations aurifères sont tardives par rapport aux déformations ductiles enregistrées par les roches.

2.2.1.7 Synthèse des observations pour le secteur

Les indices montrent que les gisements aurifères de type «veine de quartz» sont encaissés dans toutes les lithologies majeures du secteur, à savoir les basaltes de la Formation d'Obatogamau, les volcanites du membre de Wachigabau et les roches sédimentaires de la formation de Dalime.

La présence de roches très déformées aux indices est mise en relation avec le contexte du couloir de déformation de la faille d'Opawica. Les affleurements étudiés montrent que ce couloir de déformation a une anatomie et une histoire complexes. La figure 15 permet de visualiser globalement les observations structurales recueillies à chacun des indices de ce secteur. La faille d'Opawica se matérialise par un couloir de puissance hectométrique à kilométrique où la déformation varie de faible jusqu'à très forte. Les roches les plus déformées sont observées aux indices «Cominco» et «Butte». Ces indices illustrent

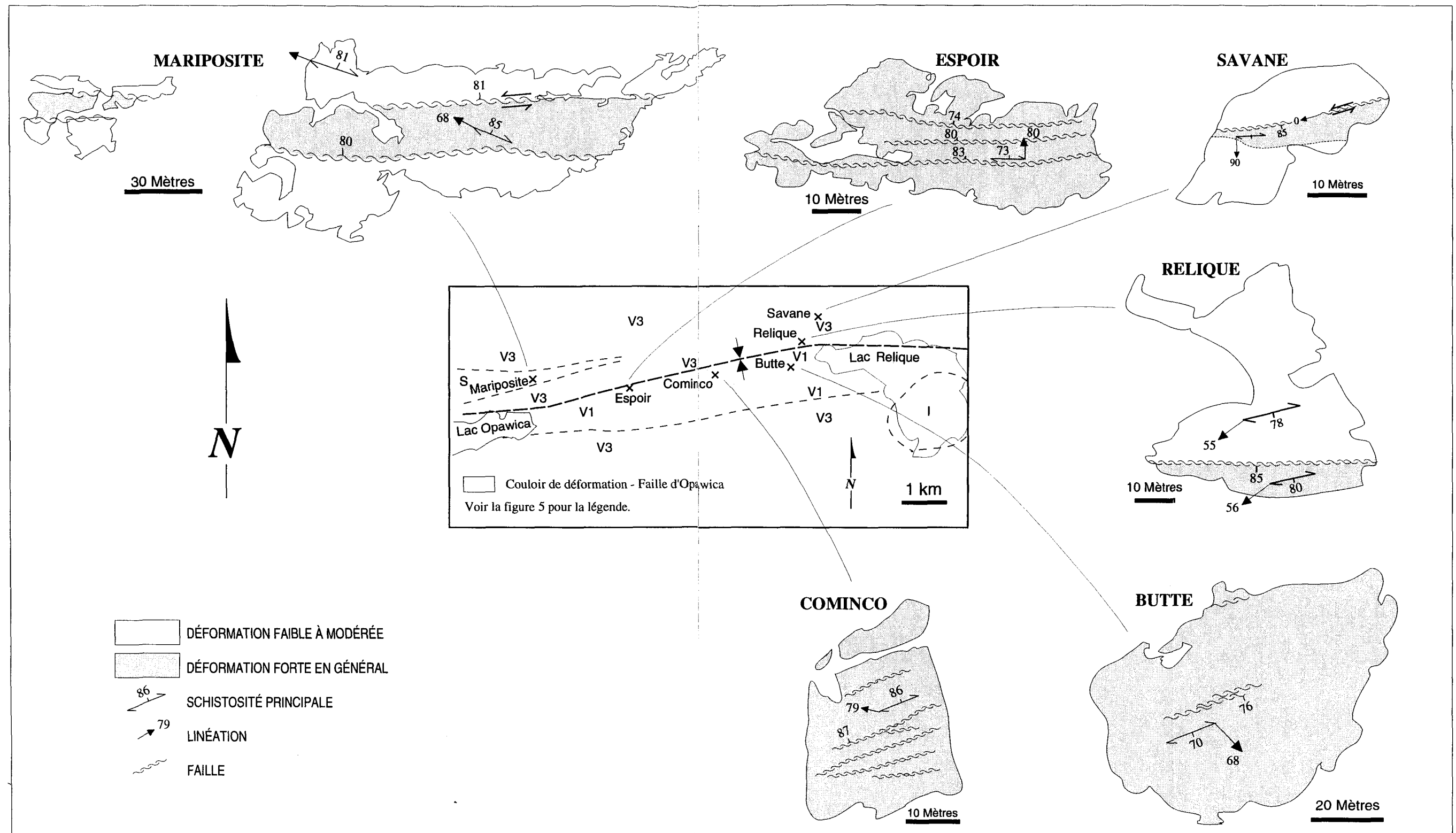


Figure 15. Structure interne du couloir de déformation de la faille d'Opawica d'après les observations aux indices.

probablement la partie centrale du couloir de déformation. L'indice «Savane» illustre sans doute un domaine externe ou marginal au couloir de déformation car il présente des roches globalement moins déformées que les autres indices et seulement qu'une étroite zone de déformation. Aux indices étudiés, les éléments tels les lits, lamines, coussins, clastes et phénocristaux sont en général reconnaissables même dans les domaines les plus déformés. La présence généralisée d'une anisotropie plano-linéaire constitue l'expression la plus manifeste de la déformation. Cette anisotropie se matérialise par une schistosité dans laquelle s'inscrit une linéation minéralogique et d'étirement. Cette structure correspond à l'aplatissement et à l'étirement des objets géologiques tels les clastes et les coussins. Aux indices «Mariposite» et «Relique», les domaines les plus déformés se caractérisent par l'accroissement de l'anisotropie plano-linéaire présente dans les domaines moins déformés. Si l'on admet que la fabrique planaire des domaines moins déformés matérialise la «schistosité régionale», l'observation précédente suggère que la fabrique planaire reliée au couloir de déformation correspond à l'intensification de la «schistosité régionale». La structure planaire a une direction variant entre ENE et ESE et un pendage abrupt variant entre N et S, traduisant un raccourcissement global N-S. La linéation a un angle de chute modéré à abrupt, vers l'O aux indices «Mariposite» et «Relique», subverticale aux indices «Espoir» et «Savane» et vers l'E à l'indice «Butte». Le couloir de déformation de la faille d'Opawica est donc marqué par une composante majeure d'allongement vers la verticale.

Les indices «Mariposite», «Espoir» et «Relique» laissent voir la présence de plis à l'intérieur du couloir de déformation de la faille d'Opawica. Peu d'informations sont disponibles sur ces plis qui affectent le litage primaire seulement. Quelques charnières faillées de plis isoclinaux sont observées à l'indice «Mariposite». Les regards structuraux sont inconnus. Sur stéréogramme, les pôles du litage se distribuent à peu près selon un

grand cercle dont le pôle, qui représente l'axe de plissement, est à peu près colinéaire avec la linéation minérale et d'étirement (figure 6). À l'indice «Relique», l'attitude du litage et sa relation avec la schistosité suggèrent une position structurale proche d'une charnière de pli. Le regard structural est vers l'O et la linéation d'intersection de la schistosité avec le litage, qui matérialise l'axe du pli envisageable, est à peu près colinéaire avec la linéation minérale et d'étirement (figure 12). À l'indice «Espoir», la nouvelle zone dégagée à l'ouest exposerait une charnière de pli d'après la direction du litage. Le problème principal est de savoir s'il s'agit de plis congénères au couloir de déformation ou de plis reliés à la déformation régionale sur lesquels se sont superposés les effets du couloir de déformation. Au chapitre 4 (section 4.2.1), ce problème est abordé en considérant des données plus complètes sur le plissement régional, de même qu'est abordé le problème de la colinéarité des axes de plis avec la linéation d'étirement.

Le couloir de déformation d'Opawica est découpé par plusieurs failles (figure 15). Parmi celles-ci deux catégories sont distinguées : 1) des failles à rejet pendage prédominant et 2) des failles à rejet directionnel, de sens senestre. Des failles à rejet pendage prédominant ont été mises en évidence à tous les indices. Elles ont des directions ENE à E et des pendages abrupts N ou S. Les affleurements aux indices «Mariposite», «Espoir» et «Relique» montrent que cette catégorie de faille recoupe les plis. La compatibilité entre les linéations associées à ces failles et l'empreinte de la déformation majeure dans les roches suggère que leur formation est liée à des accroissements tardifs de cette déformation majeure exprimant un raccourcissement N-S. De ce fait, on peut penser qu'il s'agit de failles inverses. Les observations à l'indice «Butte» vont dans ce sens. Le jeu normal-dextre possible pour les failles aurifères de l'indice «Relique» semble incohérent avec l'idée d'un raccourcissement global N-S. Deux hypothèses simples sont proposées pour expliquer cette

relation problématique : 1) en liaison avec des déformations subséquentes à leur formation, des failles à jeu inverse-dextre ont pu subir une rotation qui a fait passer leur pendage du N au S, (les indicateurs de jeu deviennent alors en sens normal), 2) il pourrait s'agir aussi d'une zone à pendage contraire reliée à des failles listriques à jeu inverse-dextre. Des failles à rejet directionnel senestre sont mises en évidence aux indices «Mariposite», «Savane» et «Espoir». Ces failles ont des directions NE à E et des pendages abrupts. Les relations indiquent que ces décrochements senestres se sont développés après les failles à rejet pendage prédominant. Il est possible de relier à cette étape de déformation le rejeu en coulissage sur des failles à rejet pendage prédominant dans l'interprétation proposée à cet effet pour des failles de direction E aux indices «Espoir» et «Relique».

Les failles à rejet pendage prédominant, de sens inverse, se forment après la déformation souple, à un moment tardif par rapport à l'apogée de la déformation ductile reliée au couloir de déformation. L'activité de ces failles peut s'inscrire en continuum avec la déformation majeure ductile propre au couloir de déformation. Des failles à rejet directionnel senestre se développent plus tard. Ces décrochements représentent les signes tangibles de déformation les plus jeunes qui ont été mis en évidence aux indices. Les veines aurifères de quartz se mettent en place dans les failles à rejet pendage prédominant. Ainsi, la mise en place des minéralisations aurifères aurait eu lieu à un moment tardif par rapport à l'évolution du couloir de déformation d'Opawica et pourrait être reliée aux derniers accroissements de la déformation majeure propre à ce couloir de déformation. Aux indices «Mariposite» et «Espoir», les minéralisations de style disséminé sont volumétriquement plus abondantes que celles de style veine, mais on considère qu'il s'agit de deux expressions différentes d'un même événement hydrothermal. Il n'y a pas de

minéralisations aurifères reliées aux failles décrochantes. Les observations sont à l'effet que les failles décrochantes se développent après la mise en place des minéralisations aurifères.

Au terme de cette section sur le secteur «E lac Opawica», l'important est de retenir que la mise en place des gisements d'or de type «veine de quartz» du secteur est contrôlée par des failles de direction ENE à E et à rejet pendage prédominant, que les gisements sont associés spatialement avec le couloir de déformation de la faille d'Opawica et que les failles aurifères sont tardives par rapport à l'évolution de ce couloir de déformation.

2.2.2 SECTEUR «NO LAC SHORTT»

Le secteur «NO lac Shortt» représente 11 indices aurifères qui sont simplement numérotés de 1 à 11 (figure 16). Cette numérotation est conforme à celle utilisée dans les rapports de travaux de la compagnie Falconbridge (Gauthier 1985; Audet 1986a, 1986b).

La plupart des roches du secteur appartiennent au complexe intrusif stratiforme d'Esturgeon. Les travaux détaillés de cartographie de la compagnie Falconbridge (*ibid.*) indiquent que les intrusions stratiformes enveloppent de minces horizons de roches pyroclastiques appartenant au membre de Wachigabau. Il y a un domaine de roches pyroclastiques de la formation de Dalime au SE de l'assemblage de roches intrusives tandis qu'au N on trouve les basaltes de la Formation d'Obatogamau.

Les indices se situent au coeur d'un synclinal à surface axiale de direction ENE et ayant un regard structural orienté vers l'OSO. Deux accidents régionaux se trouvent au S du secteur : les failles de Shortt et de Lamarck.

Pour ce secteur, la description du contexte géologique des veines aurifères est abordée de façon globale, en décrivant d'abord les roches hôtes, et ensuite les contrôles structuraux.

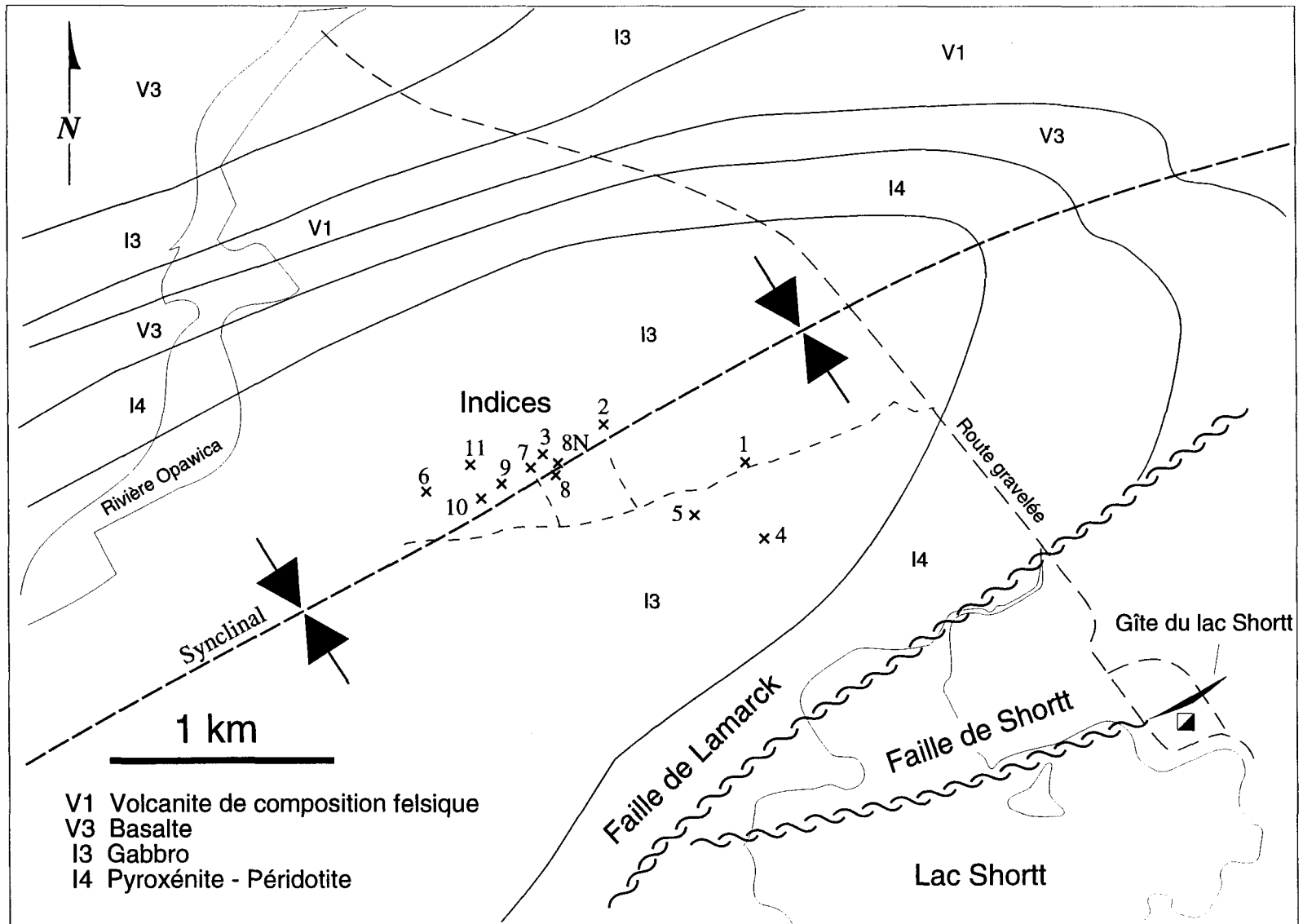


Figure 16. Géologie générale et localisation des indices étudiés du secteur «NO lac Shortt». Géologie d'après les travaux de Sharma et Lacoste (1981), Lamothe (1983) et de la compagnie Falconbridge (Gauthier 1985; Audet 1986a, 1986b).

L'adoption de cette approche découle du fait qu'à l'égard des caractéristiques géologiques, les indices de ce secteur «NO lac Shortt» ont plusieurs points en commun. La figure 17 qui présente un plan géologique sommaire de chacun des 11 indices constitue le point de départ des descriptions qui suivent.

2.2.2.1 Roches hôtes

Les indices montrent que les veines aurifères de quartz de ce secteur sont encaissées dans des gabbros quartzifères, des basaltes, des roches volcanoclastiques et des diorites porphyriques (tableau 1; figure 17).

Neuf des onze indices du secteur se trouvent dans des gabbros quartzifères. Ces roches constituent la partie sommitale du complexe stratiforme d'Esturgeon (Lamothe 1983). Le gabbro quartzifère est en général massif, phanéritique moyen ou grossier (2 à 5 mm) et plus ou moins magnétique. Il a une texture intergranulaire, ophitique localement (indices 6 et 9), et un indice de coloration entre 50 et 68 (une description pétrographique détaillée de cette roche se trouve à la section 2.3.2.1.1).

L'indice 5 expose un horizon de roches volcanoclastiques appartenant au membre de Wachigabau. Les roches sont très altérées mais des lits tufacés d'épaisseur centimétrique peuvent être discernés par endroits. L'attitude WSW des couches s'accorde avec une position structurale sur le flanc sud du pli de grande échelle de ce secteur (figure 16).

A l'indice 2 se trouve les basaltes de la Formation d'Obatogamau. Les coulées sont massives, coussinées et bréchiques. La majeure partie de l'affleurement montre une coulée massive d'une épaisseur décamétrique. La granulométrie de cette roche diminue de la base vers le sommet : elle est phanéritique (≈ 3 mm) dans la partie nord-est de l'affleurement et

elle devient aphanitique vers le sommet de la coulée au SO (une description pétrographique détaillée de ce basalte se trouve à la section 2.3.2.1.3). La coulée est surmontée au SO par un niveau d'une dizaine de mètres d'épaisseur de laves à coussins de tailles décimétriques. Plus au SO encore, les laves à coussins passent progressivement à des brèches de coussins et à des hyaloclastites. Un niveau lenticulaire de quelques mètres d'épaisseur constitué de tufs siliceux à grains fins (< 1mm) s'interstratifie entre les basaltes en coussins et les basaltes bréchiques. Ce niveau présente des alternances de lamines et lits sans structures et de moins de 30 cm d'épaisseur. Plusieurs lamines et lits sont pyriteux et graphiteux et il semble que les tufs aient subi des glissements syn-sédimentaires. En fait, le niveau de tufs est plissé de façon désordonnée et ces plissements n'affectent pas les autres roches présentes. Par ailleurs, l'attitude globale et la polarité des couches à cet indice sont cohérentes avec une position au niveau de la charnière du pli de grande échelle et à regard structural vers l'OSO de ce secteur.

Les gabbros, les basaltes et les roches volcanoclastiques sont recoupés par des dykes et injections irrégulières de diorite porphyrique. Ces intrusions sont observées à tous les indices. Elles ont des bordures figées sur quelques centimètres au contact avec les roches encaissantes et contiennent parfois des enclaves des roches encaissantes et de roches exotiques (indice 5). La roche est formée de 30 à 40 % de phénocristaux (1 à 5 mm) d'actinote et de 0 à 8 % de phénocristaux de plagioclase qui baignent dans une matrice à grains fins et de composition felsique (une description pétrographique détaillée de la diorite se trouve à la section 2.3.2.1.2).

2.2.2.2 Contrôles structuraux

Les indices laissent voir que les veines aurifères de quartz sont associées à des failles. Les failles aurifères recoupent tous les types de roches observés. Le quartz aurifère se trouve dans les failles (figure 18A) et des fractures secondaires, des fissures d'extension et des brèches associées aux failles (figure 18B). Les veines qui occupent les fractures de cisaillement ont des puissances allant jusqu'à 50 cm, elles ont un aspect massif ou rubané (figure 18A), et elles présentent parfois quelques cavités tapissées de chlorite et de cristaux de quartz. Le quartz des brèches est massif. Les quelques veinules d'extension observées montrent du quartz fibreux dont l'allongement accuse un angle fort par rapport aux parois de la veinule. Par endroits, les épontes des veines aurifères présentent des minéralisations disséminées sur quelques centimètres d'épaisseur. Sur le terrain, en général seule la présence de pyrite est notable dans les veines aurifères et leurs épontes. L'or natif a été observé dans une veine (indice 2).

Les diorites porphyriques ont été moins propices à la mise en place de veines que les gabbros et basaltes en raison d'un comportement moins fragile que ceux-ci. En fait, les veines sont moins bien développées au sein des intrusions de diorite porphyrique qu'au sein des gabbros et basaltes (il est impossible d'établir une comparaison rigoureuse avec les roches volcanoclastiques qui se trouvent à l'indice 5). Communément, seules de petites veines discontinues sont présentes dans les intrusions de diorite porphyrique.

La figure 17 permet de constater que la disposition des veines aurifères est complexe. Les anisotropies mécaniques liées à la présence d'intrusions de diorite dans les gabbros constituent un facteur de complexité. Plusieurs indices montrent en effet que ces intrusions de diorite exercent un contrôle sur l'orientation des fractures et sur le style de fracturation.

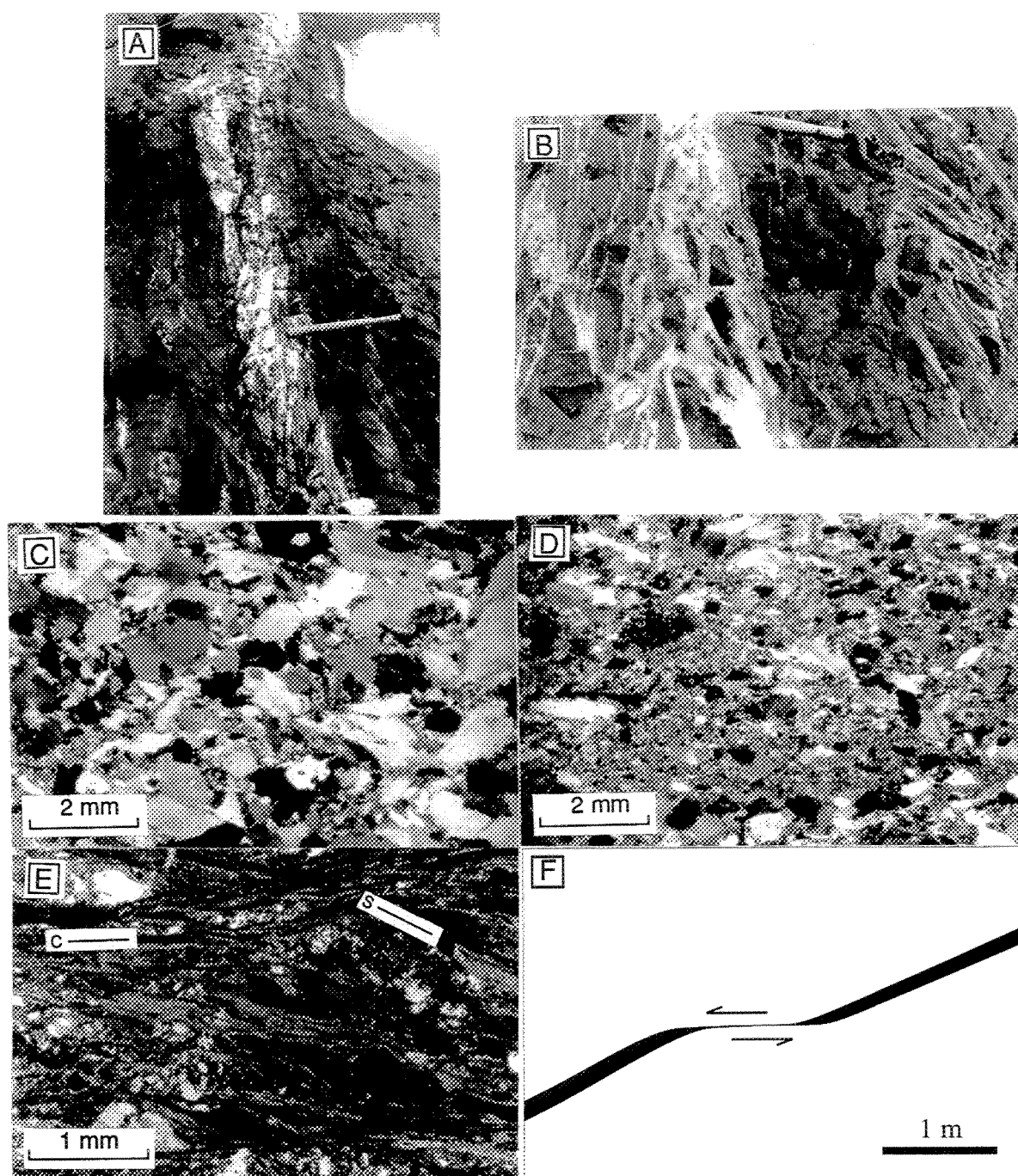


Figure 18. Observations dans le secteur «NO lac Shortt». A : veine de quartz rubanée, indice 8; le marteau fait 50 cm de longueur. B : Brèche à ciment de quartz aurifère, indice 1; le marteau fait 35 cm de longueur. C et D : photomicrographies permettant de voir la variation de l'intensité de déformation d'une veine de quartz; indice 1, échantillon 92-6. C : Section subhorizontale, D : section subverticale et perpendiculaire à la veine. E : photomicrographie d'un schiste à fabrique C-S associé à une faille senestre, indice 9. F : représentation schématique d'une zone de pincement d'une veine aurifère permettant de déduire le jeu de la faille, indice 2. (Voir la figure A7 de l'annexe A pour la localisation des échantillons).

Les veines aurifères principales occupent des failles dont la direction varie entre NE et ESE et dont le pendage est abrupt, N et S. Parmi la multitude de failles aurifères observées, deux catégories sont distinguées : 1) faille à rejet pendage prédominant, de sens inverse et inverse-dextre et 2) faille à rejet directionnel et oblique, de sens senestre et senestre-normal. Chacune des deux catégories représente en elle-même un agencement complexe de fracturation. L'ampleur du phénomène hydrothermal et minéralisateur (illustrée par l'étendue des altérations, l'épaisseur et la continuité des veines aurifères) associé à chacune des deux catégories de failles est très comparable.

Les failles aurifères à rejet pendage ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts N ou S (figure 17). Les variations de direction et de pendage semblent traduire un arrangement anastomosé semblable à ceux décrits par Daigneault et Archambault (1990). Les indices 1, 4, 8 et 10 laissent entrevoir le style à tendance losangée du motif anastomosé en relation avec les failles à rejet pendage. Ces failles ont un caractère à dominance fragile. La déformation ductile exprimée par une schistosité mylonitique comportant une linéation ne s'observe en général que de façon très localisée, sur quelques millimètres ou centimètres près des surfaces des fractures de cisaillement. L'angle de chute de la linéation (figure 17) et l'obliquité de la schistosité mylonitique par rapport aux failles qui est remarquée à certains endroits (indices 5, 6, 8 partie sud et 10) indiquent qu'il s'agit de failles à jeu inverse et inverse-dextre. Certaines des veines aurifères de quartz qui occupent les failles affichent du rubanement mylonitique (figure 18A). L'examen de plusieurs de ces veines au microscope a permis de constater que la déformation est plus prononcée sur les coupes verticales perpendiculaires aux veines que sur des coupes horizontales (figures 18C et 18D). Cette variation dans l'intensité de la déformation est cohérente avec un jeu à composante pendage prédominante pour les failles. Par ailleurs, il

il y a localement quelques fissures d'extension subhorizontales associées aux failles (indices 5, 7 et 8). Celles-ci indiquent un raccourcissement subhorizontal, ce qui est compatible avec un jeu inverse pour les failles.

Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique ont aussi des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts N ou S (figure 17). Elles sont observées aux indices 1, 2, 7, 9 et 11 et elles ont un caractère variant entre fragile et ductile. Les indices 7 et 9 exposent chacun une faille senestre à tendance ductile. Il s'agit probablement de la même zone de faille, comme il est possible d'en juger en considérant la position des deux indices. Il s'agit d'un couloir de roches foliées atteignant une largeur de 2 m et qui est orienté N230°/74°NO. La roche foliée est caractérisée par la fabrique C-S (Berthé *et al.* 1979a, 1979b; Lister et Snoke 1984; Hanmer et Passchier 1991) (figure 18E) et une linéation d'étirement qui est perpendiculaire à l'intersection des plans C et S. La linéation qui plonge à environ 33° vers l'O et les relations entre les plans C et S indiquent un jeu senestre-oblique, ce qui implique une composante de jeu en sens normal (figure 17).

Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique et au caractère fragile sont observées aux indices 1, 2 et 11. Parmi les failles observées à l'indice 1, il y en a de direction NE et en position subverticale (figure 17). Les stries subhorizontales sur les lèvres d'une de ces failles NE et l'obliquité de la schistosité mylonitique développée localement près de la surface de la fracture suggèrent un jeu senestre coulissant.

À l'indice 2 se trouvent deux failles aurifères au caractère fragile et à pendages abrupts : une faille orientée ENE recoupée par une autre de direction E (figure 17). Des fractures secondaires de direction NE et NNE et aussi à pendage abrupt sont associées aux fractures principales. Une figure de pincement et d'ouverture des lèvres de la faille (figure

18F) et un décalage entre les contacts des unités lithologiques indiquent un jeu senestre avec rejet horizontal latéral de l'ordre de 1 m pour la faille de direction ENE. Dans le cas de la faille de direction E aucun indice sur le sens et la direction du jeu n'a été remarqué. Mais comme telle, la disposition de toutes les fractures de cet indice rappelle un style de fracturation, décrit par Tchalenko (1970), cohérent avec du cisaillement senestre. La relation angulaire entre les failles de direction ENE et E est comparable à celle entre des fractures de type R et de type P. Les fractures de direction NE associées à la faille de direction ENE se comparent à des failles d'ordre inférieur de type R. Les fractures de direction NE et NNE associées à la faille de direction E sont assimilables respectivement à des fractures d'extension (type T) et à des failles d'ordre inférieur de type R'. Le pendage abrupt de toutes les fractures impliquerait alors un jeu à dominance directionnelle.

L'indice 11 expose aussi des failles à rejet senestre et au caractère fragile. Deux fractures subverticales et de direction ESE recoupent et décalent d'environ 1 m vers la gauche un dyke subvertical de diorite porphyrique (figure 17). Des fractures secondaires à pendage abrupt, de direction E, ENE et NE, sont comparables dans l'ordre à des failles de type R, T et R' dans un modèle de cisaillement à jeu directionnel prédominant.

Les affleurements n'ont pas permis d'élucider les relations chronologiques entre les deux catégories de failles aurifères.

2.2.2.3 Synthèse des observations pour le secteur

Les observations aux indices s'intègrent bien dans la représentation géologique du secteur fondée sur les travaux antérieurs. La disposition et la polarité des couches à l'indice 2 concordent avec une position au niveau de la charnière d'un pli synclinal à regard

structural vers l'OSO. L'attitude des couches à l'indice 5 s'accorde aussi avec une position sur le flanc sud du pli.

Du côté de la minéralisation, il a été observé que les veines aurifères de quartz sont encaissées dans toutes les lithologies reconnues auparavant dans le secteur et aussi dans des intrusions tardives de diorite porphyrique. Les veines aurifères sont mieux développées lorsqu'elles sont encaissées dans les gabbros et basaltes que dans les intrusions de diorite porphyrique.

La structure exerce un contrôle de premier ordre sur la mise en place des veines aurifères. Les veines aurifères de quartz sont en fait associées à des failles. Ces failles recoupent tous les types de roches observés aux indices. Elles sont probablement tardives par rapport à la déformation plicative régionale puisque aucune d'elles ne montre de signes de plissement alors que les indices se trouvent dans un contexte de charnière de pli régional. Les failles aurifères ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts, N ou S. Deux catégories de failles aurifères sont distinguées : 1) des failles à rejet pendage prédominant, de sens inverse et inverse-dextre et 2) des failles à rejet directionnel et oblique, de sens senestre et senestre-normal. La relation chronologique entre ces deux catégories de failles reste indéterminée.

2.2.3

SECTEUR «ILE OPAWICA»

Le secteur «Ile Opawica» représente 5 indices aurifères retrouvés sur l'île Opawica ainsi que l'indice «Boyvinet» situé au NO du lac Opawica (figure 19). Les indices à l'île Opawica sont désignés A, B, C, D, E. L'indice A a été découvert il y a longtemps (Burr 1947) tandis que les 4 autres ont été mis en évidence par la compagnie les Ressources Aur

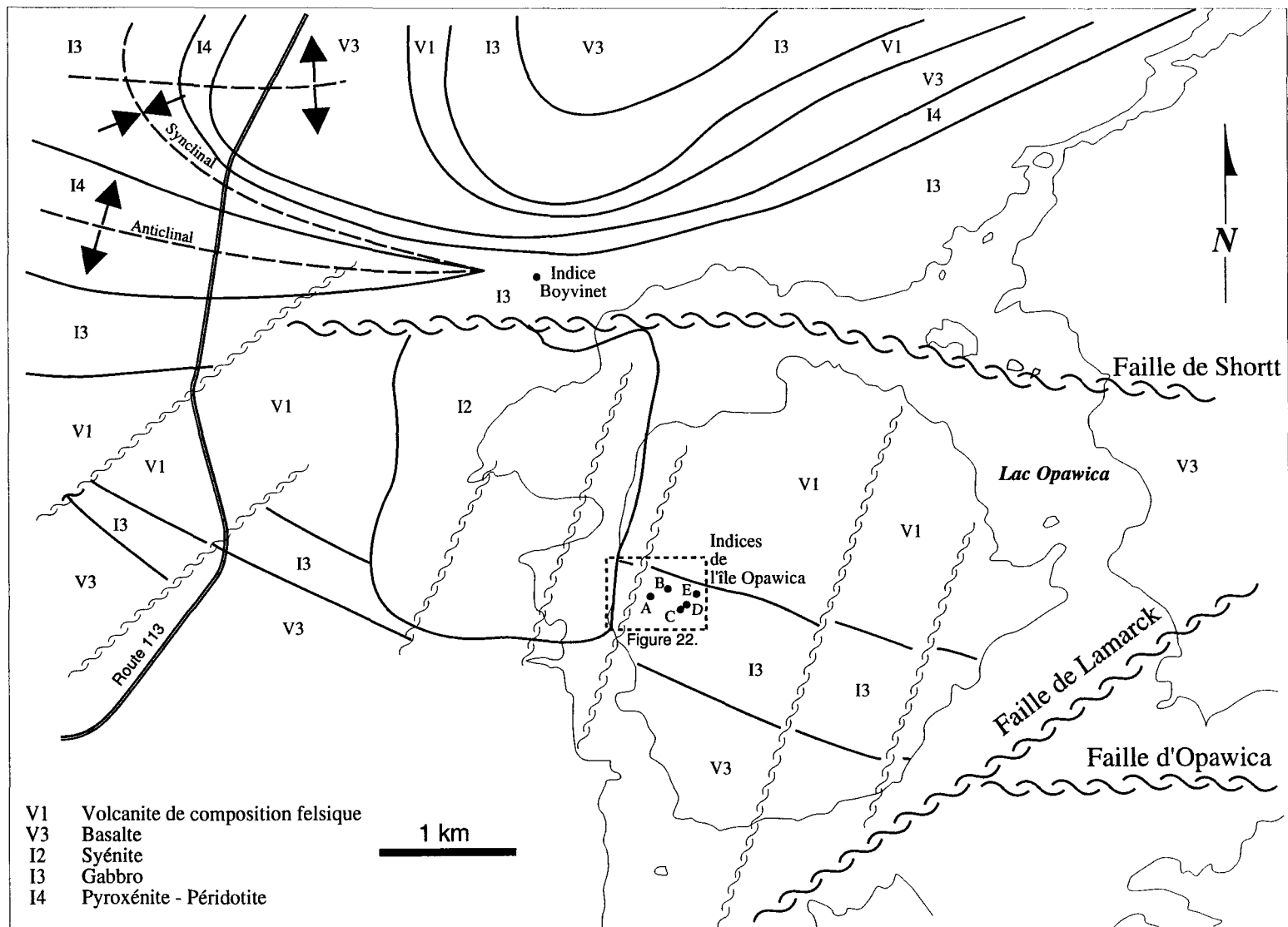


Figure 19. Géologie générale et localisation des indices étudiés du secteur «Île Opawica». Géologie modifiée d'après les travaux de Sharma et Lacoste (1981), Sharma et Gobeil (1987) et de la compagnie Minnova (Leblanc 1988; Girard 1989; Speidel 1992a, 1992b).

en 1987. Quant à l'indice «Boyvinet», il a été mis en valeur par la compagnie Minnova en 1988.

Les roches supracrustales qui sont présentes dans le secteur sont les basaltes de la Formation d'Obatogamau, les roches volcanoclastiques du membre de Wachigabau et les roches intrusives du complexe d'Esturgeon. Cet assemblage est traversé par un pluton de syénite situé juste à l'ouest de l'île Opawica (figure 19). La continuité ouest de la faille de Shortt se trouve au N de l'île Opawica. La position de cette faille est interprétée à partir des forages effectués par la compagnie Minnova (Speidel 1992a, 1992b). Comme au niveau de la mine du lac Shortt (voir le chapitre 3), la faille correspond à une zone de schistes d'une puissance décamétrique. Juste au S de l'île Opawica se trouve la zone d'intersection imaginable entre la faille d'Opawica et la faille de Lamarck. Des failles de direction NNE à jeux senestres sont rapportées au niveau de l'île Opawica (Sharma et Lacoste 1981). Elles sont interprétées comme étant des failles secondaires à la faille de Lamarck (section 1.5.3).

Pour faciliter la compréhension du cadre géologique des veines aurifères du secteur, la description est séparée en deux volets. Le premier volet concerne l'indice «Boyvinet». Le second volet se rapporte aux indices de l'île Opawica; dans ce cas la description est générale et ne s'attache pas à un indice en particulier, à l'exemple de la description du secteur «NO lac Shortt».

2.2.3.1 Indice «Boyvinet»

A cet indice, les veines aurifères de quartz sont encaissées dans un gabbro appartenant au complexe d'Esturgeon (figure 20). Le gabbro est massif et phanéritique grossier (de 3 à 10 mm) en général. Localement, il est phanéritique moyen (de 1 à 3 mm) et il présente du litage magmatique en direction E. Les lits d'épaisseurs centimétriques et décimétriques sont

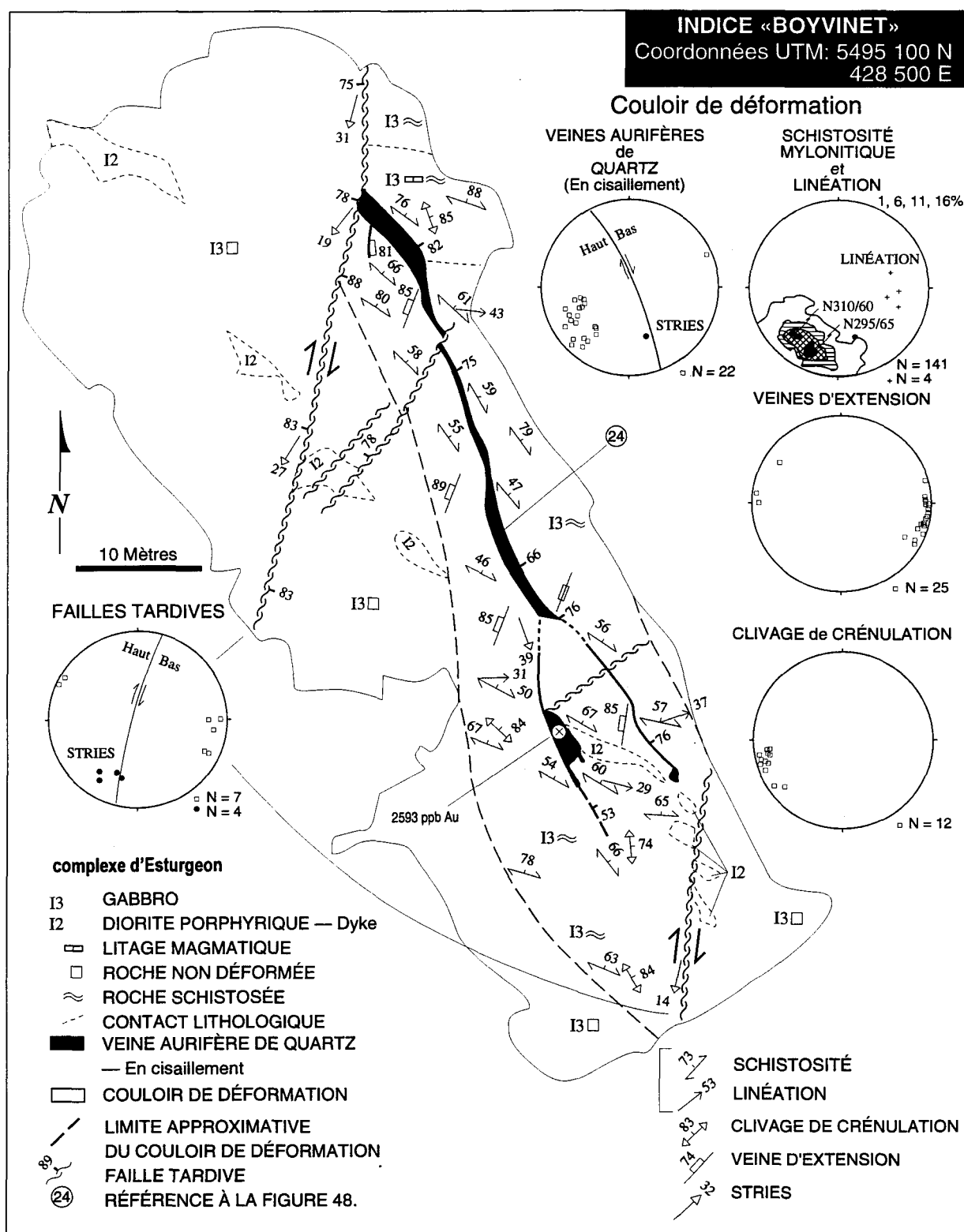


Figure 20. Plan géologique et stéréogrammes (projections équiaires; hémisphère inférieur) des éléments structuraux de l'indice «Boyvinet».

différenciés, montrant une proportion croissante de minéraux felsiques du N vers le S, ce qui suggère des sommets stratigraphiques vers le S. La roche possède une texture intergranulaire et renferme de 40 à 60 % de plagioclase, de 35 à 45 % de minéraux mafiques, de 5 à 10 % de magnétite et de 0 à 10 % de quartz. Quelques dykes de diorite porphyrique traversent le gabbro. Ces dykes définissent des lentilles pouvant atteindre quelques mètres d'épaisseur (figure 20). Cette roche est formée de phénocristaux (≤ 4 mm) mafiques (15 %) et de plagioclase (5 %) et d'une matrice à grains fins de composition felsique.

Les veines aurifères de quartz sont liées à une faille de nature fragile-ductile et de direction NNO (figure 20). Cette faille se matérialise par un couloir de déformation ayant une extension minimale hectométrique et une puissance décamétrique. Le couloir de déformation présente une roche schistosée, mylonitique et altérée, des fractures de cisaillement remplies de quartz aurifère et des fissures d'extension. Le gabbro est peu déformé en dehors de la zone de déformation aurifère, il n'affiche pas de schistosité ni de linéation. La zone de déformation se manifeste par l'apparition relativement brusque de la schistosité mylonitique dans le gabbro. La limite entre la roche massive, peu déformée, et la roche schistosée définit la direction NNO du couloir de déformation. La schistosité mylonitique a une attitude générale $N300^{\circ}/60^{\circ}NE$ et elle contient une linéation de direction et plongée approximative $N092^{\circ}/36^{\circ}E$. L'obliquité de cette schistosité mylonitique par rapport à la direction NNO de la zone de déformation et l'attitude de la linéation d'étirement permettent de déduire un cisaillement de sens dextre-oblique. Les veines principales occupent des fractures de cisaillement. Ces veines sont dans la même direction NNO que la zone de déformation et elles ont un pendage d'environ $60^{\circ}E$. L'obliquité de la schistosité mylonitique et l'orientation de la linéation d'étirement par rapport à ces veines indiquent un

jeu dextre-normal. Les veines principales ont une structure massive en général et elles ont une puissance de moins de 1 m. L'examen au microscope de ces veines, à partir d'échantillons orientés, révèle que la déformation du quartz est faible. La zone de déformation renferme aussi plusieurs fissures d'extension, remplies de quartz fibreux et de chlorite, qui sont orientées approximativement N190°/85°O. L'attitude oblique de ces veines d'extension dans la zone de déformation est aussi cohérente avec du cisaillement dextre. L'or se trouve dans une portion d'une des veines principales où le quartz est bréchifié et cimenté par de la pyrite (figure 21). La texture indique que cette minéralisation aurifère s'est mise en place après la bréchification du quartz.

Des failles discrètes de nature fragile, subverticales et de direction NNE à NE, décalent vers la droite le couloir de déformation aurifère (figure 20). Des stries suggèrent un jeu dextre-oblique pour ces failles tardives. Le rejet horizontal longitudinal dépasse le décimètre chez une de ces failles.

2.2.3.2 Indices de l'île Opawica

Les plans géologiques sommaires de chacun des 5 indices présentés à la figure 22 constituent la référence de base aux descriptions qui suivent.

2.2.3.2.1 ROCHES HÔTES

Les veines aurifères aux indices étudiés sur l'île Opawica sont encaissées dans un filon gabbroïque. Ce filon peut représenter l'extension E d'un filon du complexe d'Esturgeon se trouvant du côté O de l'intrusion de syénite présente dans le secteur (figure 19). La similitude de la texture et de la composition minéralogique et chimique de ce gabbro avec celui du secteur «NO lac Shortt» et celui de l'indice «Boyvinet» suggère en

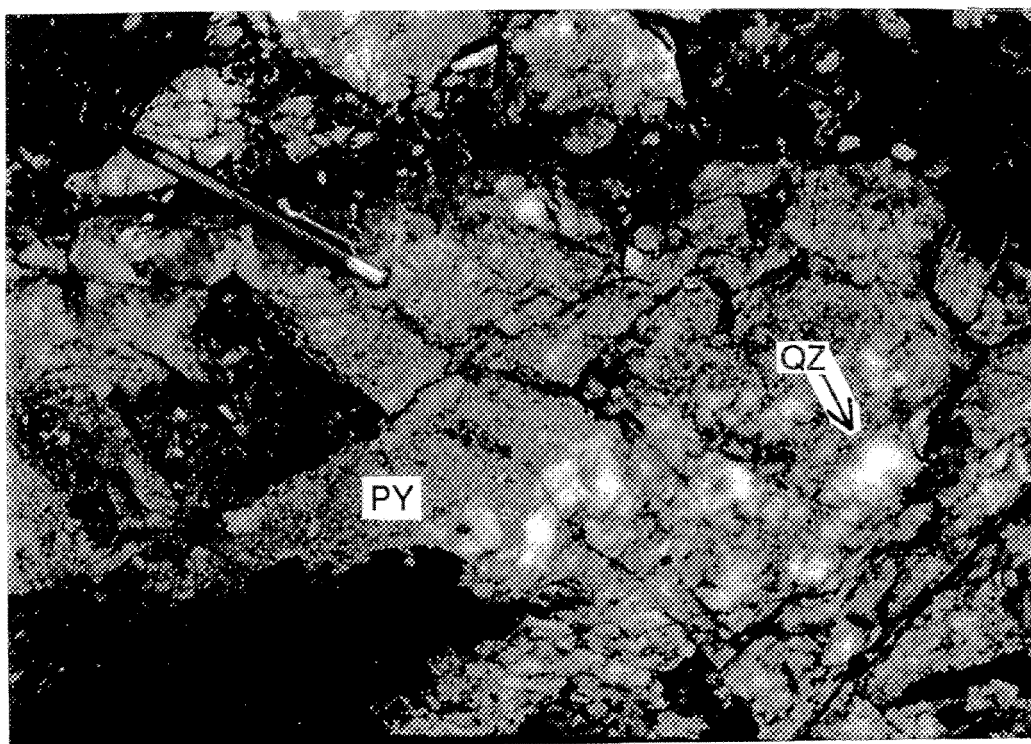


Figure 21. Portion bréchifiée d'une veine de quartz en cisaillement de l'indice «Boyvinet». Les fragments de quartz (QZ) sont soudés par un ciment pyriteux (PY). Le crayon fait 15 cm de longueur.

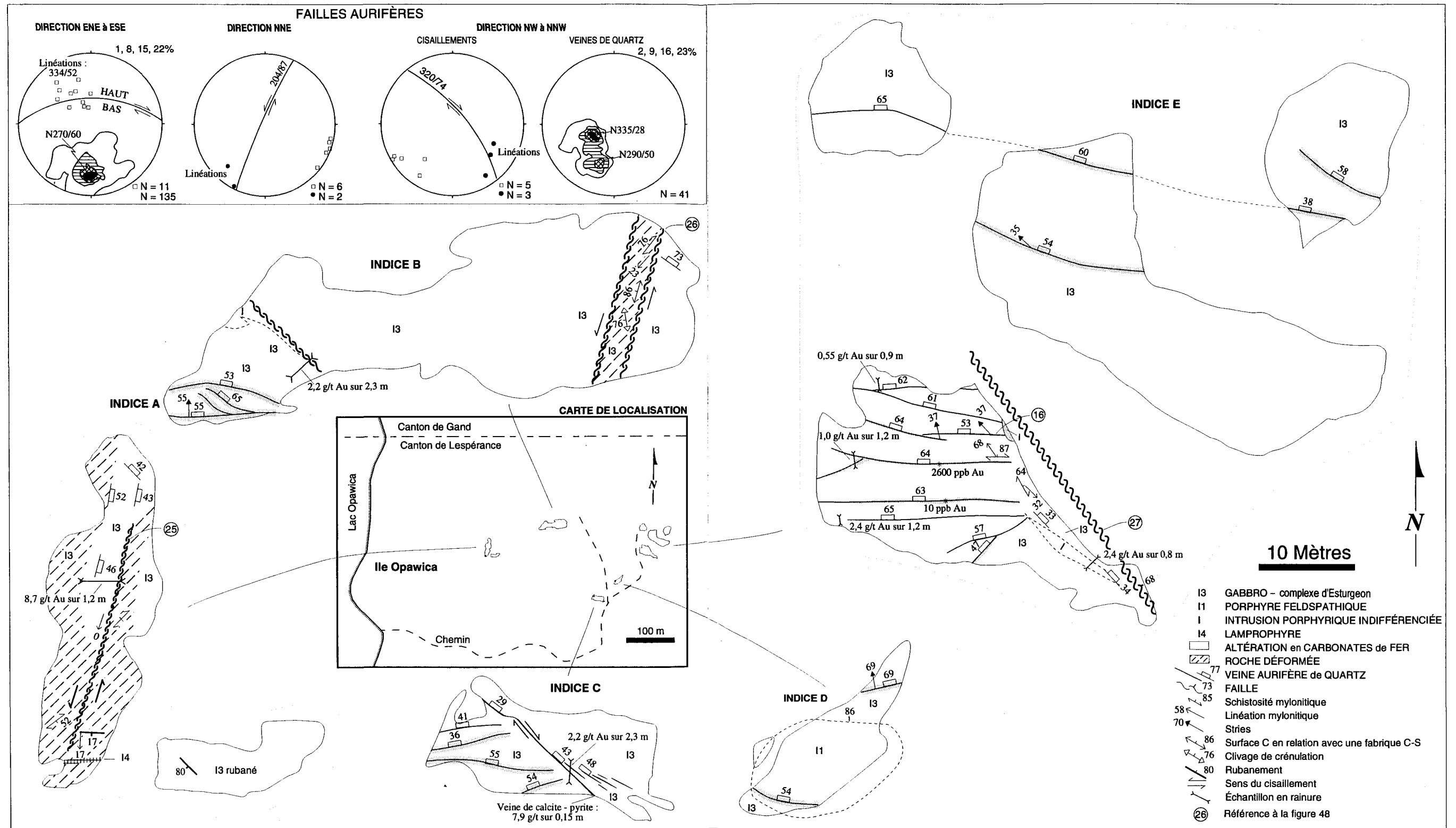


Figure 22. Plans géologiques et stéréogrammes (projections équiaires; hémisphère inférieur) des éléments structuraux des indices étudiés sur l'île Opawica. Géologie modifiée d'après les plans de la compagnie Les Ressources Aur.

effet qu'il appartient au complexe d'Esturgeon. Les affleurements aux indices montrent que le gabbro est traversé par plusieurs catégories de roches intrusives dont un dyke de lamprophyre. Les veines aurifères recoupent toutes les roches intrusives à l'exception du dyke de lamprophyre.

Le gabbro est en général massif et phanéritique moyen jusqu'à grossier (2 à 6 mm). Il affiche une texture intergranulaire avec localement des phénocristaux mafiques et son indice de coloration se situe entre 35 et 45. La roche présente du rubanement à l'indice A. Ce rubanement, d'origine magmatique probable, est plus ou moins parallèle à la direction du filon et il est défini par des bandes de puissances millimétriques riches en magnétite et en minéraux mafiques alternant avec des bandes riches en minéraux felsiques.

Le gabbro est traversé par une intrusion de porphyre feldspathique à l'indice D. Il s'agit d'une petite masse circulaire d'environ 15 m de diamètre. Le porphyre contient quelques enclaves gabbroïques et il est formé d'environ 30 % de phénocristaux de plagioclase (2 à 6 mm) communément zonés, de 15 % de phénocristaux mafiques (2 à 5 mm) et d'une matrice à grains fins de composition felsique. Quelques veines aurifères de quartz recoupent ce porphyre.

Plusieurs dykes recoupent le gabbro. Il y a des dykes de diorite à phénocristaux mafiques et de plagioclase à l'indice A. Ces dykes sont à leur tour recoupés par des dykes de composition intermédiaire à phénocristaux d'amphibole. L'altération aurifère affecte ces deux types de roches intrusives. Des lentilles de roches porphyriques altérées ont été remarquées au sein des zones d'altération aurifère aux indices B et E. A l'origine, il s'agissait peut-être de dykes porphyriques comme à l'indice A. Quelques dykes mineurs de composition mafique ont aussi été remarqués à l'indice B.

Le dyke de lamprophyre est observé à l'indice A. Ce dyke droit et régulier, subvertical et d'une puissance d'environ 15 cm, recoupe les autres roches et traverse la zone de cisaillement aurifère sans être affecté par les déformations et l'altération aurifère. La roche a une patine et une cassure noire et est formée de 40 % de phénocristaux mafiques, de calcite, de mica noir, de serpentine et de magnétite. Trois autres exemples de dykes, trouvés dans les environs et ayant des caractéristiques pétrographiques semblables à celui-ci, ont été classés comme étant des lamprophyres ultramafiques par Bourne et Bossé (1991).

2.2.3.2.2

CONTRÔLES STRUCTURAUX

Les minéralisations aurifères sont associées à des failles. Les failles aurifères recoupent tous les types de roches observés à l'exception du dyke de lamprophyre rencontré à l'indice A. La figure 22 illustre la disposition des failles aurifères à chacun des indices. Elles se divisent naturellement en trois groupes selon leur attitude, soit les failles aurifères 1) de direction ENE à ESE, 2) de direction NO et 3) de direction NNE (figure 22). L'ampleur du phénomène hydrothermal et minéralisateur (illustré par l'étendue des altérations et l'épaisseur et la continuité des veines aurifères) associé à chacun des trois groupes de failles est assez semblable. Sur le terrain, la pyrite est le seul minéral notable dans les zones minéralisées.

Les failles aurifères de direction ENE à ESE sont les plus communes; elles sont observées aux indices B, C, D et E. Ces failles de nature fragile se présentent comme des zones étroites (puissances décimétriques ou inférieures) de fracturation en cisaillement où sont injectées des veinules et veines aurifères de quartz. Les veines ont une puissance d'ordre centimétrique, une continuité qui atteint le décamètre, et une structure massive ou rubanée. Les épontes des veines présentent par endroits des minéralisations aurifères

disséminées sur quelques centimètres d'épaisseur. Les fractures principales en cisaillement ont une attitude moyenne N270°/60°N (figure 22). La schistosité mylonitique et la linéation ne sont observées que de façon très locale, soit sur quelques millimètres près des surfaces des fractures principales. La relation angulaire de la schistosité mylonitique par rapport aux fractures en cisaillement et l'angle de chute de la linéation inscrite dans cette schistosité indiquent qu'il s'agit de failles inverses-dextres. Des stries qui indiquent aussi un même jeu à composante pendage prédominante sont observées sur les surfaces de quelques-unes des fractures principales et veines. La mise en place de certaines veines aurifères a donc eu lieu avant la fin du jeu à composante pendage prédominante puisqu'il y a des veines à surfaces striées.

Les failles aurifères de direction NO sont observées aux indices B, C et E (figure 22). Elles ont un caractère fragile et se présentent comme des couloirs de puissances métriques comportant de nombreuses veinules et veines de quartz. Les veines lenticulaires, avec une continuité d'ordre métrique, ont des puissances millimétriques et centimétriques et une structure massive. Le couloir à l'indice C renferme en plus une veine de calcite - pyrite à structure massive qui atteint une puissance de 30 cm et qui recoupe les veines de quartz. Les meilleures valeurs en or sont associées à cette veine tardive. Il y a aussi des minéralisations disséminées dans les épontes des veines, plus particulièrement à l'indice B. Les veines, subparallèles entre elles, ont en général une direction NO avec un pendage d'environ 40° vers le NE (figure 22). Les roches encaissantes n'affichent aucune déformation ductile sauf à l'indice E. Aux indices B et E, il y a des failles d'attitude approximative N315°/75°NE qui accompagnent les couloirs de veinules et veines aurifères. En direction, ces failles sont subparallèles aux veines aurifères, mais en pendage, elles sont obliques. A l'indice E, la faille consiste en une zone d'épaisseur décimétrique de schistes

chloriteux. La roche qui est localement schistosée près de cette faille affiche une linéation à plongée modérée vers le SO, ce qui suggère un jeu oblique. A l'indice B, la faille est représentée par une fracture discrète. Quelques stries suggèrent un jeu à dominance directionnelle. A l'indice C, une figure de pincement et d'ouverture des lèvres de la faille (voir la figure 18F pour un exemple de ce type de figure) qui est occupée par la veine de calcite - pyrite suggère un jeu dextre.

Les failles aurifères de direction NNE sont observées aux indices A et B (figure 22). L'indice A présente dans sa partie ouest un gabbro affecté par la déformation ductile. Des dykes recoupant le gabbro sont aussi affectés par la déformation. La structuration globale est interprétée comme une faille fragile-ductile. En dehors de la zone déformée, dans la partie SE de l'indice, le gabbro affiche un rubanement d'origine magmatique, subvertical et de direction NO. En allant vers l'O, ce gabbro rubané est devenu déformé. Le rubanement est alors moins penté et en direction générale E-O. Vu en plan, le rubanement a subi une rotation antihoraire en passant de la roche non déformée à la roche déformée. La déformation semble donc impliquer du cisaillement senestre. La roche déformée est recoupée par une fracture en cisaillement, subverticale et en direction NNE. Des stries sur la surface de cette faille et les linéations d'étirement dans la roche déformée près de celle-ci indiquent conjointement un rejet à composante directionnelle prédominante. Globalement, la structuration semble ainsi correspondre à une faille fragile-ductile de direction NNE, en décrochement senestre. Des injections tardives de quartz aurifère traversent la roche déformée. Elles forment des veinules et des veines dans des orientations diverses, ainsi que des brèches. L'altération hydrothermale associée au quartz aurifère masque la déformation ductile et elle définit une zone orientée NNE. Des minéralisations disséminées se

retrouvent à l'intérieur de la zone d'altération hydrothermale, en association avec le quartz aurifère.

A l'indice B, la faille aurifère de direction NNE se caractérise par un couloir de puissance métrique à l'intérieur duquel le gabbro est schistosé et mylonitique ainsi que par des fractures en cisaillement de direction NNE et à pendage abrupt. Le gabbro schistosé et mylonitique affiche une linéation à faible plongée vers le SO (figure 22), la fabrique C-S et des bandes de cisaillement («shear bands»; Hanmer et Passchier 1991 parlent de «asymmetrical extensional shear bands») synthétiques, cohérents entre eux, permettant de déduire un jeu à composante directionnelle dominante, senestre-oblique. Ce couloir de déformation ne renferme pas de veines aurifères mais il présente de l'altération hydrothermale semblable à celle qui est associée aux veines aurifères de ce secteur.

Sur le plan chronologique, les failles de direction NO coupent celles de direction ENE à ESE puisque les veines aurifères associées à ces dernières se terminent lorsqu'elles rencontrent des failles de direction NO (figure 22). La rencontre d'une faille de direction NNE avec une faille de direction E est observée à l'indice B où il est clair que la faille aurifère de direction NNE coupe celle de direction E. Aucun des endroits examinés ne montre la rencontre entre les failles aurifères de direction NO et celles de direction NNE.

2.2.3.3 Synthèse des observations pour le secteur

Les veines aurifères du secteur sont associées à des failles. Tous les types de roches observés aux indices sont affectés par les altérations aurifères, à l'exception du dyke de lamprophyre observé sur l'île Opawica. La petite masse circulaire de porphyre et les autres intrusions de composition felsique qui traversent le gabbro sur l'île Opawica sont affectées par l'altération aurifère. Certaines de ces intrusions doivent être reliées au pluton se

trouvant à l'O de l'île Opawica (figure 19), ce qui suggère que les failles aurifères se sont développées après la mise en place de ce pluton. Trois groupes de failles aurifères sont distinguées. Un premier groupe est représenté par des failles dont la direction varie entre ENE et ESE et le pendage est modéré à abrupt vers le N. Pour ces failles, il y a des indices d'un jeu à composante pendage prédominante, inverse-dextre. Un second groupe est représenté par des failles de direction NO à NNO. L'exemple type de celles-ci se trouve à l'indice «Boyvinet». A cet endroit, la faille aurifère à pendage modéré vers l'E affiche un jeu dextre-normal. Les trois autres membres de ce second groupe, observés sur l'île Opawica, sont des couloirs injectés de nombreuses veinules et veines aurifères. Le pendage de ces veinules et veines est en général modéré vers l'E, comme c'est le cas pour les veines aurifères principales à l'indice «Boyvinet». Dans deux des trois cas en question, il y a une faille de direction NO et à pendage abrupt en association avec le couloir de veinules et veines aurifères. Les structures linéaires associées à ces failles ont une orientation semblable à celle reliée à la faille de l'indice «Boyvinet». Le troisième groupe réunit deux failles de direction NNE et à rejet directionnel prédominant, de sens senestre.

Les failles aurifères de direction ENE à ESE sont recoupées par les failles aurifères de direction NO à NNO et celles de direction NNE. Les intersections entre des failles de ces deux derniers groupes ne sont pas observées mais la relation des deux groupes en rapport avec l'attitude et le jeu est caractéristique d'un système conjugué (figure 23). La relation implique donc que les failles des deux groupes ont pu se former en même temps et qu'elles pourraient se recouper les unes les autres.

En guise de conclusion générale à cette section sur le secteur «Île Opawica», les observations importantes sont ici résumées. Trois groupes de failles contrôlent la mise en place des gisements d'or de type «veine de quartz» du secteur : 1) des failles de direction

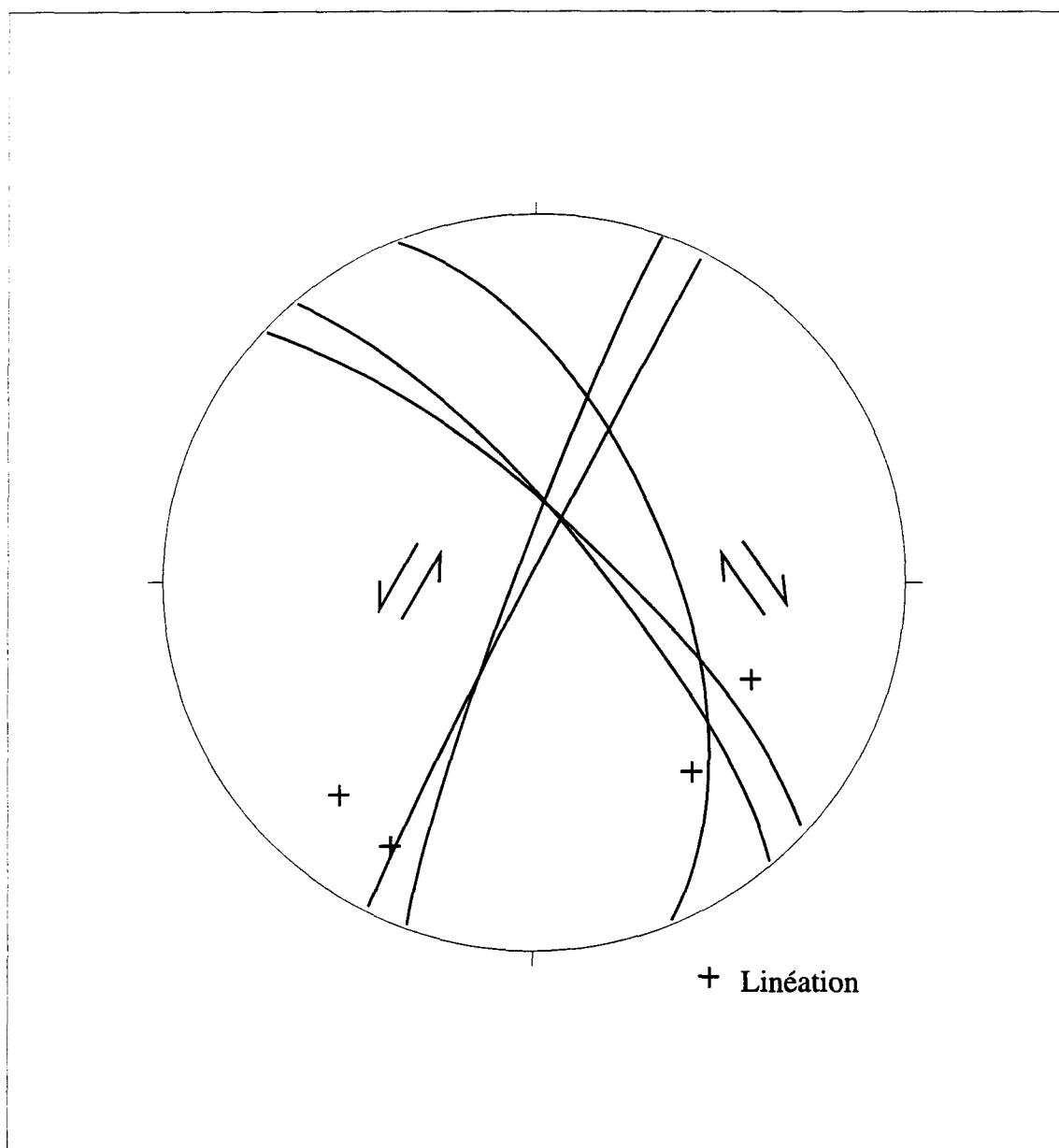


Figure 23. Projection stéréographique (hémisphère inférieur) des données relatives aux failles aurifères NO à NNO et NNE du secteur «Ile Opawica».

ENE à ESE à rejet pendage prédominant, de sens inverse-dextre 2) des failles de direction NNE à rejet directionnel prédominant, de sens senestre, et 3) des failles de direction NO à NNO à rejet directionnel et oblique, de sens dextre et dextre-normal. Les deux derniers groupes de failles représenteraient un réseau conjugué et se seraient développées après les failles aurifères à rejet pendage prédominant. Des dykes de lamprophyre (indice A) ainsi que des failles à jeu dextre-oblique (indice «Boyvinet») viennent ensuite recouper les zones aurifères. Le secteur se trouve non loin des failles régionales de Shortt et d'Opawica, ainsi que de la faille régionale de Lamarck.

2.2.4

PERSPECTIVE RÉGIONALE

Les veines aurifères de quartz des trois secteurs étudiés se retrouvent dans toutes les unités rocheuses majeures de la région. Des veines aurifères sont encaissées aussi bien dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau, dans les volcanites de composition felsique du membre de Wachigabau, dans les roches pyroclastiques et sédimentaires de la formation de Dalime, que dans les roches intrusives du complexe d'Esturgeon. Plusieurs unités lithologiques mineures sont aussi hôtes de minéralisations aurifères liées à des veines de quartz. Par conséquent, on peut croire que, à l'échelle de la région du lac Shortt, ce type de gisement aurifère n'est pas contrôlé par une unité lithologique particulière.

La structure constitue le plus important facteur dans la mise en place des veines aurifères étudiées. À l'échelle mésoscopique, les veines aurifères sont reliées à des failles. Les failles aurifères ont des comportements à dominance fragile en général. En fait, il y a peu de déformation ductile (secteurs «NO lac Shortt» et «Île Opawica») ou d'augmentation de la déformation ductile (secteur «E lac Opawica») associée aux fractures en cisaillement.

Pour l'ensemble des indices étudiés, deux familles de failles aurifères sont distinguées : des failles à rejet pendage prédominant et des failles à rejet directionnel et oblique.

Les failles aurifères à rejet pendage prédominant sont observées dans les trois secteurs étudiés. Il s'agirait de failles inverses et inverses-dextres. Ces failles aurifères ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts, N et S. Plusieurs failles aurifères ayant ces caractéristiques sont observées à l'intérieur même du couloir de déformation de la faille d'Opawica (secteur «E lac Opawica»). Les roches de ce couloir expriment une déformation majeure ductile vers la verticale. Les failles aurifères à rejet pendage prédominant semblent tardives par rapport à la déformation majeure ductile du couloir d'Opawica. D'une part, ces failles recoupent les plis observés dans le couloir de déformation. D'autre part, les failles à rejet pendage juxtaposent des compartiments déformés à des degrés différents à certains endroits (indices «Mariposite» et «Relique»). La compatibilité du jeu de ces failles avec l'empreinte de la déformation ductile indique cependant qu'elles ont pu se former dans un continuum avec la déformation majeure du couloir d'Opawica.

Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique sont observées dans les secteurs «NO lac Shortt» et «Ile Opawica». Dans le secteur «NO lac Shortt», elles ont des directions variant entre NE et ESE, des pendages abrupts et des jeux senestre et senestre-oblique (normal). Dans le secteur «Ile Opawica», elles se présentent en deux groupes apparemment conjugués : des failles de direction NNE et des failles de direction NO à NNO à jeux senestre-oblique et dextre-oblique (normal) respectivement.

Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique recoupent les failles aurifères à rejet pendage prédominant dans le secteur «Ile Opawica», ce qui suggère que celles-ci se sont développées avant.

L'ampleur du phénomène hydrothermal et minéralisateur associé à chacune des deux familles de failles aurifères est semblable. Les principales veines aurifères observées forment des lentilles dont la continuité latérale est d'ordre décamétrique ou moins et la puissance est inférieure à 1 m. Ces veines principales occupent des fractures de cisaillement et elles présentent du rubanement mylonitique ou sinon une texture massive. Elles peuvent être interprétées comme des remplissages de cavités lenticulaires formées par le chevauchement des irrégularités des lèvres des fractures lors de la translation des compartiments (Hodgson 1989; Guha *et al.* 1983).

Des minéralisations disséminées peuvent être observées dans les épontes des veines aurifères. Les disséminations s'étendent sur quelques centimètres ou décimètres sauf aux indices «Mariposite» et «Espoir» où elles ont des étendues métriques. A ces deux indices, la minéralisation de style disséminé prédomine sur celle de style veine mais les deux styles de minéralisation sont interprétés comme illustrant deux expressions différentes d'un même phénomène hydrothermal.

Les gisements les plus importants sont retrouvés dans le secteur «E lac Opawica», en association avec le couloir de déformation de la faille régionale d'Opawica. Ce caractère aurifère du couloir d'Opawica, déjà souligné par Sharma et Gobeil (1987), trouve actuellement son expression la plus forte à l'indice «Mariposite» (tableau 1).

2.3 APERÇU DES CARACTÉRISTIQUES DES MINÉRALISATIONS ET DES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

La présente partie comprend deux volets majeurs. La description des caractéristiques pétrographiques des corps minéralisés constitue le premier volet. La texture des différents minéraux métalliques et leurs relations mutuelles sont décrites dans ce premier volet. Dans le second volet sont présentées les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des altérations hydrothermales qui accompagnent les veines aurifères. Ces études fournissent des informations sur la nature des fluides hydrothermaux aurifères (Rose et Burt 1979; Meyer et Hemley 1967) et sur la chronologie de l'altération par rapport aux autres événements géologiques. Les informations sont aussi importantes pour établir une correspondance avec des types reconnus de gisements et pour comparer rigoureusement les gisements étudiés entre eux. L'examen du contexte géologique a révélé que la mise en place des gisements de type «veine de quartz» est liée à deux familles de failles. Aussi, des comparaisons doivent s'établir sur la base du type de contrôle structural.

2.3.1 CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES DES CORPS MINÉRALISÉS

La description pétrographique de plusieurs dizaines de lames minces polies montre que les minéralisations associées aux veines aurifères de quartz étudiées sont pour la plupart très semblables, tant du point de vue de leur composition que de leur relation avec la gangue, quelle que soit la nature du contrôle structural. Le tableau 2 résume les observations et permet d'établir la comparaison entre les gisements associés aux failles à rejet pendage prédominant et les gisements associés aux failles à rejet directionnel et oblique. La pyrite constitue la phase métallique prédominante en général, avec laquelle

Tableau 2. Sommaire des observations sur les minéralisations associées aux gisements de type «veine de quartz» étudiés.

SECTEUR - INDICE(1)	CONTRÔLE STRUCTURAL Type de faille et orientation(2)	MINÉRAUX MÉTALLIQUES(3)	RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES
E lac Opawica			
Mariposite	RP (E)	PY , CP, IM, PO, AU	PY hypautomorphe et poecilitique; inclusions de PO, CP, IM, AU et minéraux de la gangue dans PY; CP et AU aussi en grains libres et communément associés à PY.
Espoir	RP (E)	PY , IM	
Cominco	RP (ENE-E)	PY	
Butte	RP (ENE)	PY , CP, PO, AU	
Relique	RP (E)	PY , CP	
Savane	RP + RD (ENE-E)	PY , PO , CP	Agrégats de PO xénomorphe; CP en inclusions dans PY.
Ile Opawica			
A	RD (NNE)	PY , IM, MG, CP, AU	PY hypautomorphe et poecilitique remplace IM et MG primaires altérées ou recristallisées; inclusions de MG, CP, AU et minéraux de la gangue dans PY; CP et AU aussi en grains libres et communément associés à PY.
B	RP (E)	PY	
	RD (NO)	PY	
	RD (NNE)	PY	
C	RP (E)	PY	
	RD (NO)	PY	
D*	RP (ENE)	PY	
E	RP (ENE-ESE)	PY , IM, MG, AU	
	RD (NO)	PY , IM, MG, CP, AU	
Boyvinet	RO	PY , CP	Amas massif de PY; plages libres de CP.
NO lac Shortt			
1*	RP (ENE-E)	PY	PY hypautomorphe et poecilitique remplace IM et MG primaires altérées ou recristallisées; inclusions de IM, MG, CP, PO, AU et minéraux de la gangue dans PY; CP et AU aussi en grains libres et communément associés à PY.
2	RD (E)	PY , CP, PO, IM	
	RD (ENE)	PY , CP, PO, IM	
3	RP (ENE)	PY , CP	
4*	? (E)	PY	
5	RP (ENE)	PY	
6	RP (E-ESE)	PY	
7	RP (ENE)	PY , CP, PO, IM, MG	
8	RP (ENE)	PY	
9	RO (NE)	PY , CP, PO, IM, MG, AU	
10*	RP (ENE-NE)	PY	
11	RD (E-ESE)	PY , CP, PO, IM, MG, AU	

(1) Les indices marqués d'un astérisque n'ont pas été l'objet d'une étude pétrographique.

(2) RP : faille à rejet pendage; RD : faille à rejet directionnel; RO : faille à rejet oblique.

(3) PY : pyrite; PO : pyrrhotite; CP : chalcopryite; IM : ilménite; MG : magnétite; AU : or natif. (**PY**, **CP**) : constituant majeur, constituant mineur ou en trace

sont associées des proportions moindres de chalcopryrite, de pyrrhotite, d'ilménite, de magnétite et d'or natif. La description des textures de ces minéraux métalliques, de leurs relations mutuelles et de leur relation avec la gangue permet de déterminer leur moment de précipitation.

2.3.1.1 Pyrite

La pyrite est le minéral métallique le plus abondant dans la plupart des zones minéralisées étudiées. En général, elle est la seule phase métallique distinguée à l'oeil nu. Elle se retrouve à l'intérieur des veines aurifères de quartz et dans leurs épontes, ou encore dans les fragments des brèches à ciment de quartz associées aux veines.

Les veines renferment habituellement moins de 1 % de pyrite sous forme de disséminations entre les grains de quartz peu déformés, sous forme de traînées selon des fractures tardives, ou encore selon des zones de cisaillement à quartz microscaccharoïde (figure 24A). A l'indice «Boyvinet» (secteur «Ile Opawica»), une veine comporte localement jusqu'à 95 % de pyrite. A cet endroit, les agrégats massifs de pyrite cimentent le quartz bréchifié de la veine (figure 21), indiquant une précipitation tardive par rapport à celle du quartz. Un autre cas particulier, observé à l'indice C sur l'île Opawica, est celui d'une veine aurifère de calcite qui renferme environ 5 % de pyrite.

La pyrite est développée surtout dans les épontes des veines et dans les fragments des brèches (figure 24B). Elle peut atteindre alors une proportion de 10 %. Les cristaux de pyrite sont pour la plupart plus petits que 4 mm et hypautomorphes, mais les grains xénomorphes et automorphes sont assez communs aussi. Les cristaux sont en général disséminés ou forment des agrégats granulaires. Il s'agit dans tous les cas de cristaux néoblastiques et porphyroblastiques, communément poecilites et pouvant comporter des

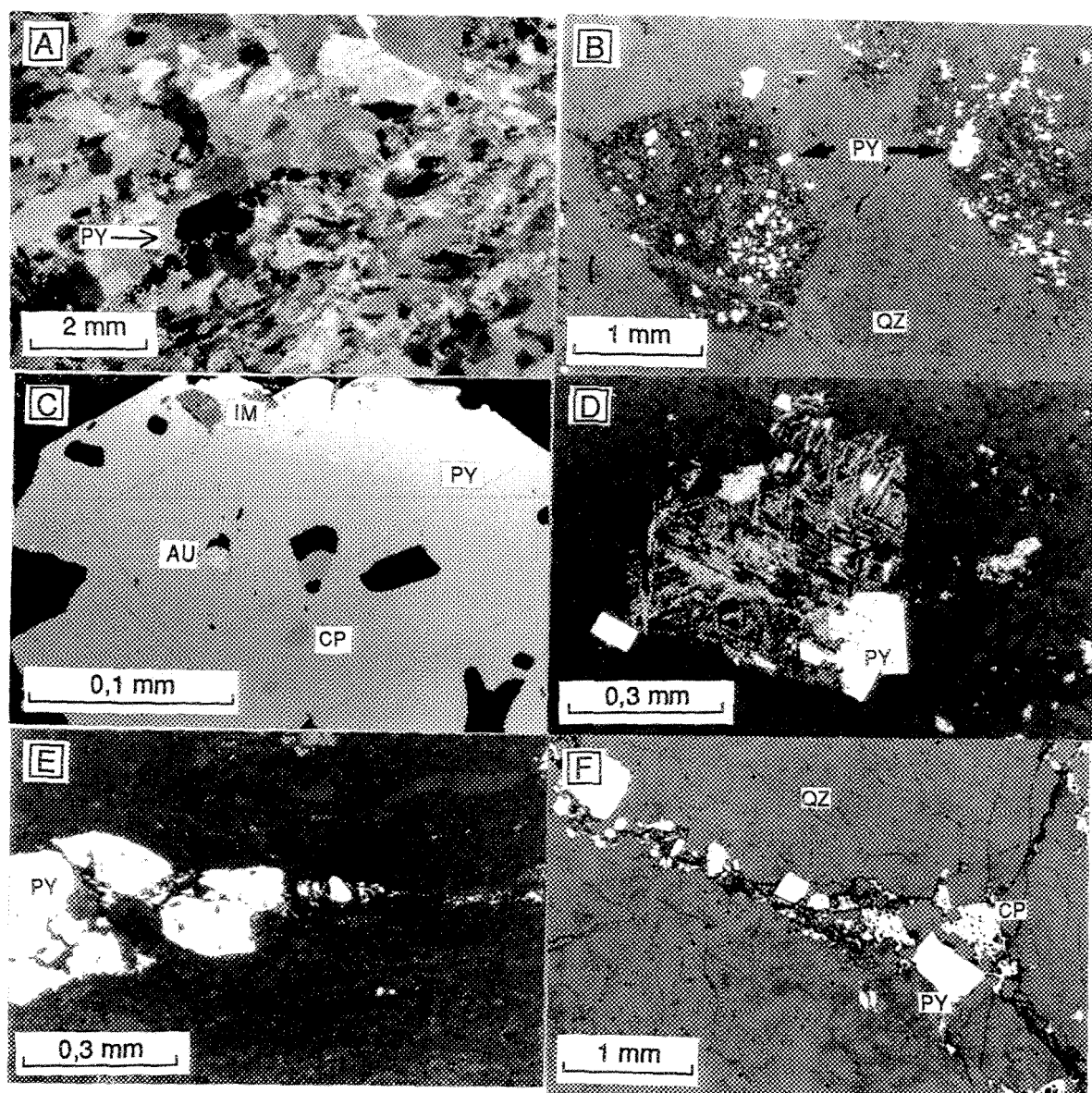


Figure 24. Photomicrographies relatives aux minéralisations aurifères. A : traînée de pyrite (PY) dans une veine selon une zone de cisaillement à quartz microscaccharoïde; échantillon 87-267, indice 2 du secteur «NO lac Shortt». B : Pyritisation (PY) de fragments de gabbro incorporés dans une veine aurifère de quartz (QZ); échantillon 88-172, indice A du secteur «Ile Opawica». C : inclusions de chalcopyrite (CP), d'ilménite (IM) et d'or natif (AU) dans un grain de pyrite (PY); échantillon 87-369, indice 11 du secteur «NO lac Shortt». D : pyrite (PY) en remplacement de la magnétite primaire qui est altérée en leucoxène; échantillon 87-371, indice 11 du secteur «NO lac Shortt». E : pyrite (PY) broyée formant une traînée dans une zone de cisaillement de type «NE»; échantillon 87-427, indice 9 du secteur «NO lac Shortt». F : chalcopyrite (CP) et pyrite (PY) occupant une fracture tardive dans une veine de quartz (QZ); échantillon 88-46, indice «Boyvinet» du secteur «Ile Opawica». (Pour la localisation des échantillons, voir les figures A7, A8 et A9 de l'annexe A).

inclusions de quartz, carbonates, séricite, leucoxène, chalcoppyrite, pyrrhotite, ilménite, magnétite et d'or natif (figure 24C). Dans les gabbros minéralisés, la pyrite remplace l'ilménite et la magnétite primaires ainsi que les agrégats d'altération de leucoxène qui leurs sont associés (secteurs «Ile Opawica» et «NO lac Shortt»; figure 24D). Elle n'est que localement rencontrée en inclusion dans la chalcoppyrite (indice «Boyvinet») et aussi dans une génération tardive de cristaux d'ilménite (secteur «Ile Opawica»).

A tous les indices étudiés, il ne semble pas y avoir eu de déformations importantes après la précipitation de la pyrite. Dans les cas où la gangue est schistosée, la pyrite ne se dispose pas particulièrement en traînées selon la schistosité, texture qui aurait pu refléter des déformations après la précipitation de la pyrite. Dans le secteur «E lac Opawica» où les roches sont dans l'ensemble intensément déformées et schistosées, les minéralisations ne montrent que de façon locale ou peu nette des traînées de cristaux de pyrite selon la schistosité. Des ombres de pression en bordure des grains de pyrite ne sont observées qu'à certains indices de ce secteur. Celles-ci ne traduisent manifestement pas des déformations majeures après la précipitation de la pyrite. La pyrite est craquelée seulement à l'occasion et un seul cas est noté où elle se présente broyée (figure 24E). Ce broyage est observé au sein d'une faille à rejet oblique-senestre présente à l'indice 9 du secteur «NO lac Shortt».

2.3.1.2 Chalcoppyrite

Ce minéral est observé dans la plupart des zones minéralisées et est généralement en traces. Il se présente en plages plus petites que 0,2 mm communément associées à la pyrite, soit accolées à celle-ci, en inclusions (figure 24C) ou encore en veinules qui remplissent des craquelures. Il est aussi rencontré en inclusions dans la pyrrhotite (indice «Savane», secteur «E lac Opawica»). La chalcoppyrite atteint une proportion appréciable, près de 1 %,

seulement dans une veine à l'indice «Boyvinet», à l'endroit où des amas massifs de pyrite sont observés. Il s'agit de plages irrégulières en remplissage de cavités et de fractures (figure 24F) et qui englobent quelques cristaux de pyrite et de sphène.

2.3.1.3 Pyrrhotite

La pyrrhotite est commune et est généralement en traces. En général, il s'agit de plages plus petites que 0,05 mm en inclusions dans la pyrite. Seul l'indice «Savane» (secteur «E lac Opawica») présente une proportion appréciable de pyrrhotite, c'est-à-dire près de 1 %. Elle se trouve alors dans la roche altérée ainsi qu'à l'intérieur de veinules aurifères de quartz où elle forme des agrégats irréguliers ($\leq 1,5$ mm) de cristaux xénomorphes. La taille des cristaux individuels atteint 0,5 mm (figure 25A). Accolés ou situés à proximité des agrégats de pyrrhotite, sont observés quelques cristaux automorphes de pyrite. Quelques inclusions de chalcopryrite et de leucoxène sont présentes dans les cristaux de pyrrhotite.

2.3.1.4 Magnétite

La magnétite est observée dans les gabbros aux indices des secteurs «Ile Opawica» et «NO lac Shortt». Ce minéral est un constituant primaire des gabbros et il est généralement englobé par des plages d'ilménite (figure 25B). Cette association de minéraux est variablement altérée en leucoxène. Ces altérations sont à leur tour remplacées par la pyrite (figure 24D). Il y a aussi de la magnétite recristallisée dans certains échantillons altérés. Il s'agit de cristaux automorphes plus petits que 0,025 mm (figure 25C). Ces cristaux sont englobés par la pyrite.

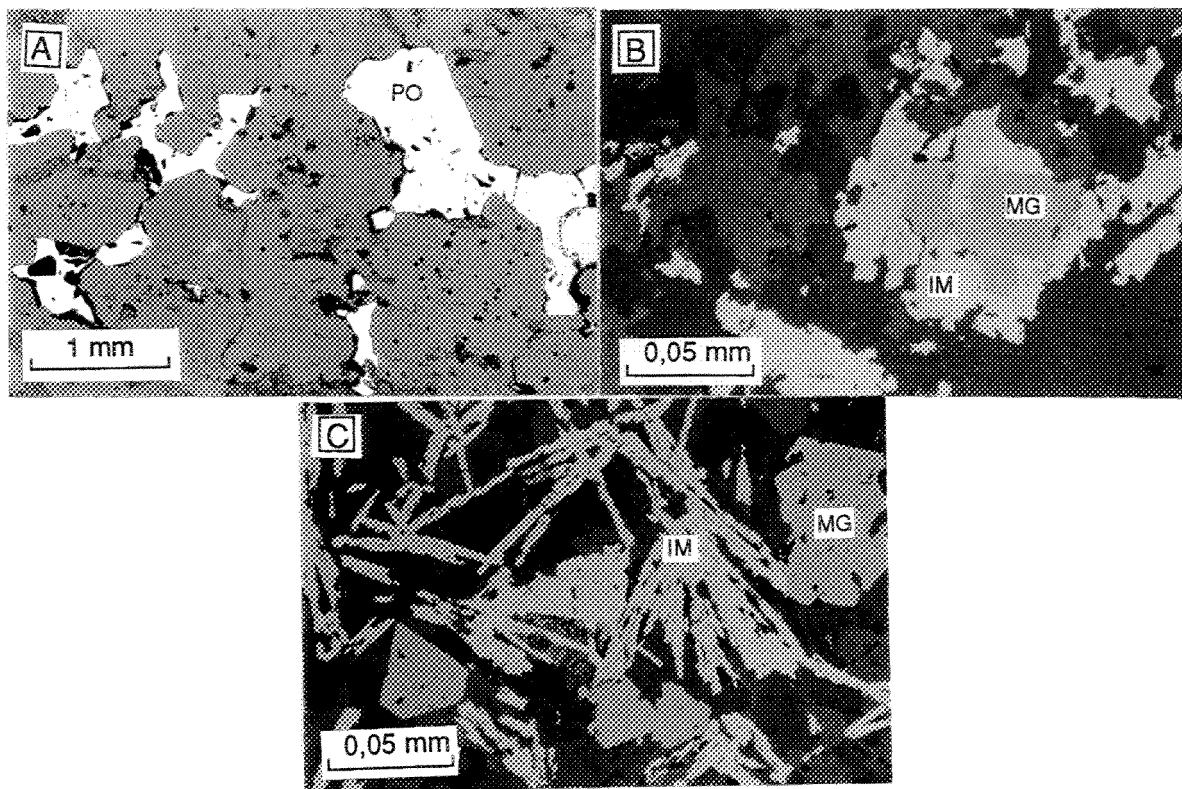


Figure 25. Photomicrographies relatives aux minéralisations aurifères. A : plages de pyrrhotite (PO) dans une veinule de quartz; échantillon 88-4, indice «Savane» (secteur «E lac Opawica»). B : magnétite primaire (MG) entourée de plages d'ilménite (IM); échantillon 88-171, indice A du secteur «Ile Opawica». C : recristallisations de magnétite (MG) et d'ilménite (IM); échantillon 88-133, indice E du secteur «Ile Opawica». (Pour la localisation des échantillons, voir les figures A4 et A8 de l'annexe A).

2.3.1.5 Ilménite

Ce minéral est observé dans les gabbros aux indices des secteurs «Ile Opawica» et «NO lac Shortt». Tout comme la magnétite, il est un constituant primaire des gabbros. L'ilménite primaire englobe des plages de magnétite primaire (figure 25B). L'ilménite primaire et ses altérations en leucoxène sont englobées par la pyrite. Des plages d'ilménite se retrouvent d'ailleurs en inclusion ($< 0,1$ mm) dans la pyrite. Dans certains échantillons altérés, l'ilménite est recristallisée en fines paillettes (figure 25C) en association avec de la magnétite recristallisée aussi. La pyrite englobe les recristallisations d'ilménite.

2.3.1.6 Or natif

L'or natif a été observé dans des échantillons provenant des indices «Butte», «Mariposite» (secteur «E lac Opawica») et de ceux des secteurs «NO lac Shortt» et «Ile Opawica». Il est à l'état de trace et se présente en plages inférieures à 0,03 mm, exceptionnellement jusqu'à 2 mm (indice 2, secteur «NO lac Shortt»). Dans la plupart des exemples observés, les plages d'or natif sont associées de près à la pyrite, en inclusion (figures 24C), dans des veinules qui la recoupent, accolées à sa surface ou situées à l'intérieur de craquelures, ou encore à son pourtour. L'or est aussi retrouvé libre dans des veines et veinules. Deux analyses à la microsonde électronique (annexe C1) montrent qu'il y a un peu d'argent allié avec l'or. Le rapport Au/Ag varie de 0,84 à 0,88.

2.3.1.7 Gangue

Les minéralisations se retrouvent dans des veines de quartz, mais surtout dans leurs épontes et dans les fragments des brèches cimentées par le quartz. Les veines aurifères de quartz possèdent des quantités variables, mais subordonnées, d'albite et de carbonates.

Dans un seul cas, une veine aurifère est formée surtout de calcite (indice C, secteur «Ile Opawica»). Les veines aurifères principales occupent des failles et sont caractérisées par plusieurs catégories de quartz qui peuvent s'interpréter comme résultant du remplissage, de la déformation, de la recristallisation et de remplissages tardifs (Bonnemaison 1986; Nicolas 1984). En effet, ces veines présentent du quartz grossier plus ou moins déformé, avec extinction roulante, sous-joints et sous-grains; du quartz microscaccharoïde produit par la recristallisation dynamique (figure 24A), et enfin du quartz grossier non déformé pouvant résulter de la recristallisation statique du quartz microscaccharoïde ou d'une venue tardive. La prédominance générale du quartz grossier plus ou moins déformé laisse croire que la plupart des veines n'ont pas subi de déformation majeure après leur mise en place.

Les minéralisations disséminées dans les épontes des veines se retrouvent dans des roches schistosées ou non, ayant subi de l'altération hydrothermale. La schistosité est définie par les minéraux phylliteux d'altération.

2.3.1.8 Moment de précipitation

La pyrite, la chalcopryrite et l'or natif, lorsqu'ils sont observés collectivement, semblent avoir précipité simultanément puisque la chalcopryrite et l'or natif se trouvent en inclusions dans la pyrite et aussi dans des veinules et des craquelures recoupant cette dernière. Les fines inclusions de pyrrhotite qui sont communément observées dans la pyrite peuvent refléter un remplacement de la pyrrhotite en relation avec la formation de porphyroblastes de pyrite. Les néoblastes d'ilménite et de magnétite ont précipité avant la pyrite et sans doute aussi avant les autres sulfures et l'or.

En général, les observations indiquent que les minéralisations se sont formées plus tard que la plupart des minéraux de la gangue. D'une part, les minéralisations encaissées

dans les veines de quartz principales sont communément associées au quartz microscaccharoïde, ou associées au quartz grossier non déformé, ou encore elles se sont déposées dans des fractures et cisaillements tardifs au sein de ces veines et postérieurement au broyage qui a donné lieu au quartz microscaccharoïde (figure 24A). D'autre part, les cristaux de pyrite observés dans les épontes altérées des veines contiennent communément des inclusions des minéraux d'altération.

A tous les indices étudiés, les minéralisations semblent avoir précipité après la majeure partie des déformations enregistrées par la gangue. Pour le secteur «E lac Opawica» en particulier où les roches sont de façon globale intensément déformées et schistosées, il est notable que les minéralisations ne marquent pas la schistosité et ne semblent pas avoir subi de déformations majeures.

2.3.2 CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

Les épontes des veines aurifères de quartz étudiées affichent des altérations hydrothermales. L'altération, occasionnée par la circulation d'un fluide hydrothermal, se manifeste par des changements dans la minéralogie, dans la composition chimique et dans la texture des roches encaissantes des veines (Rose et Burt 1979; Meyer et Hemley 1967).

En affleurement, la carbonatation, la chloritisation et la séricitisation sont relevées avec parfois le développement de biotite et de fuchsite. Aux indices des secteurs «NO lac Shortt» et «Ile Opawica», l'altération hydrothermale s'étend sur quelques décimètres ou mètres de chaque côté des veines. Au sein du secteur «E lac Opawica» elle peut atteindre une étendue beaucoup plus grande : les affleurements aux indices «Mariposite», «Espoir» et «Cominco» affichent en effet une carbonatation généralisée. Les observations à l'échelle

mésoscopique et les études pétrographiques générales ne font pas ressortir l'existence de différences significatives entre les altérations associées aux failles à rejet pendage prédominant et celles associées aux failles à rejet directionnel et oblique. Globalement, les mêmes minéraux d'altération sont observés et les gisements ne se distinguent pas non plus par l'abondance particulière de l'un ou de plusieurs minéraux d'altération. Seule l'abondance de fuchsite à l'indice «Mariposite» est particulière mais elle n'est pas distinctive du type de contrôle structural de ce gisement (faille à rejet pendage prédominant).

L'examen de plusieurs dizaines de lames minces touchant à la plupart des indices a permis d'établir les caractéristiques pétrographiques des altérations (tableau 3). Grâce à des profils d'échantillonnage détaillé (figures 26 à 32 et tableau 4), il a été possible de préciser les modifications minéralogiques, chimiques et texturales intervenues au sein des zones d'altération. Les profils retenus se trouvent à des endroits où il est possible d'observer, au sein d'une lithologie homogène, le passage d'une roche non altérée à une roche altérée jusqu'au niveau de la veine aurifère de quartz. Les profils illustrent l'altération au sein de basaltes (indice «Savane», secteur «E lac Opawica»; indice 2, secteur «NO lac Shortt»), de gabbros (indices «Boyvinet» et C, secteur «Ile Opawica»; indices 7 et 11, secteur «NO lac Shortt») et d'une diorite porphyrique (indice 7, secteur «NO lac Shortt»). Un des motifs de cette étude était de vérifier s'il y a des distinctions dans les altérations et minéralisations selon le type de contrôle structural. Aussi, les profils représentent les zones d'altération en bordure des veines aurifères de quartz occupant des failles à rejet pendage prédominant (indice E, secteur «Ile Opawica»; indice 7, secteur «NO lac Shortt»), des failles à rejet directionnel et oblique (indices 2 et 11, secteur «NO lac Shortt»; indice «Boyvinet», secteur «Ile Opawica»), et d'un type mixte (indice «Savane», secteur «E lac Opawica»). La composition chimique peu contrastée des protolithes pour les profils retenus (gabbros,

Tableau 3. Principales caractéristiques des altérations hydrothermales associées aux gisements de type «veine de quartz» étudiés.

SECTEUR - INDICE	MINÉRAUX D'ALTÉRATION*	REMARQUES DESCRIPTIVES**
«E lac Opawica»		
«Mariposite»	CB, CC, CL, SR, AB, MU, PY	Altération étendue. Trois sous-zones : 1) CB-CC-CL-SR, 2) AB-CB-CC-SR-MU et 3) AB-CB-CC-PY-SR
«Espoir»	CB, CC, SR, AB, PY	Altération étendue. Deux sous-zones : 1) CB-CC-SR et 2) CB-CC-AB-SR-PY
«Cominco»	CB, CC, SR, CL, PY	Altération étendue
«Butte»	CB, CC, CL, PY	Altération restreinte (cm)
«Relique»	CB, CC, CL, PY	Altération modérément étendue (\geq m)
«Savane»	CB, CC, CL, PY	Altération modérément étendue (m)
«Ile Opawica»		
A, B, C, D et E	CB, CC, CL, SR, BO, AB, PY	Altération restreinte à modérément étendue (cm à m). Deux sous-zones : 1) CB-CC-CL-SR-BO et 2) AB-CB-CC-PY
«Boyvinet»	CB, CC, CL, SR, AB	Altération modérément étendue (m). Deux sous-zones : 1) CB-CC-CL-SR et 2) AB-CB-CC
«NO lac Shortt»		
1 à 11	CB, CC, CL, SR, BO, AB, PY	Altération restreinte à modérément étendue (cm à m). Deux sous-zones : 1) CB-CC-CL-SR-BO et 2) AB-CB-CC-PY

* CB : carbonate ferrique; CC : calcite; CL : chlorite; SR : séricite; AB : albite; MU : muscovite vert clair; PY : pyrite; BO : biotite.

** (cm), (m) : étendue centimétrique, métrique.

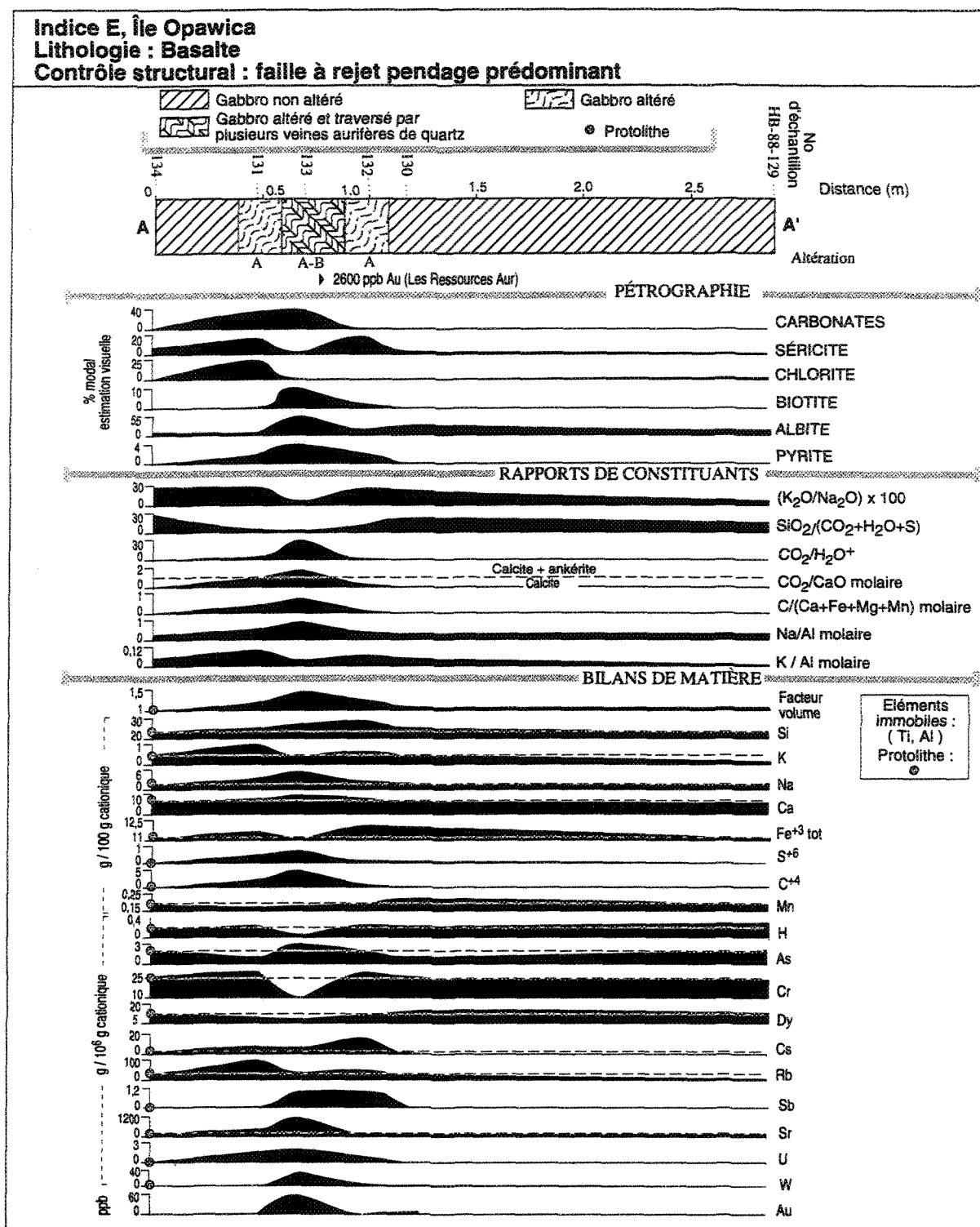


Figure 26. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice E du secteur «Île Opawica». La position de la section d'échantillonnage est montrée à la figure A8 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées au tableau B1 de l'annexe B.

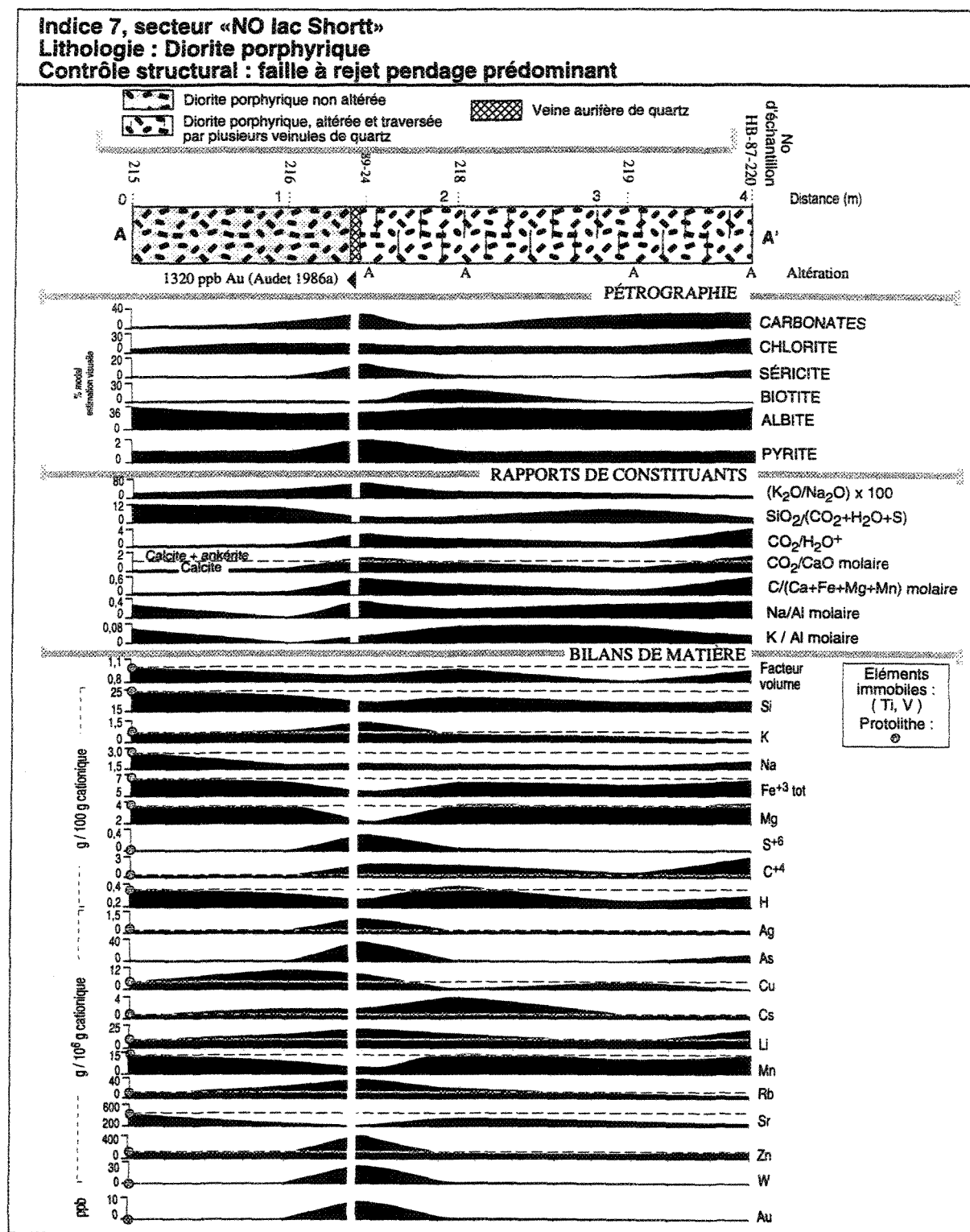


Figure 27. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 7 du secteur «NO lac Shortt». La position de la section d'échantillonnage est montrée à la figure A7 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées au tableau B2 de l'annexe B.

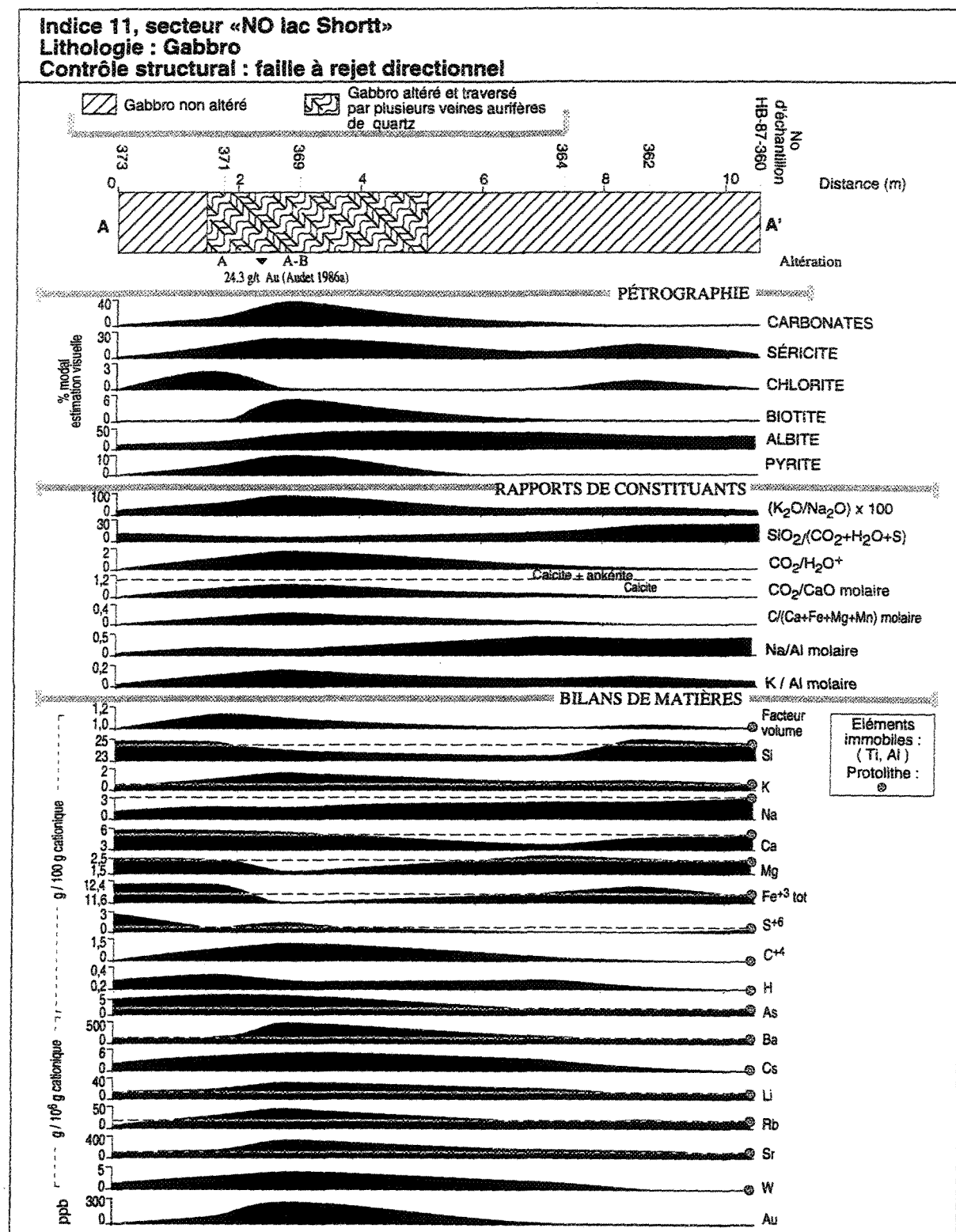


Figure 29. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 11 du secteur «NO lac Shortt». La position de la section d'échantillonnage est montrée à la figure A7 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées au tableau B4 de l'annexe B.

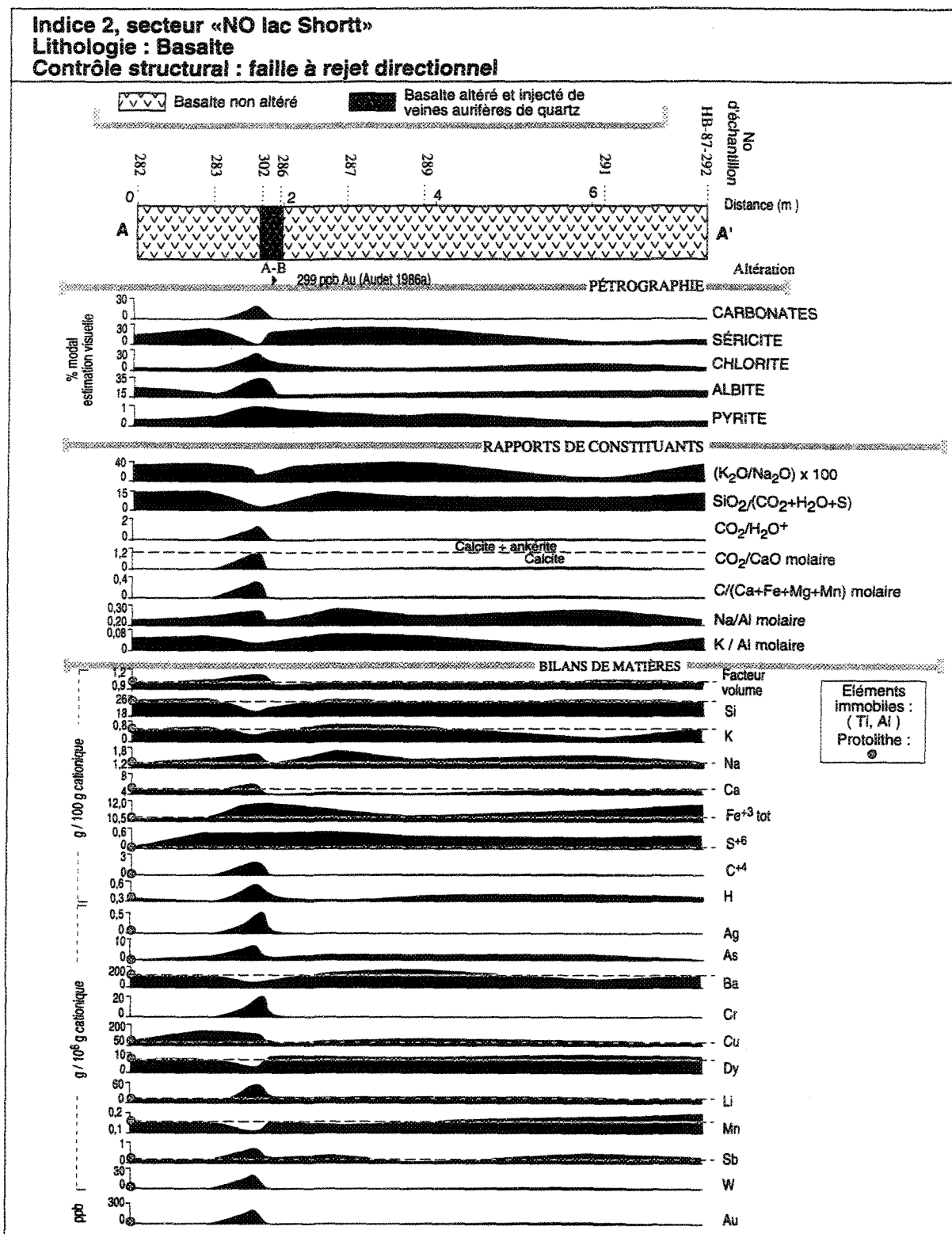


Figure 30. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice 2 du secteur «NO lac Shortt». La position de la section d'échantillonnage est montrée à la figure A7 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées au tableau B5 de l'annexe B.

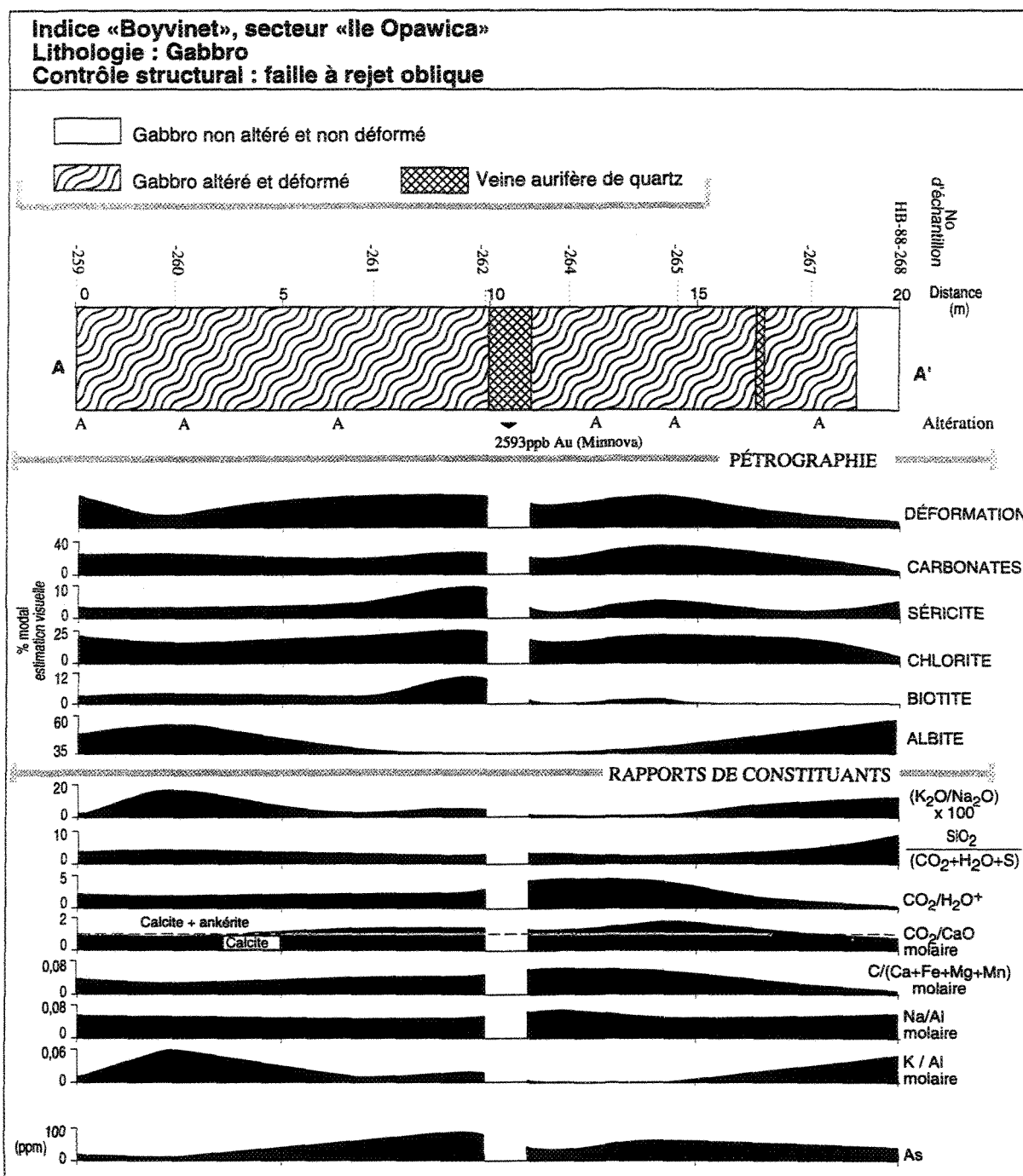


Figure 31. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice «Boyvinet» du secteur «Île Opawica». La position de la section d'échantillonnage est montrée à la figure A9 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées au tableau B6 de l'annexe B.

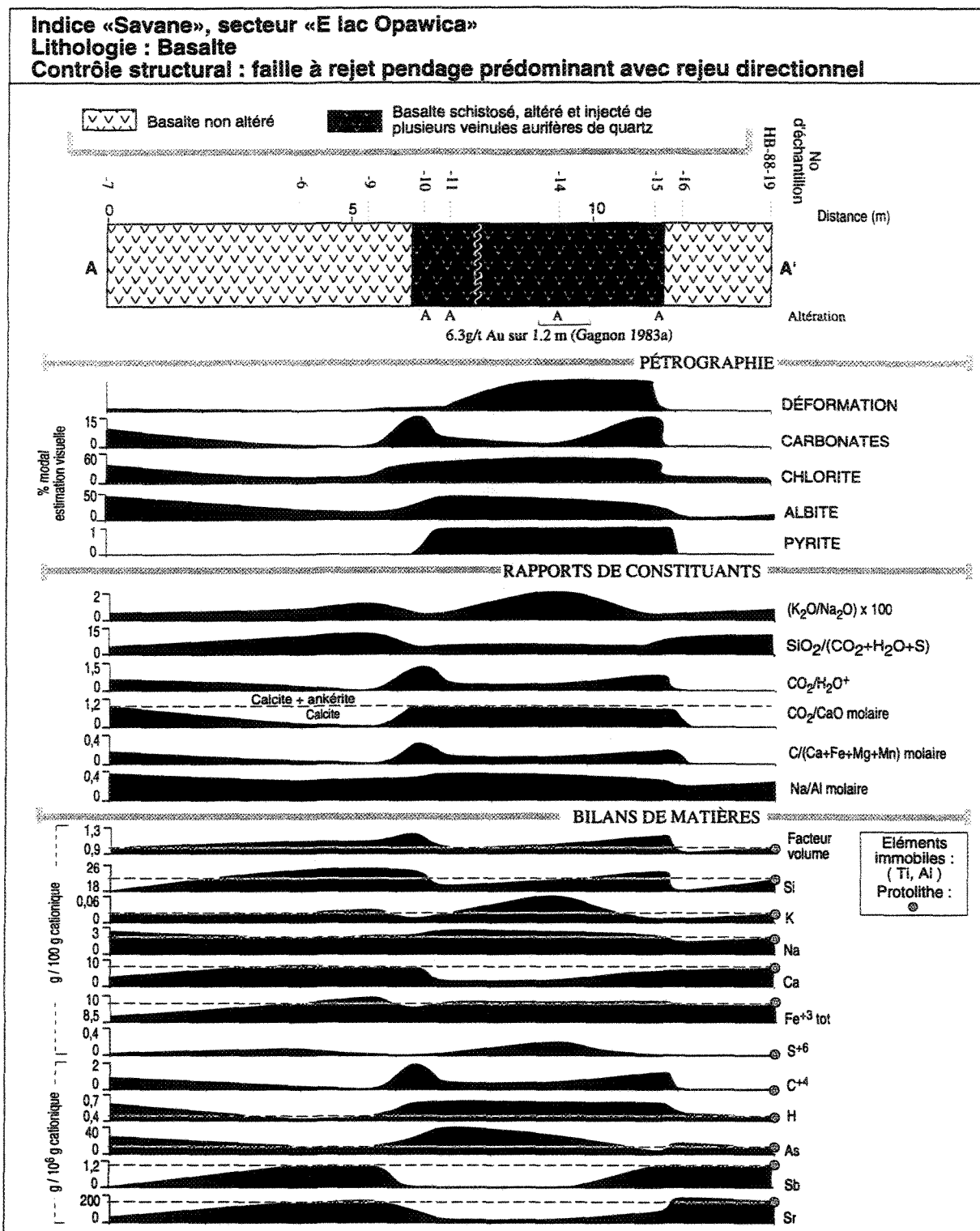


Figure 32. Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers la zone d'altération de l'indice «Savane» du secteur «E lac Opawica». La position de la section d'échantillonnage est montrée à la figure A4 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées au tableau B7 de l'annexe B.

Tableau 4. Proportion des minéraux selon l'assemblage d'altération pour chacune des sections étudiées en détails et valeurs d'or obtenues dans les échantillons étudiés.

ROCHE HÔTE ET LIEU	MINÉRAUX ET VALEURS D'OR	Roche non altérée	PROPORTION (%)	
			Roche altérée Assemblage A	Assemblage B
Basalte —Indice «Savane», «E lac Opawica»	Actinote	45 à 55	0	
	Epidote	15 à 30	0 à 5	
	Carbonates	trace à 1	2 à 15	
	Chlorite	10 à 12	40 à 53	
	Séricite	trace	trace	
	Biotite	0	0	
	Albite	10 à 20	10 à 35	
	Pyrite	3	3 à 4	
	Or (ppb)	≤5	5	
Basalte —Indice 2, «NO lac Shortt»	Actinote	35 à 40	0 à 35	0
	Épidote	20 à 25	0 à 2	0
	Carbonates	trace à 2	20	20
	Chlorite	5 à 15	30	trace à 5
	Séricite	0 à 8	2	trace
	Biotite	0	0	0
	Albite	14 à 25	35	65 à 70
	Pyrite	trace à 1	trace à 1	5
	Or (ppb)	5	7	
Gabbro —Indice 7, «NO lac Shortt»	Actinote-Augite	32 à 50	0 à 50	
	Épidote	2 à 25	2 à 10	
	Carbonates	trace	trace à 39	
	Chlorite	3 à 4	trace à 53	
	Séricite	trace à 1	5 à 18	
	Biotite	0	0	
	Albite	25 à 50	11 à 28	
	Pyrite	1	trace à 1	
	Or (ppb)	≤5	6	
Gabbro —Indice 11, «NO lac Shortt»	Actinote-Augite	30 à 38	0 à 30	0
	Épidote	3 à 25	0 à 3	0
	Carbonates	trace à 3	10 à 37	25
	Chlorite	trace	2 à 30	trace
	Séricite	trace à 16	15 à 25	3
	Biotite	0	0 à 5	0
	Albite	15 à 40	10 à 17	55
	Pyrite	trace à 2	5 à 10	10
	Or (ppb)	≤5	94	260
Gabbro —Indice E, «Ile Opawica»	Actinote	35 à 50	0 à 50	0
	Épidote	18 à 29	0 à 5	0
	Carbonates	trace	trace à 35	15 à 40
	Chlorite	trace à 2	trace à 24	trace
	Séricite	1 à 7	16 à 30	trace à 4
	Biotite	0	0	10
	Albite	11 à 32	3 à 4	40 à 70
	Pyrite	trace	trace	2 à 5
	Or (ppb)	≤5	8	56
Gabbro —Indice «Boyvinet», «Ile Opawica»	Actinote-Augite	35 à 45	0 à 45	0
	Épidote	10	0 à 10	0
	Carbonates	trace à 5	10 à 35	15 à 20
	Chlorite	10 à 25	2 à 35	10 à 15
	Séricite	5 à 15	1 à 5	trace à 1
	Biotite	0	tr. à 10	0
	Albite	50	30 à 50	70
	Pyrite	trace	trace	trace
	Or (ppb)	≤5 ppb	6 ppb	≤ 5 ppb
Diorite à phénocristaux d'amphibole — Indice 7, «NO lac Shortt»	Actinote	33 à 58		
	Épidote	10 à 15	0	
	Carbonates	trace à 1	5 à 34	
	Chlorite	3 à 12	8 à 29	
	Séricite	1 à 2	2 à 29	
	Biotite	0	5 à 30	
	Albite	27 à 36	27 à 41	
	Pyrite	trace à 2	2	
	Or (ppb)	≤5	10	

basaltes et diorite porphyrique) permet d'établir des comparaisons directes entre tous les profils. Les quatre sections suivantes sont une synthèse des observations pétrographiques et géochimiques sur les altérations hydrothermales établies à partir de ces profils.

2.3.2.1 Roches non altérées

La caractérisation pétrographique des roches fraîches ou non altérées qui ont fait l'objet d'un profil d'échantillonnage détaillé a pour but de faciliter l'appréciation des effets de l'altération hydrothermale. Les roches en question présentent des assemblages minéralogiques caractéristiques du métamorphisme au faciès des schistes verts, tout comme la majeure partie des roches de la région. Le tableau 4 présente un estimé de la composition minéralogique de ces roches non altérées.

2.3.2.1.1

GABBRO

Quatre profils se trouvent au sein de gabbros appartenant au complexe d'Esturgeon. Il y a les profils des indices 7 et 11 du secteur «NO lac Shortt» et ceux des indices «Boyvinet» et E du secteur «Ile Opawica».

Ces gabbros se ressemblent tous, la granulométrie est cependant plus grossière à l'indice «Boyvinet». Il s'agit de gabbros quartzifères magnétiques. Ceux-ci sont massifs, à grains moyens ou grossiers (de 2 à 10 mm) et ils possèdent une texture intergranulaire (figure 33A). Ils sont formés de 30 à 60 % de feldspath plagioclase, de 30 à 50 % de minéraux mafiques, de 0 à 18 % de quartz, de 0 à 22 % d'intercroissance granophyrique et de 1 à 10 % d'ilménite ou de magnétite.

Au microscope, un feldspath plagioclase (figure 33A) se présente en lattes jointives automorphes et subautomorphes de 0,5 à 15 mm de longueur. Il a subi une forte

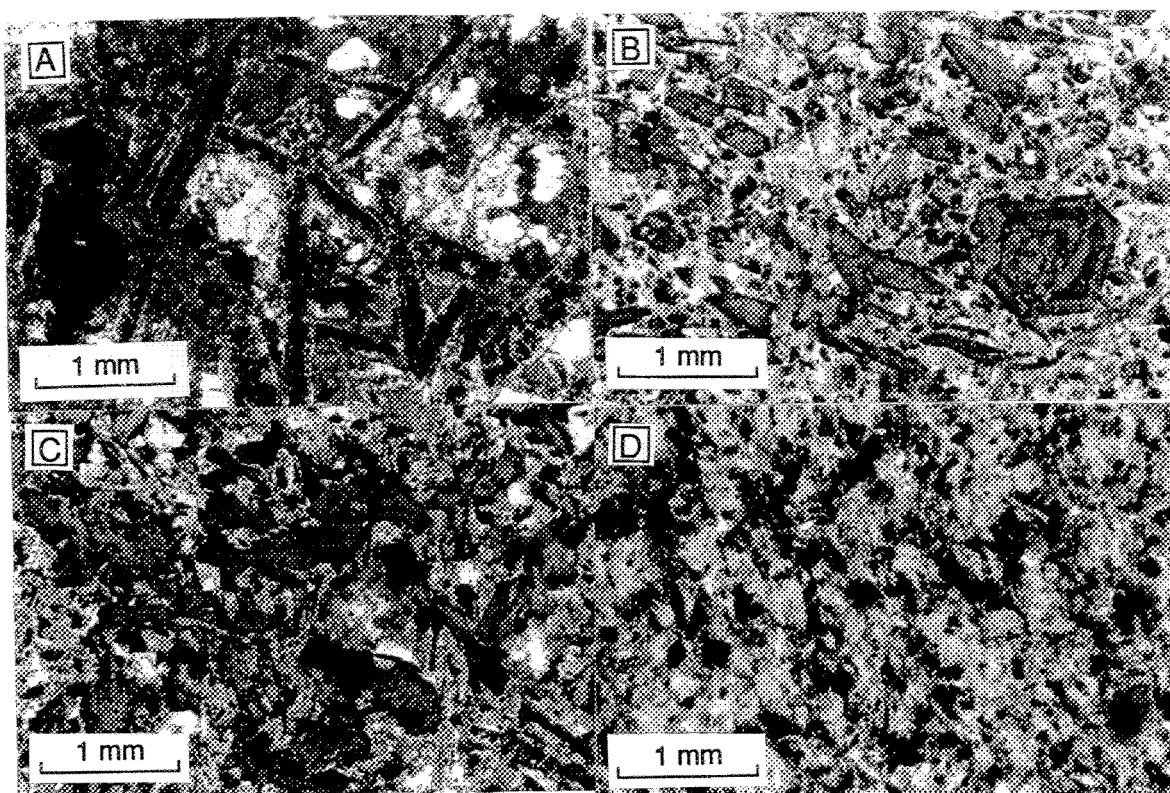


Figure 33. Photomicrographies relatives à l'étude lithogéochimique : roches non altérées. A : gabbro quartzifère à texture intergranulaire; échantillon 88-129, indice E du secteur «Ile Opawica». B : diorite à phénocristaux d'amphibole; échantillon 87-215, indice 7 du secteur «NO lac Shortt». C : basalte phanéritique; échantillon 87-283, indice 2 du secteur «NO lac Shortt». D : basalte; échantillon 88-19, indice «Savane» (secteur «E lac Opawica»). (Pour la localisation des échantillons, voir les figures A4, A7 et A8 de l'annexe A).

saussuritisation reliée au métamorphisme régional. Les minéraux mafiques sont surtout représentés par l'actinote et l'augite, le premier remplaçant de façon pseudomorphique le second qui se trouve à l'état de relique. Les cristaux individuels et les aggrégats de cristaux pseudomorphiques d'actinote ont de 2 à 10 mm de longueur et se trouvent généralement dans les espaces entre les lattes de plagioclase. Des plages de chlorite sont aussi observées dans les interstices entre les plagioclases et les pseudomorphes d'augite. Le quartz et les intercroissances granophyriques forment des grains xénomorphes plus petits que 2 mm occupant les espaces entre les lattes de plagioclase. La magnétite et l'ilménite se présentent en cristaux subautomorphes squelettiques plus petits que 10 mm. Ces cristaux se retrouvent accolés et/ou en inclusions dans les pseudomorphes d'augite.

2.3.2.1.2

DIORITE PORPHYRIQUE

Seul le profil de l'indice 7 du secteur «NO lac Shortt» se trouve au sein d'une diorite porphyrique. Cette roche est formée de 30 à 40 % de phénocristaux parfois zonés et d'amas gloméroporphyriques d'actinote millimétriques (de 1 à 5 mm) et d'une matrice à grains fins (< 1 mm) à texture hétérogranulaire (figure 33B). La matrice est formée de 45 à 60 % d'albite, de 10 à 20 % de quartz, de 5 à 25 % d'actinote, de 10 à 15 % d'épidote, de moins de 5 % de chlorite, de moins de 2 % d'apatite et 1 % de minéraux opaques.

2.3.2.1.3

BASALTE

Deux profils touchent à des basaltes appartenant à la Formation d'Obatogamau. Un premier se trouve à l'indice «Savane» du secteur «E lac Opawica» et un deuxième à l'indice 2 du secteur «NO lac Shortt».

Le profil de l'indice 2 du secteur «NO lac Shortt» traverse un basalte massif à grains moyens (\square 2 mm). Au microscope, la roche affiche une forte recrystallisation métamorphique (figure 33C). La roche est formée de 35 à 40 % d'actinote, de 12 à 25 % de feldspath plagioclase, de 5 à 10 % de quartz, de 20 à 25 % d'épidote, de 5 à 15 % de chlorite, de 0 à 8 % de séricite, de 0 à 10 % d'intercroissance granophyrique et de 1 % de pyrite.

Le basalte massif à l'indice «Savane» est à grains fins (< 1 mm). L'examen au microscope révèle que la texture primaire est détruite; la roche présentant une forte recrystallisation métamorphique (figure 33D). Le basalte est formé d'environ 50 % d'actinote, de 15 à 30 % d'épidote, de 10 à 12 % de chlorite, de 10 à 20 % d'albite et de faibles proportions de quartz, de leucoxène, de séricite et de minéraux opaques (pyrite). Il y a aussi quelques petits phénocristaux de plagioclase.

2.3.2.2 Minéraux d'altération

Outre les phases métalliques, les minéraux d'altération hydrothermale observés dans les profils d'échantillonnage sont les carbonates, la chlorite, la biotite, la séricite et l'albite. Les figures 26 à 32 et le tableau 4 indiquent comment se distribuent ces minéraux d'altération dans chacun des profils. Aucun minéral particulier n'est distinctif du type de contrôle structural. Les textures de minéraux en voie de remplacement ont été observées seulement dans les roches à grains grossiers (gabbros et diorite porphyrique) qui ne sont pas déformées. Dans le cas des roches déformées ou à grains fins, seuls les assemblages minéralogiques et les proportions des divers minéraux peuvent être déterminés.

2.3.2.2.1

CARBONATES

La carbonatation est commune à tous les profils. La proportion de carbonates varie de moins de 1 % dans les roches moins altérées à près de 40 % dans les roches très altérées. La ferrocarbonatation, qui se traduit par une patine rouillée de la roche, est le type d'altération le plus facile à distinguer en affleurement. Cette patine rouillée et la réaction des roches au HCl à froid témoignent en fait de la présence d'au moins deux types de carbonates dans les zones d'altération : carbonate ferrique et calcite. Les analyses à la microsonde électronique (tableau C2 à l'annexe C) indiquent la présence de calcite et d'ankérite dans les zones d'altération (tableau 5). Les carbonates sont observés en remplacement des plagioclases, de l'épidote et des minéraux mafiques (actinote, chlorite et biotite) (figure 34A) et sous forme de veinules.

2.3.2.2.2

CHLORITE

La chloritisation est évidente dans les profils. La formation de la chlorite a certainement été favorisée par la composition mafique originelle des roches étudiées. La proportion de chlorite varie de moins de 1 % à 53 %. Les chlorites analysées à la microsonde électronique (figure 35; tableaux C3, C4 et C5 à l'annexe C) sont les variétés ripidolite, pycnochlorite et brunsvigite (Hey 1954). Ces analyses permettent aussi de constater que la composition de la chlorite varie selon les assemblages minéralogiques (tableau 6). Cet aspect est discuté à la section 2.3.2.3.1 dans le cadre de la description des assemblages minéralogiques d'altération. La chlorite remplace l'actinote et les plagioclases. Elle se présente en plages, en veinules et, lorsque la roche est déformée, en bandes qui marquent la schistosité mylonitique. Quelques observations indiquent que la chlorite est remplacée par les carbonates lorsque la carbonatation devient plus poussée.

Tableau 5. Analyses à la microsonde électronique montrant la composition chimique de quelques carbonates associés aux zones d'altération aurifère (pour la localisation des échantillons, voir les figures A4 et A7 à l'annexe A ainsi que les figures 27, 28, 29, 30 et 32).

Lieu—Roche	Échantillon	Grain	Assemblage d'altération*	Ca	Mg	Fe	Mn	Ba	Sr	Type
Nombre d'ions calculé sur la base de 6 oxygènes										
Indice «Savane»— Basalte	HB-88-4	CB1-a	A	1,99	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	Calcite
Indice 7 «NO lac Shortt»— Diorite porphyrique	HB-87-216	CB3-b	A	1,98	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	Calcite
Diorite porphyrique	HB-89-24	CB1-a	A	0,98	0,58	0,43	0,01	0,00	0,00	Ankérite
Gabbro	HB-89-25	CB2-a	A	1,09	0,48	0,42	0,02	0,00	0,00	Ankérite
Indice 2 «NO lac Shortt»— Basalte	HB-88-302	CB2-a	B	0,99	0,54	0,45	0,03	0,00	0,00	Ankérite
Indice 11 «NO lac Shortt»— Gabbro	HB-87-369	CB1-c	B	0,98	0,50	0,49	0,02	0,00	0,01	Ankérite

* Voir la section 2.3.2.3

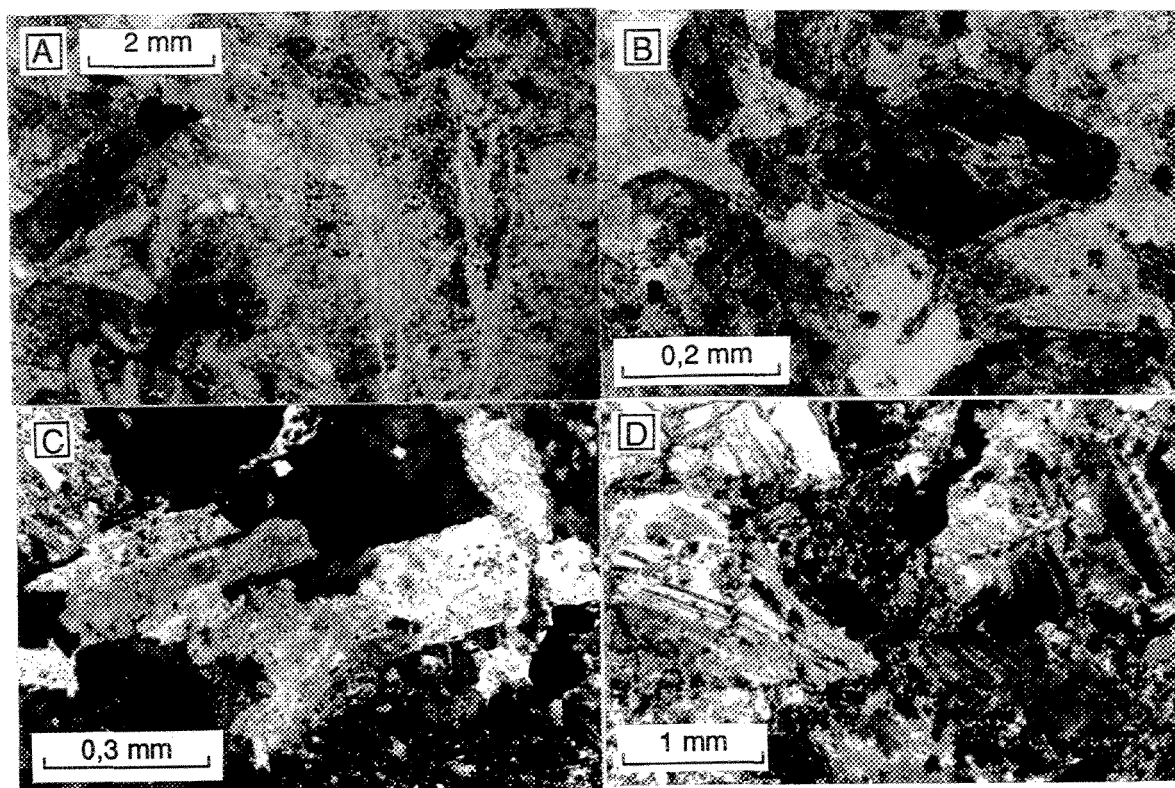


Figure 34. Photomicrographies relatives à l'étude lithogéochimique : roches altérées. A : passage dans un gabbro d'une zone non altérée, à gauche, à une zone altérée à dominance de carbonates, à droite; échantillon 88-131, indice E du secteur «Ile Opawica». B : phénocrystal d'actinote remplacé par de la biotite (teinte foncée) et de la chlorite (teinte claire); diorite porphyrique, échantillon 88-218, indice 7 du secteur «NO lac Shortt». C : albite recristallisée et presque dépourvue d'inclusions; gabbro, échantillon 87-369, indice 11 du secteur «NO lac Shortt». D : cristaux d'albite déformés et localement broyés; gabbro, échantillon 88-270, indice «Boyvinet» (secteur «E lac Opawica»). (Pour la localisation des échantillons, voir les figures A7, A8 et A9 de l'annexe A).

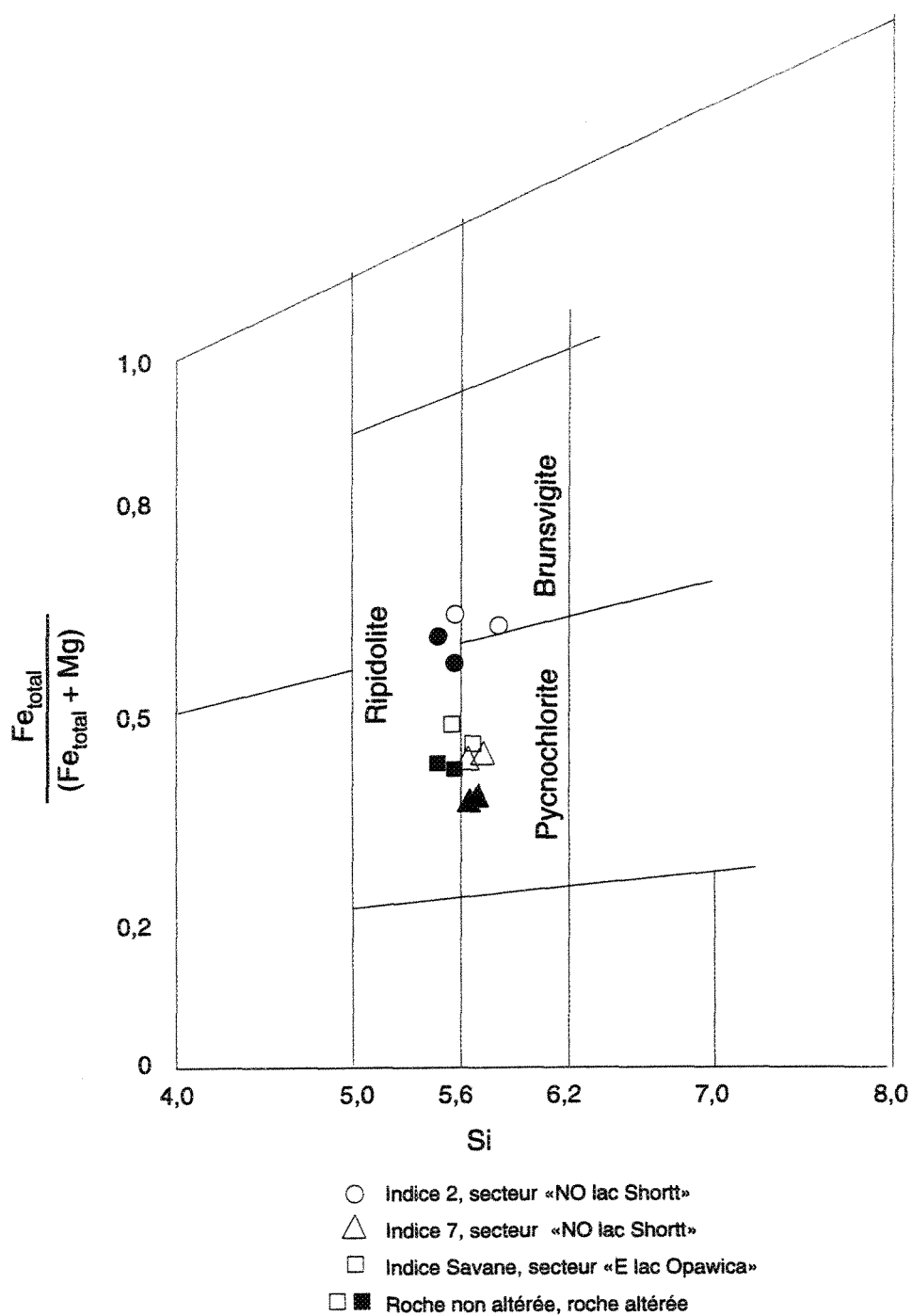


Figure 35. Classification de quelques chlorites (analysées à la microsonde électronique) selon la nomenclature de Hey (1954). Les analyses sont présentées aux tableaux C3 à C5 de l'annexe C.

Tableau 6. Analyses à la microsonde électronique montrant, selon l'assemblage minéralogique d'altération, les variations dans le contenu en Fe et Mg de quelques chlorites associées aux zones d'altération hydrothermale.

Lieu — Roche	Échantillon	Plage	Altération*	Fe**	Mg**	Fe/(Fe+Mg)
Indice «Savane» — Basalte	HB-88-9	CL1	Non altéré	4,28	5,01	0,46
	HB-88-9	CL2	Non altéré	4,52	4,84	0,49
	HB-88-4	CL1	Assemblage A	4,01	5,32	0,43
	HB-88-4	CL2	Assemblage A	3,97	5,50	0,42
Indice 7 «NO lac Shortt» — Diorite porphyrique	HB-87-215	CL1	Non altéré	4,20	5,37	0,44
	HB-87-215	CL2	Non altéré	4,18	5,47	0,44
	HB-87-216	CL1	Assemblage A	3,63	6,16	0,37
	HB-87-216	CL2	Assemblage A	3,63	6,01	0,38
Indice 2 «NO lac Shortt» — Basalte	HB-87-287	CL1	Non altéré	5,92	3,34	0,64
	HB-87-287	CL2	Non altéré	5,83	3,51	0,63
	HB-88-302	CL1	Assemblage A	5,42	4,00	0,58
	HB-88-302	CL2	Assemblage A	5,77	3,73	0,61

* Voir la section 2.3.2.3

** Nombre d'ions calculé sur la base de 28 oxygènes

2.3.2.2.3

SÉRICITE

Le contenu en séricite peut varier de moins de 1 % jusqu'à 30 % dans les profils. Ce minéral est en fines paillettes, en inclusions dans les plagioclases et sous forme de bandes qui définissent la schistosité dans les roches déformées.

2.3.2.2.4

BIOTITE

La biotite est observée dans quatre profils seulement. Sa proportion varie de 0 à 30 %. Elle remplace l'actinote dans les gabbros et la diorite porphyrique (figure 34B). Une observation indique qu'elle est à son tour remplacée par les carbonates lorsque la carbonatation devient plus poussée.

2.3.2.2.5

ALBITE

Deux types d'albite sont distingués dans les zones d'altération: 1) des reliques de cristaux primaires criblés d'inclusions de séricite, de chlorite et de carbonates et 2) des cristaux néoblastiques, xénomorphes et comportant peu d'inclusions (figure 34C). Dans les gabbros et basaltes, les néoblastes d'albite se forment par la recristallisation d'un plagioclase primaire altéré. Le plagioclase présente alors une diminution d'inclusions de séricite, de chlorite et de carbonates. La proportion d'albite limpide néoblastique atteint 70 % dans les roches altérées.

2.3.2.3 Assemblages minéralogiques

Dans quatre des profils étudiés en détails, des sous-zones où l'altération est différente de l'altération globale sont observées, ce qui a conduit à diviser les altérations en deux assemblages minéralogiques principaux :

A : carbonates - chlorite - micas (séricite et biotite) - albite - quartz - pyrite;

B : albite - carbonates - pyrite - quartz - micas (séricite et biotite) - chlorite.

Les minéraux les plus caractéristiques sont soulignés. Dans les quatre cas où la sous-zone est présente, les roches non altérées passent à l'assemblage d'altération A et ensuite, près des veines, à l'assemblage B. Les trois autres cas étudiés présentent seulement des altérations avec l'assemblage A. La présence d'une sous-zone n'est pas distinctive du type de contrôle structural.

Les deux sections suivantes fournissent des descriptions détaillées des deux assemblages minéralogiques d'altération. Une troisième section discute de leur distribution spatiale. Une quatrième section, intitulée «Perspective globale», fait des rapprochements entre les résultats de ces études détaillées de l'altération hydrothermale et les observations générales aux autres indices de la région.

2.3.2.3.1

ASSEMBLAGE A

(CARBONATES - CHLORITE - MICAS [SÉRICITE ET BIOTITE] - ALBITE - QUARTZ - PYRITE)

Ce type d'assemblage peut se retrouver sur plusieurs mètres de puissance et il semble se superposer à l'assemblage minéralogique de la roche non altérée de façon graduelle, à mesure que l'on s'approche des veines aurifères. Il se caractérise par la disparition progressive de l'actinote et de l'épidote, issues du métamorphisme régional, et par l'addition de carbonates, de séricite, de chlorite, de biotite et de pyrite. Des analyses à la microsonde électronique ont confirmé la présence de calcite et d'ankérite dans la composition de cet assemblage (tableau 6). D'autres analyses indiquent que les chlorites de cet assemblage ont des rapports Fe/(Fe + Mg) plus faibles que celles de la roche non altérée (tableau 6). Cette

tendance à l'approche des veines concorde avec les résultats de l'étude de Dubé *et al.* (1987) sur un gisement d'or de type «veine de quartz» de la région de Chibougamau (partie NE de la SPA). Les proportions observées varient de trace à 39 % pour les carbonates, de 0 à 30 % pour la séricite, de trace à 53 % pour la chlorite, de 0 à 30 % pour la biotite et de moins de 1 % pour la pyrite. L'actinote de la roche non altérée se voit remplacée en proportion variable par la chlorite et les carbonates et aussi par la biotite dans quelques cas (figures 34A et 34B). Le plagioclase est plus ou moins chloritisé, séricitisé et carbonaté selon le cas (figure 34A). Dans les basaltes, les carbonates se substituent progressivement à l'épidote de la roche non altérée. Dans les gabbros et la diorite, la séricite se substitue à l'épidote qui se trouve en inclusions dans le plagioclase de la roche non altérée. Une observation en marge d'une zone d'altération montre que la substitution de l'épidote par la séricite peut s'effectuer sans qu'il y ait eu d'addition notable de carbonates, de chlorite et de biotite. Il est remarqué aussi que dans certaines zones d'altération, la chlorite et la biotite sont parfois remplacées par les carbonates. Ce phénomène est observé à des endroits où la carbonatation est plus poussée. Dans les gabbros, l'ilménite et la magnétite primaire sont altérées en leucoxène; tous ces minéraux étant parfois remplacés par la pyrite. D'une façon générale, les minéralisations sont en proportion inférieure à 1 % dans cet assemblage et les teneurs en or sont sous le seuil de détection (≤ 5 ppb). En général, des textures primaires de la roche sont reconnaissables lorsque la déformation est peu prononcée. Les textures primaires sont complètement détruites lorsque la déformation devient plus marquée; la roche présente alors une texture lépidoblastique définie par l'orientation préférentielle des minéraux phylliteux.

2.3.2.3.2

ASSEMBLAGE B

(ALBITE - CARBONATES - PYRITE - QUARTZ - MICAS [SÉRICITE ET BIOTITE] - CHLORITE)

En général, cet assemblage se reconnaît sur une puissance centimétrique à décimétrique et il est observé dans les roches immédiatement accolées aux veines et aussi dans les fragments des brèches. Le trait le plus caractéristique de cet assemblage est l'albitisation. Il apparaît aussi que la plus grande partie des minéralisations aurifères est associée à cet assemblage minéralogique. Toutefois, la minéralisation n'est pas toujours présente comme le montre le cas de l'indice «Boyvinet». A cet endroit, il y a un assemblage avec l'albitisation caractéristique mais qui est dépourvu de minéralisations. Le passage de l'assemblage minéralogique A à l'assemblage B est brusque : ce passage peut même être observé à l'intérieur d'une lame mince. Il se caractérise par la formation d'albite et en général de pyrite, par la présence de carbonates et par une diminution du contenu en chlorite et en séricite par rapport à l'assemblage A. L'assemblage B est formé de 40 à 70 % d'albite, de 15 à 40 % de carbonates, de 0 à 10 % de pyrite, de moins de 4 % de séricite et de moins de 5 % de chlorite. Dans le cas des gabbros peu déformés, le plagioclase altéré de l'assemblage A qui est criblé d'inclusions de séricite, de carbonates et de chlorite (figure 34A) passe à une albite limpide presque dépourvue d'inclusions (figure 34C). Les basaltes peu déformés présentent quant à eux un enchevêtrement de lattes d'albite limpide. Des textures de déformation sont observées dans les gabbros de l'indice «Boyvinet» pour cet assemblage; elles se traduisent par la flexion et la fragmentation du plagioclase néoblastique (figure 34D).

2.3.2.3.3

DISTRIBUTION SPATIALE ET CHRONOLOGIE

La figure 36 résume les principales observations sur la distribution spatiale des assemblages minéralogiques d'altération. L'assemblage A est toujours observé. Cette altération est présente sur plusieurs mètres d'un seul côté ou des deux côtés d'une veine aurifère. Si l'on considère la position des échantillons qui ont été recueillis pour certains profils, il n'est pas exclu que cet assemblage d'altération puisse se retrouver systématiquement des deux côtés des veines aurifères. Contrairement à l'assemblage A, l'assemblage B n'est pas toujours observé. L'assemblage B renferme la plupart des minéralisations disséminées dans les épontes des veines aurifères. Cette altération se trouve toujours accolée aux parois des veines aurifères et elle semble toujours enveloppée par celle de l'assemblage A, de telle sorte que l'assemblage d'altération B n'est jamais en contact direct avec la roche non altérée. D'une part, l'omniprésence de l'assemblage A et la relation spatiale avec l'assemblage B suggèrent que l'assemblage A s'est développé avant l'assemblage B. Cette relation chronologique est appuyée par le fait que les micas et la chlorite formés durant l'altération avec l'assemblage A semblent déstabilisés près des veines, dans la sous-zone d'altération avec l'assemblage B, au profit d'une recristallisation de l'albite. D'autre part, les relations spatiales indiquent que les assemblages A et B définissent une zonalité.

Théoriquement, on peut considérer qu'il y a deux situations pouvant conduire à la formation d'une zonalité dans l'altération : 1) formation simultanée lors de la migration d'un seul fluide et 2) formation successive lors de la migration de deux fluides différents (Korzhinskii, 1970). Aucun cas n'a été observé où l'assemblage B n'était pas associé à l'assemblage A et enveloppé par ce dernier. Ceci laisse supposer que la distribution en zones de l'altération résulte de la migration d'un seul fluide hydrothermal plutôt que de deux

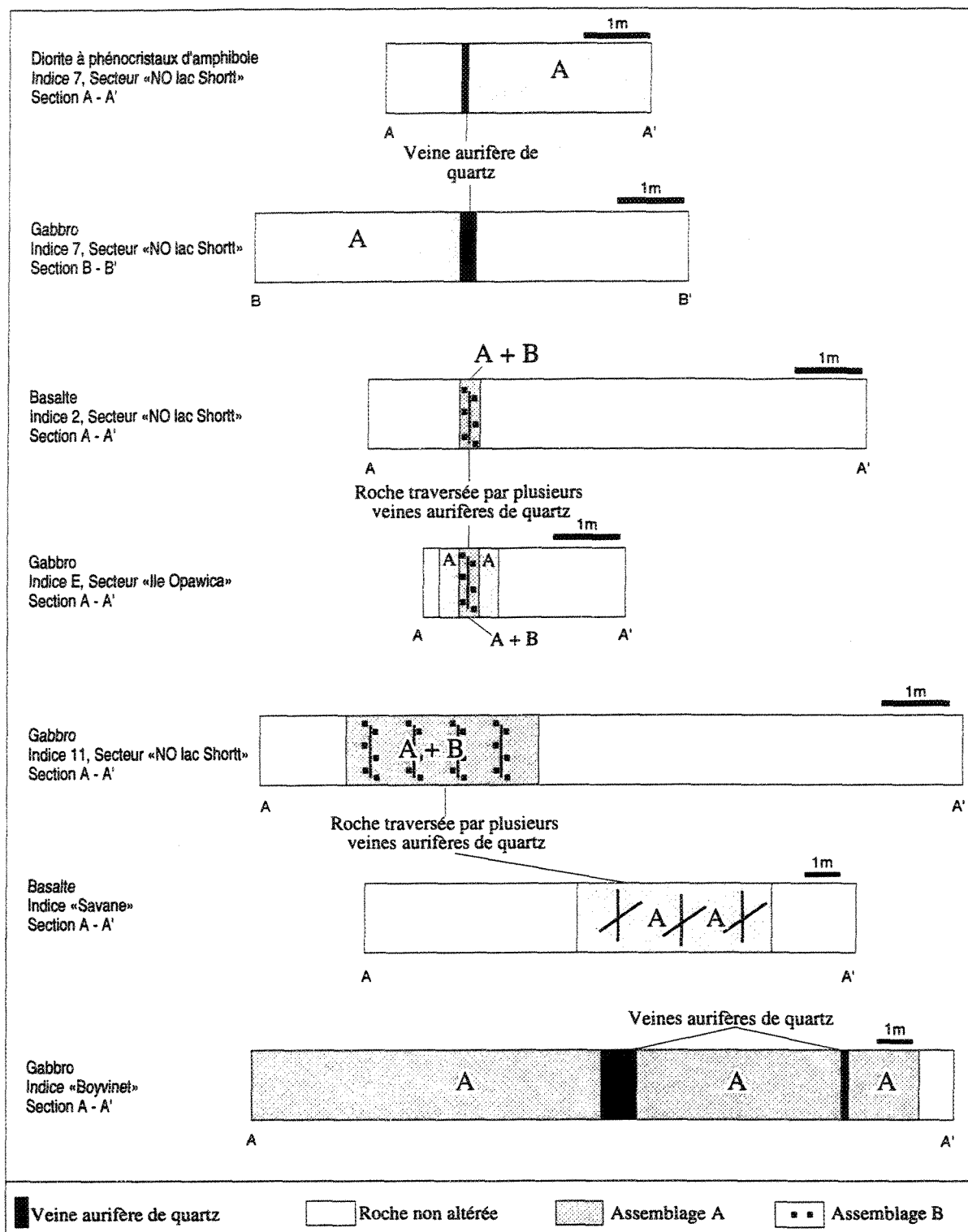


Figure 36. Représentation schématique de la distribution des assemblages minéralogiques d'altération pour chacune des sections étudiées. Les sections sont localisées sur les figures A4, A7, A8 et A9 de l'annexe A.

fluides différents. Dans le cas contraire, il devrait y avoir des endroits où la relation spatiale entre les deux assemblages est différente jusqu'à montrer l'assemblage B dissocié de l'assemblage A. La zonalité est donc interprétée comme résultant de la migration d'un seul fluide. A ce sujet, la théorie prédit la formation d'une zonalité à partir de fronts de réaction nets et abrupts qui s'éloignent progressivement des veines à mesure que le fluide migre (Korzhinskii 1970). Ce mécanisme rend bien compte des observations à propos du passage et de la relation chronologique entre les assemblages d'altération A et B. Selon le même mécanisme, l'absence de l'assemblage d'altération B à plusieurs endroits peut être reliée à un plus faible degré d'interaction avec le fluide.

2.3.2.3.4

PERSPECTIVE GLOBALE

Les assemblages minéralogiques A et B ont été définis dans des gabbros, des basaltes et une diorite porphyrique. Les observations pétrographiques globales (tableau 3) indiquent qu'il y a des assemblages minéralogiques comparables dans les autres types de roches.

Les principaux cas auxquels cette remarque s'applique sont les indices «Mariposite», «Espoir» et «Cominco» (secteur «E lac Opawica»). Ces indices affichent tous des altérations très étendues qui ressemblent à l'assemblage A. Les principales différences sont dans les proportions de chlorite et de séricite. La composition initiale des roches est jugée comme étant le principal facteur pour expliquer ces différences. Aux indices «Espoir» et «Mariposite», il y a aussi des altérations semblables à l'assemblage B. Elles ont la même relation spatiale que celui-ci avec les veines aurifères et elles sont enveloppées par les altérations qui ressemblent à l'assemblage A. Une différence notable est qu'aux indices «Espoir» et «Mariposite» les altérations comparables à l'assemblage B sont beaucoup plus étendues qu'ailleurs, illustrant sans doute un degré d'interaction élevé et sur une plus large

zone qu'ailleurs entre les roches et le fluide hydrothermal. Ces zones plus larges de forte interaction supposent aussi un plus grand potentiel économique qu'ailleurs. A l'indice «Espoir», il s'agit d'une zone de puissance métrique se trouvant en bordure d'une veine aurifère et au sein de laves bréchiques et de tufs à lapillis. La zone riche en or affiche l'albitisation et la pyritisation.

A l'indice «Mariposite», des altérations comparables à l'assemblage B sont observées seulement du côté nord de la faille qui renferme les veines aurifères. Dans la partie ouest de l'affleurement, le grès massif devient albitisé et pyritisé en approchant de la faille aurifère. L'assemblage albite - carbonates - pyrite - quartz - séricite qui est alors développé sur plusieurs mètres de puissance correspond à une zone riche en or. Cette altération est très semblable à l'assemblage B. Dans la partie est de l'affleurement les conglomérats présentent l'assemblage minéralogique albite - carbonates - muscovite vert clair - quartz - pyrite. Cette roche altérée affiche une texture mylonitique porphyroclastique. Des porphyroclastes limpides de plagioclase baignent dans une matrice à grains fins produite par la recristallisation dynamique et formée d'un assemblage d'albite, de carbonates, de muscovite ($\leq 15\%$) et de quartz. Cette altération a plusieurs des caractéristiques de l'assemblage B sauf qu'elle ne présente que très peu de minéralisations et qu'elle renferme de la muscovite vert clair. La teinte vert clair de la muscovite peut suggérer l'addition de Cr ou de V. Quelques analyses à la microsonde électronique (tableau C6 de l'annexe C) indiquent que les muscovites ne sont que faiblement chromifères ($\leq 0,22\%$ de Cr_2O_3) et vanadifères ($\leq 0,15\%$ de V_2O_5), ce qui ne suggère pas une addition majeure de Cr et de V. D'ailleurs, les études lithogéochimiques réalisées à d'autres indices (voir la section suivante) indiquent que le Cr et le V ne sont généralement pas ajoutés ni soustraits de façon significative dans les roches altérées. Le fait que les conglomérats soient constitués en

bonne partie d'éléments de composition mafique est aussi un facteur à considérer dans l'explication de la formation de muscovite vert clair. Le Cr et le V étant en grande partie incorporés dans les minéraux mafiques, la destruction de ces minéraux lors de l'altération hydrothermale a pour effet de libérer le Cr et le V; ces éléments peuvent alors être lessivés ou bien incorporés sur place dans d'autres minéraux. La destruction complète des minéraux mafiques qu'implique l'assemblage minéralogique en question a pu conduire à l'incorporation sur place d'une partie du Cr et du V au sein de la muscovite qui constitue dans le cas présent le principal hôte potentiel. Il n'y a donc peut-être pas eu d'addition significative de Cr et de V à cet endroit malgré la présence de muscovite vert clair.

2.3.2.4 Lithogéochimie

L'étude lithogéochimique consiste en une caractérisation des changements dans la composition chimique des roches suite à l'altération hydrothermale. Cette étude a été réalisée à partir des 7 profils d'échantillonnage (figures 26 à 32). L'annexe B présente les résultats d'analyses chimiques multi-éléments des échantillons.

2.3.2.4.1 RAPPORTS DE CONSTITUANTS

Les caractéristiques lithogéochimiques de l'altération hydrothermale ont été étudiées en premier lieu en considérant les variations du rapport de certains constituants, ce qui permet de minimiser l'effet de changement de volume relié au métasomatisme (Gresens 1967). Les rapports de pourcentages poids $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S})$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ et les rapports molaires $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$, CO_2/CaO , $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ont été retenus. A partir des profils pétrographiques et lithogéochimiques (figures 26 à 32), on peut visualiser les variations de ces rapports à travers les zones d'altération.

Boyle (1979) mentionne que, pour la plupart des gisements d'or, le rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S})$ diminue à l'approche des corps minéralisés. La diminution du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S})$ peut être liée à la carbonatation, l'hydratation et la sulfurisation progressives des roches et aussi à la migration de silice vers les zones de dilatance pour former des veines (Boyle 1979). Dans le cas présent, le rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S})$ est plus faible à l'intérieur qu'à l'extérieur des zones d'altération. Ce rapport permet de visualiser l'étendue des zones d'altération qui se caractérisent par la carbonatation, l'hydrolyse et le développement de sulfures, comme l'étude pétrographique des altérations l'a montré. A l'intérieur même des zones d'altération, ce rapport ne diminue que faiblement jusqu'aux veines aurifères.

Boyle (1979) signale aussi que le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ augmente à l'approche des corps minéralisés. Cette augmentation est reliée à la séricitisation et aussi à la migration du Na_2O (Boyle 1979). Pour les gisements de la présente étude, le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est en général un bon indicateur du contenu en séricite des roches altérées. Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ les plus élevés et les contenus en séricite élevés sont rencontrés dans l'assemblage A. En fait, les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ augmentent jusqu'à l'apparition de l'assemblage minéralogique B. Cet assemblage, qui renferme la majeure partie des minéralisations aurifères, correspond à une diminution des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

Dubé *et al.* (1987) ont montré le lien qui existe entre le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ et les agencements d'altération hydrothermale. Une roche altérée a un rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ plus élevé qu'une roche non altérée et ce rapport augmente dans les zones d'altération pour atteindre un maximum au niveau des corps minéralisés. Pour les gisements examinés ici, le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ augmente lorsque l'on rentre à l'intérieur des zones d'altération, ce qui peut être mis en relation avec la carbonatation. Des augmentations brusques de ce rapport

s'observent en correspondance avec l'assemblage minéralogique B. Ceci s'explique par le contenu élevé en carbonates et le faible contenu en chlorite et séricite de cet assemblage.

Le rapport $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ (molaire) est un indice de l'intensité de la carbonatation parce que l'addition de CO_2 par le fluide hydrothermal est fortement contrôlée par la disponibilité du CaO, MgO, FeO et MnO dans la roche encaissante (Kishida et Kerrich 1987). Pour les cas étudiés ici, le rapport $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ (molaire) montre l'étendue et l'intensité de la carbonatation et les rapports les plus élevés signalent l'assemblage minéralogique B.

Pour des roches de composition mafique, comme dans la présente étude, Davies *et al.* (1990) ont montré que le simple rapport CO_2/CaO (molaire) constitue un bon indice de l'intensité de la carbonatation et qu'il reflète la proportion de calcite et de dolomite (et/ou ankérite). En fait, les roches de composition mafique dont le rapport CO_2/CaO (molaire) est plus grand ou égal à 1 contiennent de la dolomite (et/ou ankérite). Ce rapport CO_2/CaO (molaire) montre que l'assemblage minéralogique B traduit la carbonatation la plus intense et suggère que l'on y retrouve de la dolomite (et/ou de l'ankérite), ce qui est confirmé par les analyses à la microsonde électronique (tableau 5).

Les rapports molaires $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ont été utilisés pour caractériser l'altération en séricite et en albite respectivement (Davies *et al.* 1982; Kishida et Kerrich 1987). La formation de silicates lors de l'addition de K_2O et de Na_2O est limitée par la disponibilité de Al_2O_3 , c'est pourquoi les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) et $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) sont considérés comme de bons indicateurs pour mesurer l'intensité de la séricitisation et de l'albitisation. Pour les gisements étudiés, le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) varie surtout en fonction du contenu en séricite. De faibles rapports

K_2O/Al_2O_3 (molaire) caractérisent plus particulièrement l'assemblage minéralogique B qui correspond aux zones où l'on trouve la minéralisation. Les rapports Na_2O/Al_2O_3 (molaire) élevés caractérisent les zones où la proportion d'albite est élevée. Les rapports plus élevés sont donc diagnostiques de l'assemblage minéralogique B et potentiellement, des corps minéralisés. L'albite a un rapport Na_2O/Al_2O_3 (molaire) égal à 1 et dans l'assemblage B, les rapports Na_2O/Al_2O_3 (molaire) près de l'unité soulignent bien que dans cet assemblage d'altération, le Na_2O et le Al_2O_3 se retrouvent surtout dans l'albite.

2.3.2.4.2

BILANS DE MATIÈRE

Des études lithogéochimiques qui tiennent compte des modifications de volume ont aussi été réalisées : ce sont des bilans de gains et pertes de matière (Gresens 1967; Grant 1986; Potdevin et Marquer 1987). Elles ont été réalisées selon les principes proposés par Gresens (1967) avec le logiciel SOMA d'Appleyard et DeBeer (1983). Pour effectuer le calcul du facteur volume, deux éléments au comportement jugé immobile ont été choisis. Ce choix a été effectué à la manière de Kerrich et Fyfe (1981); c'est-à-dire en faisant une vérification de la cohérence des rapports d'éléments plutôt immobiles tels Al, Ti, Zr et V pour chacune des sections d'échantillons. La cohérence des rapports suggère un comportement immobile des éléments concernés dans les zones d'altération. Les deux éléments qui ont été retenus dans chaque section pour le calcul du facteur volume sont ceux dont la dispersion relative des rapports est la plus faible. Sauf pour un cas, il s'agit des éléments Al et Ti qui ont été retenus pour le calcul du facteur volume. La section de la diorite à phénocristaux d'amphibole (indice 7, secteur «NO lac Shortt») est un cas particulier où, selon le même critère énoncé ci-haut, ce sont les éléments Ti et V qui ont été retenus. Ces choix sont en accord avec les constatations générales sur les gisements filoniens d'or archéens (Groves et Foster 1991) à l'effet que l'Al, le Ti et le V sont parmi les

éléments les moins mobiles lors de la déformation et de l'altération hydrothermale. Par ailleurs, les échantillons de gabbro provenant de l'indice «Boyvinet» ne montre pas de cohérence dans les rapports des éléments Al, Ti, Zr et V. On peut attribuer cette incohérence à la mobilité de tous ces éléments ou à la différenciation chimique des gabbros. La différenciation chimique est sûrement un facteur qui a contribué à l'incohérence observée puisqu'il y a une certaine corrélation entre l'indice de différenciation $Fe/(Fe + Mg)$ et les contenus en éléments incompatibles tels Zr et Y. Cette corrélation montre un enrichissement progressif du contenu en Zr et Y en allant de la partie sud vers la partie nord de l'indice (Gauthier 1989). A cause de cette complication, les bilans de gains et pertes de matière n'ont pas été dressés dans le cas de cet indice.

Les résultats des bilans de matières sont exprimés de deux façons : sous forme de profils (figures 26 à 32) et sous forme de diagrammes en bâtons (figure 37). Les diagrammes en bâtons illustrent, pour chacune des sections, les facteurs d'enrichissement et d'appauvrissement des éléments constitutifs d'une roche altérée par rapport à ceux d'une roche non altérée. Les roches altérées qui ont été considérées pour établir ces diagrammes en bâtons sont généralement celles qui sont plus anomaliques en or et qui ont un rapport CO_2/H_2O^+ plus élevé que les autres échantillons du même profil. Compte tenu des erreurs analytiques et de l'incertitude reliée à l'homogénéité des roches non altérées, en général un minimum de 20 % d'enrichissement ou d'appauvrissement relatif est considéré comme raisonnable pour l'interprétation de gains ou de pertes réels d'un élément donné (i.e. un facteur ≥ 1.2 ou ≤ 0.8). Pour les éléments majeurs, un seuil de 10 % est jugé raisonnable dans plusieurs cas. Il existe aussi des cas qui ne sont pas significatifs même s'ils affichent plus de 20 % d'enrichissement ou d'appauvrissement relatif. Il existe ainsi plusieurs cas particuliers et c'est pourquoi à la figure 37 seuls les résultats jugés significatifs sont

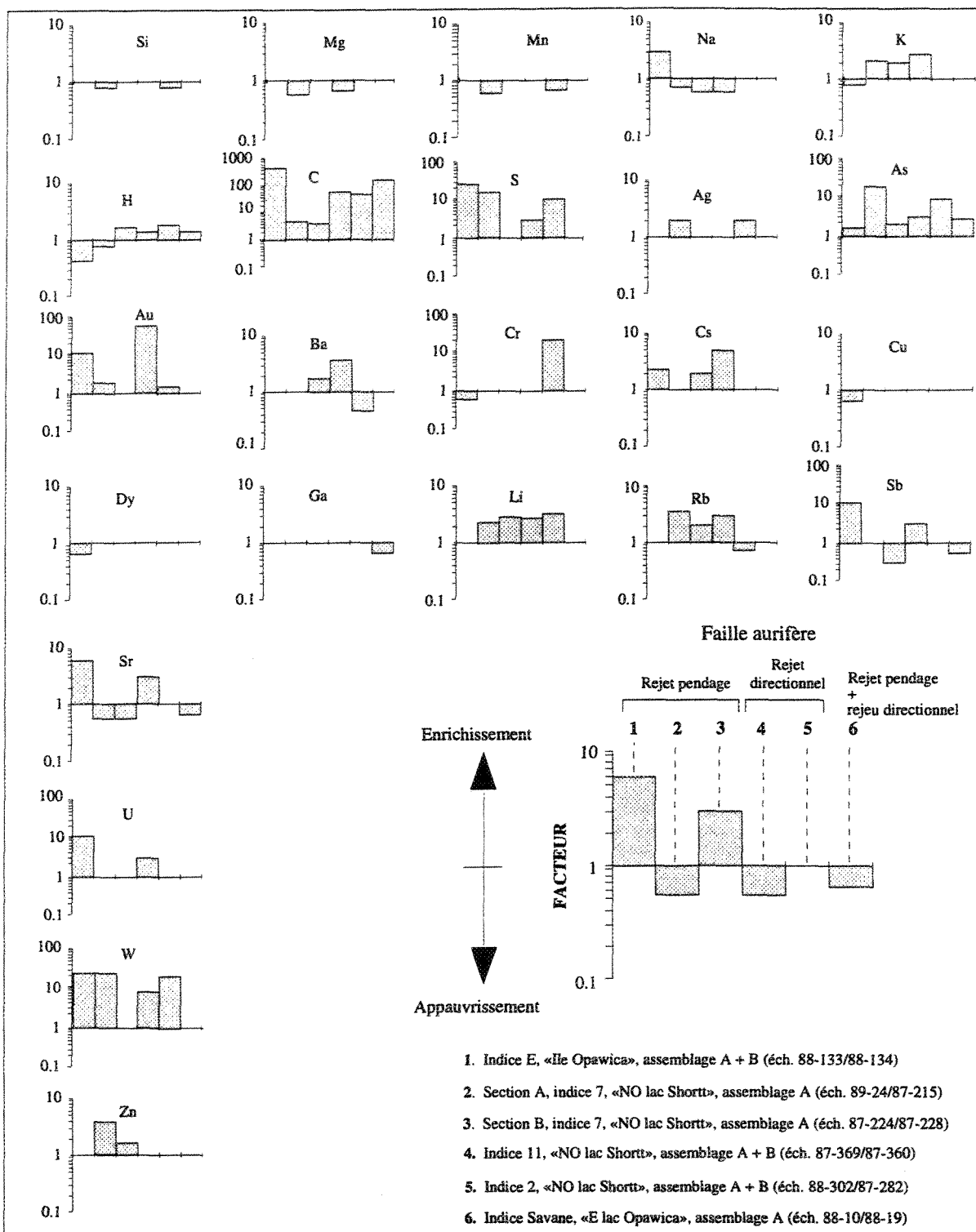


Figure 37. Diagrammes des facteurs d'enrichissement et d'appauvrissement élémentaires d'une roche altérée par rapport à une roche non altérée pour chacune des sections d'étude lithogéochimique. Pour la position des échantillons, voir les figures 26 à 32 et les figures A4, A7, A8 et A9 de l'annexe A. Les analyses chimiques sont présentées à l'annexe B.

présentés. On doit noter aussi que dans le cas d'un élément de la roche non altérée dont l'abondance est sous le seuil de détection analytique, le facteur d'enrichissement a alors été calculé en considérant une valeur égale au seuil de détection (*par ex.* : Au < 5 ppb a été considéré = 5 ppb). Ainsi, certains facteurs d'enrichissement pour les éléments traces doivent être considérés comme des minimums.

A partir des profils et des diagrammes en bâtons, on peut constater que les zones d'altération se caractérisent par des gains importants de C, ce qui se traduit par la formation de carbonates. Le S est généralement ajouté et ceci se manifeste par la formation de pyrite surtout. L'H affiche une légère augmentation dans les roches altérées avec l'assemblage A et ceci s'accorde avec la présence de chlorite, de séricite et de biotite. L'H est nettement soustrait dans les roches altérées avec l'assemblage B et cette tendance correspond à la destruction de la séricite, de la chlorite et de la biotite. Le contenu en K reflète l'abondance de séricite. Il y a des gains de K observés dans les gabbros altérés avec l'assemblage A. La formation de l'assemblage A ayant précédé celle de l'assemblage B, l'addition de l'H et du K dans les zones avec l'assemblage A indiquent donc que ces éléments ont été ajoutés par les fluides hydrothermaux et non redistribués d'une zone d'altération à l'autre. Le Na est soit ajouté, ce qui reflète la formation d'albite dans l'assemblage B, soit lessivé, ce qui correspond à l'altération du plagioclase dans l'assemblage A. La soustraction du Na dans l'assemblage A et son ajout dans l'assemblage B suggère une redistribution à l'intérieur des zones d'altération. Il y a parfois aussi une faible soustraction du Si, du Mn et du Mg dans l'assemblage A. Le Si a peut-être migré dans les veines.

Outre le Au, les éléments traces qui ont été ajoutés dans un ou plusieurs cas sont les suivants : Ag, As, Ba, Cr, Cs, Li, Rb, Sb, Sr, U, W et Zn. Parmi ces éléments, l'Ag, l'As, le Cs, le Li, le U, le W et le Zn sont toujours ajoutés, tandis que le Ba, le Cr, le Rb, le Sb, le Sr

peuvent être ajoutés mais aussi soustraits. L'As, le Cs, le Li, le Rb et le W sont plus communément ajoutés. A partir des profils, on peut remarquer que l'abondance du Cs et du Rb reflète le contenu en micas des zones d'altération. Le Sr marque plutôt les contenus en albite et épidote. Les appauvrissements en Sr peuvent être attribués au remplacement de l'épidote par les carbonates. Le Ba peut marquer l'abondance de micas et d'albite. Le Cu, le Dy et le Ga sont localement soustraits. L'As et le W sont les plus systématiquement ajoutés.

Il ne semble pas y avoir de différences significatives entre l'altération hydrothermale associée aux failles à rejet pendage et celle associée aux failles à rejet directionnel et oblique. A cet égard, les diagrammes en bâtons (figure 37) sont assez révélateurs.

2.4 SOMMAIRE DES MINÉRALISATIONS DE TYPE «VEINE DE QUARTZ»

Les gisements aurifères de type «veine de quartz» de la région du lac Shortt ne sont pas contrôlés par une unité lithologique particulière. La mise en place des gisements étudiés est primordialement contrôlée par l'activité de failles au comportement à dominance fragile. Il y a en fait peu de déformation ductile ou d'augmentation de la déformation ductile en association avec les fractures aurifères en cisaillement. Deux familles de failles aurifères sont distinguées : des failles à rejet pendage prédominant et des failles à rejet directionnel et oblique.

Les failles aurifères à rejet pendage prédominant ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts, N et S. Les indications sont à l'effet qu'il s'agit de failles inverses et inverse-dextres. Plusieurs failles aurifères ayant ces caractéristiques sont observées à l'intérieur du couloir de déformation de la faille d'Opawica (secteur «E lac Opawica»). Les roches de ce couloir expriment une déformation majeure ductile vers la

verticale. Les failles aurifères à rejet pendage prédominant semblent tardives par rapport à cette déformation majeure ductile, et la compatibilité de leur jeu avec cette déformation majeure ductile indique qu'elles ont pu se former dans un continuum avec celle-ci.

La famille des failles aurifères à rejet directionnel et oblique regroupe des failles de directions NNE à ESE, à rejet senestre et senestre-oblique, et des failles de directions NO à NNO, à rejet dextre-oblique. Les failles inclinées de cette famille ont une composante pendage en sens normal.

Quelques observations de recoupements suggèrent que les failles aurifères à rejet directionnel et oblique se sont développées après les failles aurifères à rejet pendage prédominant. La possibilité de recoupements mutuels entre les failles de chacune des deux familles n'est cependant pas exclue.

L'ampleur du phénomène hydrothermal et minéralisateur associé à chacune des deux familles de failles aurifères est semblable. Suite à l'étude des caractéristiques pétrographiques des minéralisations aurifères et des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des altérations hydrothermales, il ressort que tous les gisements de type «veine de quartz» étudiés sont comparables et qu'il n'y a aucune distinction notable en rapport avec le contrôle structural des veines aurifères.

Sur le plan minéralogique, les minéralisations sont dominées par la pyrite dans la plupart des cas. L'or est à l'état natif et communément en étroite association avec la pyrite. Les minéralisations aurifères semblent avoir précipité plus tard que la plupart des minéraux de la gangue. Elles sont associées à de l'altération hydrothermale qui se manifeste par la formation de carbonates, de chlorite, de séricite, de biotite, de muscovite vert clair, d'albite et de quartz. La composition chimique initiale des roches a exercé une influence sur le

développement des types de minéraux d'altération. L'altération hydrothermale a détruit et remplacé les minéraux produits par le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Les minéraux d'altération sont néanmoins caractéristiques de conditions de pression et de température semblables à celles du faciès des schistes verts. Des coupes à travers les zones d'altération au sein de roches de composition mafique ont permis de distinguer l'assemblage minéralogique albite - carbonates - pyrite - quartz - micas (séricite et biotite) - chlorite, qui se trouve au contact avec les veines aurifères et avec lequel la majeure partie des minéralisations aurifères est en général observée; l'assemblage carbonates - chlorite - micas (séricite et biotite) - albite - quartz - pyrite, qui enveloppe l'assemblage précédent, et un assemblage externe correspondant au métamorphisme régional. La zonalité observée dans l'altération s'interprète mieux comme résultant de la migration d'un seul fluide que de la circulation de deux fluides différents. Les études lithogéochimiques des zones d'altération indiquent l'addition générale de C, S, H et K. Il semble que le Na soit redistribué à l'intérieur des zones d'altération. Il y a parfois aussi une faible soustraction du Si, du Mn et du Mg. Outre l'Au, le As, le Cs, le Li, le Rb et le W sont les éléments traces les plus communément ajoutés. Les ajouts de As et le W sont plus systématiques.

CHAPITRE 3

ÉTUDE DU GISEMENT DU LAC SHORTT

3.1 INTRODUCTION

Le gisement du lac Shortt se distingue des gisements aurifères de type «veine de quartz» communs dans la SPA du fait qu'il se classe dans le type «gîte d'or disséminé de remplacement» (Poulsen 1995). En plus, le gisement a la particularité de présenter des altérations comportant de l'hématite et du feldspath potassique et d'être étroitement associé dans l'espace à un complexe intrusif alcalin (carbonatite et syénite). De son association avec une carbonatite, le gisement constitue d'ailleurs un cas exceptionnel. Plusieurs études (Cormier *et al.* 1984; Boisvert 1986; Morasse *et al.* 1986; Morasse 1988; Litchblau 1989; Quirion 1990; Prud'homme 1991) ont permis de mieux connaître les caractéristiques de ce gisement particulier mais il demeure que le cadre structural de sa mise en place et que sa position chronologique par rapport aux intrusions alcalines et à l'évolution géologique régionale sont encore obscurs. Aussi, la présente étude cherche à apporter des précisions sur ces points spécifiques.

Ce chapitre présente d'abord un résumé du contexte géologique local et des caractéristiques du gisement du lac Shortt. Après cette mise en situation, les caractéristiques mésoscopiques et microscopiques de la faille de Shortt sont examinées.

Les résultats d'une étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique ajoutent d'autres informations pertinentes sur les caractéristiques structurales de cette faille. Après la caractérisation de la faille de Shortt, sont décrites les relations entre celle-ci, les intrusions alcalines et les minéralisations aurifères afin d'établir une chronologie relative des événements géologiques. La question de la position du gisement par rapport à l'évolution géologique régionale est abordée au chapitre 4 dans le cadre de la synthèse générale des résultats.

3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

La figure 38 présente les principaux traits du cadre géologique local du gisement du lac Shortt. La présente description de ce contexte géologique est fondée en bonne partie sur les travaux antérieurs (Lamothe 1981; Sharma et Lacoste 1981; Cormier *et al.* 1984; Boisvert 1986; Morasse *et al.* 1986; Morasse 1988; Litchblau 1989; Quirion 1990; Prud'homme 1991). Toutefois, elle ne constitue pas une simple synthèse de ceux-ci car les observations (aux échelles mésoscopiques et microscopiques) faites dans le cadre de la présente étude ont permis d'ajouter plusieurs détails. Les données recueillies proviennent de l'examen de plusieurs galeries de la mine, de plusieurs forages effectués à la mine et aux alentours ainsi que d'une zone d'affleurements située à 1 km au SE de la mine (encadrée en tirets à la figure 38).

3.2.1 LITHOLOGIES

Le gisement se trouve au niveau d'une faille —la faille de Shortt (Boisvert 1986)— qui juxtapose deux domaines lithologiques différents (figure 38). Les galeries de la mine et les nombreux forages révèlent que le compartiment au S de la faille de Shortt renferme des basaltes appartenant à la Formation d'Obatogamau. Les structures massives, coussinées et

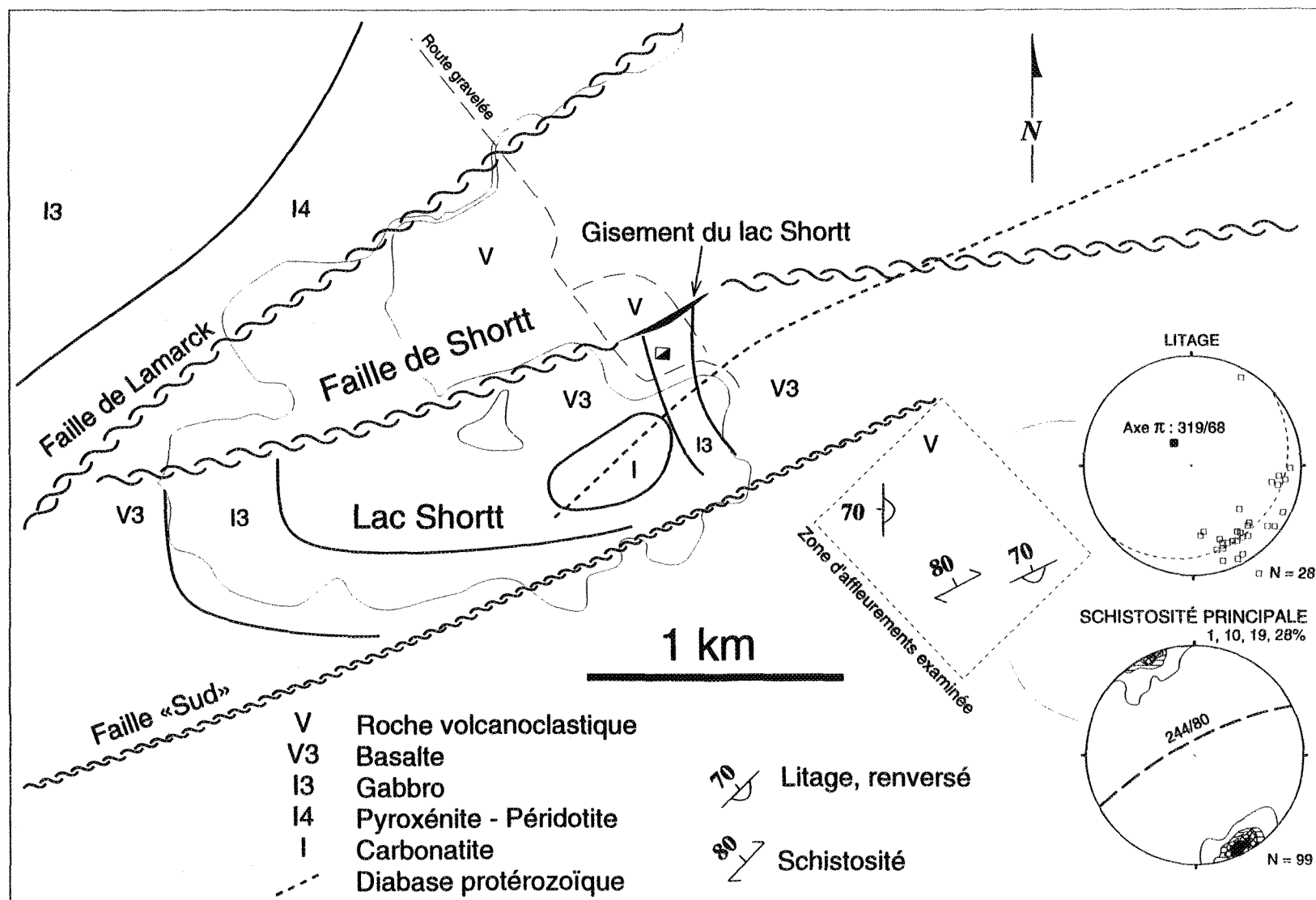


Figure 38. Géologie générale et stéréogrammes (projections équiaires; hémisphère inférieur) des éléments structuraux du secteur de la mine du lac Shortt. Géologie modifiée d'après les travaux de Lamothe (1981), Sharma et Lacoste (1981), Cormier *et al.* (1984), Morasse *et al.* (1986), Morasse 1988, Litchblau (1989), Quirion (1990) et Prud'homme (1991).

bréchiques sont observées dans ces basaltes. Quelques niveaux de puissances métriques de tufs lités et laminaires ainsi que deux filons-couches de puissances décamétriques de gabbros s'intercalent dans la succession de laves basaltiques. Les filons de gabbros sont sans doute des intrusions comagmatiques avec les basaltes. Sous le lac Shortt se trouve un complexe intrusif de carbonatite et syénite recoupant le précédent assemblage de roches. L'ordre de formation de ce complexe intrusif alcalin serait la syénite d'abord, suivie de la carbonatite (Prud'homme 1991). Plusieurs dykes de syénite et de carbonatite, satellites de ce complexe, sont observés au niveau du gisement. La carbonatite se classe parmi les sövites et elle contient des quantités localement appréciables de biotite, d'apatite, de feldspaths potassiques, de magnétite et de pyrite (Prud'homme 1991; Wilhelmy et Kieller 1986). Distinctement, le compartiment au N de la faille de Shortt renferme une succession de roches volcanoclastiques de la formation de Dalime. Les galeries de la mine et les forages près du gisement montrent des roches constituées surtout de fragments de volcanites de composition mafique dont la taille est de celle des lapillis.

Dans un cadre plus vaste, se retrouve au NO du gisement un domaine de roches intrusives du complexe d'Esturgeon (voir la section 2.2.2.1 pour une description de ces roches), et au SE un domaine de roches volcanoclastiques de la formation de Dalime (figure 38). Ces dernières sont polymictes mais surtout constituées de fragments anguleux de volcanites de composition felsique dont la taille est de celle des lapillis et des blocs (une description plus détaillée de ces roches est présentée dans Brisson et Guha 1988 et 1993).

3.2.2

STRUCTURE**3.2.2.1 Généralités**

Sauf près des failles, la déformation apparaît relativement faible dans le secteur de la mine du lac Shortt. Une structure planaire de faible intensité interprétée comme la «schistosité régionale» constitue la seule empreinte pénétrative de la déformation. Les mesures indiquent que cette schistosité a une direction ENE et un pendage abrupt (figure 38). La linéation d'étirement n'a pas été discernée. Les mesures d'orientation ont été recueillies dans le domaine de roches volcanoclastiques de la formation de Dalime situé au S du gisement (rectangle pointillé dans la figure 38). Les roches du compartiment sud de la faille de Shortt apparaissent peu déformées; les filons-couches de gabbro ne montrent aucun signe de déformation et les basaltes présentent des coussins et des fragments de brèches très peu écrasés. Il n'y a aucune mesure pour le compartiment nord de la faille de Shortt dû à l'absence d'affleurement. Des carottes de forages non-orientées ont toutefois permis de constater que la roche est faiblement schistosée au coeur de ce domaine. Par ailleurs, aucune fabrique pénétrative de déformation n'est observée dans les roches intrusives du complexe d'Esturgeon situées au N de la faille de Lamarck.

3.2.2.2 Plissement

L'étude de Lamothe (1983) indique que l'agencement structural à quelques kilomètres à l'E du lac Shortt est dominé par des plis isoclinaux à plans axiaux subverticaux. La «schistosité régionale», de direction ENE, est coplanaire avec la surface axiale de ces plis. La structure dans le secteur de la mine du lac Shortt correspond à cet agencement dominant de déformation. Le domaine de roches volcanoclastiques situé au SE du gisement correspond à un flanc de pli à surface axiale de direction ENE (Brisson et Guha 1988,

1993). L'attitude du litage passe de $N190^{\circ}/70^{\circ}O$ à $N250^{\circ}/70^{\circ}N$ en cheminant du NO vers le SE dans ce secteur (figure 38). Sur stéréogramme, les pôles de l'attitude du litage forment une guirlande selon un grand cercle indiquant un axe de plissement (π) orienté à $N320^{\circ}/70^{\circ}NE$ (figure 38). Cet axe est à peu près situé dans le plan de la «schistosité régionale» de direction ENE qui s'inscrit dans le secteur, suggérant une schistosité de plan axial. Les sommets stratigraphiques déterminés à partir des stratifications entrecroisées, des lits chenalisés, des structures de charge et des granoclassements sont renversés vers l'E et vers le SE. Le secteur étudié correspondrait ainsi à un flanc d'anticlinal à regard structural vers l'ENE. Dans le compartiment sud de la faille de Shortt, les tufs lités et les filons-couches de gabbro indiquent que les couches sont subverticales et de direction globale N. Ce compartiment peut donc s'interpréter comme se situant au niveau de la charnière d'un pli à surface axiale de direction ENE. Les granoclassements rythmiques dans les tufs indiquent des sommets stratigraphiques vers l'E (Dominique Quirion—géologue à la mine, communication personnelle), ce qui correspond à un regard structural vers l'ENE dans l'interprétation d'un pli à surface axiale de direction ENE.

L'attitude des couches n'est pas connue pour le compartiment nord de la faille de Shortt. Dans le cas des roches intrusives du complexe d'Esturgeon situées au N de la faille de Lamarck, les données disponibles indiquent la présence d'un synclinal à surface axiale ENE et à regard structural vers l'OSO (voir la section 2.2.2 pour plus de détails). Juste au N de la faille de Lamarck, les couches sont en direction ENE et les sommets stratigraphiques sont vers le NNO.

Bien que les traits caractéristiques de la déformation régionale prédominent, la structuration observée révèle que la région a connue une évolution structurale complexe. Il y a en effet une opposition de regards structuraux au niveau du secteur. Le regard structural

OSO pour le domaine situé au N de la faille de Lamarck est opposé à ceux de direction ENE du compartiment sud la faille de Shortt et du domaine de roches volcanoclastiques situé plus au S. Cette opposition peut être expliquée par la présence d'une phase de plissement antérieure à celle ayant produit les plis régionaux à surface axiale ENE comme il a été proposé par Giovenazzo (1986). Au chapitre 4, à la section 4.2.1, les observations sur le plissement mentionnées ici sont reprises à l'intérieur d'une discussion plus élaborée sur la déformation souple régionale.

3.2.2.3 Discontinuités structurales

Le gisement est associé à une importante discontinuité structurale : la faille de Shortt (Boisvert 1986). Cette faille juxtapose deux domaines lithologiques différents et elle marque la troncature des couches du compartiment sud de la faille. Ceci est illustré par la discontinuité des filons-couches de gabbros qui s'orientent vers le N dans ce compartiment. La faille a une direction ENE et un pendage d'environ 75 à 80° vers le N. Un couloir de déformation ductile de puissance décamétrique est associé à cette discontinuité structurale. La déformation se traduit par la présence de roches schisteuses, foliées ou rubanées. De fortes altérations à dominance de carbonates ferrifères sont associées au couloir de déformation. Les données antérieures sur la direction et le sens du cisaillement sont peu abondantes et ambiguës. Des éclaircissements à ce sujet ainsi qu'une description plus détaillée du couloir de déformation sont fournis plus loin.

Deux autres discontinuités structurales majeures sont rencontrées. Quelques forages ont révélé qu'une faille, nommée ici la faille Sud, met en contact les roches volcanoclastiques de la formation de Dalime, observées au SE du gisement, avec les roches constituant le mur de la faille de Shortt. La faille Sud s'exprime par une zone de

déformation ductile d'une puissance métrique orientée NE et à pendage abrupt (Quirion 1990). Des altérations avec micas verts qui sont semblables à celles associées à la faille de Shortt (voir la section suivante) accompagnent la faille, mais elles ont une moins grande étendue. A quelques kilomètres au N du gisement, on trouve la faille de Lamarck qui juxtapose les roches intrusives du complexe d'Esturgeon aux roches volcanoclastiques de la formation de Dalime.

3.2.3

ALTÉRATIONS

Le gisement du lac Shortt est associé à des altérations riches en carbonates, surtout les carbonates ferrifères de la suite dolomite - ankérite. Morasse (1988) reconnaît plusieurs assemblages minéralogiques d'altération. Au N du gisement, les roches volcanoclastiques passent progressivement, du N vers le coeur du couloir de déformation de Shortt au S, à une zone à carbonate ferrifère - séricite puis à une zone à carbonate ferrifère - séricite - fuchsite. Cette dernière zone d'altération constitue l'éponte supérieure de la zone minéralisée principale. Il est notable que les roches de composition mafique qui se trouvent au S du gisement présentent des altérations différentes de celles des roches volcanoclastiques au N du gisement. Au S du gisement, les gabbros passent progressivement, du S vers le coeur de la zone de déformation de la faille de Shortt au N, d'une zone à biotite - magnétite - calcite à une zone à carbonate ferrifère - albite - pyrite et enfin à une zone à carbonate ferrifère - pyrite - feldspath postassique - hématite - quartz - or natif qui correspond à la zone minéralisée principale. De plus, les roches du compartiment sud de la faille de Shortt ont subi une fénitisation étendue liée au complexe intrusif de carbonatite - syénite. Les gabbros fénitisés présentent l'assemblage minéralogique magnésioarfvedsonite - magnétite - albite - anhydrite - calcite - apatite. A la fénitisation, on peut relier l'observation de Cormier *et al.* (1984) à l'effet que les roches du compartiment sud ont des contenus en alcalis et en F plus

élevés que celles du compartiment nord de la faille de Shortt. Les altérations aurifères et la fénitisation se superposent sur l'assemblage minéralogique relié au métamorphisme régional (Morasse 1988).

3.2.4

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

Ce gisement représente environ 2,7 Mt de minerai à 4,6 g/T d'or. Le rapport Au/Ag est de l'ordre de 30. La zone minéralisée principale est un corps lenticulaire de forme tabulaire et allongée à la verticale, étroitement associé à la discontinuité que marque la faille de Shortt. Ce corps lenticulaire, d'une épaisseur moyenne de 5,5 m, s'étend jusqu'à environ 950 m de profondeur et atteint une extension horizontale d'environ 300 m. On reconnaît que les zones les plus riches en or, les colonnes minéralisées («oreshoots»), se trouvent où la faille de Shortt recoupe les filons-couches de gabbro comagmatique à la Formation d'Obatogamau. Les minéralisations aurifères se trouvent en majeure partie dans la matrice d'une roche carbonatée et mylonitique contenant des porphyroclastes hématitiques et de couleur rouge brique. Cette roche mylonitique aurifère semble avoir comme protolithe l'assemblage rocheux du compartiment sud de la faille de Shortt. On peut voir que les minéralisations se composent surtout de pyrite fine ($\leq 0,5$ mm) sous forme de disséminations et de traînées parallèles à la structure planaire principale de nature mylonitique. Les autres minéraux métalliques sont observés en quantités mineures; ce sont la magnétite, la sphalérite, la pyrrhotite, l'hématite, la galène et l'or natif. L'or natif est en inclusion dans la pyrite et aussi en grains libres dans la gangue, la taille moyenne des grains d'or étant de 0,006 mm (Morasse 1988). Les relations avec les marqueurs de la déformation amènent Morasse (1988) à conclure que la majeure partie des minéralisations aurifères a précipité durant la déformation liée à la faille de Shortt.

L'existence d'une zone aurifère secondaire associée à des veines de quartz est aussi notable. La zone de veines est observée à partir du niveau -400 m jusque dans le niveau inférieur de la mine. Les veines se trouvent à l'intérieur d'un couloir de déformation étroit et subvertical qui rejoint la zone de déformation de la faille de Shortt à peu près au niveau -400 m. La zone de déformation présente des linéations plongeant à environ 60° vers le SO. Les relations existant à l'intersection des veines avec la zone minéralisée principale restent obscures. La carbonatation et l'hématitisation des roches sont observées. Quirion (1990) fait remarquer que l'or se trouve dans les épontes des veines et en association avec des disséminations de pyrite alors que les veines elles-mêmes sont stériles.

3.3 CARACTÉRISATION DE LA FAILLE DE SHORTT

Cette section présente les observations recueillies sur la faille de Shortt dans le contexte du gisement. La caractérisation de cette faille est une étape fondamentale vers l'élucidation de la place du gisement du lac Shortt par rapport à l'évolution géologique régionale, objectif principal de cette étude du gisement du lac Shortt.

La faille de Shortt a été examinée dans une excavation en surface (figure 39) et à deux endroits propices dans la mine, soit dans une galerie d'exploration (figure 40) et dans une rampe qui mène à un sous-niveau (figure 41), toutes deux à 250 m de profondeur. La galerie d'exploration offre une section complète à travers le couloir de déformation associé à la faille à environ 650 m à l'O de la zone minéralisée principale. La rampe expose seulement une partie du couloir de déformation mais à un endroit plus près de la zone minéralisée principale. L'excavation de surface est représentative de la partie centrale du couloir de déformation au niveau de la zone minéralisée principale. L'examen de carottes de forage a aussi aidé à la caractérisation. En laboratoire, des lames minces orientées ont

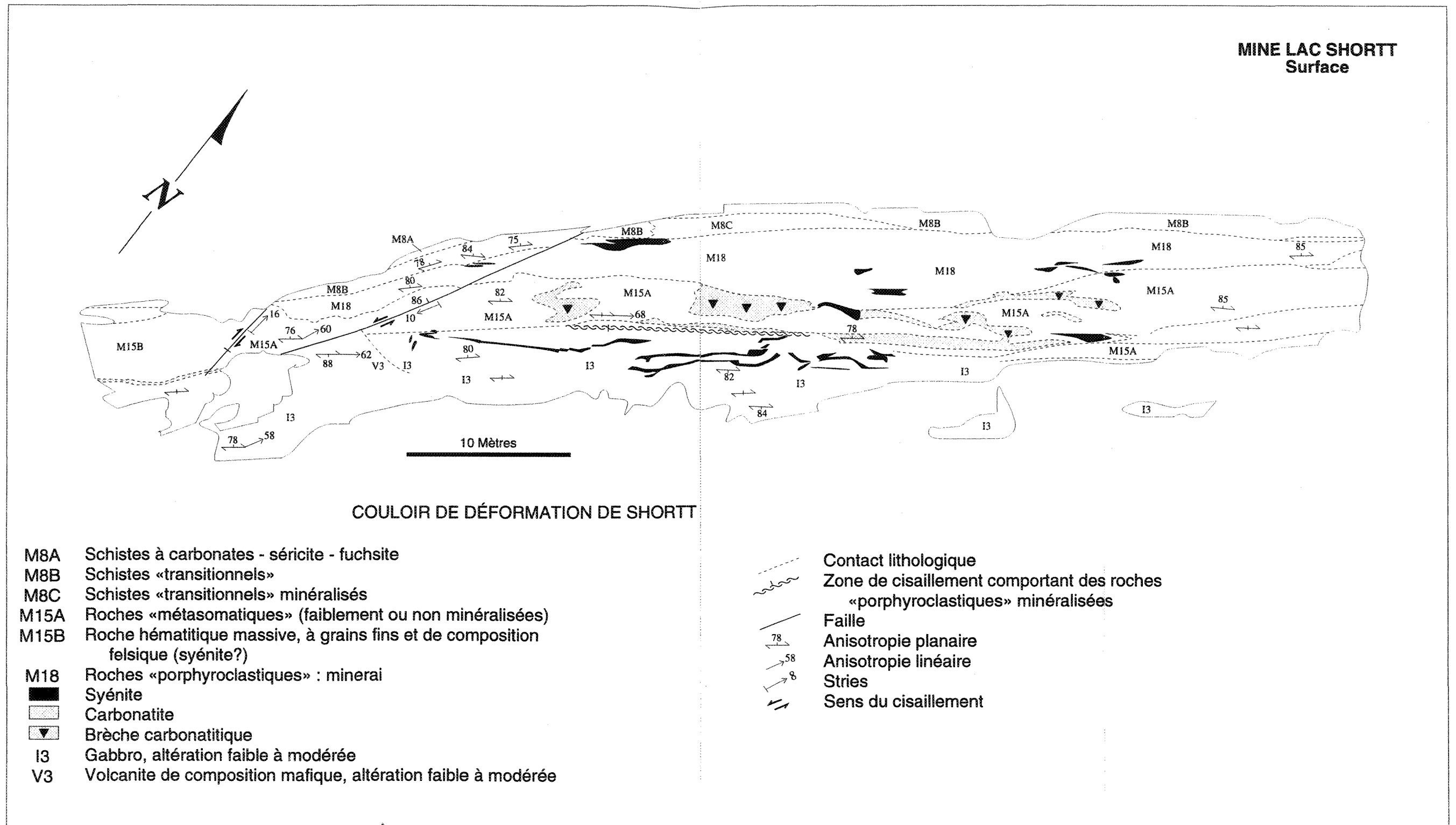


Figure 39. Plan géologique de l'affleurement de la zone excavée en surface à la mine du lac Shortt. Modifiée d'après le plan de François Roy (compagnie Minnova, 1991). La direction des anisotropies planaires et linéaires n'est qu'approximative en raison de perturbations magnétiques reliées à la présence de magnétite dans les roches.

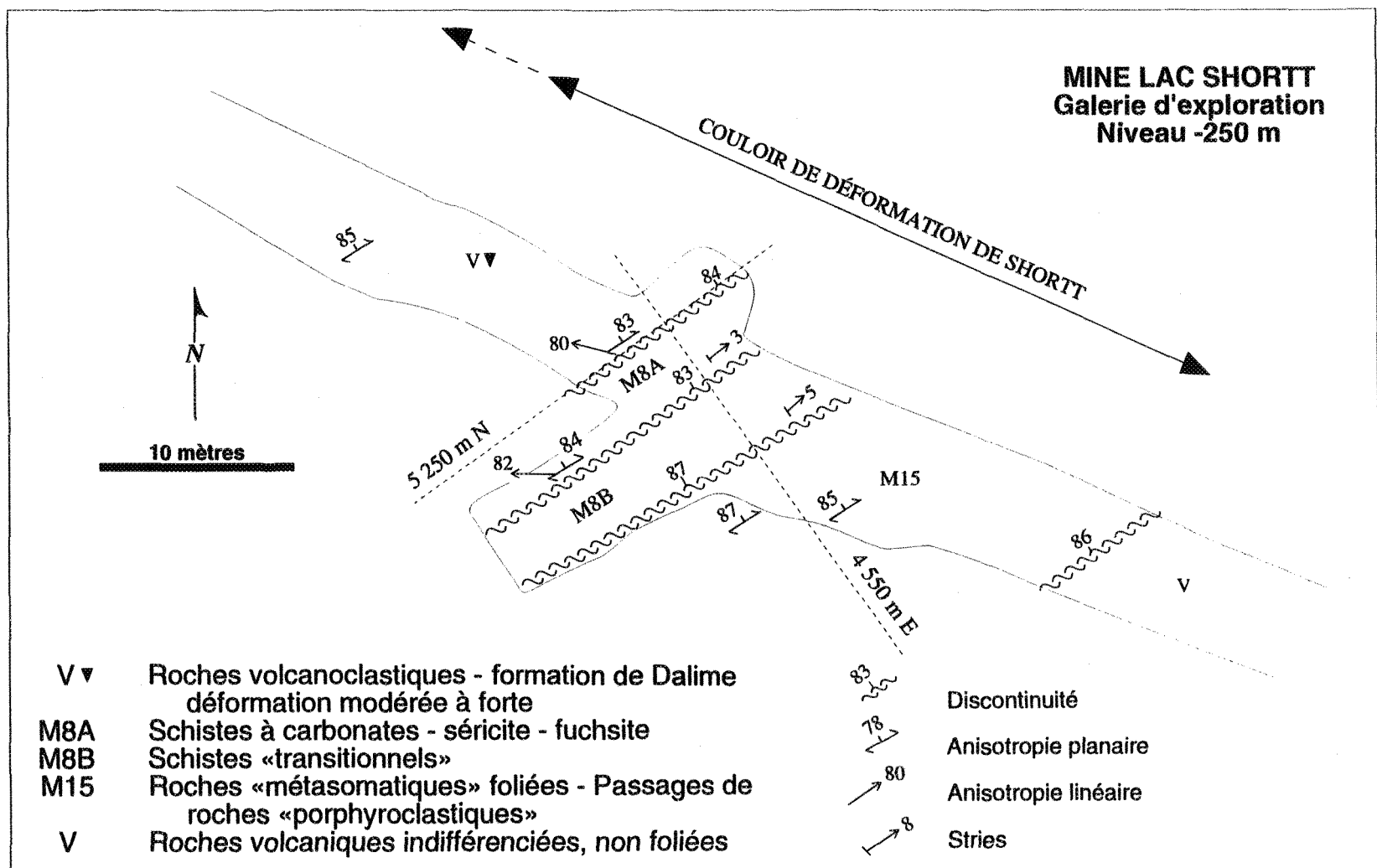


Figure 40. Géologie simplifiée du couloir de déformation Shortt dans la galerie d'exploration au niveau -250 m à la mine du lac Shortt.

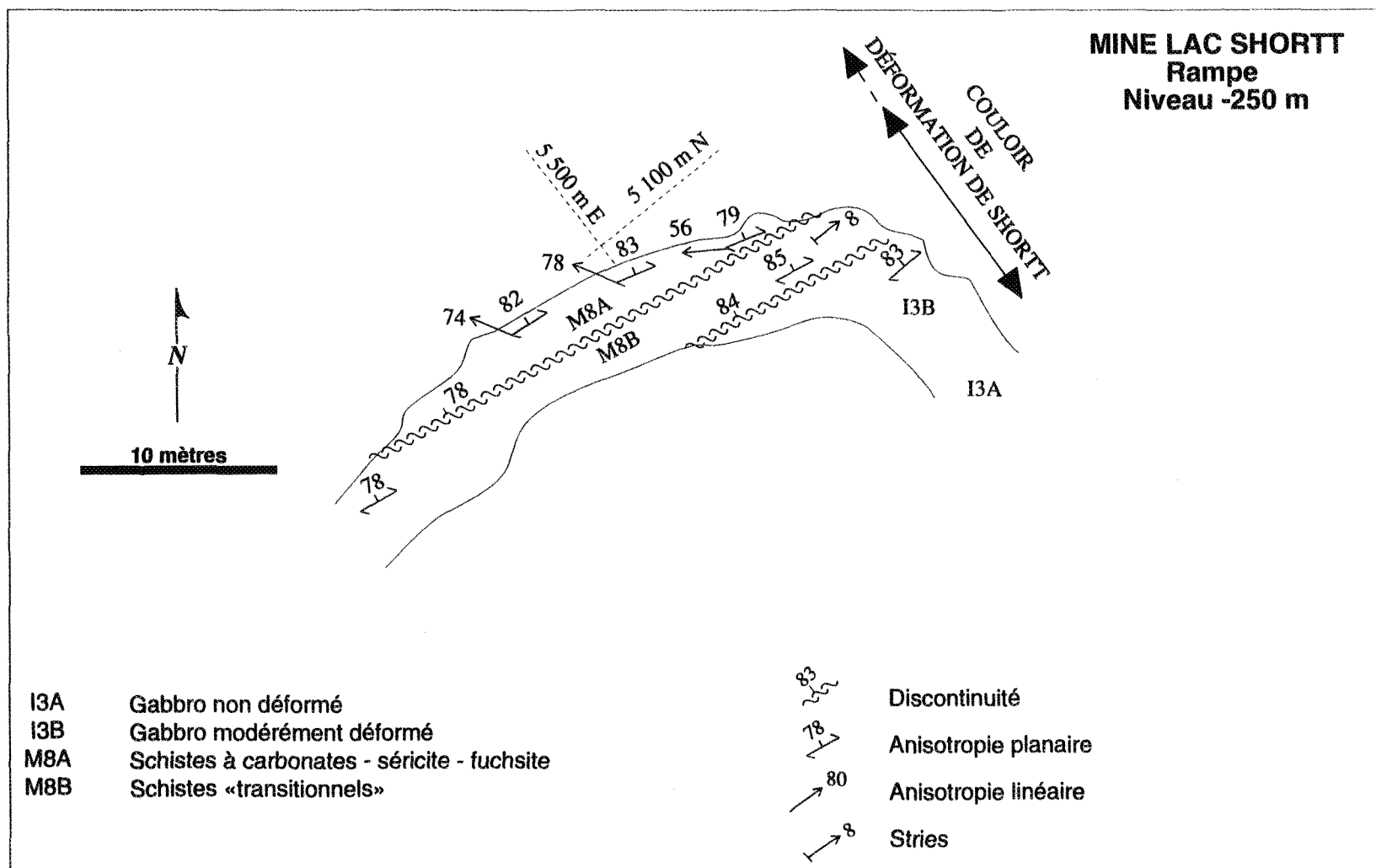


Figure 41. Géologie simplifiée du couloir de déformation Shortt dans une rampe au niveau -250 m à la mine du lac Shortt.

été examinées dans le but de confirmer les observations effectuées à l'oeil nu et de mettre en évidence des indicateurs du sens de cisaillement.

3.3.1

COULOIR DE DÉFORMATION

Au niveau de la mine, la faille de Shortt se matérialise par un couloir de déformation et par une discontinuité dans les lithologies et dans les altérations. Le couloir de déformation de Shortt a une puissance d'environ 30 à 40 m. Du côté nord comme du côté sud, les roches montrent un accroissement de la déformation en approchant de la partie centrale du couloir où les roches sont alors très déformées et très altérées.

Ce paragraphe présente une description d'une section représentative du couloir de déformation incluant la zone minéralisée principale. L'excavation examinée en surface (figure 39) illustre la partie centrale de cette section représentative. En partant du côté N et en allant vers la partie centrale du couloir de déformation, les roches volcanoclastiques affichent une schistosité graduellement mieux développée, des fragments de plus en plus écrasés, et se transforment progressivement en des schistes de couleur vert pomme et à carbonates ferrières - albite - quartz - séricite - fuchsite, appelés «schistes à mica vert» (figure 39). A partir du côté sud et en allant vers la partie centrale du couloir de déformation, les gabbros et basaltes développent progressivement une anisotropie planaire, et sont tous deux transformés en des roches très altérées à carbonates ferrières - albite - quartz - feldspath potassique - hématite qui sont peu ou modérément foliées. Ces roches fortement altérées, appelées ici «roches métasomatiques» (figure 39), définissent une bande de puissance métrique et ne renferment que de faibles quantités de minéralisations aurifères. Au N, en contact avec ces «roches métasomatiques», il y a une bande de puissance métrique de roches mylonitiques appelées «roches porphyroclastiques» (figure 39). Ces roches

renferment la majeure partie des minéralisations aurifères. Les porphyroclastes de syénite et de roches altérées sont de couleur rouge brique, en témoignage d'une hématitisation. La matrice, à grains fins et riche en carbonates ferrifères, a une couleur variant de grise, lorsqu'elle est riche en minéralisations aurifères, à beige lorsqu'elle en est dépourvue. Les «roches porphyroclastiques» présentent une structure planaire bien développée qui est soulignée par les minéralisations et l'alignement des porphyroclastes. Entre les «roches porphyroclastiques» et les «schistes à mica vert», il y a une bande de «schistes transitionnels» (figure 39) de couleur rouge pâle et à carbonates ferrifères - albite - quartz - hématite - (minéralisation aurifère). Ces schistes peuvent être localement riches en minéralisations aurifères, mais plus typiquement ils en sont dépourvus. Les deux autres zones examinées sous-terre (figures 40 et 41) ont une anatomie quelque peu différente de la précédente description. Dans la rampe (figure 41), les «roches porphyroclastiques» et les minéralisations sont absentes. Dans la galerie d'exploration (figure 40), les minéralisations sont aussi absentes et seulement quelques passages de roches porphyroclastiques sont observés.

Il est remarquable aussi que le couloir de déformation est aussi le site d'un contraste marqué dans le style structural. La démarcation se situe au contact des «roches porphyroclastiques» et des «schistes transitionnels». Au N de ce contact les roches affichent une schistosité, tandis qu'au S elles montrent une structure planaire sans feuilletage et ont une cassure conchoïdale. Ce contraste de style structural correspond avec le contraste dans les altérations rapporté à la section 3.2.3.

3.3.2 ÉLÉMENTS STRUCTURAUX PLANAIRES ET LINÉAIRES

Le trait structural dominant des roches à l'intérieur du couloir de déformation est une anisotropie planaire. Il s'agit d'une schistosité dans la partie nord du couloir de déformation et d'une structure planaire sans feuilletage dans la partie sud. L'anisotropie planaire est sub-parallèle au couloir de déformation et a une attitude assez régulière, se situant autour de N242°/83°NO (figure 42). Les mesures structurales proviennent surtout de la partie nord du couloir de déformation parce que dans la partie sud du couloir la présence de magnétite perturbe la boussole.

Même si les roches du couloir de déformation affichent une anisotropie planaire évidente, la linéation minéralogique et d'étirement n'a pas été observée de façon systématique. Les fragments des roches volcanoclastiques et les porphyroclastes des roches de la partie centrale du couloir de déformation sont des objets susceptibles de montrer un étirement. Toutefois, dans la partie nord du couloir de déformation où ils sont reconnaissables, les fragments constitutifs des roches volcanoclastiques apparaissent plutôt aplatis qu'étirés. Les porphyroclastes observés dans la partie centrale du couloir de déformation sont quant à eux compétents et ne sont pas visiblement allongés. La matrice à grains fins de ces roches a pu absorber la majeure partie de la déformation.

En réalité, la linéation minéralogique et d'étirement est discernée dans les schistes au N de la zone minéralisée et dans les basaltes et gabbros peu altérés de la partie sud du couloir de déformation. Elle n'est généralement pas très évidente car ce sont les grains de petites tailles de la matrice qui la matérialisent. Elle a systématiquement une plongée abrupte dans le plan de l'anisotropie planaire (figure 42). Sa plongée est vers l'O dans les schistes de la partie N du couloir, son orientation se situant autour de N271/74°O

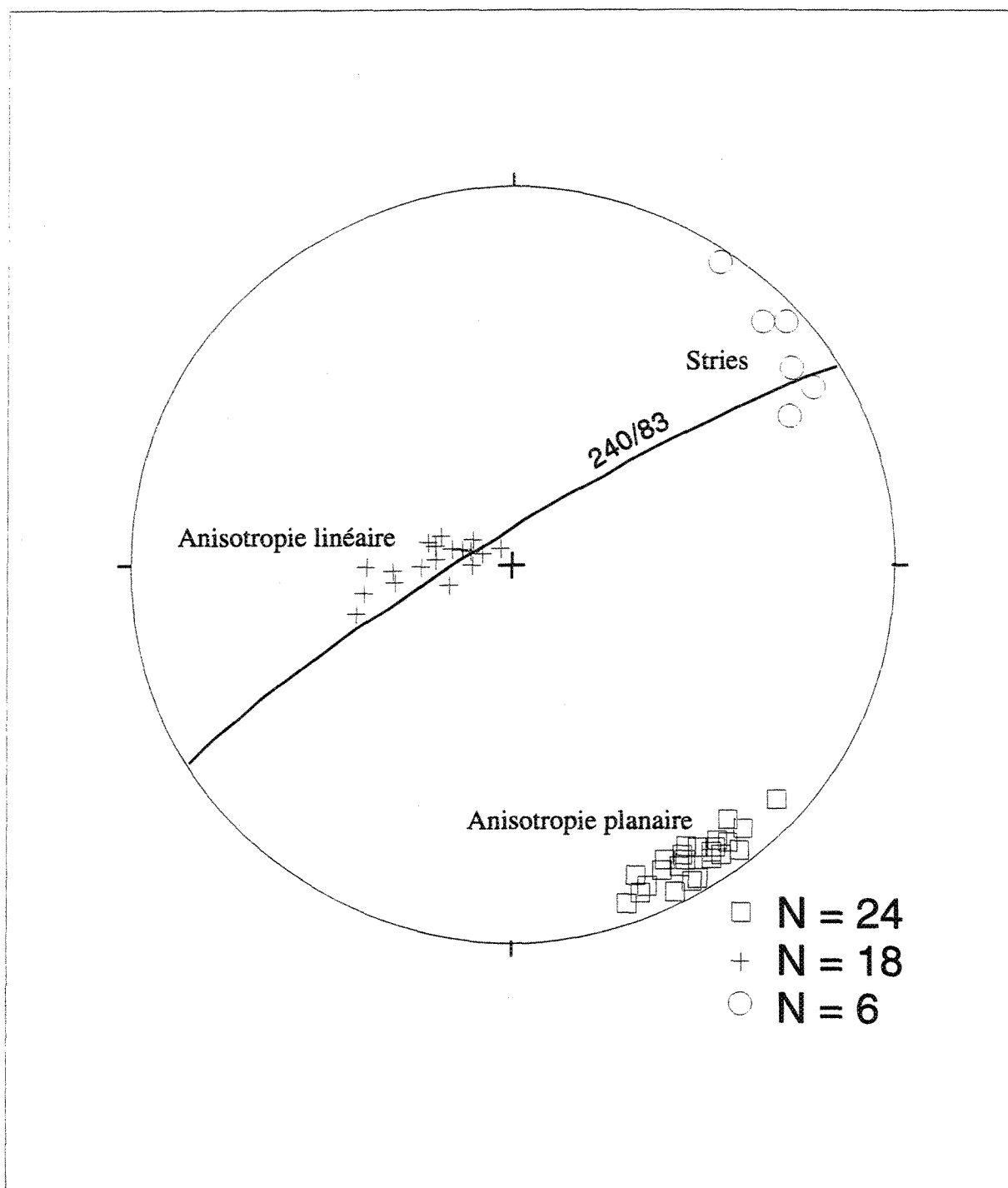


Figure 42. Stéréogramme (projection équiaire; hémisphère inférieur) des éléments structuraux observés dans le couloir de déformation de Shortt au niveau -250 m à la mine du lac Shortt (galerie d'exploration et rampe; voir les figures 40 et 41).

(figure 42). Dans les basaltes et gabbros de la partie sud du couloir quelques observations en surface semblent indiquer qu'elle a plutôt une plongée vers le NE (figures 39). La linéation n'est pas remarquée dans les «roches porphyroclastiques». Comme ces roches ne montrent pas de débit selon l'anisotropie planaire, des coupes verticales et horizontales perpendiculairement à l'anisotropie et des coupes selon le plan d'anisotropie ont été réalisées dans le but de démontrer la présence d'une linéation. Malgré tout, aucune différence dans l'anisotropie indiquant une linéation n'est perçue.

Outre les éléments structuraux dominants, les roches du couloir de déformation affichent souvent des stries subhorizontales (figure 42). Elles sont observées sur les plans de la schistosité dans les schistes (figures 39 à 41), en superposition sur la linéation minéralogique et d'étirement. Il y a aussi quelques kinks qui affectent l'anisotropie dominante.

3.3.3

SENS DE CISAILLEMENT

Le fort angle de chute de la linéation d'étirement et minéralogique à l'intérieur du couloir de déformation associé à la faille de Shortt soutient l'idée d'une faille à rejet pendage prédominant.

Les structures pouvant servir à déterminer le sens de cisaillement (Hanmer et Passchier 1991) ne sont pas évidentes. Quelques structures suggestives sont observées à l'échelle microscopique; aucune n'a été remarquée à l'échelle mésoscopique. Une structure structure planaire composite à une fabrique C-S est observée dans quelques lames minces de «schistes à mica vert» (figure 43A). L'angle entre les plans C et S est faible. Des ombres de pression asymétriques de type σ (Passchier et Simpson 1986) peu développées sont observées en bordure de grains résistants de pyrite au sein du gabbro déformé de la

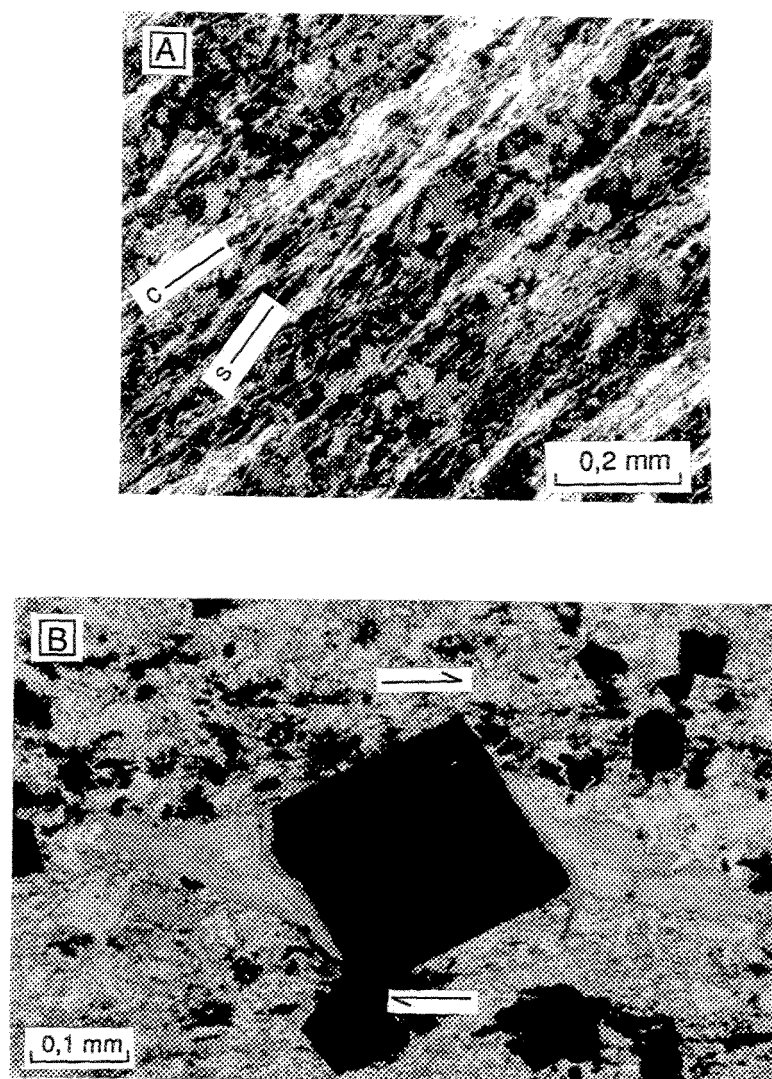


Figure 43. Indicateurs du sens de cisaillement pour le couloir de déformation de Shortt, mine du lac Shortt. A : Schiste à «mica vert» présentant une fabrique planaire composite comparable à une relation C-S; section XZ, échantillon 88-286, rampe au niveau -250 m. B : Ombres de pression asymétriques en bordure d'un grain de pyrite; section XZ, échantillon 91-11, excavation en surface. (Pour la localisation des échantillons, voir les figures A10 et A12 de l'annexe A).

partie sud du couloir de déformation (figure 43B). Tous les indicateurs suggèrent un soulèvement du toit situé au N par rapport au mur situé au S. La zone de déformation matérialiserait ainsi une faille inverse.

Par ailleurs, les stries subhorizontales qui se superposent sur les plans de la schistosité indiquent qu'il y a eu un rejeu en coulissage. Aucun critère de sens de cisaillement n'a été mis en évidence pour cet événement.

3.3.4

DISCONTINUITÉS

Plusieurs failles traversent le couloir de déformation ductile de Shortt. En surface et dans la galerie d'exploration, il y a une discontinuité entre l'assemblage gabbro - basalte devenant altéré et les «roches métasomatiques». Cette discontinuité, subparallèle au couloir de déformation, se caractérise par une zone porphyroclastique de quelques centimètres d'épaisseur ayant les mêmes caractéristiques que la zone porphyroclastique plus vaste de la partie centrale du couloir de déformation.

D'autres discontinuités subparallèles au couloir de déformation sont présentes aux endroits examinés sous-terre (figures 40 et 41). Celles-ci, au caractère fragile, se manifestent par des zones bréchiques de moins de 5 cm d'épaisseur ou par de simples surfaces de décollement. Les surfaces de ces discontinuités présentent des stries subhorizontales, témoignant de jeux décrochants. Cette observation amène à interpréter que les stries tardives et subhorizontales ayant été remarquées sur les plans de la schistosité du couloir de déformation sont liées au même événement structural.

Des failles sécantes au couloir de déformation sont aussi remarquées en surface (figure 39). Ce sont des failles à rejet décimétrique et qui sont occupées par du matériel

chloriteux sur moins de 2 cm d'épaisseur. Des failles de direction NNE et à rejet senestre ainsi que des failles de direction NO et à rejet dextre, recoupant les premières, sont observées. Les surfaces de toutes ces failles sont striées à peu près à l'horizontale. Ces failles ne sont donc pas très différentes de celles, observées sous-terre, qui sont subparallèles au couloir de déformation.

3.3.5 SOMMAIRE SUR LE COULOIR DE SHORTT

D'après les observations, le couloir de déformation de Shortt matérialise une faille à rejet pendage prédominant, de sens inverse, ayant rejoué en coulissage. A ce rejeu, peuvent être associés les décrochements mineurs tardifs et au comportement fragile qui sont parallèles et obliques au couloir.

3.4 ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE ET ANALYSE STRUCTURALE DE LA FAILLE DE SHORTT

Les linéations sont difficiles à discerner dans le couloir de déformation de la faille de Shortt et afin d'obtenir davantage d'informations à ce sujet une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) a été tentée. L'ASM est un outil de géologie structurale servant à caractériser la pétrofabrique des roches (Borradaile 1988; Lowrie 1989; Rochette *et al.* 1992). En pratique, la mesure de l'ASM en champ faible permet de définir un ellipsoïde de susceptibilité qui, étant le reflet de l'orientation préférentielle des minéraux magnétiques, constitue une image de la pétrofabrique. La technique a déjà été utilisée avec succès pour caractériser la pétrofabrique d'une grande variété de types de roche.

3.4.1

GÉNÉRALITÉS

Un corps isotrope soumis à un champ magnétique inducteur H faible répond par une aimantation induite J proportionnelle à ce champ : $J = KH$ où le facteur de proportionnalité K est la susceptibilité magnétique. Pour un corps anisotrope, H et J ne sont pas colinéaires et la susceptibilité n'est pas un scalaire mais un tenseur de rang deux (K_{ij}) qui peut être représenté par un ellipsoïde dont les trois axes principaux ($K_1 > K_2 > K_3$) correspondent aux vecteurs propres du tenseur.

L'ellipsoïde de susceptibilité, défini par trois axes principaux ($K_1 > K_2 > K_3$), représente la fabrique magnétique d'une roche. Les paramètres $P = K_1/K_3$, $L = K_1/K_2$ et $F = K_2/K_3$ sont des mesures de l'anisotropie totale, linéaire et planaire respectivement (Rochette *et al.* 1992). Le rapport F/L caractérise la forme de l'ellipsoïde de susceptibilité. Le domaine linéaire se situe entre 0 et 1 tandis que le domaine planaire se situe entre 1 et $+\infty$. En raison de la disproportion entre les domaines linéaires et planaires, il est difficile de comparer les types linéaires et planaires avec ce paramètre. Le paramètre $T = 2 \times [\log(K_2/K_3)/\log(K_1/K_3)] - 1$ défini par Jelinek (1981) surmonte ce problème. La valeur de T varie entre -1 et +1; si $T = +1$, l'ellipsoïde est parfaitement plat, si $T = -1$, l'ellipsoïde est parfaitement allongé et si $T = 0$, l'ellipsoïde est plano-linéaire.

La fabrique magnétique dépend de la composition minéralogique de la roche et des relations texturales entre les minéraux. Les axes de la fabrique magnétique coïncident en général avec ceux de la pétrofabrique mais la forme de l'ellipsoïde de susceptibilité ne se compare pas directement avec celle de l'ellipsoïde de déformation finie. En relation avec la pétrofabrique, une fabrique magnétique est dite normale lorsque l'axe principal maximal de la susceptibilité magnétique (K_1) est parallèle à la linéation minérale et que l'axe principal

minimal de la susceptibilité magnétique (K_3) est perpendiculaire à l'anisotropie planaire de la roche. Ce type de fabrique est la plus courante mais il y a aussi des fabriques inverses, lorsque c'est l'axe principal minimal de la susceptibilité magnétique (K_3) qui est parallèle à la linéation minérale et que l'axe principal maximal de la susceptibilité magnétique (K_1) est perpendiculaire à l'anisotropie planaire de la roche (Rochette 1988a, 1988b; Rochette *et al.* 1992). Pour ces fabriques magnétiques inverses, la signification des paramètres L, F et T est inversée. Par exemple, une fabrique planaire est alors caractérisée par $L > F$. Il faut noter aussi que l'influence de minéraux à fabrique contraire peut donner lieu à une fabrique intermédiaire où les axes K_1 et K_3 ne sont ni l'un ni l'autre perpendiculaires à l'anisotropie planaire et ni l'un ni l'autre indicateurs de la linéation (Rochette *et al.* 1992).

La compréhension de la fabrique magnétique d'une roche repose sur la détermination des minéraux porteurs de la susceptibilité et de son anisotropie. Le comportement magnétique d'un minéral dépend de la nature des atomes, de leur état électronique et de leur organisation à l'intérieur du réseau cristallin. Le moment magnétique qui en résulte caractérise un état magnétique. Cinq états magnétiques sont distingués : 1) le diamagnétisme, 2) le paramagnétisme, 3) le ferromagnétisme, 4) le ferrimagnétisme et 5) l'antiferromagnétisme.

Les minéraux diamagnétiques ont des moments magnétiques élémentaires nuls en l'absence de champ. Sous un champ magnétique, ils ont une susceptibilité magnétique négative, c'est-à-dire que l'aimantation induite est dans une direction opposée au champ appliqué. La susceptibilité est faible, indépendante de H et de la température. Les principaux minéraux diamagnétiques sont le quartz, le feldspath et la calcite.

Les minéraux paramagnétiques ont des moments magnétiques élémentaires non nuls mais désordonnés en l'absence d'un champ magnétique, ce qui se traduit par un moment résultant nul. En présence d'un champ, les moments magnétiques élémentaires s'alignent avec celui-ci. Le moment résultant est alors proportionnel à H . La susceptibilité est positive, faible et indépendante de H . Cette susceptibilité est reliée surtout au Fe^{+2} , Fe^{+3} et Mn^{+2} inclus dans les minéraux (phyllosilicates, amphiboles, tourmaline, cordiérite, carbonates ferrifères, etc).

Les minéraux ferromagnétiques présentent une aimantation spontanée en l'absence d'un champ. Cette propriété est due à la tendance des moments magnétiques élémentaires à s'aligner dans une direction commune. La susceptibilité de ces minéraux est positive et elle est souvent élevée par rapport aux minéraux paramagnétiques pour une même intensité de H . La susceptibilité est par ailleurs fonction de la température et de H . La susceptibilité augmente avec l'augmentation de H jusqu'à un seuil de saturation caractéristique de l'état ferromagnétique. La relation entre J et H n'est linéaire que pour des champs faibles, d'intensités très inférieures au seuil de saturation.

Dans le cas des minéraux ferrimagnétiques, les moments magnétiques sont antiparallèles mais d'intensité différente, ce qui a pour résultat une aimantation spontanée. Sous un champ magnétique, le comportement est semblable aux minéraux ferromagnétiques, et c'est pour cette raison que l'on fait rarement la distinction entre ferro- et ferrimagnétisme; on parle alors de ferromagnétisme au sens large. Les minéraux ferromagnétiques (au sens large) les plus communs sont la magnétite et la pyrrhotite monoclinique.

Pour les minéraux antiferromagnétiques, les moments magnétiques élémentaires sont antiparallèles et le moment résultant est nul. La susceptibilité est faible, positive et dépend de la température mais non de H . Ce comportement est celui entre autres de la pyrrhotite hexagonale, de l'hématite, de l'ilménite et de la goethite.

Les roches communes sont composées en majeure partie de minéraux diamagnétiques ou paramagnétiques. Elles ne renferment en général que de petites quantités de minéraux ferromagnétiques; mais en raison de leur forte susceptibilité, les minéraux ferromagnétiques peuvent avoir une grande influence sur la fabrique magnétique. L'anisotropie de susceptibilité magnétique d'un grain minéral est liée à la fois au réseau cristallographique (anisotropie magnétocristalline) et à la forme du grain (anisotropie de forme). La magnétite est le seul minéral commun pour lequel l'anisotropie de susceptibilité magnétique est surtout contrôlée par la forme du grain. Mais la fabrique magnétique d'une roche sera le reflet de la forme des grains de magnétite seulement dans la mesure où les grains sont assez espacés.

3.4.2

PROCÉDURES

L'étude a été réalisée au laboratoire de Pétraphysique et Tectonique de l'Université Paul Sabatier à Toulouse (France) sous la direction du professeur Jean-Luc Bouchez. Les mesures sont effectuées sur de petites carottes de forage orientées. Les carottes d'un diamètre de 25 mm sont coupées perpendiculairement à leur axe pour obtenir un échantillon de 22 mm de hauteur, ce qui correspond au meilleur rapport hauteur/diamètre (0,88) d'un cylindre pour l'approximation d'une sphère.

En premier, l'intensité de la susceptibilité suivant l'axe de la carotte (K_Z) est mesurée à partir d'un solénoïde. Un calibre permet de déduire la valeur de K_Z pour l'échantillon.

Compte tenu des faibles anisotropies (inférieures à 3 % en général), la valeur K_Z («bulk») obtenue est peu différente de la valeur moyenne de la susceptibilité (K) correspondant à la moyenne des intensités des trois axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité ($K = [K_1 + K_2 + K_3]/3$). L'anisotropie de susceptibilité magnétique est ensuite mesurée à partir d'un appareil de type Minisep (Molspin®) qui produit un champ faible (7×10^{-4} T) alternatif (10 kHz) avec une précision d'environ 10^{-7} SI. L'appareil soumet l'échantillon à une rotation et mesure la force du champ induit, laquelle est proportionnelle à l'anisotropie de la susceptibilité de l'échantillon selon l'axe de rotation. A chaque échantillon, la force du champ induit est mesurée pour trois positions orthogonales de rotation. A partir de ces trois valeurs orthogonales de champ induit et de la valeur de K_Z , un miniordinateur calcule la meilleure solution pour les modules et les orientations des trois axes principaux ($K_1 > K_2 > K_3$) de l'ellipsoïde de susceptibilité par rapport au référentiel d'orientation de la carotte. Les résultats sont exprimés en 10^{-6} G/Oe ou emu/cm³ pour un volume de 12,9 cm³ (volume du calibre). Les valeurs mesurées sont multipliées par 1,19 en raison du volume de 10,8 cm³ des échantillons et par 4π pour les transformer en unité SI.

L'étude d'ASM présentée ici a porté sur quatorze échantillons. Onze échantillons proviennent de la section de la rampe au niveau -250 m. Il y a parmi ceux-ci un groupe de «schistes à mica vert» (5 échantillons) et un groupe autre de schistes (6 échantillons), en général rouges et hématitiques. Trois échantillons de «roches porphyroclastiques» minéralisées ont en plus été recueillis à divers endroits au niveau -400 m.

3.4.3 MINÉRALOGIE MAGNÉTIQUE DES ÉCHANTILLONS

La connaissance de la composition minéralogique des roches est un prérequis à l'interprétation des résultats d'ASM.

Les «schistes à mica vert» ont une minéralogie assez simple. Ils sont formés d'environ 70 % de grains de carbonates ferrières de la suite dolomite - ankérite dont la taille moyenne est de 0,05 mm, de 15 % de fines paillettes de séricite et fuchsite définissant la schistosité et de 15 % de grains d'albite et de quartz. La roche est presque dépourvue de minéraux opaques.

Les autres schistes sont surtout formés de carbonates ferrières de la suite dolomite - ankérite, d'albite, de quartz et de micas blancs. La proportion de carbonates ferrières varie entre 25 et 70 %, celle de l'albite et du quartz regroupés entre 25 à 65 % et celle des micas blancs entre 5 à 25 %. Environ 5 % de plages de chlorites définissant une bande vert foncé sont observées dans l'échantillon 88-291. Il y a aussi des traces de micas verts dans cet échantillon. Hormis l'échantillon 88-282, ces schistes sont presque dépourvus de minéraux opaques. La présence d'hématite se dénote par la couleur rougeâtre de la plupart des échantillons mais aucun grain distinct de ce minéral n'est observé au microscope. Il semble que ce minéral se trouve sous forme de fine poussière diffuse dans les silicates. Seul l'échantillon 88-282 renferme une proportion appréciable de minéraux opaques représentés surtout par la pyrite. Notamment, l'ilménite et la magnétite sont aussi présentes dans cet échantillon. L'ilménite constitue moins de 1 % de la roche. Il s'agit de fines paillettes parallèles à la structure planaire de la roche. La magnétite est en trace et sous forme de fins cristaux disséminés.

Le troisième groupe d'échantillons représente le minerai. Ces roches présentent des porphyroclastes de syénite baignant dans une matrice formée de carbonates ferrières de la suite dolomite - ankérite et de 10 % de minéraux opaques représentés surtout par la pyrite. Des quantités notables, mais inférieures à 1 %, d'ilménite et de magnétite sont présentes. L'ilménite se présente en fines paillettes parallèles à la structure planaire de l'échantillon.

L'hématite est aussi présente sous forme de fine poussière diffuse conférant une coloration rouge aux porphyroclastes. La magnétite est en trace et représentée par de fins cristaux disséminés.

3.4.4

SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

Les résultats sont présentés au tableau 7 et à la figure 44. Pour les «schistes à mica vert», les valeurs de K sont comprises entre 39 et 45 x 10⁻⁵SI. Le seul minéral qui peut être responsable de cette aimantation induite positive est le carbonate ferrique. Les faibles valeurs de K s'accordent en effet avec une susceptibilité d'origine paramagnétique dominante.

Les valeurs de K pour les autres schistes, à l'exception de l'échantillon 88-282, se situent entre 30 et 67 x 10⁻⁵ SI. Cette faible aimantation induite positive doit résulter principalement de la contribution de deux minéraux : le carbonate ferrique et l'hématite, sauf dans le cas de l'échantillon 88-292 où l'hématite est absente. La chlorite observée dans l'échantillon 88-291 a aussi pu avoir une influence. Contrairement au carbonate ferrique, l'hématite est présente en très faible quantité dans ces schistes mais en raison de son caractère ferromagnétique une partie de la susceptibilité mesurée pourrait tout de même lui être attribuable. Pour l'échantillon 88-282, la forte valeur de K s'explique par la présence de magnétite. La susceptibilité des minéraux paramagnétiques n'excédant pas 10⁻³ SI, la valeur élevée de K s'explique en effet avec une composante de susceptibilité d'origine ferromagnétique.

Les échantillons de «roches porphyroclastiques» minéralisées présentent des valeurs de K très variables. Dans le cas de l'échantillon 88-313, la faible susceptibilité positive peut résulter de la contribution de cinq minéraux : carbonate ferrique, hématite, pyrite, ilménite

Tableau 7. Étude d'ASM : données de base et résultats.

N° ÉCHANTILLON	Principaux minéraux magnétiques*	PÉTROFABRIQUE		SUSCEPTIBILITÉ	ANISOTROPIE MAGNÉTIQUE							FABRIQUE
		Anisotropie planaire	Anisotropie linéaire	MAGNÉTIQUE	P = K1/K3 (totale)	L = K1/K2	F = K2/K3	T**	ORIENTATION			MAGNÉTIQUE***
				K = (K1+K2+K3)/3 (10-5SI)					K1	K2	K3	
RAMPE -250 m												
«Schistes à mica vert»												
88-286	CB	240/83	258/70	39,84	1,021	1,017	1,004	-0,81	153/26	061/04	322/64	I
88-287	CB	240/86	254/74	44,05	1,029	1,014	1,014	-0,50	156/26	046/34	275/45	I
88-288	CB	255/77	317/75	40,90	1,021	1,012	1,009	-0,56	146/31	240/07	340/56	I
88-289	CB	244/76	298/74	40,33	1,021	1,010	1,011	-0,48	152/37	049/16	301/47	I
88-290	CB	229/82	268/78	44,74	1,027	1,017	1,010	-0,62	161/51	061/08	324/38	I
Autres schistes												
88-282	CB-MG-IM-(HM)	250/80	063/19****	1030,16	1,132	1,021	1,108	-0,17	068/07	298/79	160/08	N
88-283	CB-(HM)	071/89	249/65	66,81	1,017	1,010	1,007	-0,58	172/23	297/42	074/10	I
88-284	CB-(HM)	050/90	230/74	57,30	1,026	1,020	1,006	-0,79	221/27	111/33	341/44	INT
88-285	CB-(HM)	238/72	057/10****	45,30	1,015	1,009	1,006	-0,61	155/40	353/53	253/06	I
88-291	CB-(HM)	231/78		30,51	1,021	1,010	1,011	-0,47	175/50	282/08	334/45	I
88-292	CB	231/77		52,55	1,079	1,063	1,014	-0,81	154/32	295/52	052/19	I
NIVEAU -450 m												
«Roches porphyroclastiques» (minéral)												
88-311	CB-MG-IM-(HM)-PY	025/90		181,00	1,024	1,005	1,018	-0,22	018/58	200/32	110/01	N
88-312	CB-MG-IM-(HM)-PY	030/90							056/58	219/33	314/08	#
88-313	CB-IM-(HM)-PY	028/90		64,56	1,023	1,009	1,013	-0,41	006/73	163/16	254/06	INT

* CB, MG, IM, HM, PY : carbonates ferrifères, magnétite, ilménite, hématite, pyrite. (HM) : trace.

** T = [log(K2/K3)/log(K1/k3)]-1; (Jelinek 1981)

*** I, N, INT, # : fabrique inverse, normale, intermédiaire, cas particulier

**** Stries

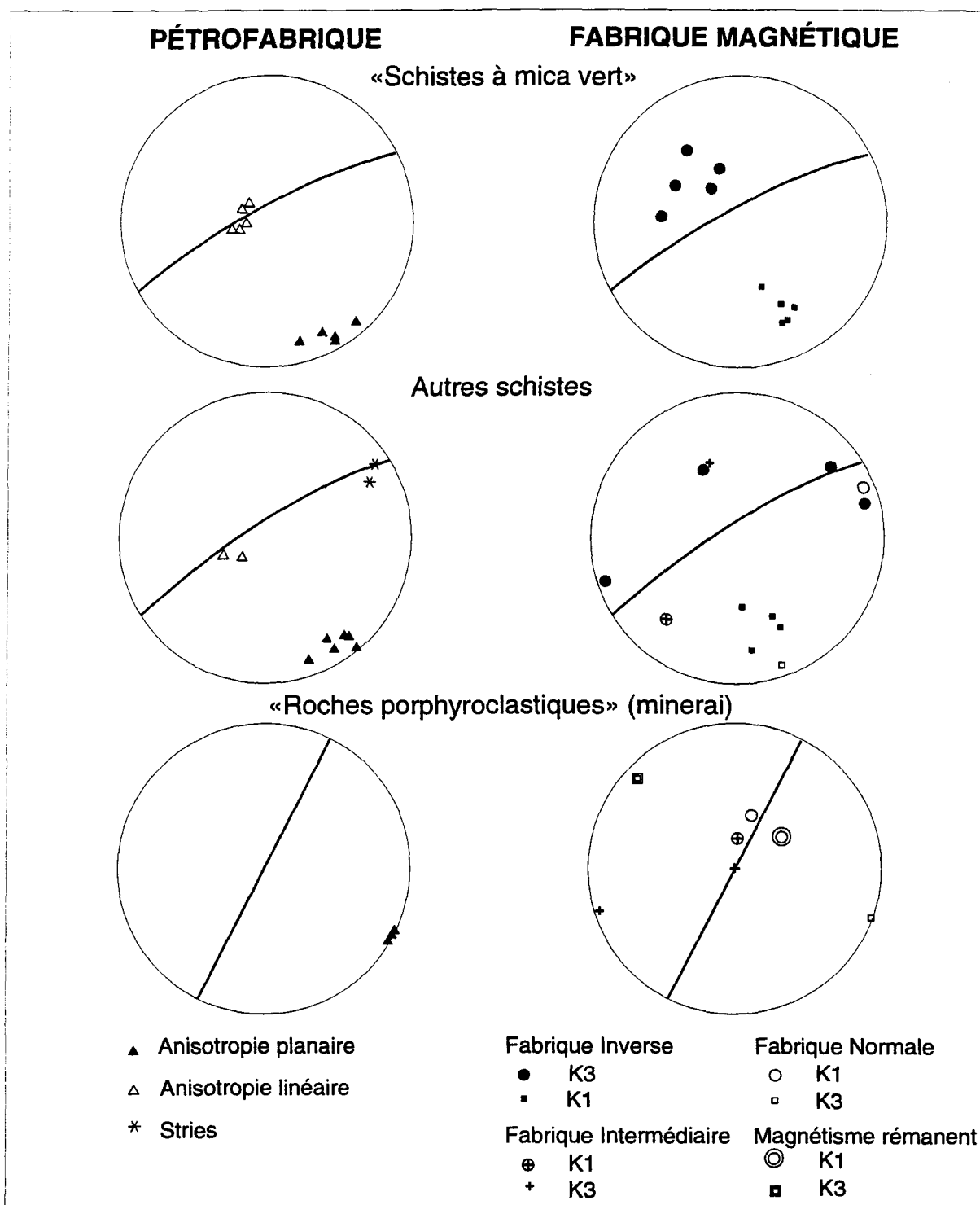


Figure 44. Étude d'ASM : stéréogrammes (projections équiaires; hémisphère inférieur) des éléments de la pétrofabrique et de la fabrique magnétique. La perturbation de la boussole sur le terrain (présence de magnétite) explique l'apparente rotation antihoraire des données concernant les roches «porphyroclastiques» par rapport à celles des autres types de roche.

et magnétite. Pour l'échantillon 88-311, la forte valeur de K est explicable par la présence de magnétite. L'échantillon 88-312 présente une intensité de susceptibilité positive et forte selon un axe de rotation, attribuable à la présence de magnétite, et une intensité fortement négative selon un autre axe de rotation. En raison de la susceptibilité négative, la valeur de susceptibilité moyenne K perd sa signification et l'anisotropie de susceptibilité ne peut être représentée par un ellipsoïde ni un autre corps solide. La forte susceptibilité négative peut être attribuée à une aimantation rémanente de la magnétite.

3.4.5

FABRIQUE MAGNÉTIQUE

Les roches étudiées présentent un degré d'anisotropie en général très faible, de l'ordre de 1,5 à 3 % (tableau 7). Une anisotropie de 13 % est observée pour l'échantillon 88-282 qui présente une forte susceptibilité en accord avec la présence de magnétite. Outre ce cas particulier, on peut noter une anisotropie de 8 % pour un cas de schistes à dominance de carbonates ferrifères. Tenant compte de la nature normale ou inverse de la fabrique magnétique, les paramètres de forme L, F et T indiquent une fabrique magnétique à tendance planaire dans la plupart des cas.

En relation avec la pétrofabrique (figure 44), il ressort que la plupart des fabriques magnétiques sont inverses. La fabrique inverse a déjà été mise en relation avec des carbonates ferrifères (Rochette 1988a, 1988b) et il semble que ce soit le seul minéral pouvant expliquer l'origine de cette fabrique dans les échantillons étudiés. Dans cette fabrique l'orientation de K_3 traduit l'orientation préférentielle des axes C des carbonates ferrifères (Rochette 1988a, 1988b).

Comme le seul minéral qui peut être responsable de l'aimantation induite positive dans les «schistes à mica vert» est le carbonate ferrifère, ces roches constituent un cas idéal

pour la compréhension de la fabrique magnétique inverse. Tous les échantillons de «schistes à mica vert» présentent une fabrique magnétique inverse semblable, ce qui tend à démontrer qu'il y a une forte orientation préférentielle des carbonates ferrifères dans ces roches. L'axe K_3 est à fort angle de chute par rapport à la schistosité (figure 44), ce qui appuie nos observations à l'oeil nu sur la linéation minérale et d'étirement dans ces roches. Il est toutefois remarquable que l'axe K_3 n'est pas précisément contenu dans le plan de la schistosité; il fait en réalité un angle dièdre d'environ 30° avec celui-ci. En concordance, l'axe K_1 n'est pas non plus rigoureusement perpendiculaire à la schistosité; il est bien contenu dans un plan vertical perpendiculaire à la schistosité mais fait un angle dièdre d'environ 60° (i.e. $90^\circ - 30^\circ$) avec celle-ci. Or, il y a dans les carbonates du groupe de la dolomite un système de macles mécaniques — le système $[02\bar{2}1]$ — qui forme un angle dièdre de 30° avec l'axe C. La relation angulaire entre l'axe C des carbonates ferrifères et la schistosité peut donc s'expliquer en supposant que les plans de macles mécaniques du système $[02\bar{2}1]$ des carbonates sont statistiquement parallèles à la schistosité.

En considérant les «schistes à mica vert» aussi bien que les autres schistes à propos des fabriques magnétiques inverses, on peut constater qu'il y a deux groupes différents par rapport aux orientations des axes K_3 . Dans le premier groupe (6 échantillons), les axes K_3 indiquent une linéation minérale selon le pendage de la schistosité (figure 44). Cette indication est cohérente avec l'observation générale d'une linéation à fort angle de chute par rapport à la schistosité. Dans le second groupe (3 échantillons), les axes K_3 indiquent une linéation minérale selon la direction de la schistosité (figure 44). Pourtant, pour un des échantillons concernés (88-283), une linéation à fort angle de chute par rapport à la schistosité est clairement observée. Fait à considérer, les schistes de ce second groupe contiennent en général de l'hématite, minéral à fabrique magnétique normale. On peut

supposer que ce minéral a eu une influence sur l'orientation des axes K_2 et K_3 sans modification fondamentale de l'orientation de l'axe K_1 de la fabrique magnétique inverse. La situation correspondrait à celle de la fausse fabrique inverse discutée par Rochette *et al.* (1992). Cette explication est toutefois mise en doute par le fait que l'échantillon 88-292 semble dépourvu d'hématite. Par ailleurs, des stries subhorizontales tardives constituent un élément structural directionnel qui est présent dans deux échantillons de ce groupe. Ainsi, il est possible de relier la fabrique magnétique directionnelle à des structures observées. En supposant que l'influence de l'hématite est négligeable, alors les observations contradictoires peuvent s'expliquer si la déformation tardive a restructuré les carbonates ferrifères sans détruire complètement la pétrofabrique ancienne, illustrant de façon relative la sensibilité des carbonates à la déformation.

Parmi les 14 échantillons, il y a 2 cas de fabrique magnétique normale (échantillons 88-282 et 88-311). Dans les deux cas, la magnétite peut être identifiée comme étant le principal responsable de la fabrique normale. Cette fabrique s'interprète comme une anisotropie reliée à la forme des cristaux. Pour l'échantillon 88-282, la fabrique normale indique une linéation subhorizontale. Ainsi, les résultats indiquant des fabriques à linéation subhorizontale sont sans doute significatifs puisqu'ils ont des origines variées.

L'échantillon 88-284 est un cas anormal car aucun des deux axes K_1 et K_3 ne correspond au pôle de l'anisotropie planaire de la roche. Il s'agirait d'une fabrique magnétique intermédiaire résultant de l'influence de minéraux à fabrique contraire (Rochette *et al.* (1992). Dans le cas présent l'explication probable est que les résultats sont liés à une influence importante de la fabrique normale de l'hématite sur la fabrique inverse des carbonates ferrifères. Les axes K_1 et K_3 ne sont ni l'un ni l'autre indicateurs de la linéation dans ce cas.

L'échantillon 88-313 est problématique. La position déviante de l'axe K_3 par rapport à l'anisotropie planaire suggère une fabrique intermédiaire. La fabrique pourrait en effet résulter de l'influence contraire de l'ilménite et de l'hématite sur les carbonates ferrifères. Toutefois, l'orientation des axes K_1 dans les «roches porphyroclastiques» minéralisées est semblable bien que l'origine de l'anisotropie puisse être différente, ce qui tend à démontrer que les résultats pour ces roches minéralisées sont significatifs. Dans cette hypothèse, la fabrique de l'échantillon 88-313 est peut-être normale.

3.4.6 CONCLUSION DE L'ÉTUDE D'ASM

Les mesures d'ASM révèlent deux orientations de linéation dans les roches déformées associées à la faille de Shortt, une qui a un fort angle de chute et une seconde subhorizontale. Ces résultats s'accordent avec les observations aux échelles mésoscopiques et microscopiques. La méthode peut donc être utile pour des roches ayant subi une altération hydrothermale aurifère avec formation de carbonates de fer. En l'absence de critères chronologiques, la superposition de différentes fabriques linéaires peut toutefois rendre l'interprétation ambiguë.

3.5 MISE EN PLACE DES INTRUSIONS ALCALINES ET RELATIONS AVEC LA FAILLE DE SHORTT

Un des problèmes que doit aborder la présente étude est de situer les intrusions alcalines du lac Shortt par rapport à l'évolution géologique régionale et à la minéralisation aurifère. L'examen des relations entre les intrusions alcalines et la faille de Shortt avec laquelle les minéralisations aurifères sont associées est évidemment une démarche importante vers la résolution de ce problème.

Les relations sont complexes entre le couloir de déformation associée à la faille de Shortt et les intrusions de syénite et de carbonatite. La zone excavée en surface s'est avérée l'endroit le plus révélateur de ces relations (figure 39). À cet endroit, des dykes de syénite sont observés dans la partie sud du couloir de déformation associé à la faille. Au coeur du couloir de déformation, il y a des dykes en voie de boudinage et des porphyroclastes de syénite (figures 45A et 45B) de taille millimétrique jusqu'à métrique interprétés comme résultant de la dislocation de dykes. La syénite est compétente; c'est ainsi que les dykes et porphyroclastes de syénite ne montrent pas de foliation bien qu'ils se retrouvent à l'intérieur du couloir de déformation. Dans la partie sud du couloir de déformation, il y a des dykes massifs de syénite contenant quelques inclusions de gabbro déformé. Or, en dehors de la zone de déformation les gabbros sont massifs, ils ne montrent pas de signes de déformation. La déformation des inclusions de gabbro ne peut donc être mise en relation qu'avec la faille de Shortt. Que des dykes de syénite soient broyés dans la zone de déformation et que d'autres dykes de syénite puissent contenir des fragments de gabbro déformé amènent à interpréter que ces dykes se sont mis en place lors du développement du couloir de déformation lié à la faille de Shortt. D'après l'étude d'ASM, la linéation a une plongée abrupte dans les roches contenant des porphyroclastes de syénite. Cette orientation correspond à la structuration prédominante dans le couloir de déformation de Shortt.

Dans l'excavation, des dykes et des injections de formes irrégulières de carbonatite sont observés à l'intérieur même du couloir de déformation. Les injections irrégulières se définissent par des zones bréchiques. Les dykes sont observés dans la partie sud du couloir de déformation. Ils sont subparallèles ou quelque peu obliques par rapport à celui-ci. Ces dykes sont variablement déformés; les plus déformés présentent une structure planaire parallèle à celle des roches encaissantes (figure 45C), les moins déformés ont un aspect

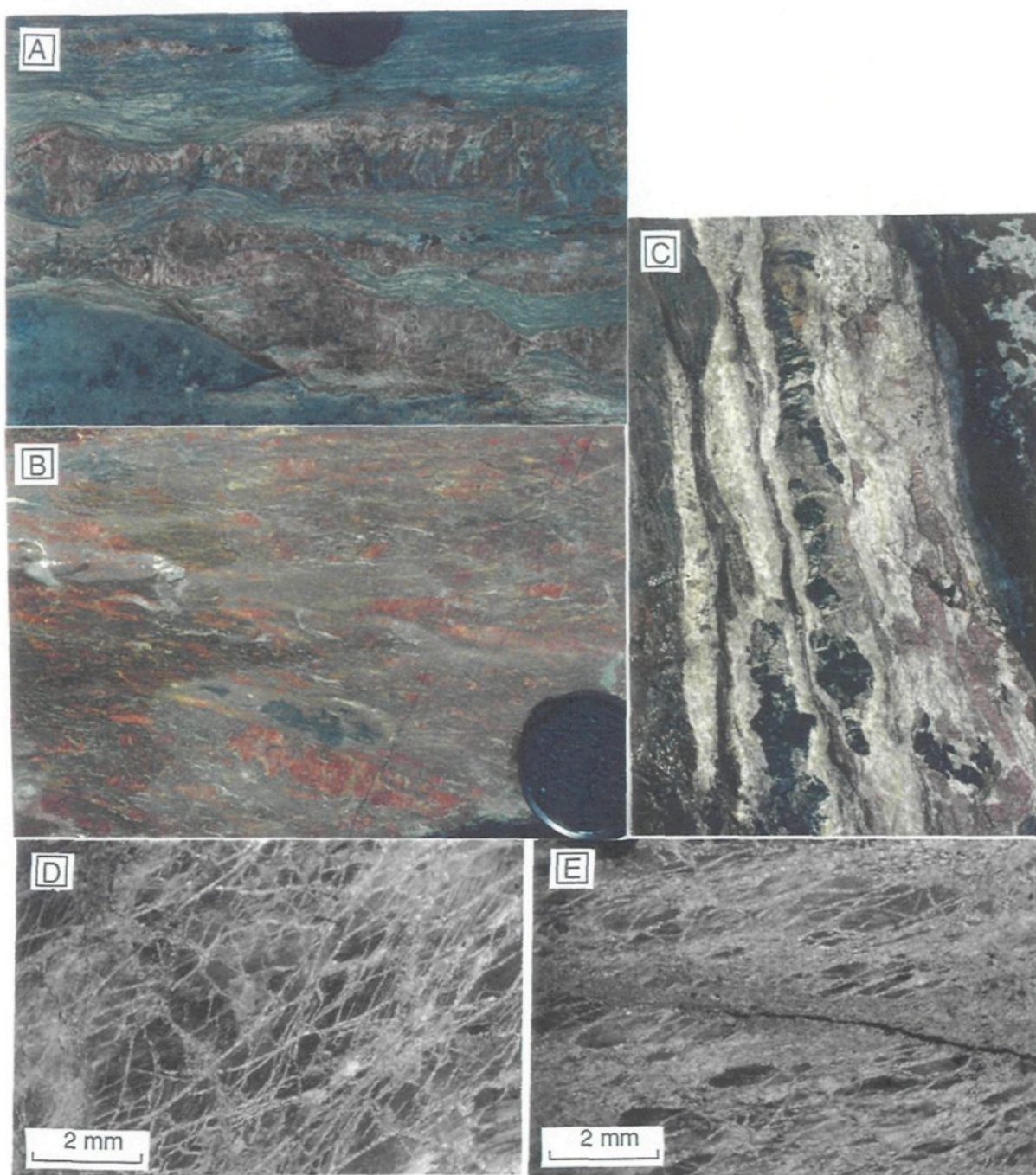


Figure 45. Observations à la mine du lac Shortt relativement à la déformation des intrusions alcalines dans le couloir de déformation de Shortt. A : dykes de syénite en voie d'être boudinés; excavation en surface. Le capuchon fait environ 6 cm de diamètre. B : roche à porphyroclastes de syénite; excavation en surface. Le capuchon fait environ 6 cm de diamètre. C : dyke de carbonatite déformé; on peut noter la présence de lentilles de syénite (rouge) et d'amas de magnétite (noir) à l'intérieur du dyke; excavation en surface. Le dyke fait environ 40 cm de largeur. D et E : photomicrographies permettant de voir la variation de l'intensité de déformation d'un dyke de carbonatite selon la coupe; échantillon 91-15, excavation en surface. D : section subhorizontale, E : section subverticale et perpendiculaire au dyke. (Voir la figure A10 de l'annexe A pour la localisation de l'échantillon).

massif. Les injections irrégulières sont observées au sein de la bande de «roches métasomatiques»; elles sont modérément déformées. La déformation de ces intrusions est nettement moins poussée que celle observée dans les roches encaissantes. La présence d'inclusions de gabbro très déformé à l'intérieur d'un dyke de carbonatite qui est modérément déformé est d'ailleurs notée. Les observations indiquent donc que les intrusions de carbonatite se sont mises en place durant le développement du couloir de déformation. Les observations des géologues de la mine (Alain Coulombe, Andréas Litchblau et Dominique Quirion) à quelques autres endroits appuient cette interprétation. L'examen au microscope d'échantillons orientés révèle que la déformation des dykes de carbonatite est beaucoup plus forte dans les sections verticales et subperpendiculaires au couloir de déformation que dans les sections horizontales (figures 45D et 45E). Un dyke moins déformé et d'aspect massif à l'oeil nu montre aussi cette différence dans le degré de déformation. Cette structuration est comparable à celle qui prédomine dans les roches encaissantes, ce qui tend à démontrer que ces dykes ont enregistré tout au moins une partie de la déformation principale associée à la faille de Shortt.

En somme, la mise en place des intrusions de syénite et de carbonatite n'a pas eu lieu après la déformation principale attribuée à un jeu à rejet pendage et de sens inverse de la faille de Shortt. Cette mise en place a dû avoir lieu durant la déformation principale, avant le jeu en coulissage.

3.6 MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ET RELATIONS AVEC LES INTRUSIONS ALCALINES ET LA FAILLE DE SHORTT

A l'échelle du gisement, la zone minéralisée principale se situe au coeur du couloir de déformation de Shortt. Trois grandes catégories de roches minéralisées sont distinguées :

1) des roches riches en carbonates ferrifères, 2) des intrusions de syénite et 3) des intrusions de carbonatite.

La majeure partie de la zone minéralisée principale est constituée de roches riches en carbonates ferrifères, en particulier une variété très déformée et rubanée contenant des porphyroclastes de syénite appelée précédemment «roches porphyroclastiques». La zone minéralisée principale inclut des passages de «roches métasomatiques», représentant une variété modérément déformée de roches riches en carbonates ferrifères, et de rares passages de «schistes transitionnels» qui sont une autre variété très déformée de roches riches en carbonates ferrifères. Les minéralisations dans toutes ces roches sont dominées par la pyrite. Dans les «roches porphyroclastiques», hôtes de la majeure partie des minéralisations, les minéralisations se trouvent essentiellement au sein de la matrice riche en carbonates ferrifères (figure 46A). Les minéralisations définissent un rubanement dans ces «roches porphyroclastiques». Ceci montre que les minéralisations sont antérieure ou synchrone à la déformation ayant produit de rubanement. Deux modes d'occurrence de la pyrite sont communément distingués dans la matrice rubanée : 1) des traînées de fins cristaux ($\leq 0,1$ mm) définissant la structure planaire et 2) des porphyroblastes (≤ 1 mm) disséminés (figure 46B). Ces deux modes, déjà rapportés par Morasse (1988), sont interprétés comme reflétant un processus continu de précipitation, de mylonitisation et de recristallisation en grains plus petits. Les plages d'or natif sont isolées dans la gangue ou associées aussi bien aux cristaux fins qu'aux porphyroblastes de pyrite, soit en inclusions ou accolées à ceux-ci. Les porphyroclastes de syénite sont presque dépourvus de minéralisations (figure 46A). Les quelques cristaux de pyrite observés à l'intérieur de ceux-ci se trouvent dans des fractures et des cavités intergranulaires remplies de carbonates ferrifères.

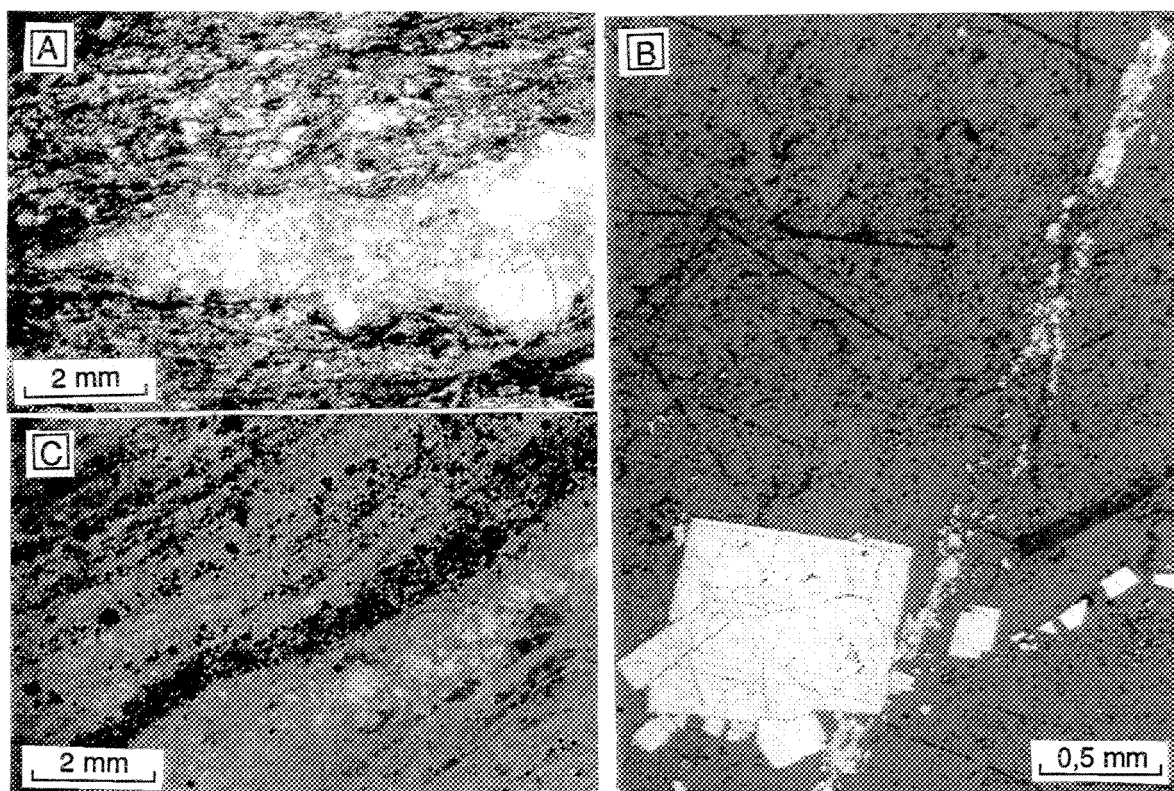


Figure 46. Observations à la mine du lac Shortt en relation avec les minéralisations aurifères. **A** : Minéral présentant un porphyroclaste de syénite (lentille claire) dépourvu de minéralisations; échantillon 91-26, excavation en surface. **B** : pyrite sous forme porphyroblastique et sous forme de traînée de fins cristaux définissant la structure planaire; échantillon 88-313, niveau -400 m. **C** : carbonatite mylonitisée et minéralisée; échantillon 91-29, niveau -650 m. (Pour la localisation des échantillons, voir les figures A10 et A13 de l'annexe A).

L'extrémité occidentale de la zone minéralisée principale se trouve à l'intérieur d'une masse de syénite. D'après les observations de Morasse (1988), les minéralisations dans la masse de syénite sont associées à des altérations en carbonates, plus spécifiquement à des veinules pyriteuses dont la mise en place est tardive et a eu lieu après la fragmentation des feldspaths potassiques constitutifs de l'intrusion. L'or est à l'état natif et se trouve en inclusion dans la pyrite aussi bien qu'en grains isolés dans les veinules.

Les lames et masses de carbonates d'origine incertaine observées par Morasse (1988) au sein de la zone minéralisée principale sont des intrusions de carbonatite. Ce type de roche minéralisée n'est observée que localement et ne constitue qu'une petite partie de la zone minéralisée principale. L'examen d'un échantillon hautement minéralisé et provenant du niveau -650 m montre que la carbonatite est mylonitisée (figure 46C) et que les minéralisations sont surtout associées aux passages où la taille des grains de carbonates est la plus réduite (cristaux $\leq 0,1$ mm). Les minéralisations sont constituées essentiellement de fins cristaux de pyrite ($\leq 0,4$ mm) définissant des traînées parallèles à la structure planaire. L'or est à l'état natif; il se trouve en inclusion dans la pyrite et en grains isolés dans la gangue.

Il ressort que les minéralisations sont semblables pour les trois types de roches hôtes et qu'elles sont associées à des phénomènes structuraux dans chacun de ceux-ci. Comme tel, rien n'indique que les minéralisations dans les trois types de roches hôtes puissent être reliées à des événements distincts de minéralisation, ou encore que les minéralisations dans les intrusions se soient mises en place avant les phénomènes structuraux observés. Dans les «roches porphyroclastiques» en particulier, rien n'indique que les quelques minéralisations présentes dans les porphyroclastes de syénite soient distinctes de celles observées dans la

matrice et qu'elles aient pu précipiter avant la déformation à l'origine des porphyroclastes. Les observations suggèrent donc un seul phénomène minéralisateur.

Il n'y a pas d'indications d'une minéralisation dissociée de la faille de Shortt et qui pourrait être antérieure à la déformation. On interprète donc que les minéralisations se sont mises en place durant la déformation ductile associée à la faille de Shortt. Le rubanement que marque les minéralisations en général et les caractéristiques de celles-ci à l'échelle microscopique suggèrent en effet une mise en place dans un contexte de déformation continue. Les mesures d'ASM indiquent que les roches de la zone minéralisée principale (les «roches porphyroclastiques») présentent des linéations vers la verticale, ce qui correspond à l'empreinte de la déformation principale associée à la faille de Shortt. Au sein des roches faiblement minéralisées, au S de la zone minéralisée principale, les ombres de pressions en bordure de grains de pyrite (figure 43B) sont cohérentes aussi avec une mise en place durant le cisaillement à rejet pendage associé à la faille.

Les minéralisations apparaissent postérieures à la déformation des intrusions mais étant donné qu'elles ont subi, comme les intrusions, une déformation intense, on ne peut pas exclure une mise en place en partie synchrone avec le magmatisme alcalin. Elles sont donc considérées synchrones ou postérieures à la mise en place des intrusions alcalines.

3.7 SOMMAIRE DES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE DU GISEMENT DU LAC SHORTT

Les observations aux échelles mésoscopiques et microscopiques ainsi que les mesures d'ASM révèlent que la zone de déformation associée à la faille de Shortt se caractérise principalement par des linéations à fort angle de chute, ce qui favorise l'idée d'une faille à rejet pendage prédominant. Les quelques structures diagnostiques du sens de cisaillement

qui ont été remarquées suggèrent qu'il s'agit d'une faille inverse. Les observations directes et les mesures d'ASM révèlent aussi que la faille a joué en coulissage.

La mise en place des intrusions alcalines est interprétée comme ayant eu lieu durant la déformation principale associée à la faille de Shortt, c'est-à-dire durant la déformation attribuée à un jeu à rejet pendage et de sens inverse de la faille. Rien n'indique que le gisement puisse résulter de plusieurs phénomènes minéralisateurs superposés ou de la remobilisation d'une préconcentration aurifère. L'unique phénomène minéralisateur est interprété comme étant synchrone à la déformation principale associée à la faille de Shortt et synchrone ou postérieur à la mise en place des intrusions alcalines.

CHAPITRE 4

SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET DISCUSSION

4.1 SYNTHÈSE

La présente étude vise à définir la position chronologique des minéralisations aurifères dans l'évolution géologique régionale. Or, dans le cas présent, la définition précise de cette position repose sur la compréhension de l'évolution structurale régionale. Pour pouvoir établir un schéma d'évolution où l'ensemble des phénomènes structuraux régionaux est pris en compte, deux éléments de l'histoire doivent être définis plus avant : 1) le plissement et 2) les failles fragiles.

4.1.1

ANALYSE GÉNÉRALE DES PLISSEMENTS

Les sites étudiés laissent voir que les roches hôtes des gisements aurifères ont subi du plissement. En réalité, les failles aurifères recoupent les plis observés et interprétés. Mais les données sur ces plis doivent être considérées plus attentivement pour pouvoir établir un schéma précis d'évolution structurale à l'intérieur duquel les autres événements de la déformation ainsi que les minéralisations aurifères pourront être situés.

La figure 47 résume les observations sur les plis. Les indices du secteur «NO lac Shortt» se trouvent près de la surface axiale de direction ENE d'un synclinal à regard

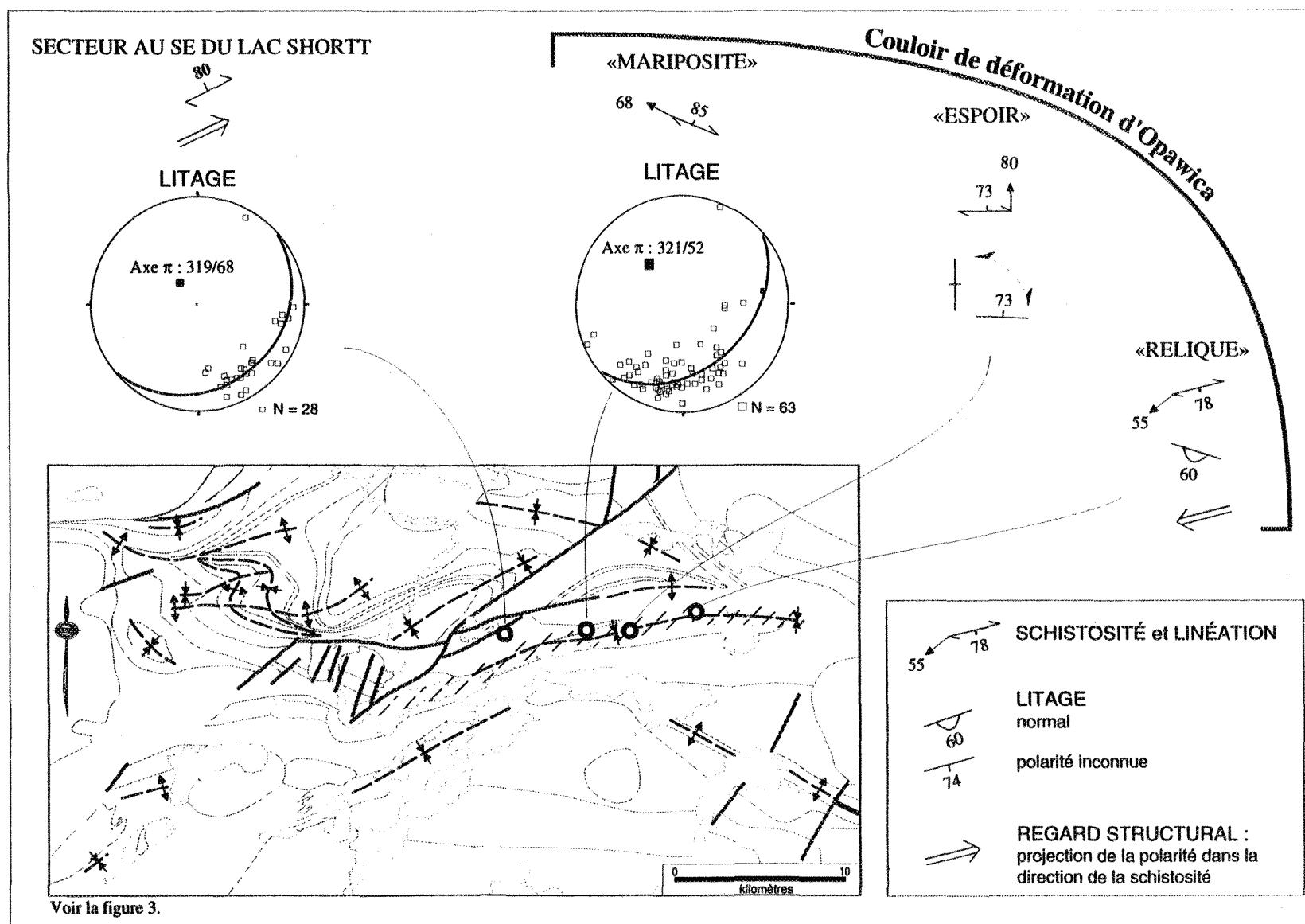


Figure 47. Sommaire des informations relatives aux plissements.

structural vers l'OSO. Non loin au SE, se trouve le gîte du lac Shortt dans le contexte duquel est interprété un segment de pli à surface axiale de direction ENE, à regard structural vers l'ENE et à plongée abrupte. Dans le secteur «E lac Opawica», les indices «Mariposite», «Espoir» et «Relique» laissent aussi entrevoir des plis affectant seulement la stratification à l'intérieur du couloir de déformation d'Opawica. Dans ce couloir, les plis observés et interprétés ont des surfaces axiales ENE à E et des plongées abruptes. Ces derniers peuvent être congénères au couloir de déformation et n'être ainsi aucunement représentatifs de la déformation régionale. Pour cette raison, ils sont considérés séparément dans l'interprétation qui suit.

L'orientation ENE de la surface axiale des plis observés dans les zones relativement peu déformées, à l'extérieur du couloir de déformation d'Opawica, laisse présumer qu'ils appartiennent à l'agencement de plis ENE prédominant à l'échelle de la région (figure 3). Cet agencement indique que les roches de cette région ont subi un raccourcissement majeur orienté NNO-SSE. L'inversion de regard structural relevée chez ces plis prédominants est remarquable et met en relief une autre caractéristique de la structuration régionale. Des inversions de regard structural chez les plis régionaux prédominants sont observées ailleurs dans la partie nord-est de la SPA (Charbonneau *et al.* 1983; Dimroth *et al.* 1986; Lauzière *et al.* 1989; Daigneault et Allard 1990; Daigneault *et al.* 1990; Daigneault 1991) et on propose qu'elles sont dues à la présence d'une génération antérieure de plis. L'existence dans la région du lac Shortt de deux générations de plis a déjà été proposée aussi (Giovenazzo 1986). Les articles de Borradaile (1976), Poulsen *et al.* (1980) et Kehlenbeck (1984) expliquent comment s'établit la relation entre les inversions de regard structural et la présence d'une génération antérieure de plis. Aucune information sur la géométrie des plis antérieurs aux plis prédominants ENE n'a été tirée des secteurs examinés dans le cadre de la

présente étude. Aucune fabrique structurale qui pourrait être reliée à ce plissement précoce n'a été remarquée non plus; la fabrique observée est coplanaire avec la surface axiale des plis prédominants. Seule l'étude de Giovanazzo (1986) apporte quelques informations au sujet des caractéristiques des plis précoces. L'interprétation structurale proposée par Giovanazzo (1986), qui porte sur un secteur situé à quelque 10 km à l'ouest du lac Shortt, est fondamentalement reprise dans la réinterprétation de la géologie régionale présentée ici à la figure 3. La carte du gradient magnétique fait clairement ressortir le plissement en Z des couches tel qu'illustré à la figure 3; plissement qui appartient à l'agencement prédominant à l'échelle régionale. La différenciation magmatique des roches intrusives du complexe stratiforme d'Esturgeon (pyroxénites, gabbros, gabbros quartzifères) permet d'établir les sommets stratigraphiques et d'interpréter les axes de plis précoces à l'intérieur du plissement en Z. L'agencement ainsi révélé peut s'expliquer par une forte obliquité entre les deux générations de plis. Il semble que là non plus la déformation plicative précoce n'ait conduit au développement d'une fabrique. L'absence de fabrique est une caractéristique de la première génération de plis reconnue dans la Zone Volcanique Nord de la SPA (Daigneault *et al.* 1990; Chown *et al.* 1992). Cette absence d'une fabrique de plan axial peut s'expliquer par une forme relativement ouverte des plis précoces.

Comme il a été souligné à la section 2.2.1.7, un des problèmes que posent les plis observés à l'intérieur du couloir de déformation d'Opawica est de savoir s'il s'agit de plis congénères au couloir de déformation ou bien de plis reliés à la déformation régionale sur lesquels se sont superposés les effets du couloir de déformation. Le fait que le couloir de déformation coïncide à peu près avec la trace axiale de direction ENE d'un synclinal d'envergure régionale suggère en réalité un lien avec la déformation régionale. L'attitude générale du litage et les sommets stratigraphiques relevés aux indices s'accordent bien avec

la présence d'une telle structure synclinoriale (figures 5, 15 et 47). A l'indice «Relique», la déformation n'est pas forte dans le compartiment qui laisse entrevoir l'existence d'une déformation plicative et ceci est cohérent avec l'idée d'un pli appartenant à l'agencement régional. Selon les informations disponibles, cet indice, de même que l'indice «Espoir», se situerait près de la charnière du synclinal régional. Sans correspondre à ce contexte de charnière de pli régional, le plissement observé à l'indice «Mariposite» pourrait aussi être relié à la déformation régionale. Par ailleurs, les observations recueillies au S de la mine du lac Shortt indiquent que l'agencement régional de déformation comporte des plis à plongée abrupte. Ainsi, des plis aux caractéristiques semblables à ceux observés à l'intérieur du couloir de déformation d'Opawica existent à l'extérieur de celui-ci. Il est donc difficile de dissocier les plis observés à l'intérieur du couloir de déformation d'Opawica de la déformation régionale, ce qui conduit à interpréter que les effets du couloir de déformation d'Opawica se sont superposés sur l'agencement régional de plis sans le brouiller de façon significative ou bien que la déformation du couloir ne soit que la culmination de la déformation régionale.

Un autre problème, mentionné aussi à la section 2.2.1.7, est d'expliquer la colinéarité des axes de plis avec la linéation d'étirement à l'intérieur du couloir de déformation d'Opawica. Une possibilité est que le développement du couloir ait accentué la plongée des axes de plis préexistants à l'échelle régionale. Il est possible aussi que la direction de transport tectonique propre au couloir de déformation ait coïncidé avec l'orientation des axes de plis préexistants. Cette hypothèse est plausible car les plis de l'agencement prédominant à l'échelle régionale ont, selon l'information disponible, des plongées abruptes. Dans cette hypothèse, il faut expliquer la plongée abrupte des axes de plis de l'agencement prédominant. Deux phénomènes mutuellement non exclusifs, déjà soulignés par

Daigneault (1991) dans l'étude de la région de Chibougamau, semblent plus réalistes pour l'explication. La rotation vers la verticale des axes lors de la déformation plicative elle-même est un phénomène envisageable. La plongée abrupte des plis prédominants de direction ENE et à surface axiale subverticale peut aussi s'expliquer si les plis précoces sur lesquels ils se superposent obliquement, tel que perçu, avaient une surface axiale à peu près verticale.

4.1.2 ANALYSE GLOBALE DES FAILLES FRAGILES

Deux catégories principales de failles au comportement à dominance fragile ont été reconnues dans les trois secteurs d'indices étudiés dans la région : 1) des failles à rejet pendage prédominant et 2) des failles à rejet directionnel et oblique. Ces failles marquent des étapes tardives de l'évolution structurale régionale. Les failles à rejet directionnel et oblique coupent les failles à rejet pendage prédominant. Ces dernières sont tardives par rapport à la déformation ductile liée à la faille d'Opawica qui, tel qu'interprété à la section précédente, est elle-même postérieure à la formation des plis prédominants ENE. Les données recueillies sur les failles fragiles, aurifères et non aurifères, sont ici considérées globalement dans une analyse. En raison de la répartition géographique des données recueillies, l'analyse globale permet de concevoir les phénomènes structuraux correspondant à l'échelle régionale utile à la définition du moment de mise en place des minéralisations aurifères.

Les données proviennent de trois contextes géologiques distincts. Un aspect fondamental est de savoir s'il n'y a pas de complications locales pouvant invalider les résultats obtenus à partir du regroupement des données des trois secteurs étudiés. Entre les trois secteurs, il y a une similitude de la direction du raccourcissement illustré par les plis

majeurs de direction ENE. Cette similitude tend à démontrer que les trois secteurs ont eu un cheminement de déformation comparable et que les déformations possibles ultérieures à l'activité des failles aurifères n'ont pas occasionné de rotation sensible du bâti d'un secteur par rapport à un autre. Cette similitude laisse la possibilité de faire l'analyse des données regroupées. La figure 48 présente une compilation sur stéréogrammes des données utilisées pour l'analyse globale. Seules les failles pour lesquelles il y a des mesures de linéations sont utilisées.

Pour les failles aurifères à rejet pendage, la compilation montre des plans dont la direction varie de NE à ESE et les pendages sont abrupts, N et S. Les failles à pendage vers le N présentent des linéations vers l'O et le NO; celles à pendage vers le S, des linéations vers l'E et le SE. Il existe des indications d'un jeu en sens inverse pour plusieurs failles, aussi bien pour des failles à pendage vers le N que vers le S. Selon l'angle de chute des linéations, les jeux sont plus précisément inverses et inverses-dextres.. Pour les cas où aucun critère de sens de cisaillement n'a été mis en évidence, des jeux inverse et inverse-dextre et non normal et normal-senestre sont présumés. Cette présomption est raisonnable parce que la plupart des gisements mésothermaux d'or de la SPA sont associés à des failles inverses (Hodgson 1990; Robert 1990). Mais s'il s'agit de failles listriques, les variantes de pendage entre N et S observées pourraient être expliquées par ce caractère listrique. Des jeux normal et normal-senestre, représentant des zones à pendage contraire de failles listriques inverse et inverse-senestre respectivement, pourraient être présents parmi les cas à jeux incertains. Sans rejeter la possibilité que les failles puissent être listriques, il ne semble pas que les variantes observées du pendage entre N et S puissent s'expliquer par la nature listrique des failles. En fait, la distribution des linéations sur stéréogramme ne correspond pas à une distribution attribuable à un groupe de failles listriques dont la

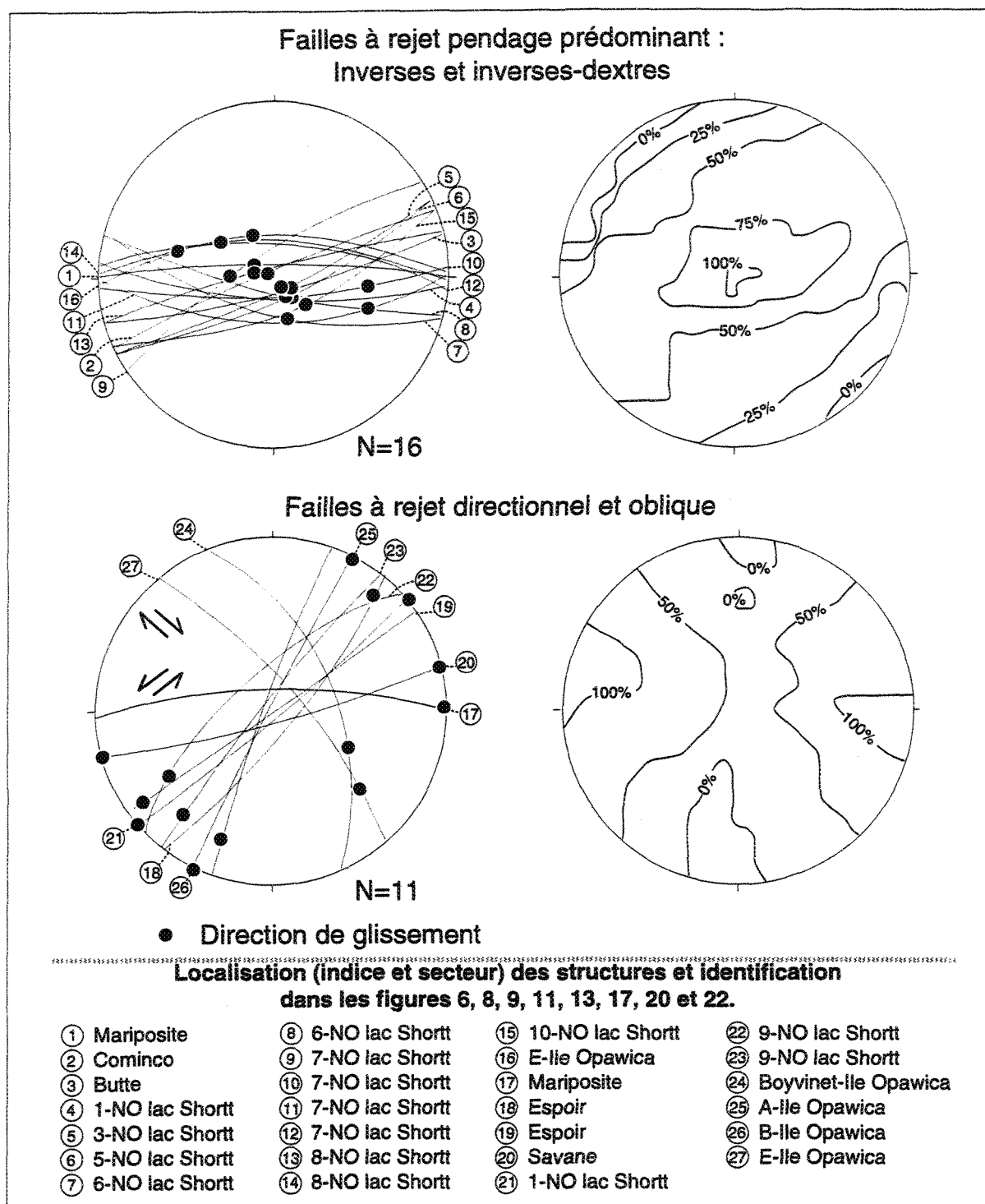
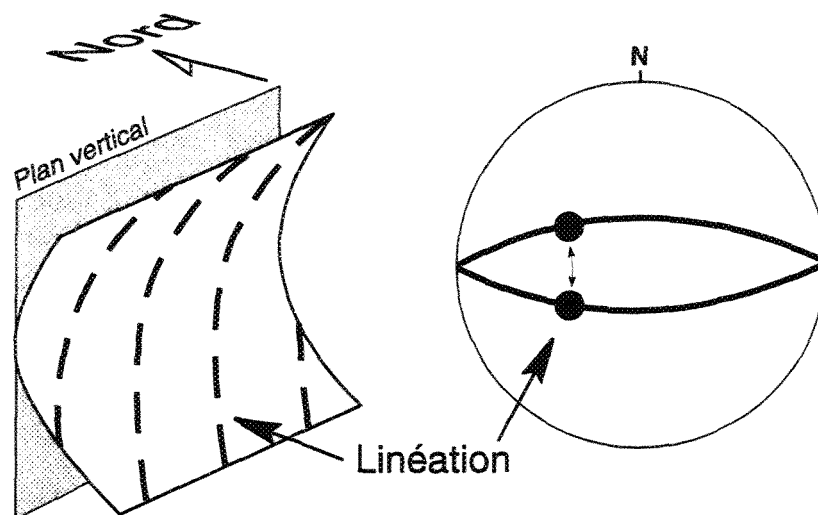


Figure 48. Compilation des failles aurifères et non aurifères observées aux indices et application de la méthode graphique d'Angelier et Mechler (1977) (diagrammes contours; les maxima correspondent aux zones d'extension, les minima aux zones de compression).

direction du pendage varie entre N et S. La figure 49 permet d'expliquer ce point. On considère une faille listrique de direction E ayant, comme dans le cas présent, une composante de jeu oblique. Pour cette faille listrique, la variation entre N et S du pendage se traduit nécessairement par des linéations dans des secteurs adjacents du stéréogramme. Ainsi, la répartition des linéations entre les failles à pendage S et celles à pendage N en deux secteurs opposés du stéréogramme ne semble pas pouvoir s'expliquer par des inversions de direction de pendage sur des failles listriques. Les relations appuient donc la présomption voulant que les données incertaines correspondent à des failles inverses et inverses-dextres et non à des données mixtes, en sens normal et inverse, et à composante dextre et senestre. Parmi l'ensemble des observations sur les failles, seul le cas de l'indice «Relique» peut correspondre à la situation invoquée d'inversion de direction de pendage en liaison avec une faille listrique. Cet indice correspond en fait au seul cas où des failles à pendage vers le S présentent des linéations vers l'OSO. Un jeu normal-dextre est interprété pour ces failles, ce qui peut correspondre à une zone à pendage contraire d'une faille listrique inverse-dextre. Les données de cet indice ne sont donc pas irréconciliables avec les autres données mais elles n'ont pas pu être prises en compte dans l'analyse en raison de leur particularité.

L'agencement défini sur stéréogramme par les plans de failles aurifères à rejet pendage est évocateur d'un motif anastomosé tel que Daigneault et Archambault (1990) ont proposé pour les failles de la SPA. Selon ces auteurs, le motif anastomosé se présente à plusieurs échelles et aussi bien en domaine ductile que fragile. Un motif anastomosé est en effet perçu pour des failles aurifères dans le secteur «NO lac Shortt» et directement observé pour des failles mineures à l'indice «Mariposite». D'après les données sur stéréogrammes, le motif anastomosé se définirait par des variations de $\pm 25^\circ$ en direction et en pendage des

Variation de l'orientation des linéations chez une faille courbe présentant une inversion de la direction du pendage



La distribution observée de la plupart des linéations ne correspond pas avec celle d'une population de failles présentant des inversions de direction du pendage

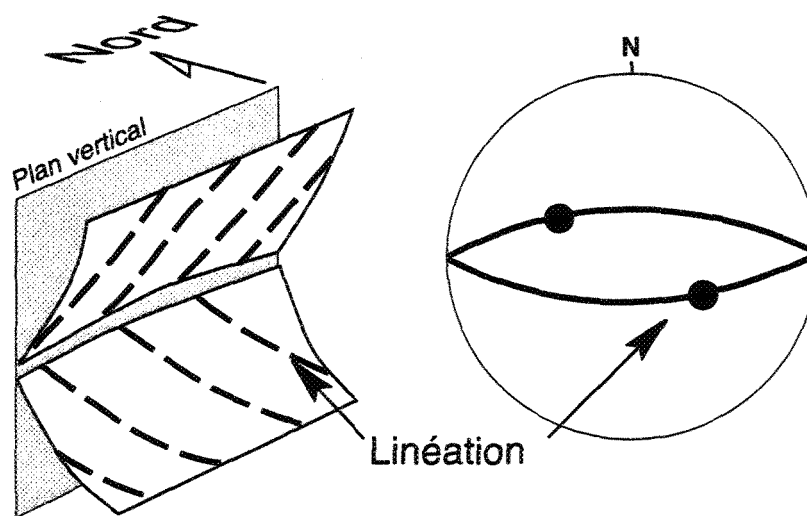


Figure 49. Distribution des linéations en relation avec une faille courbe présentant une inversion de la direction du pendage et comparaison avec les observations sur les failles à rejet pendage prédominant.

failles par rapport à un plan vertical orienté ENE-OSO. Le motif anastomosé envisageable d'après l'attitude des plans de failles aurifères a ainsi une orientation conforme avec la structuration régionale ENE-OSO et subverticale liée à l'agencement prédominant de plis.

Sous l'aspect des théories de fracturation, on peut constater que le pendage abrupt des failles aurifères à rejet pendage est anormal. Le modèle classique d'Anderson (1951) ainsi que le modèle généralisé de Reches (1983) pour une déformation triaxiale montrent en effet que les failles inverses devraient avoir des pendages faibles dans l'idée d'un raccourcissement subhorizontal. Des plans préexistants de faiblesse ont pu exercer un contrôle sur l'orientation des failles (Yin et Ranalli 1992). On doit en effet considérer que ces failles aurifères se développent après la rotation des couches vers la verticale due au plissement régional. La conformité de l'agencement anastomosé de failles avec la structuration régionale indiquerait alors qu'il est dans une large mesure le reflet des anisotropies mécaniques de cette structuration préexistante. On peut envisager aussi la rotation vers la verticale de failles initialement à pendages plus faibles (N et S) lors de la déformation progressive, de telle sorte que la géométrie d'ensemble des failles aurait tendance à devenir conforme à la structuration régionale. Cependant, le très faible niveau de déformation global observé dans les secteurs «NO lac Shortt» et «Ile Opawica» ne concorde pas avec la déformation que suppose un changement important dans l'attitude des failles après leur formation. Aussi, les effets de rotation des failles sont jugés secondaires. Par ailleurs, il semble improbable d'obtenir l'agencement actuel de failles, pour lequel existe une symétrie apparente selon un plan vertical, dans le cas d'un simple basculement après leur formation.

Un point important se dégage aussi en envisageant l'analyse de ces failles aurifères à rejet pendage par rapport au concept de symétrie structurale (Choukroune *et al.* 1987). En

fait, les linéations sont asymétriques par rapport à l'agencement de plans de failles. L'asymétrie est évidente lorsque l'on considère les sens de cisaillement. Des sens inverses-dextres sont interprétés mais non des sens inverses-senestres alors que pour un ensemble symétrique, des failles conjuguées inverses-dextres et inverses-senestres devraient être observées. La relation est illustrée à la figure 50. L'asymétrie observée suggère que la direction de raccourcissement était quelque peu oblique par rapport à l'orientation du motif anastomosé de plans préexistants de faiblesse.

Pour les failles à rejet directionnel et oblique, la compilation sur stéréogramme regroupe des failles aurifères et non aurifères. Toutes les failles ont des pendages abrupts. Il y a des failles NNE à E à rejet senestre et senestre-oblique et des failles NO à NNO à rejet dextre-oblique. Les rejets obliques peuvent s'expliquer par l'influence d'anisotropies mécaniques préexistantes (Bott 1959; Yin et Ranalli 1992) ou par une déformation non-plane, triaxiale, tel que l'implique le modèle de Reches (1983). Le fait que plusieurs failles affichent des rejets purement directionnels suggère une déformation à tendance plane. Dans cette situation, les failles à rejet purement directionnel peuvent représenter de nouvelles fractures et non obligatoirement des plans préexistants de faiblesse.

Afin d'obtenir une représentation à valeur statistique des données en terme de direction de raccourcissement et d'allongement, la méthode graphique d'Angelier et Mechler (1977) a été appliquée. Les méthodes graphiques sont des outils d'analyse structurale qui ont déjà été utilisés de façon probante par Dubé *et al.* (1989), Giguère et Béland (1990) et Dubé et Guha (1992) pour l'interprétation de réseaux de failles de la SPA avec lesquelles sont associées des minéralisations aurifères.

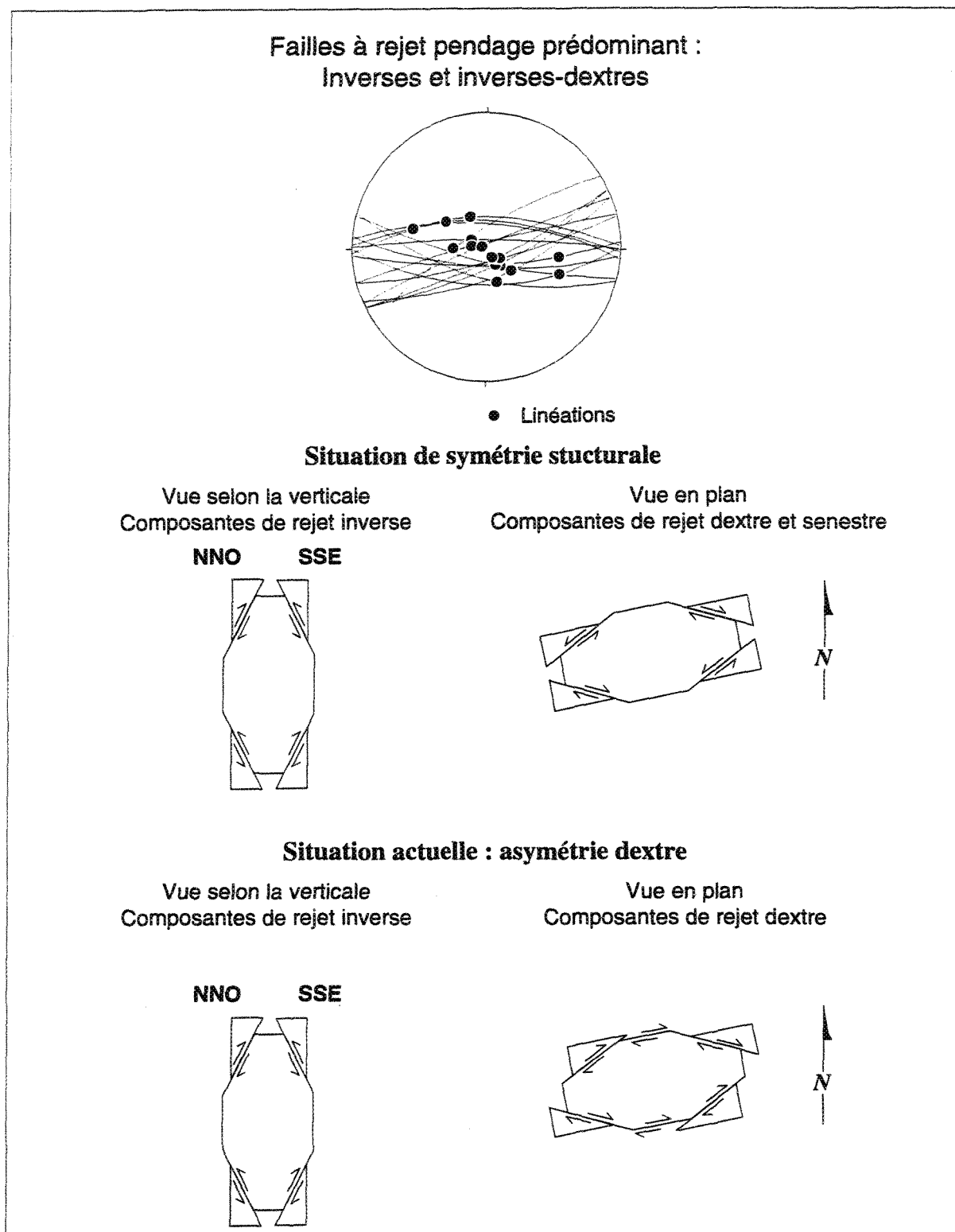


Figure 50. Schématisation du concept de symétrie structurale pour le cas des failles à rejet pendage prédominant.

La méthode graphique d'Angelier et Mechler (1977) a été établie pour la déformation fragile. Elle associe pour chaque faille quatre dièdres droits séparés par le plan de faille et un plan auxiliaire qui est perpendiculaire aux linéations sur le plan de faille. L'analyse se fait plus rigoureusement en termes de directions principales de déformations : X (axe d'allongement), Y (axe intermédiaire) et Z (axe de raccourcissement). En relation avec le jeu de chaque faille, deux dièdres opposés sont dits en raccourcissement et les deux autres sont dits en allongement. L'axe principal de raccourcissement, Z, est contenu dans les dièdres en raccourcissement tandis que l'axe principal d'allongement, X, se trouve dans les dièdres en allongement. Les axes d'allongement et de raccourcissement peuvent se trouver n'importe où dans leur dièdre respectif. La direction de l'axe X est précisée par la portion d'espace commune à tous les dièdres en allongement de la population de failles, celle de l'axe Z par la portion d'espace commune aux dièdres correspondant. Il n'y a aucune supposition sur l'orientation des failles par rapport aux directions de raccourcissement et d'allongement de telle sorte que la méthode est applicable à la fois pour l'activation de plans de faiblesses préexistants et pour la formation de nouvelles failles. Les résultats sont représentés en pourcentage sur stéréogramme équiaire; 0 % pour une direction de raccourcissement commune à toutes failles, 100 % pour une direction d'allongement commune à toutes les failles. Dans les situations idéales, les résultats dépendent du nombre de mesures, de leur variété, de leur précision, et de la forme de l'ellipsoïde de déformation (Angelier et Mechler 1977).

La figure 48 présente les résultats. Pour les failles à rejet pendage prédominant (failles inverses), le champ d'allongement est en position subverticale et le champ de raccourcissement est en position subhorizontale, centré sur une direction NO-SE et s'étendant entre NNO-SSE et ONO-ESE. Les résultats traduisent un allongement

subvertical, en accord avec le jeu à rejet pendage prédominant de sens inverse, et une direction de raccourcissement à peu près NO-SE, oblique par rapport à la symétrie apparente de l'agencement de failles et qui est cohérente avec l'asymétrie dextre notée.

Pour les failles à rejet directionnel et oblique, les champs d'allongement et de raccourcissement sont en position suhorizontale; le champ d'allongement est centré sur une direction E-O tandis que le champ de raccourcissement est centré sur une direction N-S (figure 48). Ces résultats sont aussi en accord avec les jeux des failles.

Cette analyse globale mène à diverses conclusions. Un agencement anastomosé de failles inverses à pendages abrupts se forme selon des plans de faiblesses préexistants. Ces failles traduisent un raccourcissement NO-SE quelque peu oblique par rapport au agencement préexistant de plans de faiblesse, et un allongement vertical. Les failles à rejet directionnel et oblique traduisent un raccourcissement N-S et un allongement E-O. Les deux groupes de failles aurifères matérialisent des directions de raccourcissement et d'allongement différentes, en accord avec ce qui est possible de concevoir par l'examen des données sur stéréogramme.

4.1.3 ÉVÉNEMENTS STRUCTURAUX RÉGIONAUX

La définition des étapes régionales de formation de structures fournit un cadre pour situer les gisements étudiés. Le tableau 8 présente de façon comparative la séquence chronologique des événements géologiques à chaque endroit étudié (indice, secteur, mine). Ce tableau dégage les différentes familles de structures et permet de situer où ont pu être établies les relations chronologiques entre celles-ci. La cohérence globale de la suite d'événements entre les endroits étudiés permet de définir une succession d'étapes de

Tableau 8. Séquence chronologique et corrélation des événements géologiques observés aux indices aurifères étudiés.

SECTEUR «E LAC OPAWICA»						SECTEUR «NO LAC SHORTT»	SECTEUR «ÎLE OPAWICA»
Mariposite	Espoir	Cominco	Savane	Relique	Butte		
Plissement caractéristique du patron régional	Plissement caractéristique du patron régional			Plissement caractéristique du patron régional		Plissement appartenant au patron régional	
Accroissement de déformation ductile, vers la verticale	Accroissement de déformation ductile, vers la verticale	Déformation ductile vers la verticale		Accroissement de déformation ductile, vers la verticale	Déformation ductile vers la verticale		
			Faïlle ductile de direction ENE à rejet pendage				
Faïlle de direction E à rejet pendage	Faïlles de direction E à rejet pendage probable	Faïlles de direction E à rejet pendage probable		Faïlles de direction E à rejet pendage	Faïlles de direction ENE à rejet pendage	Faïlles de direction NE à ESE à rejet pendage	Faïlles de direction ENE à ESE à rejet pendage
Faïlle de direction E à rejet senestre	•Faïlles de direction NE à rejet senestre •Rejeu senestre probable des faïlles de direction E (stries sub-horizontales)		Faïlle de direction ENE à rejet senestre	Rejeu en coulisage (stries sub-horizontales)		Faïlles de direction NE à ESE à rejet senestre et senestre-oblique	•Faïlles de direction NNE à rejet senestre-oblique •Faïlles de direction NO à rejet dextre-oblique
							•Faïlles de direction NNE à NE à rejet dextre •Dyke de lamprophyre

développement de différentes familles de structures (D1, D2...) valide à l'échelle régionale (tableau 9).

Les deux premières étapes de développement de structures, D1 et D2, se caractérisent par du plissement. L'étape D1 est à l'origine des plis précoces mal connus, sans fabrique planaire associée, et dont l'existence est révélée par les inversions de regard structural chez les plis de l'étape D2. L'étape D2 est responsable de la formation des plis et de la fabrique de direction ENE. Ces plis subverticaux, serrés à isoclinaux, et à plongée abrupte impliquent un raccourcissement majeur NNO-ESE.

Les failles majeures ductiles à rejet pendage prédominant et de direction ENE d'Opawica et de Shortt, qui transectent les plis D2, représentent l'étape D3. La faille du lac Opawica, qui a pu être examinée à partir des indices du secteur «E lac Opawica», se manifeste par un couloir de déformation ductile de puissance hectométrique à kilométrique et d'envergure régionale. La faille de Shortt est rapprochée de la faille d'Opawica et assignée à l'étape D3 parce qu'elle est cartographique à grande échelle, qu'elle présente un comportement ductile et qu'elle marque un accroissement de la fabrique régionale. La faille de Shortt serait toutefois un élément de second ordre par rapport à la faille d'Opawica. La cohérence du rejet de ces deux failles majeures avec la direction des axes de plis D2 indique qu'elles peuvent avoir été produites dans un continuum avec l'étape D2. En contraste avec cette étape D3 de développement de failles ductiles, les trois étapes suivantes, D4, D5 et D6, se caractérisent par le développement de failles fragiles.

L'étape D4 correspond à la formation des failles fragiles à rejet pendage prédominant, de sens inverse. Celles-ci recoupent les plis régionaux de direction ENE représentant l'étape D2 et, tel que le révèle l'étude du secteur «E lac Opawica», sont tardives par rapport

Tableau 9. Résumé des événements structuraux observés dans la région du lac Shortt.

D6	Faïlles fragiles à rejet directionnel prédominant, dextre, orientées NNE à E.
D5	Faïlles fragiles à rejet directionnel prédominant : failles orientées NO à rejet dextre, failles orientées NE à ESE à rejet senestre. Raccourcissement N-S et allongement E-O.
D4	Faïlles fragiles inverses et inverses-dextres correspondant à un réseau anastomosé de plans de faiblesses orientés entre NE et ESE et dont le pendage est abrupt N ou S. Raccourcissement NO-SE et allongement vertical.
D3	Faïlles ductiles à rejet pendage prédominant, orientées ENE à E.
D2	Plis régionaux isoclinaux orientés ENE à E et à plongée abrupte; schistosité coplanaire avec la surface axiale.
D1	Plis précoces mal connus, apparemment sans fabrique associée et orientés NO-SE.

à la déformation ductile associée à la faille d'Opawica représentant l'étape D3. Elles peuvent être considérées comme des structures d'ordre inférieur aux failles régionales de l'étape D3. Ces failles ne sont pas cartographiques à grande échelle et ne causent pas de déplacements importants. L'agencement de failles, globalement vertical et de direction ENE, représenterait un motif anastomosé de plans de faiblesse inhérents à la structuration régionale préexistante. L'orientation globale de l'agencement de faille est en effet conforme à la structuration préexistante illustrée par les plis et couloirs de déformation régionaux subverticaux et orientés ENE des étapes D2 et D3. L'analyse par la méthode graphique indique que les jeux sur ces plans préexistants de faiblesse expriment une extension subverticale et un raccourcissement NO-SE. Ces résultats sont en accord avec le jeu à rejet pendage prédominant inverse et l'asymétrie dextre notée pour l'ensemble des jeux. L'extension subverticale est colinéaire avec la direction d'extension de la déformation majeure antécédente des étapes D3 et D2. Par contre, la direction de raccourcissement NO-SE est oblique par rapport à la direction de raccourcissement NNO-SSE illustrée par les plis et couloirs de déformation régionaux ENE de ces mêmes étapes antérieures. Cette obliquité entre les directions de raccourcissement ne reflète pas nécessairement une discontinuité dans l'histoire structurale de la région. En effet, la relation peut très bien s'expliquer en terme de déformation progressive. On peut supposer que l'étape D4 se fait dans un continuum avec la déformation majeure régionale des étapes D2 et D3 puisque la direction d'extension est colinéaire, et que l'obliquité entre les directions de raccourcissement qui correspond à une rotation anti-horaire de l'axe Z de l'ellipsoïde de la déformation finie, exprime une déformation progressive non coaxiale dextre à l'étape D4. Cette interprétation est cohérente avec l'hypothèse du régime en transpression dextre proposée pour expliquer les déformations tardives de la Zone Volcanique Nord de la SPA (Chown *et al.* 1992). Aussi, en considérant cette hypothèse, une analogie peut se dresser entre les données sur les

failles de l'étape D4 et une structuration en bouquet de fleur («flower structure») par transpression dextre (figure 51).

L'étape D5 se rapporte aux failles fragiles à rejet directionnel et oblique, aurifères et non aurifères. Les relations observées (secteurs «Ile Opawica» et «E lac Opawica») suggèrent que ces failles se sont manifestées après celles de l'étape D4. L'analyse des données par la méthode graphique indique que les failles fragiles à rejet directionnel et oblique traduisent une extension E-O et un raccourcissement N-S. Aucune des deux directions principales de déformation n'est colinéaire avec celles de l'étape D4. La rotation horaire de la direction de raccourcissement par rapport à la direction de raccourcissement de l'étape D4 ne s'intègre pas dans la continuité de la déformation en transpression dextre proposée pour l'étape D4. L'étape D5 semble donc disjointe du continuum de déformation envisageable pour les étapes D2, D3 et D4.

La formation des failles discrètes de direction NNE à NE et à jeu dextre-oblique observées à l'indice Boyvinet est assignée à une sixième étape, D6. A l'indice «Boyvinet» celles-ci déplacent une faille aurifère de direction NNO assignée à l'étape D5.

4.1.4 MINÉRALISATIONS AURIFÈRES – COMPARAISONS ET CHRONOLOGIE

Les observations recueillies permettent de mieux définir les ressemblances et les dissemblances entre les gisements de type «veine de quartz» et le gisement du lac Shortt.

Les gisements de type «veine de quartz» ne sont pas associés à une unité lithologique particulière. De fait, ce type de gisement est observé dans toute une gamme de lithologies. De la même manière, le corps minéralisé à la mine du lac Shortt, qui est discordant par

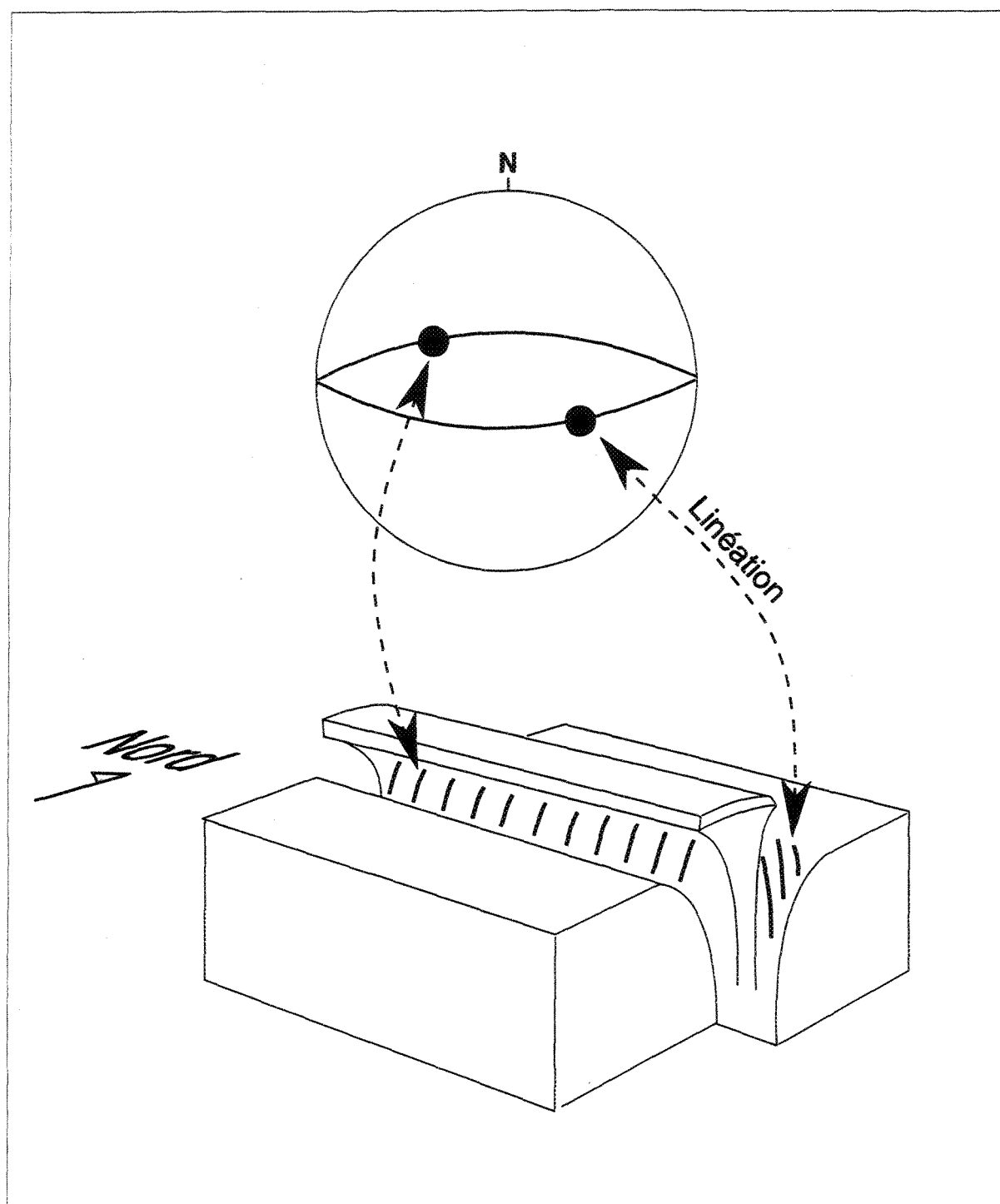


Figure 51. Analogie entre les observations sur les failles à rejet pendage prédominant et une structuration en bouquet de fleur par transpression dextre.

rapport aux contacts lithologiques, est encaissé dans plusieurs unités rocheuses (basaltes, gabbros, roches volcanoclastiques).

Le contrôle principal sur la mise en place des deux types de gisements aurifères est de nature structurale. La mise en place des gisements de type «veine de quartz» étudiés est liée à des cisaillements au comportement à dominance fragile. Deux familles de cisaillements occupés par des veines aurifères de quartz sont distinguées : 1) des failles à rejet pendage prédominant et 2) des failles à rejet directionnel et oblique.

A la mine du lac Shortt, la zone aurifère est encaissée dans une faille ductile (la faille de Shortt) de direction ENE et à pendage abrupt vers le N. Le couloir de déformation d'une puissance décamétrique qui est relié à la faille affiche des linéations à fort angle de chute, favorisant l'idée d'une faille à rejet pendage prédominant. Des signes de jeux en sens inverse sont perçus en relation avec les linéations. En comparaison, c'est la nature ductile de cette faille et son importance en tant que discontinuité qui la distingue des failles à rejet pendage occupées par des veines aurifères de quartz. En effet, la présence de ces dernières failles n'est pas marquée par une déformation ductile importante, ou une intensification significative de la déformation ductile, et elles ne représentent de toute évidence que des discontinuités mineures.

Des études pétrographiques et géochimiques ont permis de mieux connaître les caractéristiques des minéralisations et des altérations hydrothermales associées aux gisements de type «veine de quartz». Ces études ne laissent voir aucune différence significative dans les minéralisations et les altérations entre les gisements de type «veine de quartz» associés aux failles à rejet pendage et ceux associés aux failles à rejet directionnel et oblique. Par ailleurs, les minéralisations et les altérations associées aux gisements de

type «veine de quartz» étudiés sont globalement très semblables à celles associées à la plupart des gisements filoniens d'or retrouvés ailleurs dans la SPA et dans d'autres ceintures de roches vertes archéennes (Kerrick 1983; Roberts 1987; Groves *et al.* 1989; Colvine *et al.* 1988; Card *et al.* 1989; Ho *et al.* 1990; Mikucki *et al.* 1990; Robert 1990; Groves et Foster 1991; Hodgson 1993; McCuaig et Kerrich 1994) :

- Typiquement, les veines aurifères sont accompagnées de minéralisations disséminées au sein d'une enveloppe zonée d'altération.
- Les minéraux métalliques et d'altération, leurs relations mutuelles et les éléments ajoutés sont tout aussi caractéristiques.
- Comme ailleurs en général, les altérations aurifères se sont superposées sur les assemblages minéralogiques produits lors du métamorphisme régional.
- De plus, il est remarquable que l'enrichissement de l'or par rapport aux métaux de base (Cu, Zn, Pb, Ag) est élevé tout comme le documente Kerrich (1983).
- Les quelques données sur le contenu en Ag de l'or natif sont aussi concordantes avec les observations générales sur les gisements mésothermaux d'or archéens (Morrison *et al.* 1991; Hodgson 1993).

D'un autre côté, il est évident que les minéralisations et les altérations hydrothermales associées au gîte du lac Shortt sont comparables sur plusieurs points avec celles associées aux gisements de type «veine de quartz» :

- Dans les deux cas, les minéralisations sont dominées par la pyrite et associées à des altérations où les carbonates ferrières prédominent, les altérations aurifères détruisent

et remplacent les minéraux issus du métamorphisme régional, et l'or est à l'état natif, communément associé à la pyrite.

- Le rapport Au/Ag est aussi plus grand que 1 et aucun enrichissement important en métaux de base n'est rapporté.

- De plus, tel que le laisse présumer les figures 45 et 46 du mémoire de Morasse (1988), la zone minéralisée à la mine du lac Shortt se caractérise par des gains marqués en C, S et K, comme il est noté en relation avec les gisements de type «veine de quartz».

La formation de feldspath potassique et de l'hématite associée demeurent des phénomènes d'altération particuliers au gisement du lac Shortt. La précipitation de la majeure partie des minéralisations aurifères aurait eu lieu aussi après ces phénomènes particuliers d'altération puisque les minéralisations se trouvent essentiellement dans la matrice de roches mylonitiques à porphyroclastes syénitiques et hématitiques. La relation des minéralisations avec la déformation au gisement du lac Shortt se révèle particulière aussi. La texture des minéralisations au lac Shortt marque clairement la déformation ductile de la faille de Shortt, alors que les gisements de type «veine de quartz» observés aussi dans un contexte de déformation ductile majeure — en l'occurrence les gisements observés au sein du couloir de déformation d'Opawica — ne semblent pas affectés par des déformations ductiles importantes. Par ailleurs, on considère que la précipitation des minéralisations à la mine du lac Shortt est synchrone ou postérieure à la mise en place des intrusions alcalines avec lesquelles le gisement est spatialement associé.

Selon le schéma d'évolution structurale proposé, les gisements étudiés se forment durant les étapes structurales D3, D4 et D5. Au lac Shortt, le phénomène minéralisateur est

jugé contemporain à la déformation principale ductile de la faille de Shortt représentant l'étape D3, alors que les gisements de type «veine de quartz» sont associés aux étapes D4 et D5 de formation de failles fragiles. L'interprétation indique que le gisement du lac Shortt se forme avant les gisements de type «veine de quartz». Cette relation chronologique permet d'expliquer pourquoi les minéralisations au lac Shortt ont la particularité de marquer la déformation ductile de la faille de Shortt alors qu'aucune des minéralisations associées aux gisements de «type veine de quartz» dans le contexte de la faille majeure d'Opawica ne présente une caractéristique comparable. L'histoire proposée est cohérente aussi avec les relations de recoupement observées entre les deux groupes de failles (failles à rejet pendage prédominant et failles à rejet directionnel et oblique) occupées par des veines aurifères de quartz et avec le fait que ces deux groupes de failles matérialisent des directions de raccourcissement et d'allongement différentes. La présente étude conduit donc à reconnaître l'existence de trois étapes de mise en place de minéralisations aurifères dans l'évolution géologique de la région du lac Shortt.

4.2 DISCUSSION

4.2.1 CORRÉLATIONS STRUCTURALES ET JALONS GÉOCHRONOLOGIQUES

Chown *et al.* (1992) ont proposé un schéma d'évolution structurale de la Zone Volcanique Nord de la SPA qui établit une séquence chronologique pour le développement des plis et des failles. Dans cette section une comparaison est faite avec ce schéma afin de situer dans un cadre général les étapes proposées de formation de structures et de mise en place des minéralisations aurifères étudiées (figure 52).

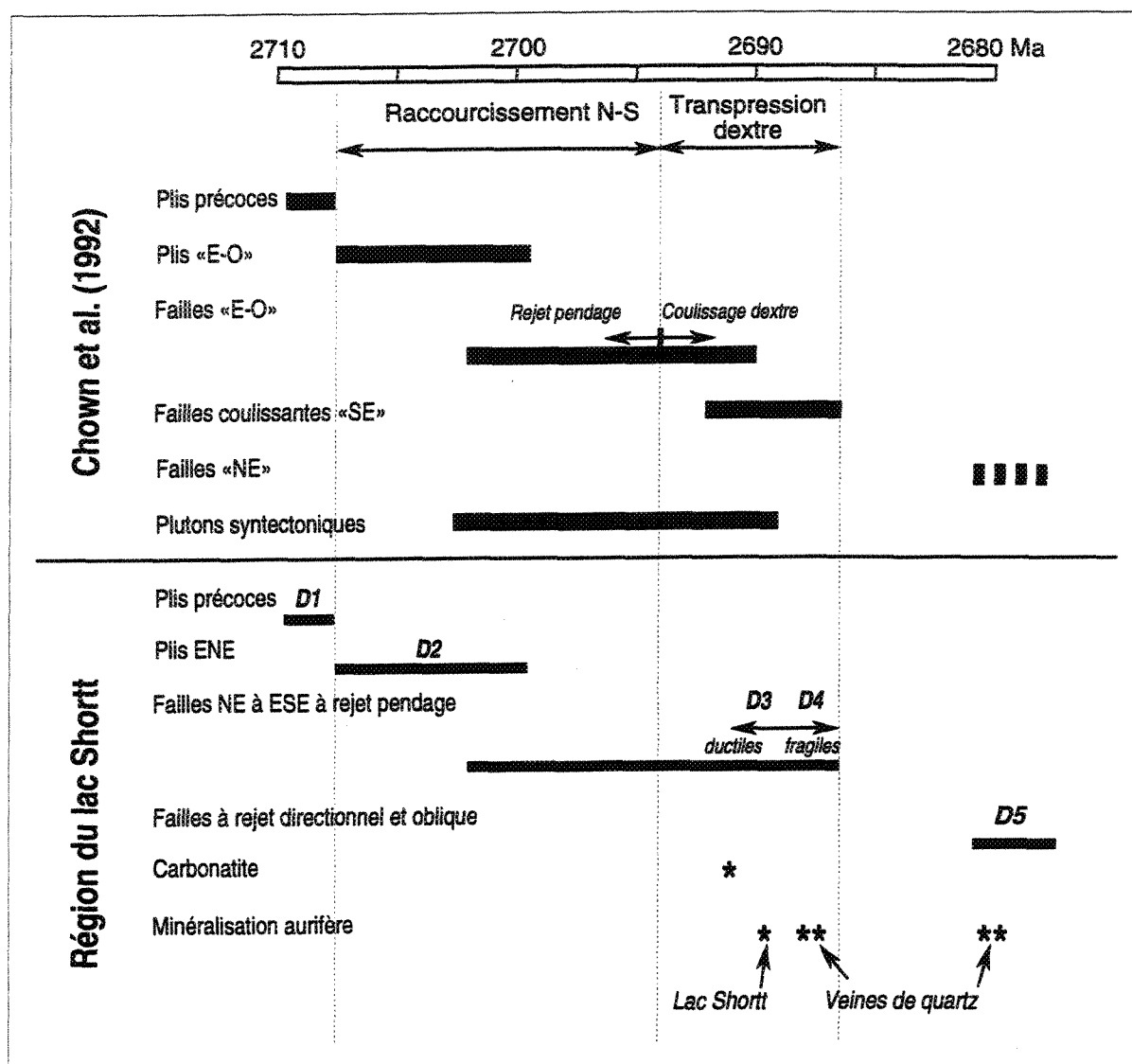


Figure 52. Place envisagée des événements géologiques de la région du lac Shortt par rapport au schéma d'évolution de Chown et al. (1992).

Les étapes proposées de formation de structure se raccordent de façon cohérente avec le schéma d'évolution de Chown *et al.* (1992). Les plis de direction ENE de l'étape D2 se comparent aux plis régionaux prédominants «E-O», alors que les plis de l'étape D1 se comparent aux plis sans fabrique antérieurs aux plis «E-O». Les failles ductiles à rejet pendage d'Opawica et de Shortt de l'étape D3 se comparent aux failles «E-O». Caractéristiques du type «E-O», les failles de Shortt et d'Opawica se matérialisent par des couloirs de déformation ductile où la linéation a une plongée abrupte, en relation avec des signes d'un jeu inverse. Daigneault et Archambault (1990) avaient d'ailleurs déjà assigné la faille d'Opawica au type «E-O». D'ampleur moindre que la faille d'Opawica, la faille de Shortt peut représenter une faille «E-O» de second ordre.

Les failles mineures aurifères et non aurifères des étapes D4 à D6 ne doivent pas être confondues avec les discontinuités majeures régionales évoquées dans le schéma de Chown *et al.* (1992) mais elles peuvent être comparées sur la base des rejets. Sur cette base, les failles fragiles à rejet pendage prédominant de l'étape D4 sont comparables aux discontinuités «E-O». Aussi, l'étape D4 peut représenter l'étape tardive du développement des failles «E-O», lors de laquelle la déformation est devenue fragile.

Les failles à rejet directionnel et oblique de l'étape D5 se rapprochent des discontinuités de type «NE». Il est notable que cette catégorie de failles aurifères est observée dans deux secteurs d'indices — les secteurs «NO lac Shortt» et «Ile Opawica» — spatialement associés avec la faille de Lamarck, de type «NE». D'après les observations de Charbonneau *et al.* (1983), la faille de Lamarck aurait un rejet senestre. On ne connaît pas plus précisément la nature du rejet de cette faille mais celle-ci est comparable à la faille de Gwillim (figure 2) de la région de Chibougamau (Dimroth *et al.* 1984b, 1986; Guha 1984; Daigneault et Allard 1990; Dubé 1990; Dubé *et al.* 1992). La faille de Gwillim aurait un

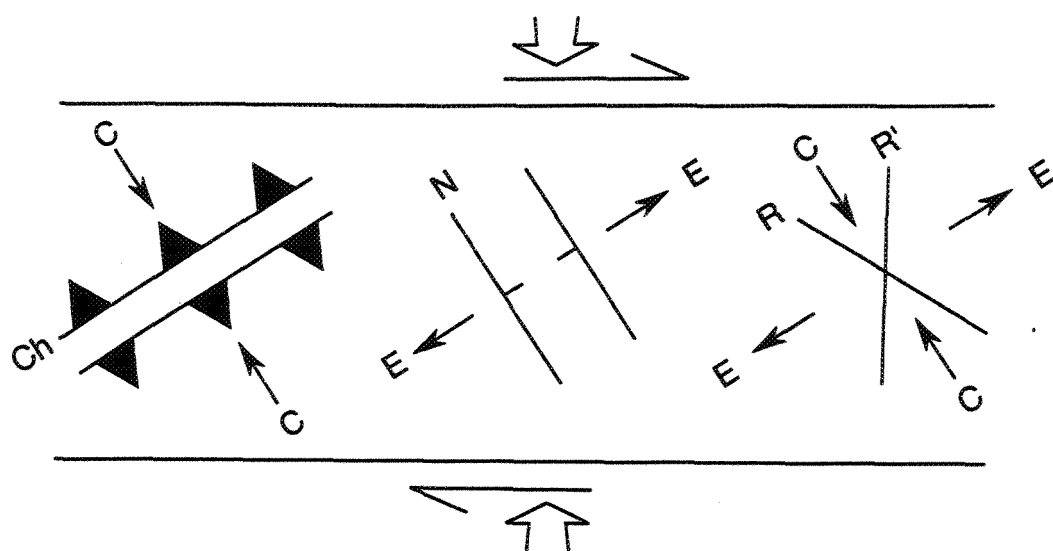
jeu senestre-oblique (Dimroth *et al.* 1984b; Dubé *et al.* 1992) avec une composante normale (Dubé *et al.* 1992). Par ailleurs, Dimroth *et al.* (1984b) rapportent que la faille de Gwillim s'accompagne de fractures de deuxième ordre de type R, R' et P (Tchalenko 1970). Les fractures conjuguées de Riedel, R et R', ont respectivement des directions NNE à NE et NO à NNO et des jeux senestre-oblique et dextre-oblique, tandis que les fractures de type P ont des directions ENE à E et un jeu senestre-oblique. Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique observées seraient donc plus précisément analogues à ces fractures secondaires. Les failles non aurifères à rejet directionnel senestre observées aux indices «Mariposite», «Espoir» et «Savane» (secteur «E lac Opawica») peuvent aussi être rapprochées du type «NE». Ces failles décrochantes ont une direction variant entre NE et E et des pendages abrupts. Dans une perspective régionale, elles pourraient représenter des fractures secondaires à la faille de Gwillim qui, comme le montre la figure 2, s'engagerait tangentielllement dans le couloir de déformation d'Opawica quelque part au NE du secteur «E lac Opawica». Puisque dans l'évolution d'une zone de cisaillement, les fractures secondaires R, R' et P se développent avant la fracture principale (Tchalenko 1970), il est proposé que les failles à rejet directionnel et oblique observées sont reliées à l'étape précoce du développement des failles régionales «NE».

Les failles de l'étape D6 peuvent être rapprochées avec le type «McKenzie» (Dimroth *et al.* 1986; Daigneault 1991). Non positionnée dans le schéma de Chown *et al.* (1992), la faille de McKenzie (région de Chibougamau, figure 2), de direction NE, aurait un rejet dextre-oblique et serait plus jeune que la faille régionale de Gwillim, de type «NE» (Dimroth *et al.* 1986).

Aucune des failles observées n'est rapprochée du type «SE» à rejet directionnel dextre. Les rejeux en coulissage aux indices «Espoir» et «Relique» sur des failles

comparables au type «E-O» pourraient être reliés au développement des failles «SE». Mais à l'indice «Espoir», les rejeux sont plus probablement reliés au développement des failles senestres analogues au type «NE» qui sont présentes. Le rejeu en coulissage de la faille de Shortt peut être lié à la faille «NE» de Lamarck qui se retrouve non loin au nord du gisement. Enfin, on peut dire qu'aucun événement considérable de coulissage pouvant se rapprocher du type «SE» n'est présent aux sites étudiés.

La faille de Shortt (étape D3) est directement comparable aux failles «E-O», mais une donnée géochronologique révèle que son activité n'est pas exactement conforme au schéma de Chown *et al.* (1992) pour l'évolution des failles «E-O». L'âge de 2 691 Ma environ de la carbonatite au lac Shortt permet de dire qu'une partie ou la totalité du jeu à rejet pendage de la faille de Shortt est plus jeune que 2 691 Ma. En contraste, le schéma d'évolution de Chown *et al.* (1992) indique que les failles «E-O» évoluent en coulissage après 2 694 Ma et non plus selon le pendage. Le désaccord amène à considérer que le jeu à rejet pendage jeune de la faille de Shortt ait pu se manifester en même temps que les failles «SE» ou en même temps que les failles «NE». Un développement synchrone avec les décrochements dextres «SE» est l'explication la plus plausible. Les importantes déformations ductiles illustrant le jeu à rejet pendage de la faille de Shortt s'expliquent mieux aussi en relation avec la formation des failles ductiles «SE» qu'avec le développement des failles fragiles «NE». La coexistence temporelle des deux types de failles peut s'expliquer par une partition de la déformation dans l'espace (Lister et Williams 1983). D'un autre côté, les deux types de failles se formeraient durant la période de transpression dextre proposée par Chown *et al.* (1992). Or, selon le modèle de Sanderson et Marchini (1984), le développement de failles inverses de direction E est prévisible dans un régime en transpression dextre comportant des failles coulissantes dextres majeures de direction SE



C : directions de compression
 E : directions d'extension
 Ch : chevauchements
 N : failles normales
 R, R' : fractures de Riedel, en coulissage

Figure 53. Modèle de Sanderson et Marchini (1984) montrant l'orientation des failles en liaison avec une transpression dextre.

(figure 53). Les jeux sur l'ensemble des failles à rejet pendage de l'étape suivante, D4, suggèrent aussi un phénomène de transpression dextre (section 4.2.3). On peut conclure de cela que les données relatives à la faille de Shortt se raccordent de façon cohérente avec les grandes lignes du schéma de Chown *et al.* (1992). Dans le détail les données suggèrent cependant que certaines failles «E-O» ont eu une plus longue période d'activité à rejet pendage que celle proposée par Chown *et al.* (1992) et que l'activité à rejet pendage n'est pas toujours dissociée du régime en transpression dextre proposé par ces auteurs.

En résumé, au lac Shortt le phénomène minéralisateur aurait eu lieu durant la période de transpression dextre. La mise en place des gisements de type «veine de quartz» associés aux failles fragiles à rejet pendage se situerait à une étape plus tardive de la période de transpression dextre. Et les gisements de type «veine de quartz» associés aux failles à rejet directionnel et oblique se mettraient en place au stade précoce du développement des failles «NE».

Tous les filons aurifères étudiés seraient plus jeunes que 2 691 Ma environ (âge de la carbonatite au lac Shortt). En considérant l'analogie avec les failles «NE», le développement des failles aurifères à rejet directionnel et oblique peut être daté approximativement. Les données actuelles suggèrent que les failles «NE» se seraient formées approximativement vers 2680 Ma (Chown *et al.* 1992). Ainsi, les filons aurifères étudiés se seraient développées entre 2691 et 2680 Ma environ, soit sur une période de l'ordre de 10 Ma au maximum.

4.2.2 RÔLE DES INTRUSIONS ALCALINES AU LAC SHORTT

Le schéma chronologique établi dans la présente étude n'exclut pas la possibilité d'un lien génétique entre le magmatisme alcalin et les fluides minéralisateurs aurifères au lac

Shortt. Le phénomène minéralisateur au lac Shortt est synchrone ou consécutif à la mise en place des intrusions alcalines. S'il est consécutif, rien n'exclut non plus que l'espace de temps entre les deux événements puisse être court.

Indépendamment du lien génétique possible des minéralisations aurifères avec le magmatisme alcalin, il est aussi envisageable que la présence des intrusions alcalines ait favorisé la circulation des fluides aurifères lors de la déformation. Les intrusions alcalines ont été déformées à l'état solide durant la période de circulation des fluides aurifères et elles marquent des contrastes de compétence importants avec les roches encaissantes (basaltes, gabbros). Lors de la déformation, ces contrastes de compétence ont donc pu induire la formation de zones plus perméables, permettant une circulation accrue des fluides aurifères.

4.2.3 TYPOLOGIE DES GISEMENTS ÉTUDIÉS

La présente étude conduit à reconnaître l'existence de trois étapes de mise en place de minéralisations aurifères dans la région du lac Shortt. Les minéralisations aurifères se mettent en place durant les étapes structurales D3, D4 et D5. En jugeant par l'évolution allant de ductile, à l'étape D3, à fragile, aux étapes D4 et D5, il peut s'agir de minéralisations formées à des profondeurs différentes qui se sont superposées à un même niveau lors d'une période de soulèvement de la croûte. Rien n'empêche cependant de supposer que les trois étapes structurales soient rapprochées dans le temps et que la mise en place des minéralisations se soit faite sur une courte période de temps. Mais, dans une situation ou dans l'autre, peut-on invoquer que les trois catégories de gisements reconnus sur une base chronologique définissent trois types fondamentaux de gisements, que les fluides à l'origine de ces trois catégories résultent de processus génétiques différents ?

Dans la présente étude il est proposé que les trois catégories de gisements chronologiquement distincts reconnus représentent un seul type fondamental de gisement, c'est à dire qu'ils sont reliés à des fluides hydrothermaux d'origine similaire. Les trois catégories de gisements reconnues se sont toutes mises en place successivement et à une étape avancée de l'évolution tectonique de la SPA. Aucune des données recueillies ne permet d'envisager sérieusement que les fluides à l'origine des deux catégories de gisements de type «veine de quartz» reconnues résultent de processus génétiques différents. Les deux catégories de gisement de type «veine de quartz» se sont formées successivement et elles présentent de grandes similitudes tant au niveau des altérations que des minéralisations.

Les comparaisons entre le gisement du lac Shortt et les gisements de type «veine de quartz» révèlent des caractéristiques fondamentales communes. Le gisement du lac Shortt présente en effet une association métallique et une signature géochimique de l'altération très semblables à celles des gisements de type «veine de quartz» étudiés (tableau 10). L'ensemble des considérations amène donc à interpréter un processus génétique similaire pour les fluides aurifères du gisement du lac Shortt et des gisements de type «veine de quartz». Les résultats de l'étude de See (1994) vont dans le même sens. Il a été mentionné à la section 1.4 que cette dernière étude constitue l'autre volet du programme de recherche sur les gisements de la région du lac Shortt dans lequel s'encadre la présente étude. L'une des conclusions de See (1994) est que les fluides à l'origine du gisement du lac Shortt et des gisements de type «veine de quartz» (étude de veines du secteur «NO lac Shortt» et de la mine du lac Shortt) ont des propriétés et des comportements analogues, ce qui suggère en effet un processus génétique similaire.

D'un autre côté, les particularités du gisement du lac Shortt ne semblent pas constituer des distinctions fondamentales par rapport aux gisements de type «veine de

TABLEAU 10. Résumé des caractéristiques des gisements de type «veine de quartz» étudiés et du gisement du lac Shortt.

	GISEMENTS DE TYPE «VEINE DE QUARTZ»	GISEMENT DU LAC SHORTT Type «disséminé de remplacement»
ROCHES HÔTES	Ensemble de roches volcaniques et sédimentaires de la région, et intrusions variées.	Basaltes, filons de gabbro et intrusions alcalines.
CONTRÔLE STRUCTURAL	-Failles fragiles à rejet pendage. -Failles fragiles à rejet directionnel et oblique.	Faille ductile à rejet pendage.
ASSOCIATION MÉTALLIQUE	W, As Au/Ag > 1	W, Sb* Au/Ag ≈ 30
MINÉRALOGIE DE L'ALTÉRATION	Carbonates ferri-fères, albite, séricite, fuchsite, chlorite, biotite.	Carbonates ferri-fères, albite, feldspath potassique, hématite, séricite, fuchsite.
GÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION	C, K, H, S.	C, K, H, S.

* Voir tableau B8 à l'annexe B.

quartz». Robert (1997) a présenté une synthèse sur un ensemble de gisements de la Sous-province de l'Abitibi associés à des intrusions syénitiques. Le gisement du lac Shortt, de même que le gisement du lac Bachelor, peuvent se classer dans l'ensemble répertoriés par cet auteur. Le tableau 11 présente les principales caractéristiques de cet ensemble. Il ressort d'abord que l'altération avec hématite n'est peut-être pas une caractéristique proprement distinctive. Ce point est illustré par les gisements Holt-McDermott et Holloway qui sont situés près l'un de l'autre. Les deux gisements sont très comparables sauf que l'hématite est présente au gisement de Holt-McDermott et absente au gisement de Holloway. Or, des intrusions syénitiques sont présentes au premier et absentes au second. Ceci suggère que la présence d'hématite est liée à la proximité d'une intrusion et montre que la précipitation d'hématite n'est peut-être pas liée au phénomène minéralisateur aurifère. Il ressort aussi qu'à plusieurs des gisements répertoriés, et des veines aurifères de quartz et des zones de remplacement hydrothermal sont présentes. La mine du lac Bachelor est un bon exemple de cette situation. À cette mine se trouve à la fois des zones de remplacement hydrothermal dépourvues de veines et des zones de remplacement hydrothermal injectée de quartz. Ceci montre que le style «disséminé de remplacement» et style «veine de quartz» peuvent représenter des variantes du même phénomène hydrothermal. Aussi, une explication est envisagée pour cette variante de style. En fait, pour le cas du lac Shortt, le style «disséminé de remplacement» est expliqué en liaison avec la perméabilité de la faille de Shortt et avec le moment de circulation des fluides aurifères.

Dans les modèles prépondérants pour la mise en place des veines aurifères de quartz mésothermales (Sibson *et al.* 1988; Sibson 1990, 1991; Cox 1991), on fait intervenir des conditions de pression élevée de fluides, allant jusqu'à supralithostatique, et un écoulement cyclique dans un mécanisme de faille-valve. Le cycle de la faille-valve comporte d'abord

TABLEAU 11. Résumé des caractéristiques du gisement du lac Shortt et de d'autres gisements comparables de la Sous-province de l'Abitibi (Modifié de Robert 1997).

GISEMENT	CONTEXTE DES MINÉRALISATIONS	NATURE DU MINÉRAI	ÉLÉMENTS ASSOCIÉS	MINÉRAUX D'ALTÉRATION
Lac Shortt	Dans les roches volcaniques adjacentes au complexe intrusion à syénite-carbonatite, en étroite association avec une faille ductile.	Disséminations et rubans (d'origine tectonique) de pyrite.	W, Sb	Carbonates, albite, feldspath potassique, hématite.
Lac Bachelor	Au sein de l'appareil intrusif granitique et des roches volcaniques encaissantes, en association avec des failles ductiles-fragiles.	Disséminations, stockwerks et rubans (d'origine tectonique) de pyrite; veines, stockwerks et brèches à quartz.	Pas d'information	Carbonates, quartz, séricite, feldspath potassique, hématite, magnétite, chlorite, rutile.
Douay	Au sein de l'appareil intrusif syénitique et des roches volcaniques encaissantes, en association avec des failles ductiles.	Disséminations, veinules, amas et rubans (d'origine tectonique) de pyrite.	W, Te, (F)	Carbonates, albite, feldspath potassique, hématite.
Young-Davidson	Au sein d'un stock syénitique composite.	Disséminations de pyrite et stockwerk à quartz.	Cu, Pb, Mo, W, B	Feldspath potassique, ankérite, hématite, magnétite.
Matachewan Consolidated	Le long des marges d'un stock syénitique composite et au sein des roches volcaniques adjacentes.	Disséminations de pyrite, stockwerks et veinules à quartz.	Cu, Pb, B, W	Ankérite, albite, séricite, hématite.
Ross	Aux contacts lithologiques de roches volcaniques et le long de quelques dykes syénitiques.	Veines et stockwerks à quartz-carbonates et disséminations de pyrite adjacentes.	Cu, Zn, Pb, As, Te	Ankérite, séricite, (anhydrite), hématite.
Holt-McDermott	Centrées sur des dykes syénitiques présents à l'intérieur et à l'extérieur de failles.	Disséminations de pyrite dans des microstockwerks.	Cu, As	Albite, ankérite, (chlorite), hématite.
Holloway	Le long de contacts lithologiques; intrusions felsiques ou alcalines absentes.	Disséminations de pyrite et stockwerks à quartz.	Cu, As, W	Ankérite, albite, séricite.
Beattie	Au sein d'un stock composite syénitique et le long de ses marges.	Disséminations de pyrite et d'arsénopyrite et stockwerks allant jusqu'à des brèches à quartz-albite-carbonates.	As, Cu, Zn, Ga, Mo	Feldspath potassique, albite, ankérite, séricite.
Malartic	Au sein et au pourtour de stocks syénitiques; le long de dykes et failles.	Disséminations de pyrite et stockwerks à quartz-albite-feldspath potassique.	Te, Cu, W	Feldspath potassique, biotite, calcite, silice.

l'augmentation de la pression hydraulique dû à l'accumulation de fluides sous un niveau faiblement perméable, ensuite la rupture de la faille qui permet l'évacuation des fluides vers le haut et qui marque la chute de la pression hydraulique en profondeur, et enfin l'obturation de la faille par les dépôts hydrothermaux. Suite à l'obturation de la faille, le processus se répète. La texture rubanée commune des veines aurifères étudiées occupant les fractures en cisaillement suggère plusieurs épisodes de glissement et de dépôt et peut refléter le mécanisme de la faille-valve.

Ce modèle de formation de veines amène à suggérer qu'au lac Shortt la déformation ductile progressive et continue a conduit à la circulation diffuse et libre des fluides aurifères, de manière à empêcher que ceux-ci puissent s'accumuler et favoriser la formation de veines, en formant plutôt un corps de remplacement où les minéralisations sont disséminées. Une explication semblable a été proposée par Couture et Pilote (1991, 1993) pour un autre gisement de la SPA présentant des minéralisations de style disséminé. Dans la présente étude, l'explication est mise en relation avec une étape particulière de l'évolution géologique régionale. Les gisements de type «veine de quartz» se formeraient plus tard dans l'évolution géologique régionale, lorsque les déformations deviennent fragiles, non continues. Les déformations fragiles imposent une circulation de fluides très localisée (selon des fractures particulières) qui, par leur nature intermittente (non continue), ont pu conduire à une circulation transitoire de volumes accrus de fluides plus favorables à la formation de veines.

Ce qui découle de l'interprétation, est qu'un modèle établissant un lien génétique entre l'hydrothermalisme aurifère et le magmatisme alcalin doit intégrer les gisements de type «veine de quartz». Il ressort aussi que le gisement du lac Shortt pourrait simplement illustrer la coïncidence spatiale, et peut-être aussi temporelle, de l'hydrothermalisme

aurifère avec des phénomènes liés au magmatisme alcalin. Enfin, le phénomène hydrothermal aurifère semble de grande envergure et non éphémère, se manifestant sur plusieurs étapes successives de la période tardive de l'évolution géologique régionale.

4.2.4 MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ET FAILLES «NE»

Dans la région de Chibougamau, il y a des veines aurifères localisées dans des fractures collatérales à la faille «NE» de Gwillim mais non au sein de la discontinuité principale. Des fractures collatérales aurifères sont reconnues comme étant des failles de type «E-O». Dans la région du lac Shortt, des veines aurifères sont observées dans des failles à rejet directionnel et oblique interprétées comme des éléments précoces dans l'évolution de la faille «NE» de Lamarck.

En premier lieu, les informations montrent que la formation des filons aurifères occupant des failles «E-O» mais situés près des failles «NE» pourrait résulter de la superposition d'événements minéralisateurs chronologiquement distincts.

Deuxièmement, on peut interpréter que des veines aurifères se sont mises en place à l'étape précoce de l'évolution de la fracturation «NE» mais non à l'étape plus tardive du développement de la fracture principale. Les modèles courants pour la mise en place des veines aurifères mésothermales (Sibson 1991; Cox 1991) laissent envisager une explication à cette relation. Ces modèles indiquent que la géométrie du champ de contraintes est un important facteur dans le potentiel de développement des pressions de fluides élevées favorables à la formation de veines. Dans les régimes en compression où la contrainte minimale principale (σ_3) est verticale, les fractures hydrauliques d'extension qui se développent avant la rupture en cisaillement sont subhorizontales et ne brisent pas les barrières imperméables horizontales autorisant à la pression hydraulique d'augmenter en

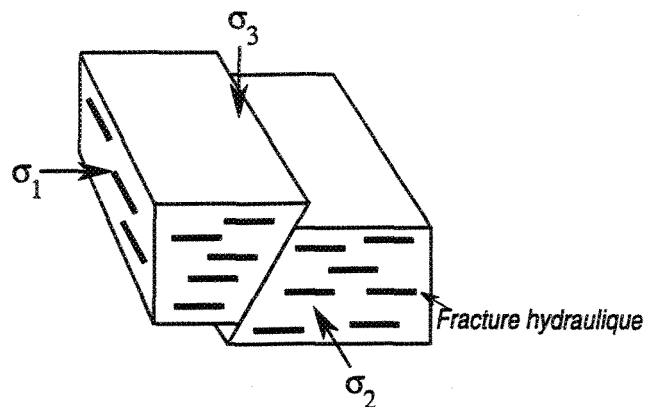
profondeur (figure 54). Par contre, dans les régimes en compression où la contrainte minimale principale est horizontale, les fractures hydrauliques d'extension se développent selon la verticale, traversent les barrières imperméables horizontales et permettent aux fluides de circuler vers le haut avant la rupture en cisaillement (figure 54). En conséquence, on conçoit que ce dernier type de régime est moins propice que le premier au développement des pressions de fluides élevées favorables à la formation de veines.

D'après l'analyse par la méthode graphique, les failles aurifères de type «NE» de la région du lac Shortt expriment un raccourcissement et une extension subhorizontaux. Cette géométrie de déformation autorise la formation de fractures d'extension vers la verticale, effectivement observées en association avec plusieurs des failles, et correspondrait à un style moins favorable à la mise en place de veines. En extrapolant, on peut prédire que plus la fracturation se développe selon cette géométrie, moindres devraient être les possibilités d'accumulation de fluides et d'augmentation de la pression hydraulique en profondeur, et plus l'écoulement des fluides devrait être étalé dans l'espace et non canalisé par un petit nombre de fractures. Ainsi, dans le développement des failles «NE», les fractures précoces seraient plus susceptibles que les fractures tardives de contrôler la circulation transitoire de quantités appréciables de fluides favorables à la formation de veines.

4.2.5 INTRUSIONS ALCALINES ET FAILLE «NE» DE LAMARCK

La mise en place des intrusions alcalines au lac Shortt a lieu vers 2 691 Ma, durant l'activité à rejet pendage de la faille de Shortt. Cette activité, assignée au type «E-O», est considérée synchrone à l'évolution des failles «SE». La faille de Shortt enregistre aussi un rejeu tardif en coulissage qui peut être relié au développement de la faille de Lamarck de type «NE». Ces données tendent à démontrer que la mise en place des intrusions alcalines

Faille inverse



Faille décrochante

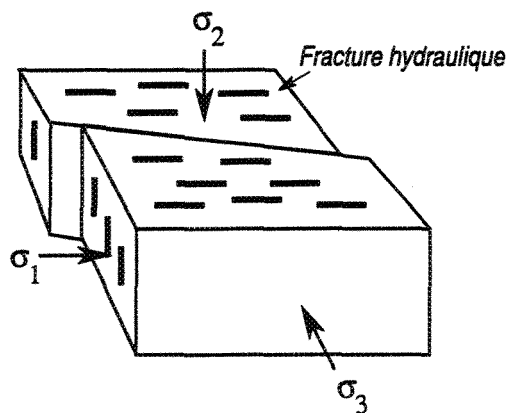


Figure 54. Géométrie du champ de contraintes et réseaux de fractures hydrauliques liées à des failles inverses et à des failles décrochantes. Modifiée d'après Cox et al. (1991).

au lac Shortt a lieu avant le développement des failles de type «NE» et que la proximité des intrusions alcalines du lac Shortt avec la faille de Lamarck de type «NE» ne marque pas une association spatiale significative.

4.2.6

REMARQUES POUR L'EXPLORATION

L'existence de plusieurs étapes de formation de gisements hydrothermaux d'or implique qu'il faut considérer plusieurs situations pour la recherche de ces gisements. La nature et l'âge des contrôles structuraux possibles sont variés et la possibilité d'un lien génétique avec le magmatisme alcalin doit être prise en compte. Il faut se rappeler que les minéralisations aurifères ne sont pas seulement associées à des failles inverses de type «E-O» mais aussi à des failles à rejet directionnel et oblique de type «NE». Les gisements aurifères sont associés de façon assez étroite dans l'espace avec les failles régionales, occupant des discontinuités d'ordre inférieur. On doit rechercher les minéralisations non seulement en relation avec des failles fragiles mais aussi avec des failles ductiles : le gisement du lac Shortt est associé à une faille ductile de type «E-O» de second ordre. Les zones d'intersection entre des discontinuités structurales régionales de type «E-O» et «NE» sont des cibles intéressantes car elles peuvent avoir été le site de juxtapositions d'événements minéralisateurs. Les failles de type «E-O» apparaissent plus prometteuses que celles de type «NE» car elles enregistrent une partie de l'évolution métallogénique marquée par des événements minéralisateurs d'envergure (mine du lac Shortt, indice «Mariposite») et par la mise en place d'intrusions felsiques et alcalines.

Les minéralisations aurifères épigénétiques de la région du lac Shortt ne sont pas associées à une unité lithologique particulière mais il apparaît que les gabbros soient la roche piège par excellence. À la mine lac Shortt, il est remarquable que les zones les plus

riches en or sont associées aux filons de gabbro. Il y a aussi un bon nombre d'indices de type «veine de quartz» associés à des gabbros. Les intrusions mafiques sont reconnues comme étant des lithologies très favorables à la mise en place des minéralisations épigénétiques; la dolérite de Golden Mile du bloc de Yilgarn en Australie décrit par Phillips (1986) et Boulter *et al.* (1987) en est l'exemple type. Tout près de la région étudiée, le filon-couche différencié de Bourbeau de la région de Chibougamau en est un autre exemple (Dubé 1985, 1990; Dubé et Guha 1989). La nature cassante et un contenu élevé en fer sont communément mis en cause pour expliquer la favorabilité des intrusions mafiques à la mise en place des minéralisations épigénétiques. La nature cassante permettrait de canaliser la circulation des fluides minéralisateurs alors qu'un contenu élevé en fer serait propice à la précipitation des minéralisations (Romberger 1991). La mise en place des gisements de type «veine de quartz» au sein des gabbros peut être liée aux deux facteurs à la fois. Dans le cas du gisement du lac Shortt, l'aspect relié à la nature cassante ne semble pas applicable; les gabbros auraient simplement agi comme des pièges chimiques. Même si les gabbros apparaissent des roches très favorables à la mise en place des minéralisations aurifères, d'autres types de roches semblent tout aussi propices. Par exemple, l'important indice «Mariposite» se trouve dans des roches sédimentaires.

L'étude des caractéristiques géochimiques des altérations hydrothermales sur les gisements de type «veine de quartz» permet aussi de souligner des critères pouvant servir de guide lors des travaux d'exploration. Le rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S})$ permet de visualiser l'étendue des zones d'altération qui se caractérisent par la carbonatation, l'hydrolyse et le développement de sulfures. L'altération progressive se marque par l'augmentation du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ jusqu'au niveau des corps minéralisés où des valeurs plus faibles de ce rapport peuvent apparaître. Les valeurs plus élevées des rapports

$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$, CO_2/CaO (molaire), $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ (molaire) et $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) sont potentiellement diagnostiques des corps minéralisés. De faibles rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) peuvent indiquer les zones minéralisées. L'As et le W pourraient être utilisés comme des traceurs d'or puisqu'ils sont les plus souvent ajoutés dans les zones minéralisées.

CHAPITRE 5

CONCLUSION

La présente étude des minéralisations aurifères de la région du lac Shortt apporte de nouvelles données sur la position chronologique des minéralisations aurifères de la SPA et de nouveaux éléments de solution à la problématique de la distinction typologique des gisements aurifères à l'Archéen. L'étude fournit aussi des informations pouvant être utiles dans les travaux d'exploration minière.

GISEMENTS AURIFÈRES DE TYPE «VEINE DE QUARTZ» :

1) Les gisements étudiés sont encaissés dans toute une gamme de lithologies. Leur mise en place est principalement contrôlée par des failles au comportement fragile.

2) Deux familles de failles occupées par des veines aurifères de quartz sont distinguées : a) des failles à rejet pendage prédominant, inverses et inverses-dextres; b) des failles à rejet directionnel et oblique (normal). Les premières ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts, N et S. La seconde famille regroupe des failles de directions NNE à ESE à rejet senestre et senestre-oblique, et des failles de directions NO à NNO à rejet dextre-oblique, ayant toutes des pendages abrupts. La composante oblique est en sens normal sur les failles inclinées de cette seconde famille.

3) Les failles à rejet directionnel et oblique se sont formées après les failles à rejet pendage prédominant. Ces dernières sont tardives par rapport au développement de la faille d'Opawica, une discontinuité régionale de direction ENE et à rejet pendage qui se manifeste par un couloir de déformation ductile de puissance hectométrique à kilométrique.

4) Des études pétrographiques et géochimiques ne laissent voir aucune différence significative dans les minéralisations et les altérations entre les gisements de type «veine de quartz» associés aux failles à rejet pendage prédominant et ceux associés aux failles à rejet directionnel et oblique.

5) Les gisements étudiés ont les caractéristiques des gisements mésothermaux d'or reconnus ailleurs à l'Archéen.

6) Les minéralisations sont dominées par la pyrite. L'or est à l'état natif et en étroite association avec la pyrite ou bien il est libre dans les veinules et veines.

7) Les minéralisations aurifères ont précipité plus tard que la plupart des minéraux de la gangue. Elles sont associées à de l'altération hydrothermale qui se manifeste par la formation de carbonates, de chlorite, de séricite, de biotite, de muscovite vert clair, d'albite et de quartz.

8) L'altération hydrothermale a détruit et remplacé les minéraux produits par le métamorphisme régional au faciès des schistes verts.

9) Des coupes à travers les zones d'altération hydrothermale au sein de roches de composition mafique ont permis de distinguer l'assemblage minéralogique albite - carbonates - pyrite - quartz - micas (séricite et biotite) - chlorite, qui se trouve au contact avec les veines aurifères et avec lequel la majeure partie des minéralisations aurifères est en

général observée; l'assemblage carbonates - chlorite - micas (séricite et biotite) - albite - quartz - pyrite, qui enveloppe l'assemblage précédent; et un assemblage externe correspondant au métamorphisme régional. La zonalité observée dans l'altération s'interprète mieux comme résultant de la migration d'un seul fluide que de la circulation de deux fluides différents.

10) Les études lithogéochimiques des zones d'altération indiquent l'addition générale de C, S, H et K. Il semble que le Na soit redistribué à l'intérieur des zones d'altération. Il y a parfois aussi une faible soustraction du Si, du Mn et du Mg. Les éléments traces les plus communément ajoutés avec l'or, sont le As, le Cs, le Li, le Rb et le W. Les ajouts de As et le W sont plus systématiques.

GISEMENT DU LAC SHORTT :

1) Le gisement du lac Shortt est encaissé dans la faille de Shortt : une discontinuité de direction ENE et à pendage abrupt vers le N, matérialisée par un couloir de déformation ductile de puissance décamétrique.

2) Les observations aux échelles mésoscopiques et microscopiques ainsi qu'une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique démontrent que le couloir de déformation de Shortt se caractérise par des linéations vers la verticale, favorisant ainsi l'idée d'une faille à rejet pendage prédominant. Les signes de sens de cisaillement suggèrent une faille inverse-dextre. Les observations directes et les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique révèlent aussi que la faille a joué en coulissage.

3) Les intrusions alcalines se sont apparemment mises en place durant la déformation ductile principale vers la verticale associée à la faille.

4) Le gisement du lac Shortt ne semble pas résulter de plusieurs phénomènes minéralisateurs superposés ou de la remobilisation d'une préconcentration aurifère associée aux intrusions alcalines.

5) Les minéralisations, dominées par la pyrite et qui marquent la déformation ductile de la faille, ont précipité durant ou avant la déformation principale vers la verticale associée à la faille de Shortt.

CHRONOLOGIE RÉGIONALE :

1) Six étapes de l'évolution structurale régionale ont été définies en considérant l'ensemble des observations structurales. L'étape D1 est à l'origine de plis mal connus sans fabrique associée. L'étape D2 est responsable de la formation de plis subverticaux, serrés à isoclinaux, orientés ENE et à plongée abrupte, et d'une fabrique de plan axial, qui sont prédominants à l'échelle régionale. Probablement en continuum avec l'étape D2, l'étape D3 est marquée par le développement des failles majeures ductiles de direction ENE et à rejet pendage prédominant, telles les failles d'Opawica et de Shortt. L'étape D4 correspond à la formation des failles fragiles à rejet pendage prédominant, de sens inverse. Ces failles représenteraient un motif anastomosé de plans de faiblesse inhérents à la structuration régionale préexistante illustrée par les plis et couloirs de déformation régionaux subverticaux et orientés ENE des étapes D2 et D3. L'analyse par la méthode graphique indique que les jeux sur ces plans préexistants de faiblesse expriment une extension subverticale et un raccourcissement NO-SE. Cette étape D4 a pu se faire dans un continuum avec les étapes D3 et D2 dans le cadre d'une déformation progressive non coaxiale dextre pouvant correspondre à un régime en transpression dextre. L'étape D5 se rapporte aux failles fragiles à rejet directionnel et oblique. D'après l'analyse par la méthode

graphique, ces failles traduisent une extension E-O et un raccourcissement N-S. Aussi, cette étape D5 semble disjointe du continuum de déformation envisageable pour les étapes D2, D3 et D4. L'étape D6 est celle de la formation des failles discrètes de direction NNE à NE et à jeu dextre-oblique.

2) Dans le schéma d'évolution structurale proposé, les gisements étudiés se mettent en place durant les étapes structurales D3, D4 et D5. Le gisement du lac Shortt se met en place durant l'étape D3 alors que les étapes D4 et D5 voient la mise en place de gisements de type «veine de quartz». Le gisement du lac Shortt se met en place à un moment particulier et avant les gisements de type «veine de quartz» par rapport à l'évolution géologique régionale.

COMPARAISONS ET DE DISCUSSIONS :

1) Les étapes proposées de formation de structure se raccordent de façon cohérente avec le schéma d'évolution de Chown *et al.* (1992). Les plis de direction ENE de l'étape D2 se comparent aux plis régionaux prédominants «E-O», alors que les plis de l'étape D1 se comparent aux plis sans fabrique antérieurs aux plis «E-O». Les failles ductiles à rejet pendage d'Opawica et de Shortt de l'étape D3 se comparent aux failles «E-O». Sur la base des rejets, les failles fragiles à rejet pendage prédominant de l'étape D4 sont aussi comparables aux discontinuités «E-O» et peuvent représenter l'étape tardive, de nature fragile, du développement de ce type de failles. Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique observées sont analogues aux fractures secondaires R, R' et P de type «NE». Les failles de l'étape D6 peuvent être rapprochées avec le type «McKenzie» (Dimroth *et al.* 1986; Daigneault 1991). Au lac Shortt, le phénomène minéralisateur aurait eu lieu durant la période de transpression dextre proposée par Chown *et al.* (1992). La mise en place des

gisements de type «veine de quartz» associés aux failles fragiles à rejet pendage se situeraient à une étape plus tardive de cette période de transpression dextre. Et les gisements de type «veine de quartz» associés aux failles à rejet directionnel et oblique se mettraient en place au stade précoce du développement des failles «NE». Tous les filons aurifères étudiés seraient plus jeunes que 2 691 Ma environ, âge de la carbonatite au lac Shortt. Ils se seraient développés entre 2691 et 2680 Ma environ, soit sur une période de l'ordre de 10 Ma au maximum.

2) Les trois catégories de gisements reconnues sont assignées à un seul type fondamental de gisement et non à des types différents qui résulteraient de processus génétiques distincts.

3) Le schéma chronologique élaboré n'exclut pas la possibilité d'un rôle minéralisateur pour les intrusions alcalines au lac Shortt. Le phénomène minéralisateur au lac Shortt est synchrone ou consécutif à la mise en place des intrusions alcalines et, s'il est consécutif, l'espace de temps entre les deux événements peut être court.

4) Une explication pour le style disséminé et le style veine des gisements aurifères étudiés est proposée en relation avec l'évolution de la nature des contrôles structuraux qui autorisent la circulation des fluides aurifères. Le style disséminé est associé à une déformation continue de nature ductile alors que le style veine est associé à une déformation épisodique de nature fragile.

5) Selon les modèles courants pour la mise en place des veines aurifères mésothermales, on constate qu'en vertu de la géométrie de la déformation durant la formation des failles «NE», l'étape précoce du développement de ces failles, où des fractures de type R, R' et P se développent, devrait être plus favorable à la mise en place de

veines que l'étape plus tardive, où la fracture principale se matérialise. Ceci peut expliquer pourquoi on ne retrouve pas de filons aurifères dans les fractures principales «NE» mais plutôt dans des fractures collatérales à celles-ci.

6) Les données tendent à démontrer que la mise en place des intrusions alcalines au lac Shortt a lieu avant le développement des failles de type «NE» et que la proximité des intrusions alcalines du lac Shortt avec la faille de Lamarck de type «NE» ne marque pas une association spatiale significative.

7) L'existence de plusieurs étapes de mise en place de gisements hydrothermaux d'or implique qu'il faut considérer plusieurs situations pour la recherche de ce type de gisement. La nature et l'âge des contrôles structuraux possibles sont variés et la possibilité d'un lien génétique avec le magmatisme alcalin doit être prise en compte.

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O. et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region. *In* Guha, J. et Chown, E.H., Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 5-19.
- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting. Oliver & Boyd, Edinburgh, 191 p.
- Angelier, J. et Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bulletin de la société géologique de France, 7, tome XIX : 1309-1318.
- Appleyard, E.C. et DeBeer, C.J. 1983. SOMA - A package of Fortran IV programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks. CSIRO, Technical communication 70, 75 p.
- Audet, M.-A. 1986a. Falconbridge Ltée: Travaux de décapage 1986, option "Opawica Gold" (PN-083), canton Gand. Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-44020.
- Audet, M.-A. 1986b. Falconbridge Ltée: Cartographie, option "Opawica Gold" (PN-083), feuillet 811, canton Gand. Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-44170.
- Barley, M.E., Eisenlohr, B.N., Groves, D.I., Perring, C.S. et Vearncombe, J.R. 1989. Late Archean convergent margin tectonics and gold mineralization: A new look at the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia. *Geology* 17 : 826-829.
- Barron, K.M. 1991. Relationship of Archean gold to alkaline magmatism, Superior Province, Canada. *In* Ladeira, E.A., Brazil Gold '91. Balkema, Rotterdam, pp. 101-108.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Gapais, D. 1979a. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bulletin de Minéralogie*, 102 : 265-272.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jégouzo, P. 1979b. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology*, 1 : 31-32.

- Boisvert, M. 1986. Synthèse des travaux d'exploration et des nouveaux concepts géologiques de la mine du lac Shortt. Corporation Falconbridge Copper, rapport interne.
- Bonnemaison, M. 1986. Les "filons de quartz aurifère" : un cas particulier de shear zone aurifère. *Chronique de la recherche minière*, **482** : 55-66.
- Borradaile, G.J. 1976. "Structural facing" (Shackleton's rule) and the paleozoic rocks of the Malaguide complex near Vélez Rubion, SE Spain. *In* Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Proceedings. B79, pp. 330-336.
- Borradaile, G.J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, **156** : 1-20.
- Bott, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, **46** : 109-117.
- Boulter, C.A., Fotios, M.G. et Phillips, G.N. 1987. The Golden Mile, Kalgoorlie: a giant gold deposit in ductile shear zones by structurally induced infiltration of an auriferous metamorphic fluid. *Economic Geology*, **82** : 1661-1678.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Bourne, J.H. et Bossé, J. 1991. Geochemistry of ultramafic and calc-alkaline lamprophyres from the lac Shortt area, Quebec. *Mineralogy and Petrology*, **45** : 85-103.
- Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Commission Géologique du Canada, Bulletin 280, 584 p.
- Brisson, H. 1990. Indice Mariposite — Géologie, minéralisations aurifères et évaluation des réserves. Minnova Inc., Division Exploration, Chapais.
- Brisson, H. et Guha, J. 1988. Reconnaissance géologique dans le secteur de la mine du lac Shortt. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB-89-30, 69 p.
- Brisson, H. et Guha, J. 1989. Étude d'indices aurifères dans la région du lac Shortt, Abitibi, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB-89-66, 95 p.
- Brisson, H. et Guha, J. 1993. Caractérisation pétrographique et géochimique de la minéralisation aurifère de la région du lac Shortt (Abitibi). Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET-92-04, 97 p.

- Buro, Y. 1984. The geology of the Bachelor Lake Gold Mine, Desmaraisville, Abitibi-East, Québec. *In* Guha, J. et Chown, E.H., Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 385-392.
- Burr, S.V. 1945. Siscoe Gold Mines Ltd : Sondages. Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-10884.
- Cameron, E.M. et Hattori, K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, **82** : 1177-1191.
- Card, K.C. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48** : 99-156.
- Card, K.C., Poulsen, K.H. et Robert, F. 1989. The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. *In* Keays, R.R., Ramsay, W.R.H. et Groves, D.I., The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. *Economic Geology Monograph* 6, pp. 19-36.
- Charbonneau, J.-M., Picard, C. et Dupuis-Hébert, L. 1983. Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 82-01, pp. 1-67.
- Choukroune, P., Gapais, D. et Merle, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*, **9** : 525-530.
- Chown, E.H. et Archambault, G. 1987. The transition from dyke to sill in the Otish Mountains, Quebec; relations to host-rock characteristics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24** : 110-116.
- Chown, E.H. et Guha, J. 1990. Relations entre le niveau d'emplacement des plutons et le style de minéralisation, région de Chibougamau, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 90-40.
- Chown, E.H., Daigneault, R. et Mueller, W. 1990. Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi belt. *In* Guha, J., Chown, E.R. et Daigneault, R., Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt. 8th International Association on the Genesis of Ore Deposits. Symposium Field Trip Guidebook, Excursion 03, Open File Report 2158, pp. 1-32.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29** : 2211-2225.

- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Pilote, P. 1996. Environnement géologique de l'extrémité orientale de la sous-Province de l'Abitibi. *In* Pilote, P., Dion, C. et Morin, R., Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau : des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères. Ministère des Ressources naturelles du Québec, livret-guide d'excursion, MB 96-14, pp.1-31.
- Cimon, J. 1976. Géologie du canton de Queylus (nord-est). Ministère des Ressources naturelles, Québec, DPV-439, 34 p.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmount, S., Smith, P.M. et Troop, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139, 136 p.
- Cormier, M., Gauthier, A. et Muir, J.E. 1984. Geology, geochemistry and mineralization at Falconbridge's Lac Shortt gold deposit, Gand township, Québec. *In* Guha, J. et Chown, E.H., Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 393-411.
- Couture, J.-F. et Pilote, P. 1991. Deux styles différents de minéralisation aurifère dans des contextes géologiques très similaires: les gisements Francoeur #3 et Lac Fortune, région d'Arntfield. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 91-26, pp.~51-55.
- Couture, J.F. et Pilote, P. 1993. The geology and alteration patterns of a disseminated, shear zone-hosted mesothermal gold deposit: The Francoeur 3 deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **88** : 1664-1684.
- Cox, S.F. 1991. Fluid pressure regimes and fluid dynamics during deformation of low-grade metamorphic terranes - Implications for the genesis of mesothermal gold deposits. *In* F. Robert, P.A.S., S.B. Green, Greenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference Volume, pp. 46-53.
- Daigneault, R. 1991. Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, sous-province archéenne de l'Abitibi, Québec. Université Laval, Québec, thèse de Doctorat.
- Daigneault, R. 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-33, 115 p.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1987. Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 87-25, pp. 57-73.

- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1990. Le complexe du lac Doré et son environnement géologique (Région de Chibougamau - sous province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R. et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *In* Rive, M., Verpaerst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 43-64.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, **27** : 1714-1736.
- Davies, J.F., Whitehead, R.E.S., Cameron, R.A. et Duff, D. 1982. Regional and local pattern of CO₂-K-Rb-As alteration: a guide to gold in the Timmins area. *In* Hodder, R.W. et Petruk, W., *Geology of Canadian Gold Deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, pp. 130-143.
- Davies, J.F., Whitehead, R.E., Huang, J. et Nawaratne, S. 1990. A comparison of progressive hydrothermal carbonate alteration in Archean metabasalts and metaperidotites. *Mineralium Deposita*, **25** : 65-72.
- Dimroth, E., Rocheleau, M. et Mueller, W. 1984a. Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt — A comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. *In* Guha, J. et Chown, E.H., *Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 73-91.
- Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J. et Mueller, W. 1984b. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21** : 963-968.
- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A. et Rocheleau, M. 1986. Diapirism during regional compression: The structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi belt, Québec. *Geologische Rundschau*, **75** : 715-736.
- Dion, C. et Guha, J. 1994. Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 91-10, 153 p.
- Dion, C., Machado, N. et Joannis, A. 1995. Preliminary U-Pb ages of felsic and alkaline intrusions associated with gold mineralization in the Caopatina segment, Chibougamau area, Quebec. *In* Precambrian '95, International conference on

tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts, Montreal, Canada. Program and abstracts volume, p. 292.

- Doucet, P. 1991. Géologie des roches encaissantes du gisement de Coniagas, Desmaraisville, district de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 91-15, 54 p.
- Doucet, P. 1993. Caractérisation de l'environnement volcanique du gisement de Coniagas, Desmaraisville - district de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 93-46, 42 p.
- Dubé, B. 1985. Géologie, pétrographie et métallogénie d'indices aurifères localisés dans le filon-couche de Bourbeau, centre-nord du canton de Barlow, Chibougamau. Université Laval, Québec, mémoire de Maîtrise.
- Dubé, B. 1990. Métallogénie aurifère du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, thèse de Doctorat.
- Dubé, B. et Guha, J. 1989. Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau (région de Chibougamau). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 87-03, 165 p.
- Dubé, B. et Guha, J. 1992. Relationship between northeast-trending regional faults and Archean mesothermal gold-copper mineralization: Cooke mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, **87** : 1525-1540.
- Dubé, B., Guha, J. et Rocheleau, M. 1987. Alteration patterns related to gold mineralization and their relation to $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ ratios. *Mineralogy and Petrology*, **37** : 267-291.
- Dubé, B., Poulsen, H. et Guha, J. 1989. The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones: the Norbeau mine, Quebec. *Economic Geology*, **84** : 871-878.
- Dugas, J. 1975. Géologie de la moitié est du canton de Lesueur. Ministère des Ressources naturelles du Québec, RP-612, 34 p.
- Etchecopar, A. et Malavieille, J. 1987. Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *Journal of Structural Geology*, **9** : 667-677.
- Feng, R., Fan, J. et Kerrich, R. 1993. Noble metal abundances and characteristics of six granitic magma series, Archean Abitibi belt, Pontiac Subprovince: relationship to metallogeny and overprinting of mesothermal gold deposits. *Economic Geology*, **88** : 1376-1401.

- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science-Reviews*, 1 : 287-298.
- Foster, R.P. 1989. Archean gold mineralization in Zimbabwe: implications for metallogenesis and exploration. *In* Keays, R.R., Ramsay, W.R.H. et Groves, D.I., *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Economic Geology Monograph 6, pp. 54-70.
- Foster, R.P. et Piper, D.P. 1993. Archaean lode gold deposits in Africa: Crustal setting, métallogenesis and cratonization. *Ore Geology Reviews*, 8 : 303-347.
- Gagnon, J. 1983a. Les Mines Camchib inc : Rapport préliminaire, option Forbes, Groupe Gofor C; canton de La Roncière. Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-40740.
- Gagnon, J. 1983b. Les Mines Camchib inc : Rapport préliminaire, option Forbes, Groupe Gofor C; canton de La Roncière. Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-40757.
- Gauthier, A. 1985. Falconbridge Ltée: Travaux de décapage 1985, option "Opawica Gold" (PN-083). Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-43318.
- Gauthier, G. 1989. Zonation de l'altération associée au cisaillement de l'indice "Boyvinet". Université du Québec à Chicoutimi, mémoire de projet de fin d'études au Baccalauréat.
- Giguère, C. et Béland, J. 1990. Kinematic analysis of auriferous veins at the Sigma-2 gold mine, Louvicourt township, Québec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, 83 : 47-52.
- Giovenazzo, D. 1986. Géologie du canton de Boyvinet - Région de Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 86-62, 67 p.
- Graham, B.R. 1957. Partie sud-ouest du canton de Lesueur. Ministère des Mines, Québec, RG-72, 27 p.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram — A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81 : 1976-1982.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2 : 47-65.

- Groves, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28** : 366-374.
- Groves, D.I. et Foster, R.P. 1991. Archean lode gold deposits. *In* Foster, R.P., *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie, London, pp. 63-103.
- Groves, D.I., Barley, M.E. et Ho, S.E. 1989. Nature, genesis, and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *In* Skinner, B.J., *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*. Economic Geology Monograph 6, pp. 71-85.
- Guha, J., Archambault, G. et Leroy, J. 1983. A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geochemomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec. *Economic Geology* **78** : 1605-1618.
- Guha, J. 1984. Hydrothermal systems and correlation of mineral deposits in the Chibougamau mining district – an overview. *In* Guha, J. et Chown, E.H., *Chibougamau — Stratigraphy and Mineralization*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 517-534.
- Guha, J., Dubé, B., Pilote, P., Chown, E.H., Archambault, G. et Bouchard, G. 1988. Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Québec, Canada. *Mineralium Deposita*, **23** : 293-298.
- Guha, J., Chown, E.H., Archambault, G., Barnes, S.-J., Brisson, H., Daigneault, R., Dion, C., Dubé, B., Mueller, W. et Pilote, P. 1990. Metallogeny in relation to magmatic and structural evolution of Archaen greenstone belt: Chibougamau mining district. *In* Ho, S.E., Robert, F. et Groves, D.I., *Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment*. The Geology Department (Key Centre) & University Extension, University of Western Australia, Publication No. 24, pp. 121-166.
- Hanmer, S. et Passchier, C. 1991. Shear-Sense Indicators: A review. Commission Géologique du Canada, Paper 90-17, 72 p.
- Hey, M.H. 1954. A new review on the chlorites. *Mineralogical Magazine*, **30** : 277-292.
- Ho, S.E., Groves, D.I. et Bennett, J.M. 1990. Gold deposits of the Archean Yilgarn Block, western Australia. Geology Department (Key Centre) and University Extension, The University of Western Australia, Publication No. 20, 407 p.
- Hodgson, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein type gold deposits: a review. *Ore Geology Review*, **4** : 231-273.

- Hodgson, C.J. 1990. An overview of geological characteristics of gold deposits in the Abitibi Subprovince. *In* Ho, S.E., Robert, F. et Groves, D.I., Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment. The Geology Department (Key Centre) & University Extension, University of Western Australia, Publication No. 24, pp. 63-100.
- Hodgson, C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits. *In* Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. et Duke, J.M., Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 635-678.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79** : T63-T67.
- Kehlenbeck, M.M. 1984. Use of stratigraphic and structural-facing directions to delineate the geometry of refolded folds near Thunder Bay, Ontario. *Geoscience Canada*, **11** : 23-32.
- Kerrick, R. 1983. Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 27, 75 p.
- Kerrick, R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. *In* Bursnall, J.T., Mineralization and shear zones. Short Course Notes Volume 6, pp. 129-197.
- Kerrick, R. 1991. Mesothermal gold deposits: A critique of genetic hypothesis. *In* Robert, F., Sheahan, P.A. et Green, S.B., Greenstone gold and crustal evolution. Geological Association of Canada, NUNA Conference Volume, pp. 13-31.
- Kerrick, R. et Fyfe, W.S. 1981. The gold—carbonate association: source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposits. *Chemical Geology*, **33** : 265-294.
- Kishida, A. et Kerrich, R. 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*, **82** : 649-690.
- Korzhinskii, D.S. 1970. Theory of metasomatic zoning. Clarendon Press, Oxford, 162 p.
- Lamothe, D. 1981. Région de la baie Tush. Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte annotée, DP-849.
- Lamothe, D. 1983. Étude structurale de la région de la baie Tush; district de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 82-01, pp. 189-206.

- Lamothe, D. 1987. Géologie de la région du lac Relique. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 87-20, 46 p.
- Lauzière, K. 1989. Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, mémoire de maîtrise.
- Lauzière, K., Guha, J. et Archambault, G. 1988. Intrusive related mineralization of the Bachelor lake gold mine, Desmaraisville, Quebec. Geological Association of Canada - Mineral Association of Canada, Program with abstracts, Volume 13, p. A72.
- Lauzière, K., Chown, E.H. et Sharma, K.M.N. 1989. Rapport intérimaire du projet Caopatina, secteur Lac Remick. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 89-60, 93 p.
- Lévesque, P. et Roy, F. 1992. Rapport de forage 1991 — Indice Mariposite — Propriété LaRoncière. Minnova Inc., Division Exploration, Chapais.
- Lister, G.S. et Snoke, A.W. 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6 : 617-638.
- Lister, G.S. et Williams, P.F. 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92 : 1-33.
- Litchblau, A. 1989. Geology of the lac Shortt gold mine. *In* Les dépôts aurifères des régions de Rouyn-Noranda, Val d'Or et Chibougamau. Geological Association of Canada, Fieldtrip guidebook, Fieldtrip A7.
- Longley, W.W. 1951. Région du lac Bachelor. Ministère des Mines, Québec, RG-47.
- Lowrie, W. 1989. Magnetic analysis of rock fabric. *In* James, D.E., *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Van Nostrand Reinhold, Princeton, pp. 698-706.
- Mackenzie, G.S. 1934. Pusticamica lake map-area. Quebec Bureau of Mines, Annual Report, Part C, pp. 45-64.
- Marmont, S. 1983. The role of felsic intrusions in gold mineralization. *In* Colvine, A.C., *The Geology of Gold in Ontario*. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 38-47.
- Maybin, A.H. 1976. The geology of the southwest quarter of Guercheville and north half of Laronde townships, Abitibi-East county. Ministère des Richesse Naturelles, Québec. DP-364, 141 p.

- McCuaig, T.C. et Kerrich, R. 1994. P-T-t deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *In* Lentz, D.R., Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-forming Systems. Geological Association of Canada, Short Course Note Volume 11, pp. 339-379.
- Meyer, C. et Hemley, J.J. 1967. Wall rock alteration. *In* Barnes, H.L., Geochemistry and hydrothermal ore deposits. Holt Rinehart & Winston, New York, pp. 166-235.
- Midra, R. 1989. Géochimie des laves de la Formation Obatogamau (Bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami) Québec, Canada. Université du Québec à Chicoutimi, mémoire de Maîtrise.
- Mikucki, E.J., Groves, D.I. et Cassidy, K.F. 1990. Wallrock alteration in sub-amphibolite facies gold deposits. *In* Ho, S.E., Groves, D.I. et Bennett, J.M., Gold deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides. The Geology Department & University Extension, University of Western Australia, Publication No. 20, pp. 60-78.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1981. Levé aéroporté (INPUT) dans la région de Desmaraisville. DP-841.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1986. Code stratigraphique nord-américain. DV 86-02, 58 p.
- Ministère des Ressources naturelles du Québec 1988. Traitement de données géophysiques (aéromagnétiques) - Lac opawica - 32 G/12. DV 88-11.
- Morasse, S. 1988. Geological setting and evolution of the lac Shortt gold deposit Waswanipi, Quebec, Canada. Queen's University, mémoire de Maîtrise.
- Morasse, S., Hodgson, C.J., Guha, J. et Coulombe, A. 1986. Preliminary report on the geology of the Lac Shortt gold deposit, Desmaraisville area, Quebec, Canada. *In* MacDonald, A.J., Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold, pp. 191-196.
- Morasse, S., Hodgson, C.J., Guha, J. et Coulombe, A. 1988. Oxidative, alkali-amphibole-bearing alteration and its relation to gold in the senite-associated Lac Shortt deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *In* Geological Society of Australia, Bicentennial Gold 88, Extended Abstracts Volume 1, pp. 92-94.
- Morrison, G.W., Rose, W.J. et Jaireth, S. 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (finesness) of gold and gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6 : 333-364.

- Mortensen, J.K. 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau—Matagami—Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30** : 11-28.
- Mortensen, J.K. 1993b. U-Pb geochronology of the Lapparent Massif, northeastern Abitibi belt: basement or synvolcanic pluton? *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30** : 42-47.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29** : 2249-2265.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L. et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau, Quebec. *Journal of Geology*, **97** : 399-420.
- Mutschler, F.E. et Mooney, T.C. 1993. Precious-metal deposits related to alkalic igneous rocks: provisional classification, grade-tonnage data and exploration frontiers. *In* Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. et Duke, J.M., *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 479-520.
- Nicolas, A. 1984. *Principes de tectonique*. Masson, Paris, 196 p.
- Norman, G.-W.-H. 1936. Étendue de la carte d'Opawica-Chibougamau (Québec septentrional). *Commission géologique du Canada*, Article 36-6.
- Passchier, C.W. et Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8** : 831-843.
- Perring, C.S. et McNaughton, N.J. 1992. The relationship between Archaean gold mineralization and spatially associated minor intrusions at the Kambalda and Norseman gold camps, western Australia: Lead isotope evidence. *Mineralium Deposita*, **27** : 10-22.
- Phillips, G.N. 1986. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Economic Geology*, **81** : 779-808.
- Pilote, P. et Guha, J. 1996. Métallogénie de l'extrémité est de la Sous-province de l'Abitibi. *In* P. Pilote, Dion, C. et Morin, R., *Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau : des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-14, pp. 33-47.

- Potdevin, J.-L. et Marquer, D. 1987. Méthodes de quantification de transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodinamica Acta*, 1 : 193-206.
- Poulsen, K.H. 1995. Gîtes d'or disséminés de remplacement. *In* Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, rev. par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n°8, pp. 423-433.
- Poulsen, K.H. et Hannington, M.D. 1995. Gîtes de sulfures massifs aurifères associés à des roches volcaniques. *In* Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, rev. par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n°8, pp. 202-217.
- Poulsen, K.H., Borradaile, G. et Kehlenbeck, M.M. 1980. An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science*, 17 : 1358-1369.
- Prud'homme, N. 1991. Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine lac Shortt. Université du Québec à Chicoutimi, mémoire de Maîtrise.
- Quirion, D. 1990. Géologie de la mine d'or lac Shortt. *In* Guha, J., Chown, E.H. et Daigneault, R., Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt. 8th International Association on the Genesis of Ore Deposits, Symposium Field Trip Guidebook, Excursion 03, pp. 116-131.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, London.
- Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95 : 133-156.
- Retty, J.A. et Norman, G.W.H. 1938. West half Chibougamau sheet. Commission Géologique du Canada, carte 398A.
- Robert, F. 1990. An overview of gold deposits in the eastern Abitibi belt. *In* Rive, M., Verpaest, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., La Ceinture polymétallique du Nord-ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 93-105.
- Robert, F. 1995. Filons de quartz-carbonates aurifères. *In* Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, rev. par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n°8, pp. 387-405.

- Robert F. 1997. A preliminary geological model for syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi belt, Ontario and Quebec. Commission géologique du Canada, Current Research 1997-C.
- Robert, F. et Poulsen, K.H. 1997. World-class Archaean gold deposits in Canada: an overview. *Australian Journal of Earth Sciences* **44** : 329-351.
- Roberts, R.G. 1987. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*, **14** : 37-52.
- Rochette, P. 1988a. La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques. Origine et applications. Université Joseph Fourier de Grenoble, Thèse de doctorat.
- Rochette, P. 1988b. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **90** : 229-237.
- Rochette, P., Jackson, M. et Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, **30** : 209-226.
- Romberger, S.B. 1991. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In* F. Robert, P.A.S., S.B. Green, Greenstone gold and crustal evolution. Geological Association of Canada, NUNA Conference Volume, pp. 61-66.
- Rose, A.W. et Burt, D.M. 1979. Hydrothermal alteration. *In* Barnes, H.L., Geochemistry and hydrothermal ore deposits, 2^e éd. Wiley Interscience, New York, pp. 173-235.
- Ross, S.H. 1947. Lake Opawica Mines ltd. Ministère des Ressources naturelles du Québec, filière des travaux statutaires, GM-434A.
- Sanderson, D.J. et Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6** : 449-458.
- See, J. 1994. L'analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du lac Shortt, Abitibi, Québec: l'interprétation thermodynamique et métallogénétique du rôle des fluides minéralisants à l'Archéen. Université du Québec à Chicoutimi, thèse de Doctorat.
- Sharma, K.N.M. et Lacoste, P. 1981. Gand (SW) et Lespérance (NW). Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte annotée, DP-852.
- Sharma, K.N.M. et Lauzière, K. 1983. Géologie de la région de Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte annotée, DP 84-10.
- Sharma, K.N.M. et Lauzière, K. 1986. Géologie de la région du lac Renault. Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 84-02, 47 p.

- Sharma, K.N.M. et Gobeil, A. 1987. Potentiel aurifère de la zone de cisaillement d'Opawica. Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte non-publiée, séminaire d'information 1987.
- Sharma, K.N.M., Gobeil, A. et Mueller, W. 1987. Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 87-16, 16 p.
- Shaw, G. 1940. Opawica Lake, Abitibi territory, Quebec. Commission Géologique du Canada, carte 556A.
- Sibson, R.H. 1990. Faulting and fluid flow. *In* Nesbitt, N.E., Fluids in Tectonically Active Regimes of the Continental Crust. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook Volume 18, pp. 93-132.
- Sibson, R.H. 1991. Fault structure and mechanics in relation to greenstone gold deposits. *In* F. Robert, P.A.S., S.B. Green, Greenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference Volume, pp. 54-60.
- Sibson, R.H., Robert, F. et Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, **16** : 551-555.
- Sillitoe, R.H. 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. *In* Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. et Duke, J.M., Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 465-478.
- Speidel, F. 1989. Rapport sur les travaux de terrain effectués en 1988 — Propriété LMC La Roncière (PN 113) — Canton La Roncière. Minnova Inc., Division Exploration, Chapais.
- Speidel, F. 1992a. Rapport de forage — Programmes 1989 et 1990 — Propriété LMC Lesueur (PN 116). Minnova Inc., Division Exploration, Chapais.
- Speidel, F. 1992b. Rapport de forage - Programme 1990 — Propriété LMC Boyvinet (PN 114) — Cantons Boyvinet, Gand et Lesueur — P. Québec. Minnova Inc., Division Exploration, Chapais.
- Spooner, E.T.C. 1991. The magmatic model for the origin of Archean Au-quartz vein ore systems: An assessment fo the evidence. *In* Ladeira, E.A., Brazil Gold '91. Balkema, Rotterdam, pp. 313-318.
- Sproule, J.C. 1940. Puskitamika Lake, Abitibi territory, Quebec. Commission Géologique du Canada, carte 570A.

- Stockwell, C.H. 1982. Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1: a time classification of Precambrian rocks events. Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135 p.
- Taira, A., Pickering, K.T., Windley, B.F. et Soh, W. 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archean greenstone belts. *Tectonics* **11** : 1224-1244.
- Tchalenko, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, **81** : 1625-1639.
- Tesfaye, G. 1992. Ore-microscopic and geochemical characteristics of gold-tellurides-sulfide mineralization in the Macassa Gold Mine, Abitibi Belt, Canada. *Mineralium Deposita*, **27** : 66-71.
- van de Walle, M. 1970. Géologie du quart nord-ouest canton de Lesueur. Ministère des Ressources naturelles, Québec, RP-599, 17 p.
- Walker, R.G. 1992. Turbidites and submarine fans. *In* Walker, R.G. & James, N.P., *Faciès Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 239-263.
- Wilhelmy, J.-F. et Kieller, B. 1986. Évaluation du potentiel économique d'une carbonatite. Étude (projet 86-Mi-024) effectuée par le Centre de Recherches Minérales, Québec, pour la Corporation Falconbridge Copper, 16 p.
- Yésou, H., Gwyn, H., Brisson, H. et Bruce, B. 1990. Télédétection et prospection minière : application à la cartographie structurale du secteur du lac Shortt, Abitibi-Québec, résultats préliminaires. *Sci. Géol., Bull.*, **43** : 45-61.
- Yin, Z.-M. et Ranalli, G. 1992. Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. *Journal of Structural Geology*, **14** : 237-244.

ANNEXE A.

Localisation des échantillons étudiés en laboratoire
(lames minces et analyses chimiques)

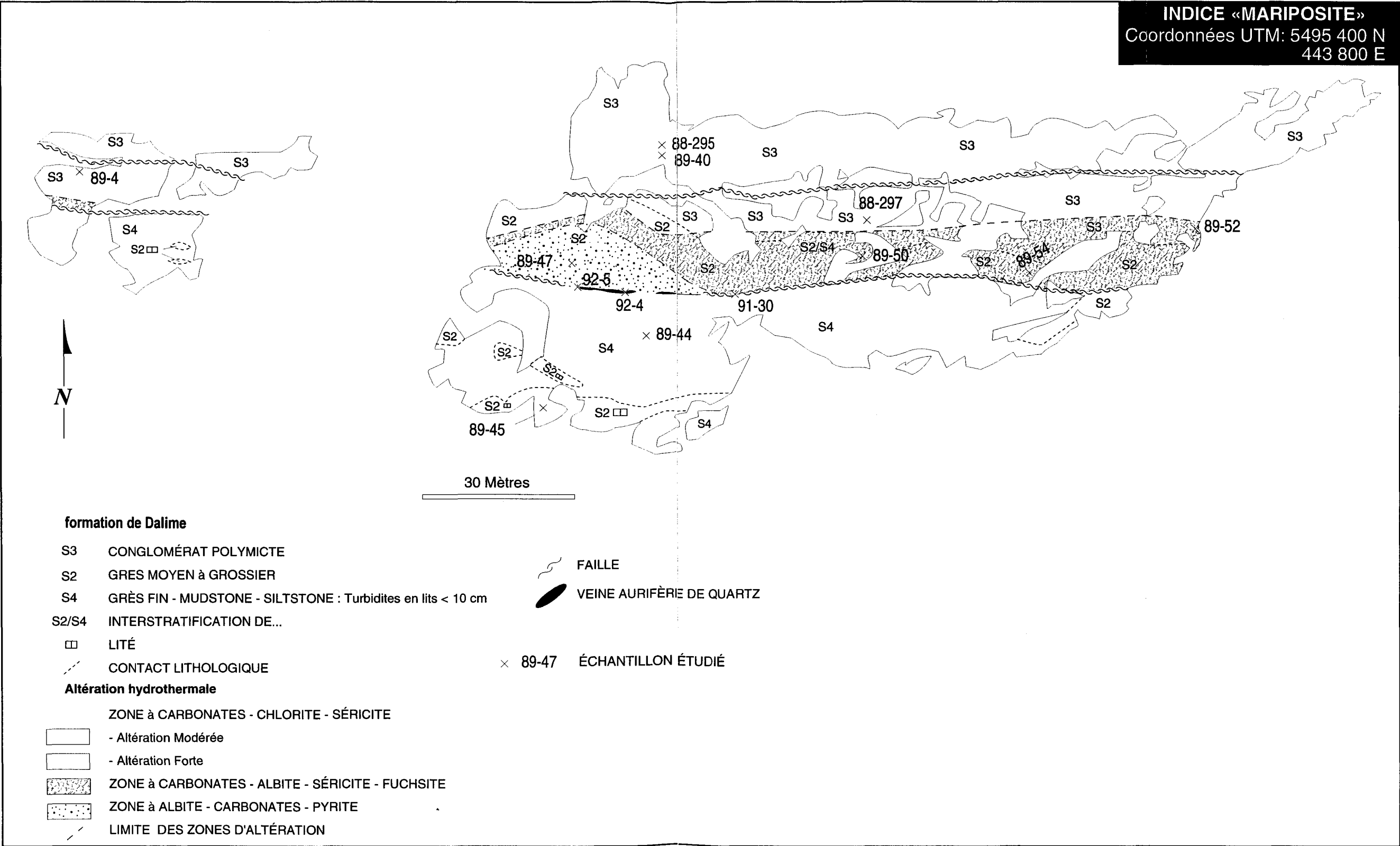


Figure A1. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Mariposite».

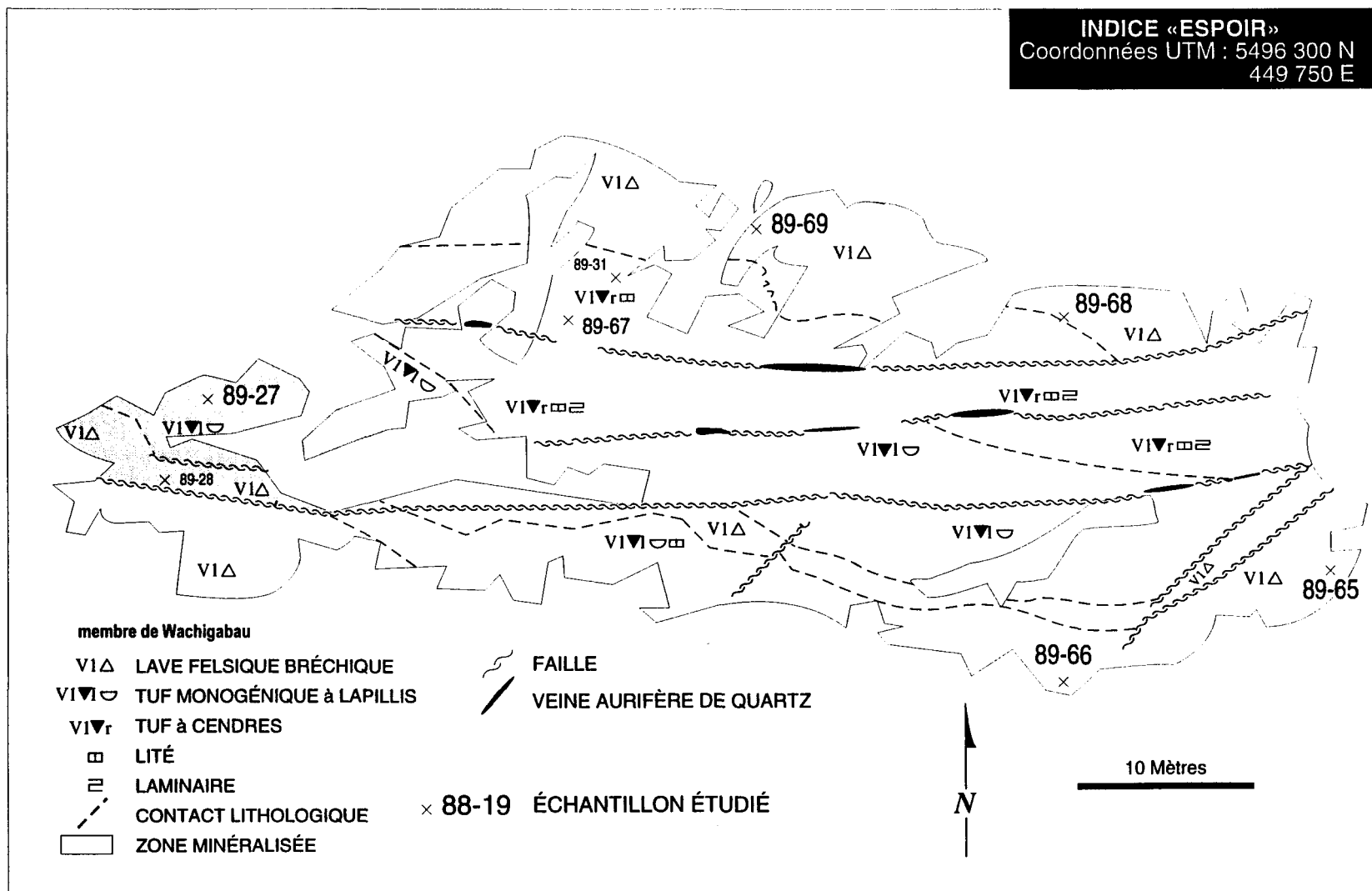


Figure A2. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Espoir».

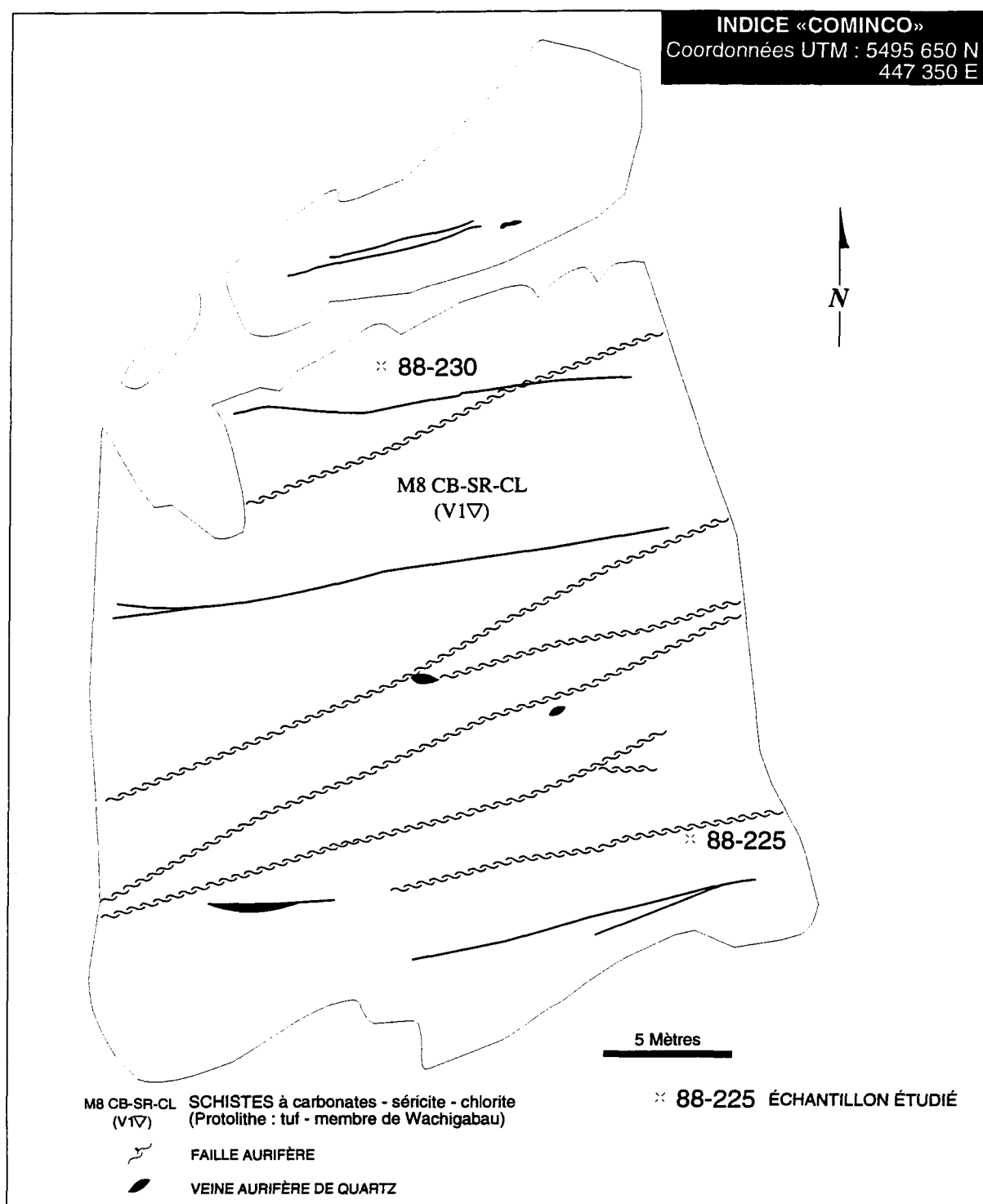


Figure A3. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Cominco».

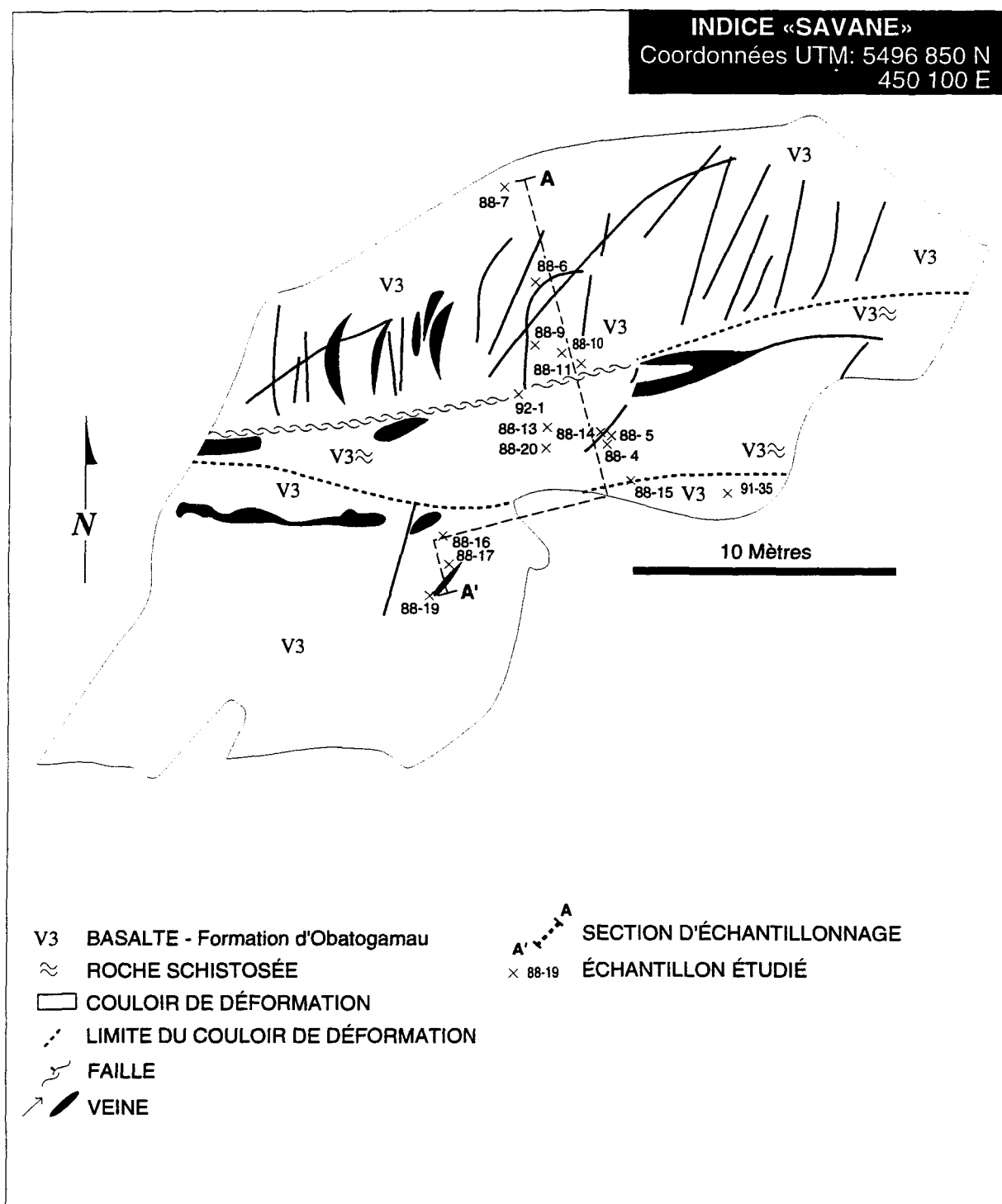


FIGURE A4. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Savane».

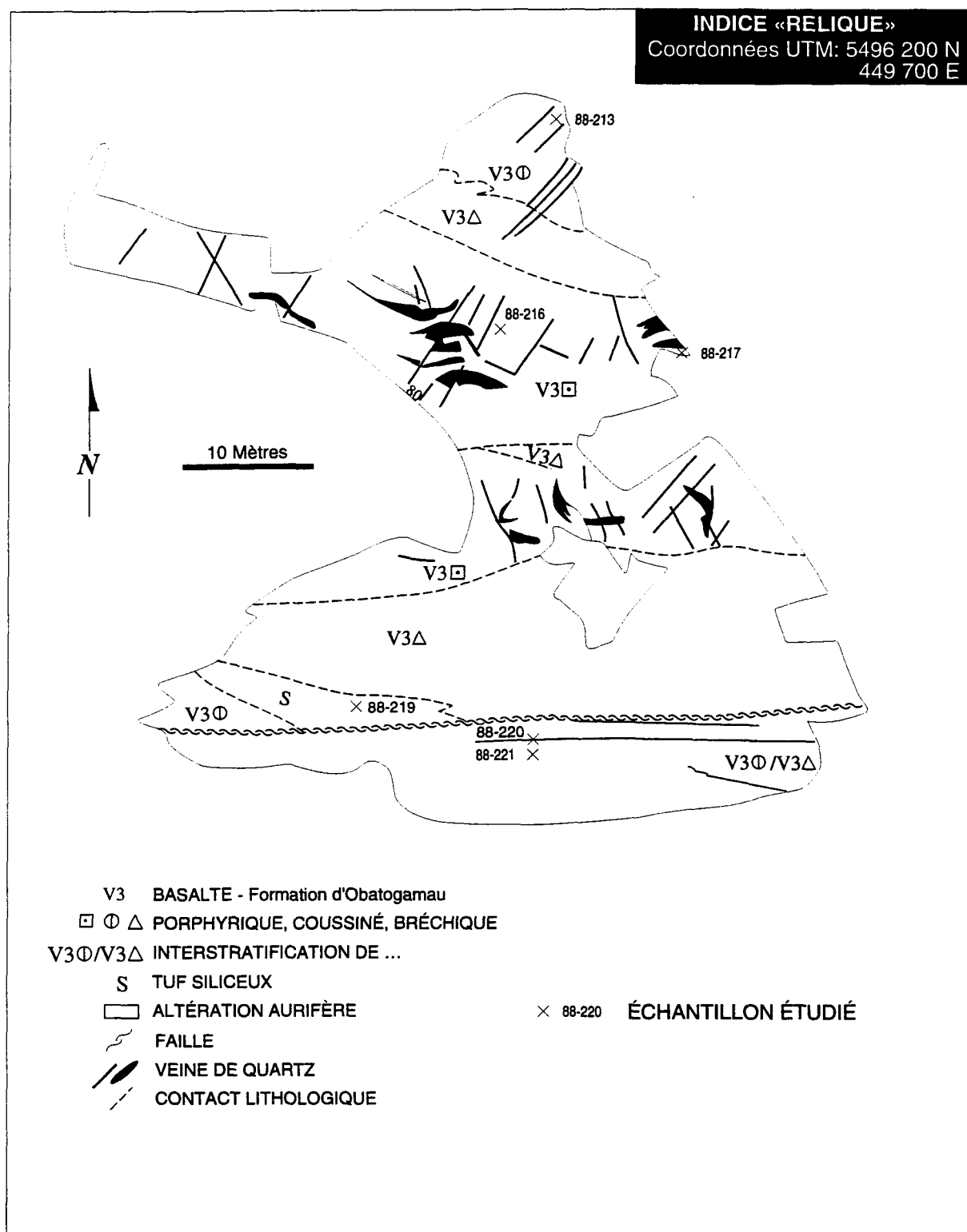


FIGURE A5. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Relique».

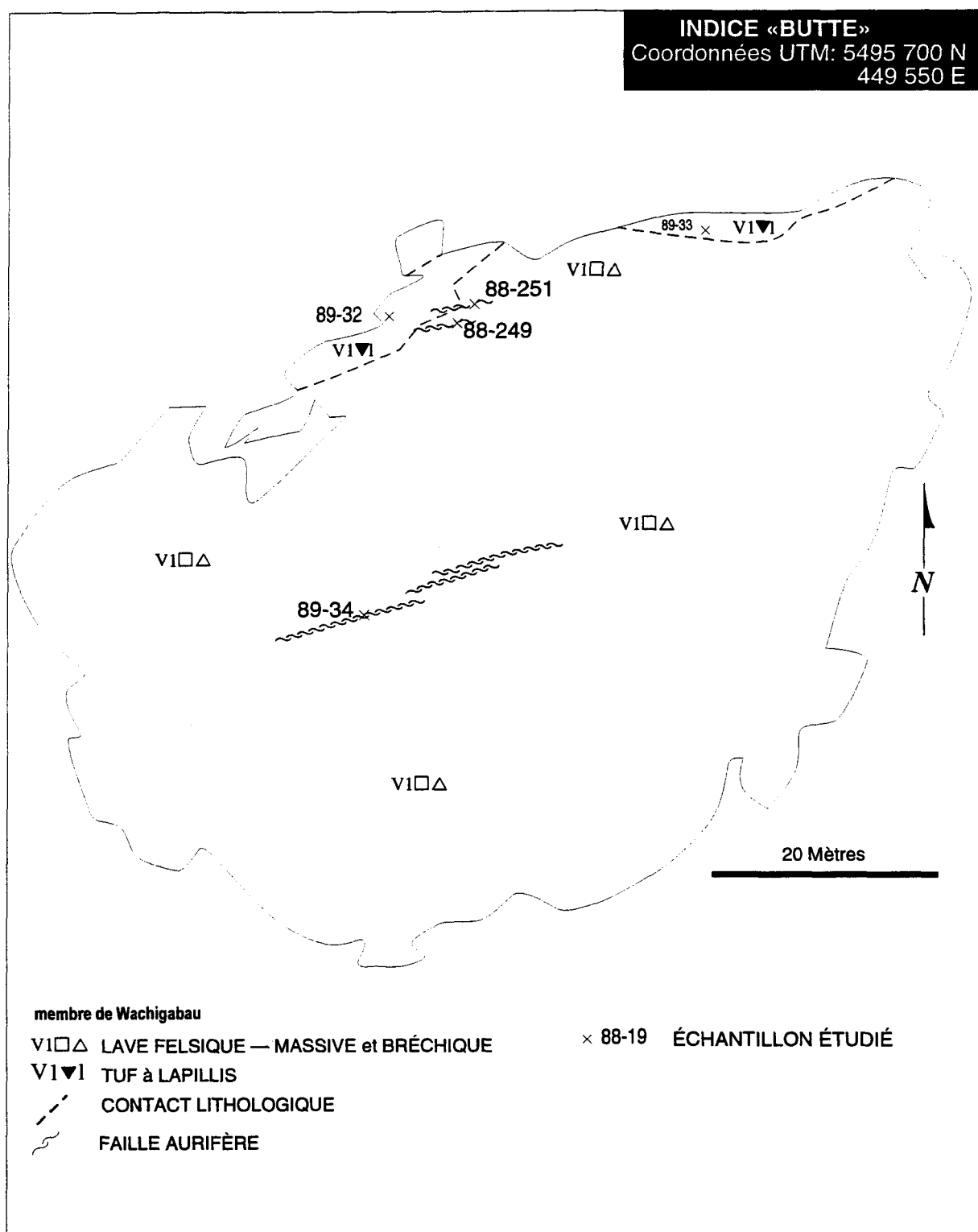
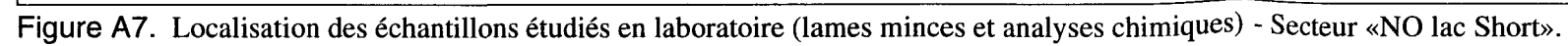


Figure A6. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Butte».



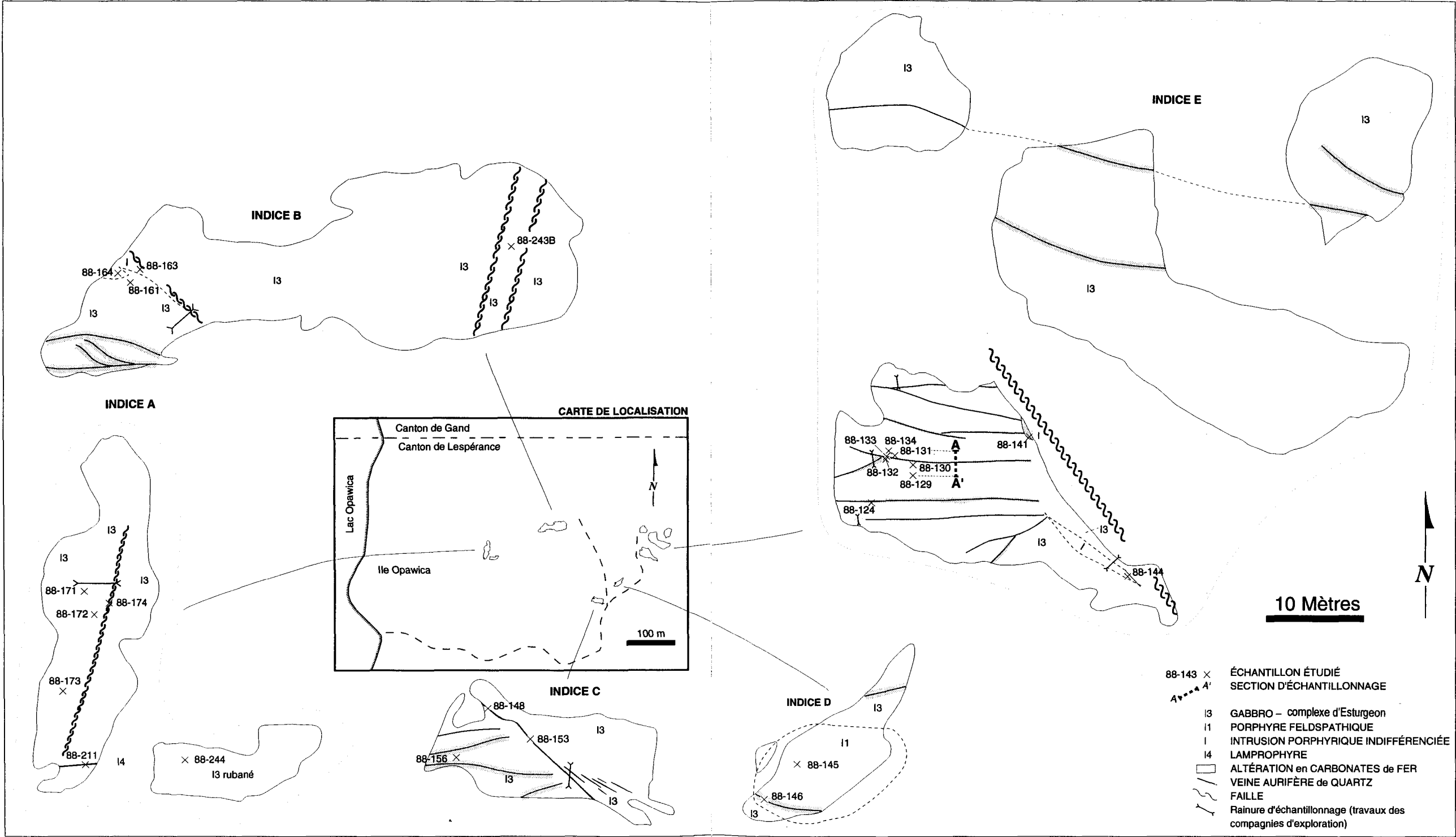


FIGURE A8. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indices de l'île Opawica.

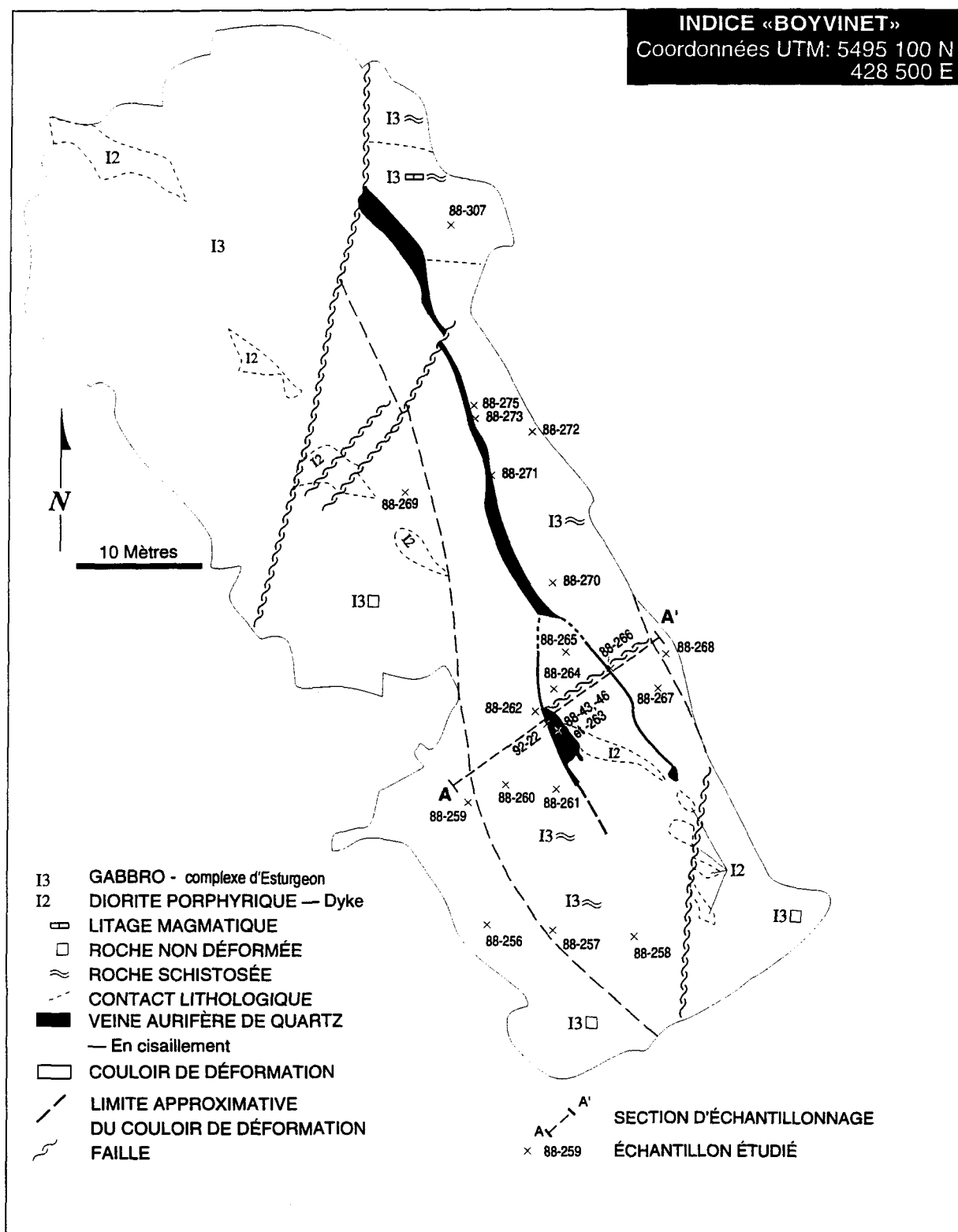


Figure A9. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces et analyses chimiques) - Indice «Boyvinet».

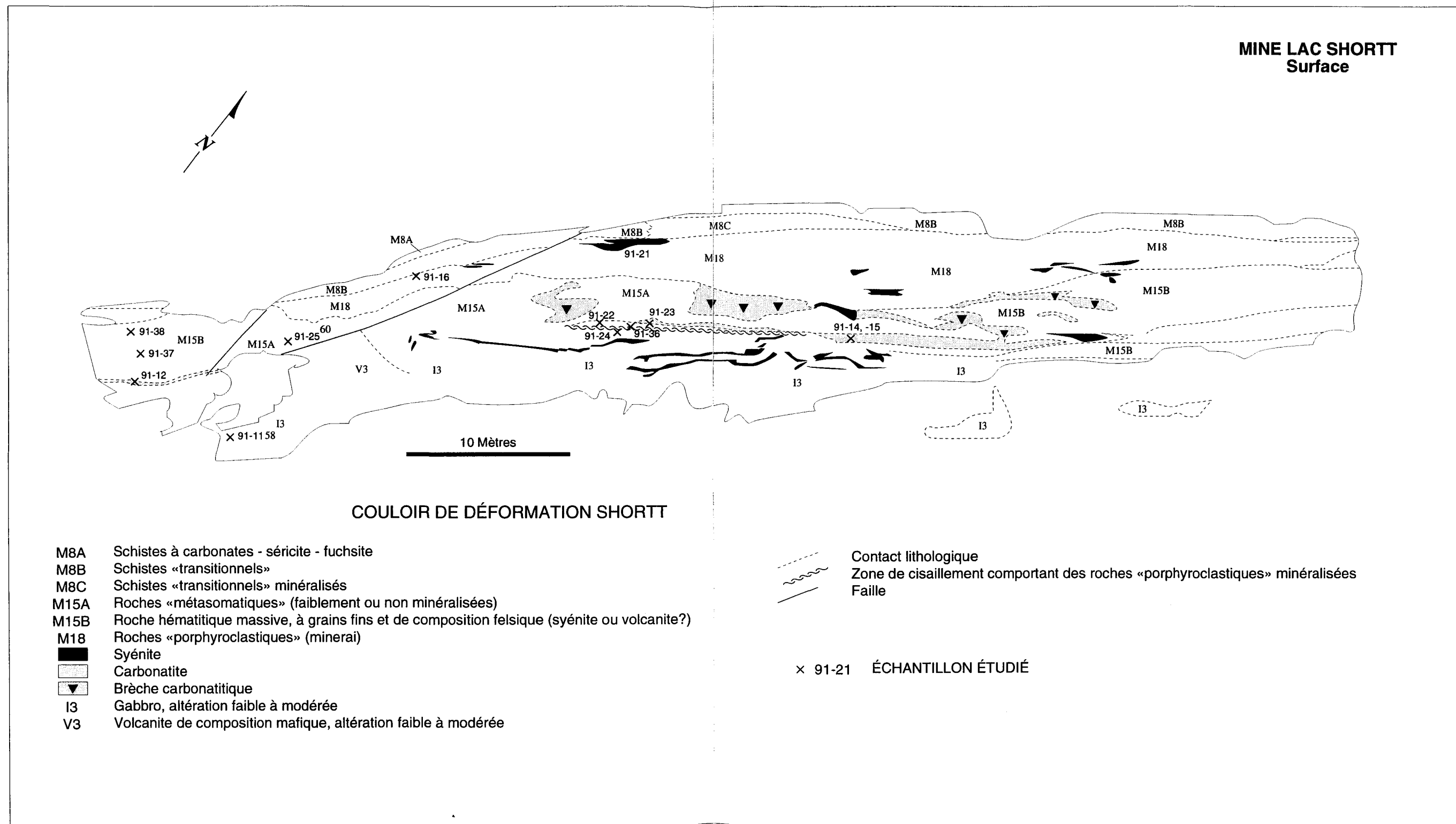


FIGURE A10. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces) - Zone excavée en surface à la mine du lac Shortt.

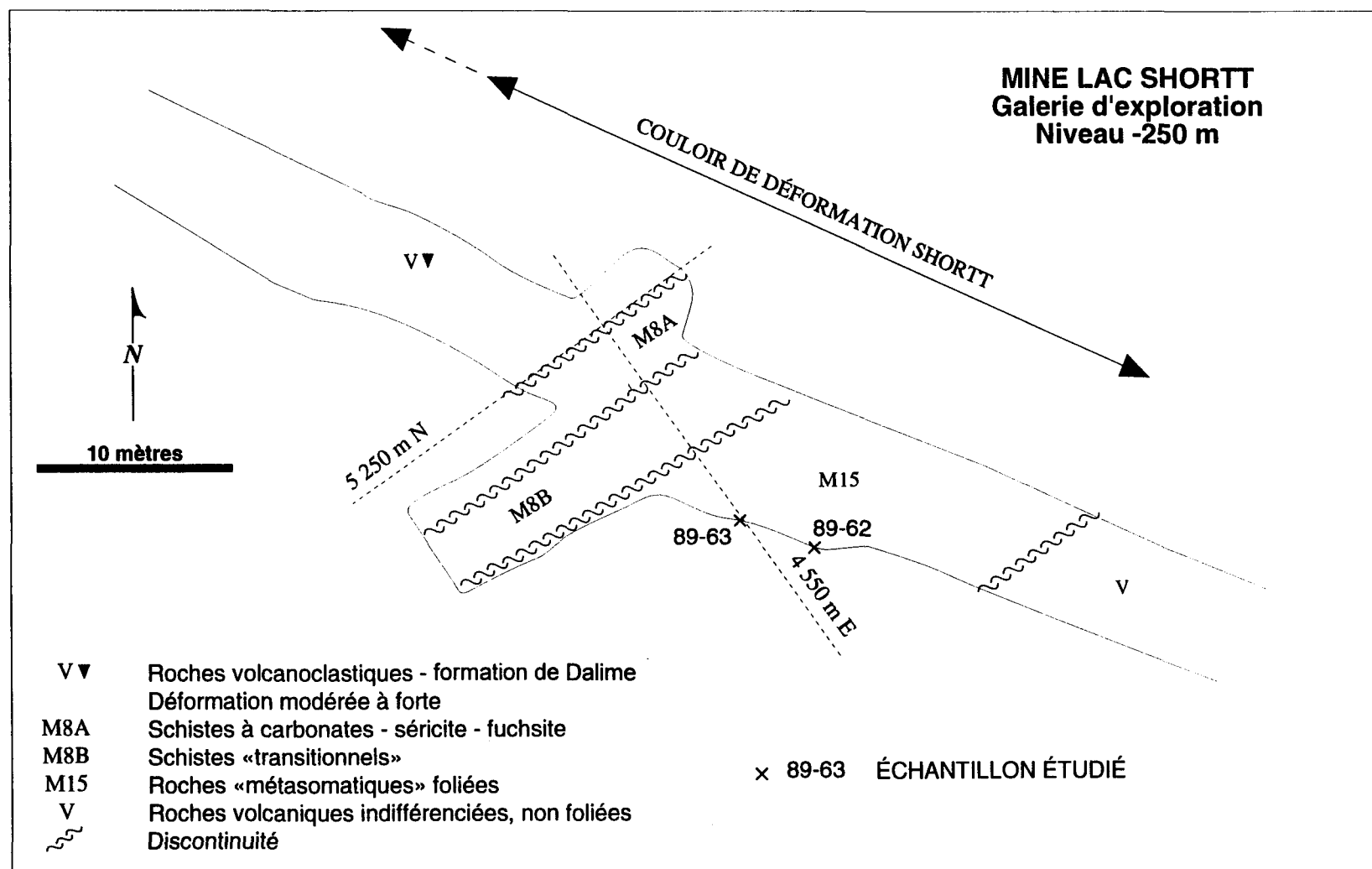


FIGURE A11. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces) - Galerie d'exploration niveau -250 m à la mine du lac Shortt.

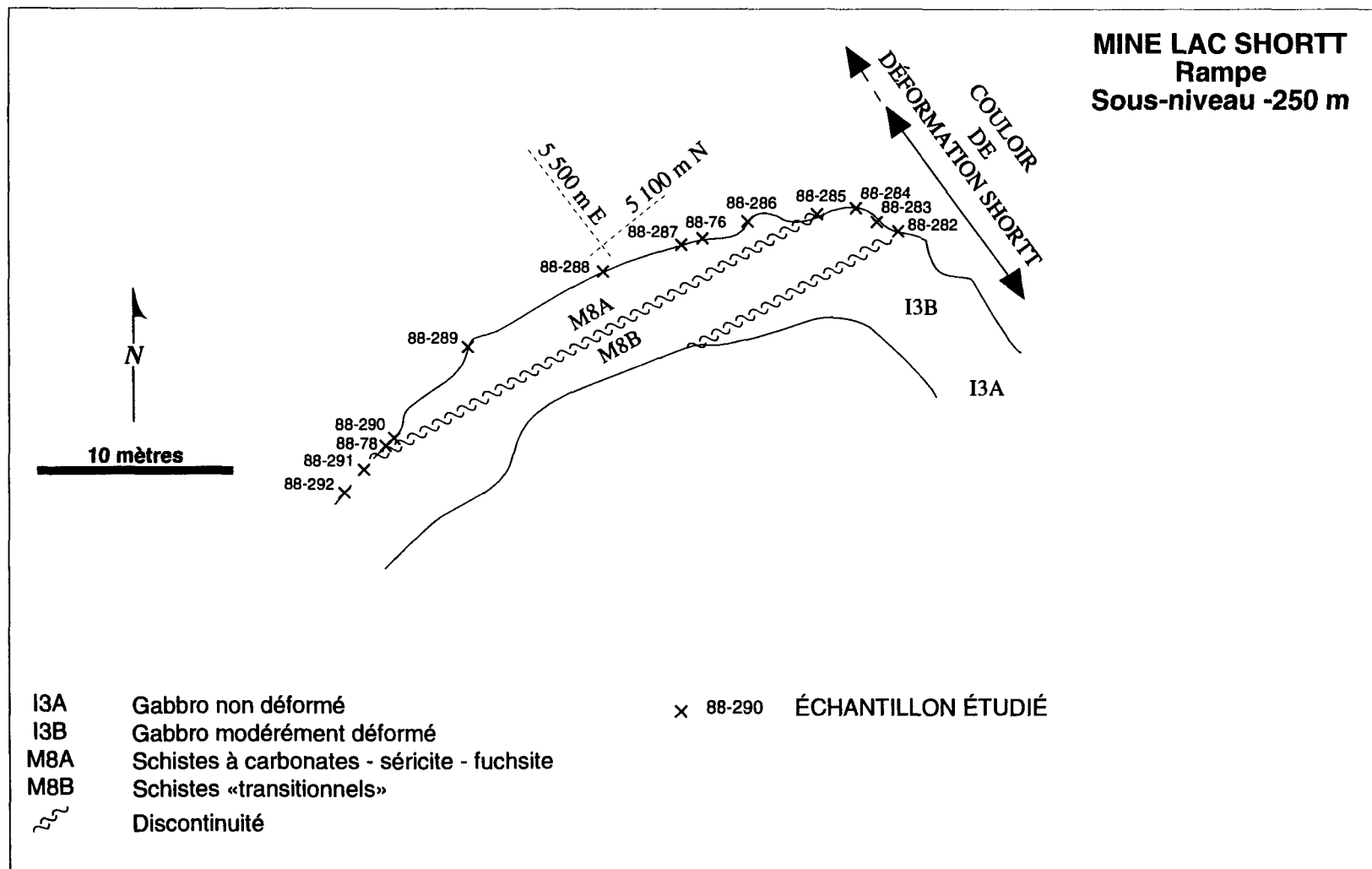


FIGURE A12. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces, analyses chimiques et ASM) - Rampe menant au sous-niveau -250 m à la mine du lac Shortt.

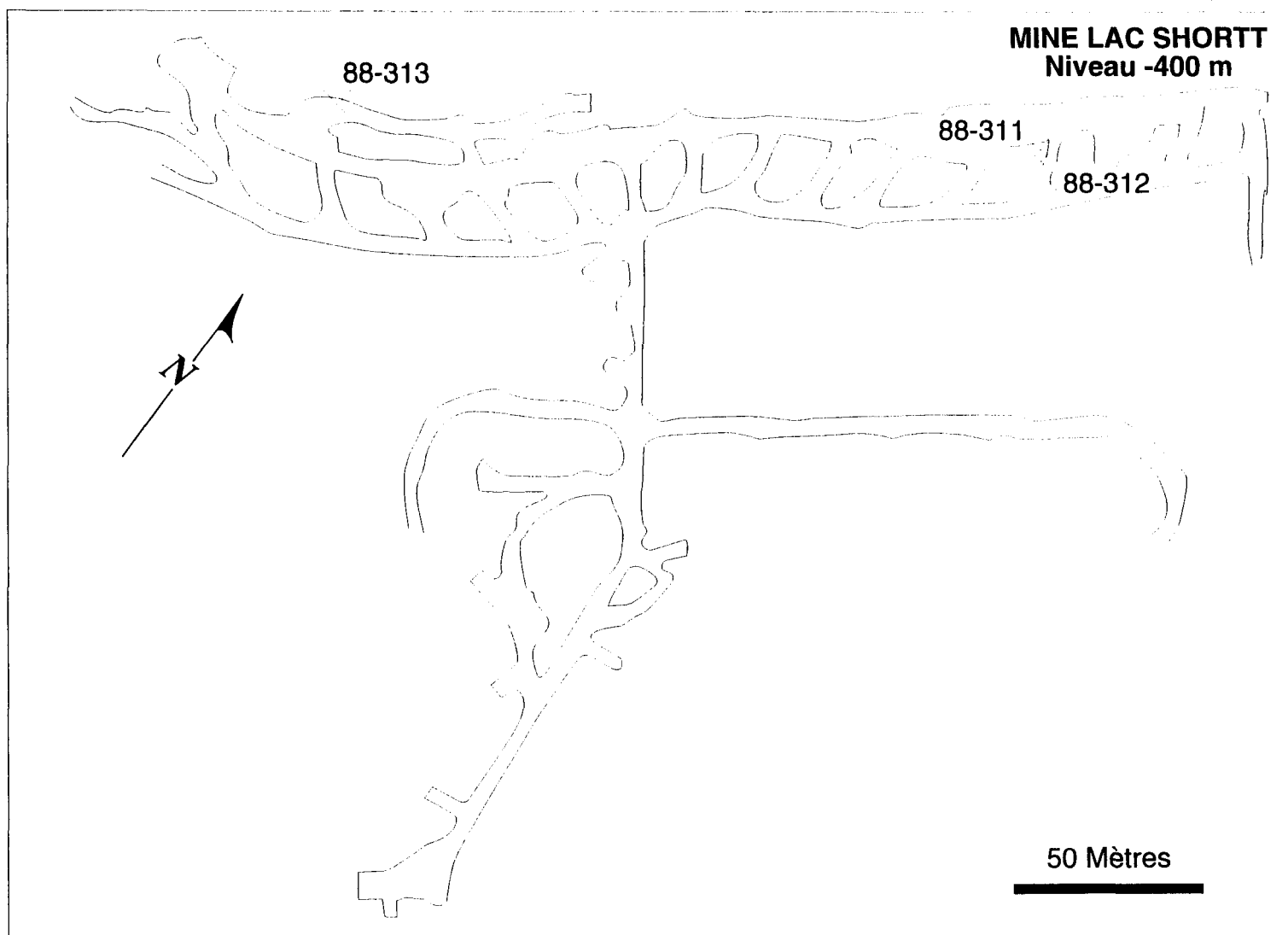


Figure A13. Localisation des échantillons étudiés en laboratoire (lames minces, analyses chimiques et ASM) - Niveau -400 m à la mine du lac Shortt.

ANNEXE B.

Analyses chimiques multi-éléments

Tableau B1. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice E du secteur «Ile Opawica» (voir la figure A8 de l'annexe A et la figure 26).

Échantillon	HB-88-129	HB-88-130	HB-88-131	HB-88-132	HB-88-133	HB-88-134
Lithologies	1*	1	2**	2	2	1
(% du poids)						
SiO ₂	47,8	51,6	46,2	50,7	44,1	51,0
Al ₂ O ₃	12,3	12,3	11,1	10,8	10,0	12,9
Fe ₂ O ₃ total	15,20	16,50	14,50	14,40	12,00	16,10
MgO	3,71	4,44	3,33	5,10	2,93	3,23
CaO	7,70	7,94	8,86	9,04	9,78	9,62
Na ₂ O	2,32	2,40	3,78	2,56	5,37	2,18
K ₂ O	0,17	0,54	1,03	0,66	0,39	0,61
TiO ₂	2,04	2,02	1,86	1,72	1,56	2,16
MnO	0,23	0,27	0,19	0,20	0,17	0,24
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,19	0,22	0,18	0,24
Perte au feu	1,71	0,76	8,54	3,15	12,10	0,67
Total	93,40	99,02	99,58	98,55	98,56	98,95
FeO	10,60	11,70	-	10,10	-	10,70
S	<0,01	0,09	0,39	0,12	0,55	0,03
CO ₂	<0,02	<0,02	7,29	2,20	13,00	<0,02
H ₂ O+	2,66	1,92	1,92	1,92	0,45	1,57
(ppm)						
Ba	63	148	138	144	118	138
Ce	17	24	18	15	12	21
Co	47	47	37	40	29	45
Cr	18	19	19	18	8	20
Cu	28	126	24	45	26	58
Dy	12	13	8	9	6	12
La	9	10	8	5	8	10
Li	18	17	23	12	13	10
Ni	32	30	26	27	22	33
Sc	47	44	38	36	32	45
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	366	355	331	325	258	386
Zn	96	99	80	88	79	104
Ga	18	17	22	15	11	14
Nb	10	8	10	9	7	6
Rb	4	26	84	40	27	28
Sr	200	170	340	170	860	180
Y	60	64	54	53	44	65
Zr	150	140	160	130	170	150
As	2	1	1	2	3	2
Au (ppb)	<5	8	<5	<5	56	<5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	35	50	35	36	34	37
Br	<1	1	<1	<1	<1	1
Cs	<1	2	7	14	5	3
Sb	<0,1	0,1	0,3	0,6	0,9	0,1
Tm	6	3	4	5	5	4
U	<0,2	0,2	<2	0,7	1,6	0,2
W	1	<1	<1	5	29	<1

* (1) gabbro non altéré

** (2) gabbro altéré

Tableau B2. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice 7 du secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A et la figure 27).

Échantillon	HB-87-215	HB-87-216	HB-87-218	HB-87-219	HB-87-220	HB-89-24
Lithologies	1*	1	2**	2	2	2
(% du poids)						
SiO ₂	53,0	53,3	48,3	50,9	45,2	47,9
Al ₂ O ₃	14,3	13,0	11,4	12,3	10,7	14,5
Fe ₂ O ₃ total	9,57	10,30	9,54	10,80	10,10	9,07
MgO	6,08	7,02	6,62	7,40	7,02	4,31
CaO	7,36	6,23	8,81	8,46	8,54	6,71
Na ₂ O	3,71	2,87	2,70	3,03	3,05	3,05
K ₂ O	0,81	1,10	0,72	0,63	0,25	1,95
TiO ₂	0,67	0,71	0,65	0,80	0,68	0,71
MnO	0,18	0,16	0,19	0,19	0,19	0,12
P ₂ O ₅	0,32	0,26	0,24	0,25	0,19	0,29
Perte au feu	3,00	4,37	10,10	5,17	13,70	10,80
Total	99,00	99,32	99,27	99,93	99,62	99,41
FeO	6,97	8,06	7,32	7,22	8,70	-
S	0,02	0,01	0,08	0,02	<0,01	0,35
CO ₂	1,30	2,10	7,01	3,12	11,50	8,14
H ₂ O+	3,16	3,24	3,73	2,95	2,95	2,85
(ppm)						
Ba	216	184	148	149	108	326
Ce	27	25	22	25	17	21
Co	30	36	35	35	37	27
Cr	321	411	413	371	446	382
Cu	4	12	<1	5	<1	10
Dy	2	2	2	3	1	<1
La	25	13	27	26	38	13
Li	9	17	17	12	21	24
Ni	49	65	67	62	72	58
Sc	27	32	31	35	32	32
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	160	191	182	209	185	199
Zn	102	112	105	109	146	458
Ga	17	14	12	15	10	20
Nb	7	7	6	7	7	5
Rb	10	28	22	14	5	42
Sr	430	300	380	380	260	260
Y	17	14	12	15	10	18
Zr	96	89	84	79	73	97
As	2	2	3	1	12	41
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	10
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,2
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	4
Br	2	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	<1	2	4	1	<1	2
Sb	0,7	0,7	0,7	0,6	0,4	1
Tm	<2	<2	3	<2	<2	<2
U	0,3	<0,2	0,4	<0,2	<0,2	0,5
W	<1	<1	1	<1	<1	29

* (1) diorite non altérée

** (2): diorite altérée

Tableau B3. Composition chimique des échantillons de la section B-B' à l'indice 7 du secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A et la figure 28).

Echantillon	HB-87-222	HB-87-223	HB-87-224	HB-87-226	HB-87-227	HB-87-228
Lithologies	2**	2	2	2	1*	1
(% du poids)						
SiO ₂	51,5	49,5	49,8	52,6	52,8	52,4
Al ₂ O ₃	12,5	13,0	12,0	12,7	12,5	12,4
Fe ₂ O ₃ total	15,00	18,80	14,40	14,70	16,30	14,20
MgO	4,09	5,17	3,20	3,69	3,67	3,54
CaO	7,23	6,70	7,40	7,84	6,62	7,84
Na ₂ O	2,11	0,23	1,49	2,34	2,72	2,75
K ₂ O	0,72	0,04	0,73	0,87	0,31	0,38
TiO ₂	2,00	2,16	1,97	2,05	2,06	2,08
MnO	0,39	0,31	0,29	0,33	0,27	0,28
P ₂ O ₅	0,25	0,27	0,24	0,23	0,25	0,25
Perte au feu	3,00	4,35	7,47	2,04	2,85	3,14
Total	98,79	100,53	98,99	99,39	100,35	99,26
FeO	-	-	-	-	-	-
S	0,47	0,66	0,59	0,31	0,86	1,08
CO ₂	1,31	<0,1	4,29	0,71	0,87	0,87
H ₂ O+	2,84	5,24	3,92	2,02	2,62	2,62
(ppm)						
Ba	146	11	139	166	94	82
Ce	21	16	13	23	20	14
Co	45	61	41	45	39	37
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cu	46	26	60	34	79	135
Dy	7	8	6	8	8	7
La	12	34	11	51	11	7
Li	12	22	16	7	11	6
Ni	32	39	30	32	32	28
Sc	45	49	43	46	45	44
Sm	4	4	3	5	5	<2
V	360	379	358	356	360	342
Zn	187	230	194	162	159	131
Ga	23	23	22	23	23	22
Nb	10	10	11	11	11	11
Rb	18	<3	18	19	8	9
Sr	160	160	71	140	200	150
Y	48	50	48	54	54	50
Zr	150	150	150	160	160	150
As	7	9	11	6	15	6
Au (ppb)	<5	<5	<5	6	<5	<5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Br	<1	1	<1	<1	<1	1
Cs	2	<1	2	2	<1	<1
Sb	0,4	0,6	0,3	0,4	0,8	0,9
Tm	<2	3	2	3	2	2
U	<0,2	0,3	0,3	<0,2	0,3	0,3
W	1	3	2	3	2	3

* (1) gabbro non altéré

** (2) gabbro altéré

Tableau B4. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice 11 du secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A et la figure 29).

Échantillon	HB-87-360	HB-87-362	HB-87-364	HB-87-369	HB-87-371	HB-87-373
Lithologies	1*	1	1	2**	2	1
	(% du poids)					
SiO ₂	52,2	51,4	50,5	48,5	48,9	51,0
Al ₂ O ₃	12,3	12,1	12,3	11,7	11,5	12,0
Fe ₂ O ₃ total	16,90	16,80	17,30	15,60	16,20	16,90
MgO	4,11	4,05	4,66	2,65	3,92	4,06
CaO	6,95	6,46	5,28	7,36	7,40	7,94
Na ₂ O	3,40	3,22	3,41	2,13	2,27	1,66
K ₂ O	0,68	1,09	0,92	1,88	1,24	0,37
TiO ₂	2,11	2,00	2,14	1,98	1,93	2,00
MnO	0,24	0,23	0,22	0,19	0,22	0,25
P ₂ O ₅	0,21	0,26	0,28	0,24	0,24	0,25
Perte au feu	1,14	1,22	2,23	6,67	5,13	3,02
Total	100,24	98,83	99,24	98,90	98,95	99,45
FeO	-	9,84	10,50	-	-	-
S	0,47	0,03	0,03	1,35	0,76	2,48
CO ₂	<0,1	0,28	0,86	4,29	3,11	<0,1
H ₂ O+	1,80	2,00	2,60	2,40	2,75	2,41
	(ppm)					
Ba	126	132	160	454	121	88
Ce	15	19	18	18	18	21
Co	35	39	39	29	33	39
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cu	129	77	51	138	67	389
Dy	8	8	8	8	8	9
La	43	15	17	57	19	37
Li	11	11	19	29	18	14
Ni	26	25	26	24	28	27
Sc	42	43	44	43	44	45
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	341	326	353	354	349	339
Zn	115	101	108	116	120	178
Ga	24	29	26	29	22	22
Nb	11	8	10	8	8	11
Rb	16	21	20	45	30	7
Sr	120	140	150	330	130	130
Y	54	52	53	49	44	53
Zr	160	160	150	160	140	150
As	2	2	2	6	6	5
Au (ppb)	<5	<5	<5	260	94	<5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Br	1	1	1	<1	<1	1
Cs	<1	1	3	5	4	2
Sb	0,2	0,3	0,4	0,7	0,6	0,8
Tm	<2	<2	3	3	4	3
U	<0,2	0,4	0,4	1,2	0,4	0,2
W	<1	<1	3	8	6	3

* (1) gabbro non altéré

** (2) gabbro altéré

Tableau B5. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice 2 du secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A et la figure 30).

Échantillon	HB-87-282	HB-87-283	HB-87-286	HB-87-287	HB-87-289	HB-87-291	HB-87-292	HB-88-302
Lithologies	1*	1	2**	1	1	1	1	2
(% du poids)								
SiO ₂	50,3	52,2	48,5	51,8	51,1	51,5	50,5	41,4
Al ₂ O ₃	13,2	12,9	13,7	13,0	13,3	12,4	12,9	12,8
Fe ₂ O ₃ total	15,30	15,10	17,40	16,00	15,60	16,00	16,40	16,40
MgO	5,57	5,42	5,79	5,11	5,26	5,48	5,20	4,62
CaO	7,08	6,49	6,13	6,06	6,00	7,05	6,72	8,46
Na ₂ O	1,84	1,99	1,94	2,32	2,00	2,12	1,83	2,16
K ₂ O	0,60	0,72	0,56	0,83	0,77	0,17	0,65	0,31
TiO ₂	2,09	2,00	2,12	2,03	2,09	2,13	2,02	2,02
MnO	0,21	0,19	0,21	0,18	0,21	0,23	0,25	0,14
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,27	0,24	0,23	0,25	0,23	0,26
Perte au feu	2,10	1,91	2,34	2,26	2,85	3,03	2,00	10,80
Total	98,52	99,15	98,96	99,83	99,41	100,36	98,70	99,37
FeO	12,8	-	-	-	-	-	-	-
S	0,05	0,48	0,51	0,51	0,38	0,34	0,38	0,49
CO ₂	0,17	<0,1	<0,1	0,14	0,5	0,76	<0,1	7,09
H ₂ O+	3,06	2,67	3,53	2,72	3,4	3,46	3,1	4,8
(ppm)								
Ba	118	124	92	157	193	85	122	52
Ce	22	24	19	19	15	17	17	20
Co	36	39	41	37	40	36	36	40
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	19
Cu	76	157	83	85	101	84	75	140
Dy	7	7	9	8	8	9	8	3
La	20	8	23	10	15	25	24	10
Li	17	12	20	17	21	19	16	51
Ni	29	28	32	29	31	29	29	31
Sc	46	44	48	45	47	48	46	43
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	358	350	364	341	363	342	344	408
Zn	125	92	139	113	137	121	127	127
Ga	23	22	26	24	23	22	22	24
Nb	10	11	14	10	10	11	10	7
Rb	17	24	20	21	18	5	16	12
Sr	100	100	100	85	100	97	110	91
Y	51	49	61	52	49	51	51	50
Zr	160	150	170	150	150	160	150	150
As	<1	2	2	3	3	3	<1	8
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	7
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	2
Br	<1	<1	<1	1	<1	2	2	<1
Cs	1	2	2	2	1	1	<1	2
Sb	0,2	0,2	0,3	0,4	0,1	0,5	0,3	0,8
Tm	<2	2	<2	2	2	3	<2	<2
U	<0,2	<0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3
W	<1	1	<1	<1	1	3	2	21

* (1) basalte non altéré

** (2): basalte altéré

Tableau B6. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice «Boyvinet» (voir la figure A9 de l'annexe A et la figure 31).

Échantillon	HB-88-259	HB-88-260	HB-88-261	HB-88-262	HB-88-264	HB-88-265	HB-88-267	HB-88-268
Lithologies	2**	2	2	2	2	2	2	1*
(% du poids)								
SiO ₂	44,4	43,8	43,2	41,2	47,4	41,0	46,4	51,1
Al ₂ O ₃	12,7	11,5	11,7	11,0	12,0	9,9	11,8	12,7
Fe ₂ O ₃ total	14,60	17,10	16,20	15,80	9,72	18,00	17,60	18,60
MgO	3,39	3,45	3,94	3,82	2,28	3,71	3,52	2,43
CaO	8,91	7,87	7,67	8,53	10,50	8,33	5,62	2,08
Na ₂ O	4,40	3,77	3,43	3,48	5,07	3,10	3,78	4,76
K ₂ O	0,10	0,63	0,10	0,18	0,05	0,04	0,37	0,59
TiO ₂	1,73	2,42	2,06	1,96	1,24	2,50	2,49	1,55
MnO	0,16	0,22	0,19	0,24	0,18	0,26	0,23	0,22
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,11	0,10	0,16	0,12	0,08	0,18
Perte au feu	9,30	7,43	10,40	11,10	11,10	12,60	7,08	4,32
Total	99,80	98,27	99,00	97,41	99,70	99,56	98,97	98,53
(ppm)								
FeO	10,20	9,66	12,90	13,60	8,03	-	11,20	8,35
S	0,03	0,04	0,06	0,14	<0,01	0,22	0,02	0,04
CO ₂	7,37	5,64	8,58	9,35	10,50	11,90	4,54	1,32
H ₂ O+	3,31	2,93	3,68	3,70	2,31	2,87	4,03	3,74
Ba	35	99	34	35	31	28	71	99
Ce	13	14	18	14	16	18	10	18
Co	46	58	53	62	29	56	47	43
Cr	8	8	11	<8	<8	<8	12	12
Cu	115	185	83	94	15	90	34	41
Dy	5	7	5	5	5	7	6	8
La	6	7	9	6	6	10	6	10
Li	17	13	20	21	16	17	12	7
Ni	41	42	27	20	6	11	12	11
Sc	15	23	19	18	11	20	20	13
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	315	500	410	373	153	401	419	82
Zn	81	108	109	115	67	118	119	114
Ga	17	16	14	13	10	13	13	14
Nb	5	7	8	7	9	9	7	8
Rb	<3	18	3	6	4	3	14	19
Sr	240	230	200	240	190	220	260	230
Y	29	33	38	33	38	37	30	38
Zr	100	100	120	88	150	110	86	130
As	19	12	63	87	35	63	52	41
Au (ppb)	<5	6	<5	6	<5	<5	<5	<5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	35	38	36	36	30	38	26	25
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Cs	<1	<1	<1	1	2	<1	3	4
Sb	0,4	0,8	0,7	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4
Tm	2	5	5	4	4	2	4	5
U	0,2	<0,2	0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	0,2
W	2	<1	1	1	<1	<1	<1	<1

* (1) gabbro non altéré

** (2) gabbro altéré

Tableau B7. Composition chimique des échantillons de la section A-A' à l'indice Savane (voir la figure A4 de l'annexe A et la figure 32).

Échantillon	HB-88-6	HB-88-7	HB-88-9	HB-88-10	HB-88-11	HB-88-14	HB-88-15	HB-88-16	HB-88-19
Lithologies	1*	2**	1	2	2	2	2	1	1
	(% du poids)								
SiO ₂	48,1	42,6	48,4	46,0	44,6	46,5	46,8	42,2	45,6
Al ₂ O ₃	13,6	16,2	13,6	12,9	16,8	15,5	14,1	16,3	15,2
Fe ₂ O ₃ total	12,70	13,90	13,10	11,90	14,70	14,10	12,70	14,80	13,60
MgO	6,99	8,06	7,43	6,85	7,99	7,77	7,19	8,62	8,00
CaO	10,20	5,00	8,85	8,47	3,42	3,33	7,26	8,82	9,27
Na ₂ O	2,34	3,73	2,54	2,56	3,95	3,41	2,45	2,09	2,46
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,07	0,01	0,01	0,02
TiO ₂	0,93	1,09	0,92	0,90	1,00	1,00	0,88	1,07	0,97
MnO	0,17	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,17	0,22	0,20
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07
Perte au feu	3,49	7,86	3,00	9,36	6,64	6,56	7,84	3,88	3,36
Total	98,59	98,72	98,13	99,21	99,40	98,50	99,46	98,09	98,75
FeO	8,96	11,90	9,27	9,68	12,00	-	9,72	10,50	9,95
S	0,09	0,03	0,02	<0,01	0,06	0,21	0,02	<0,01	<0,01
CO ₂	0,95	3,59	0,14	6,01	2,27	2,16	4,21	<0,02	0,03
H ₂ O+	3,56	5,82	3,78	4,88	5,97	5,69	5,10	4,92	4,06
	(ppm)								
Ba	28	23	42	31	21	30	19	24	20
Ce	7	4	9	7	6	7	7	10	9
Co	51	59	49	48	59	55	50	51	52
Cr	246	294	251	235	275	271	238	302	244
Cu	123	109	128	118	101	131	131	60	126
Dy	6	6	7	6	6	6	6	8	6
La	3	2	6	4	3	5	4	6	5
Li	9	27	10	16	29	22	20	19	14
Ni	64	77	65	62	74	74	66	79	67
Sc	47	52	49	44	55	55	48	60	52
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	306	343	314	292	315	299	310	356	299
Zn	92	124	131	99	102	102	88	95	90
Ga	13	9	14	10	13	18	12	16	16
Nb	4	6	7	4	6	6	8	6	3
Rb	<3	3	3	<3	<3	3	<3	<3	<3
Sr	140	41	150	84	25	28	79	200	160
Y	25	29	30	23	31	34	28	38	31
Zr	51	53	61	50	59	67	57	84	60
As	12	25	12	25	40	27	6	16	10
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	54	41	38	39	31	34	40	40	39
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1
Sb	0,7	0,2	0,6	0,3	0,3	0,2	0,6	0,8	0,6
Tm	3	2	3	3	3	2	3	3	<2
U	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,2	<0,2
W	<1	2	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1

* (1) basalte non altéré

** (2) basalte altéré

Tableau B8. Composition chimique du minerai au gisement du lac Shortt (échantillon d'une «roche porphyroclastique»).

Échantillon	HB-88-313
SiO ₂	36,4
Al ₂ O ₃	7,6
Fe ₂ O ₃	12,10
MgO	2,78
CaO	11,10
Na ₂ O	0,13
K ₂ O	6,69
TiO ₂	1,11
MnO	0,65
P ₂ O ₅	0,42
Perte au feu	18,50
Total	97,45
FeO	-
S	3,01
CO ₂	17,10
H ₂ O+	<0,50
	(ppm)
Ba	416
Be	<1
Cd	<2
Ce	533
Co	31
Cu	35
Dy	<1
Eu	6
La	288
Li	2
Mo	<4
Nd	145
Ni	12
Pb	123
Pr	108
Sc	21
Sm	46
V	164
Zn	451
Ga	15
Nb	12
Rb	67
Sn	<10
Sr (%)	0,84
Ta	<5
Te	<10
Th	-
Y	63
Zr	230
As	<1
Au (ppb)	11000
Ag	<0,5
Bi	53
Cr	16
Br	<1
Cs	2
Sb	3,1
Se (%)	<0,001
Tl (%)	<0,05
Tm	6
U	5,0
W	64

ANNEXE C.

Analyses à la microsonde électronique

Tableau C1. Composition chimique de deux plages d'or natif; échantillon HB-87-369, indice 11, secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A pour la localisation de l'échantillon ainsi que la figure 29).

Plage	AU1	AU2
	(% du poids)	
Au	0,94	0,90
Ag	0,07	0,09
Total	1,01	0,99
	(concentration atomique)	
Au	0,88	0,84
Ag	0,12	0,16
Au/(Au+Ag)	0,88	0,84

Tableau C2. Composition chimique de quelques carbonates associés aux zones d'altération aurifère (voir les figures A4 et A7 de l'annexe A pour la localisation des échantillons ainsi que les figures 27, 29, 30 et 32).

Indice	#2 «NO lac Shortt»	#7 «NO lac Shortt»			#11 «NO lac Shortt»	«Savane»
Echantillon	HB-88-302	HB-87-216	HB-89-24	HB-89-25	HB-87-369	HB-88-4
Altération	A*	Non altéré	A	A	B*	A
Grain	CB2-a	CB3-b	CB1-a	CB2-a	CB1-c	CB1-a
(proportion moléculaire)						
CaO	27,82	55,74	27,69	30,4210	27,71	55,62
MgO	10,85	0,03	11,71	9,6010	10,17	0,00
FeO	16,10	0,25	15,66	15,1190	17,83	0,11
MnO	0,94	0,36	0,22	0,6370	0,57	0,20
BaO	0,14	0,07	0,00	0,0000	0,01	0,00
SrO	0,04	0,06	0,20	0,0350	0,24	0,00
(nombre d'ions calculé sur la base de 6 oxygènes)						
Ca	0,992	1,988	0,988	1,085	0,983	1,984
Mg	0,538	0,002	0,581	0,476	0,502	0,000
Fe	0,448	0,007	0,436	0,421	0,494	0,003
Mn	0,026	0,010	0,006	0,018	0,016	0,005
Ba	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,001	0,001	0,004	0,001	0,005	0,000
Total	2,008	2,008	2,014	2,001	2,000	1,992
Type	Ankérite	Calcite	Ankérite	Ankérite	Ankérite	Calcite

* Voir la section 2.3.2.3

Tableau C3. Composition chimique de quelques chlorites présentes dans un basalte affecté par l'altération aurifère à l'indice «Savane» (voir la figure A4 de l'annexe A pour la localisation des échantillons ainsi que la figure 32).

Échantillon	HB-88-4		HB-88-9	
Altération	Assemblage A *		Non altéré	
Plage	CL1	CL2	CL1	CL2
	(% du poids)			
SiO ₂	26,80	27,51	27,47	27,01
TiO ₂	0,01	0,05	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	21,15	20,43	20,02	20,49
FeO	23,46	23,52	24,79	26,29
MnO	0,25	0,42	0,40	0,40
MgO	17,47	18,27	16,28	15,78
CaO	0,05	0,01	0,00	0,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,05	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,08	0,06	0,02	0,01
F	0,00	0,08	0,00	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01
OH	11,73	11,87	11,61	11,65
Total prov.	101,07	102,31	100,60	101,70
O - (F, CL)	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	101,07	102,27	100,60	101,70
	(nombre d'ions calculé sur la base de 28 oxygènes)			
Si	5,4734	5,5559	5,6671	5,5549
Ti	0,0020	0,0068	0,0000	0,0013
Al	5,0901	4,8618	4,8697	4,9648
Fe	4,0080	3,9715	4,2773	4,5211
Mn	0,0438	0,0711	0,0693	0,6990
Mg	5,3195	5,5000	5,0082	4,8372
Ca	0,0104	0,0012	0,0000	0,0034
Ba	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Na	0,0214	0,0016	0,0016	0,0054
K	0,0000	0,0084	0,0000	0,0032
Cr	0,0000	0,0103	0,0000	0,0000
V	0,0133	0,0105	0,0027	0,0019
F	0,0000	0,0492	0,0000	0,0000
Cl	0,0028	0,0031	0,0021	0,0028
OH (fixé)	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000
Total	35,9846	36,0514	35,8979	35,9658
Fe/(Fe+Mg)	0,4324	0,4236	0,4646	0,4869
Type**	Ripidolite	Ripidolite	Pycnochlorite	Ripidolite

* Voir la section 2.3.2.3.

** Selon la classification de Hey (1954).

Tableau C4. Composition chimique de quelques chlorites présentes dans un basalte affecté par l'altération aurifère à l'indice 2 du secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A pour la localisation des échantillons ainsi que la figure 30).

Échantillon	HB-87-287		HB-88-302-2	
Altération	Non altéré		Assemblage A*	
Plage	CL1	CL2	CL1	CL2
	(% du poids)			
SiO ₂	25,90	26,87	25,96	25,18
TiO ₂	0,02	0,04	0,05	0,10
Al ₂ O ₃	19,87	18,11	19,54	19,36
FeO	32,95	32,27	30,26	31,81
MnO	0,27	0,20	0,03	0,08
MgO	10,45	10,90	12,53	11,55
CaO	0,03	0,40	0,03	0,00
BaO	0,06	0,05	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,00	0,11	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,25
V ₂ O ₅	0,00	0,18	0,11	0,08
F	0,00	0,00	0,21	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,06
OH	11,16	11,09	11,19	11,04
Total prov.	100,72	99,86	99,94	99,53
O - (F, CL)	0,00	0,00	0,09	0,01
Total	100,72	99,86	99,85	99,52
	(nombre d'ions calculé sur la base de 28 oxygènes)			
Si	5,5610	5,8059	5,5608	5,4640
Ti	0,0030	0,0065	0,0081	0,0155
Al	5,0282	4,6125	4,9322	4,9516
Fe	5,9171	5,8311	5,4199	5,7722
Mn	0,0484	0,0366	0,0061	0,0147
Mg	3,3440	3,5111	3,9991	3,7348
Ca	0,0058	0,0100	0,0061	0,0000
Ba	0,0049	0,0040	0,0000	0,0000
Na	0,0000	0,0028	0,0045	0,0079
K	0,0000	0,0292	0,0023	0,0037
Cr	0,0052	0,0000	0,0000	0,0429
V	0,0000	0,0306	0,0184	0,0133
F	0,0000	0,0000	0,1423	0,0000
Cl	0,0000	0,0000	0,0044	0,0210
OH (fixé)	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000
Total	35,9176	35,9367	36,1041	36,0414
Fe/(Fe+Mg)	0,6408	0,6256	0,5757	0,6078
Type**	Ripidolite	Brunsvigite	Ripidolite	Ripidolite

* Voir la section 2.3.2.3.

** Selon la classification de Hey (1954).

Tableau C5. Composition chimique de quelques chlorites présentes dans une diorite porphyrique affectée par l'altération aurifère à l'indice 7 du secteur «NO lac Shortt» (voir la figure A7 de l'annexe A pour la localisation des échantillons ainsi que la figure 27).

Échantillon	HB-87-215		HB-87-216	
Altération	Non altéré		Assemblage A*	
Plage	CL1	CL2	CL1	CL2
	(% du poids)			
SiO ₂	28,04	27,03	27,63	27,72
TiO ₂	0,01	0,05	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	19,17	18,98	18,81	19,15
FeO	24,64	23,99	21,18	21,17
MnO	0,33	0,31	0,26	0,19
MgO	17,69	17,60	20,18	19,66
CaO	0,03	0,02	0,01	0,03
BaO	0,05	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,03	0,00	0,03	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,06	0,04	0,05	0,02
F	0,00	0,03	0,00	0,03
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00
OH	11,76	11,50	11,70	11,68
Total prov.	101,80	99,55	99,87	99,65
O - (F, CL)	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	101,80	99,54	99,87	99,64
	(nombre d'ions calculé sur la base de 28 oxygènes)			
Si	5,7144	5,6341	5,6604	5,6852
Ti	0,0015	0,0076	0,0021	0,0000
Al	4,6038	4,6627	4,5414	4,6290
Fe	4,1996	4,1816	3,6299	3,6311
Mn	0,0568	0,0554	0,4590	0,0332
Mg	5,3733	5,4679	6,1644	6,0087
Ca	0,0073	0,0044	0,0028	0,0074
Ba	0,0038	0,0000	0,0000	0,0000
Na	0,0123	0,0011	0,0102	0,0000
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
V	0,0091	0,0074	0,0087	0,0027
F	0,0000	0,0171	0,0000	0,0169
Cl	0,0038	0,0032	0,0010	0,0000
OH (fixé)	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000
Total	36,9858	36,0424	36,0668	36,0141
Fe/(Fe+Mg)	0,4420	0,4366	0,3736	0,3788
Type**	Pycnochlorite	Pycnochlorite	Pycnochlorite	Pycnochlorite

* Voir la section 2.3.2.3.

** Selon la classification de Hey (1954).

Tableau C6. Composition chimique de quelques muscovites vert clair présentes dans la zone d'altération aurifère à l'indice «Mariposite» (voir la figure A1 de l'annexe A pour la localisation des échantillons).

Échantillon	HB-88-298		HB-89-47	
Plage	MU1	MU2	MU1	MU2
	(% du poids)			
SiO ₂	47,84	48,10	47,69	47,38
TiO ₂	0,07	0,06	0,11	0,04
Al ₂ O ₃	34,20	35,24	35,27	34,41
FeO	0,42	0,36	0,39	0,33
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,96	0,64	0,61	0,61
CaO	0,00	0,03	0,03	0,01
BaO	0,05	0,35	0,07	0,11
Na ₂ O	0,85	1,15	0,75	1,06
K ₂ O	10,29	9,13	9,96	9,68
Cr ₂ O ₃	0,22	0,11	0,00	0,17
V ₂ O ₅	0,14	0,11	0,12	0,04
F	0,19	0,19	0,11	0,19
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	4,52	4,55	4,53	4,48
Total prov.	99,75	100,04	100,60	98,50
O—F	0,08	0,08	0,05	0,08
Total	99,67	99,96	100,55	98,42
	(nombre d'ions calculé sur la base de 14 oxygènes)			
Si	6,3452	6,3273	6,3043	6,3425
Ti	0,0067	0,0061	0,0104	0,0039
Al	5,3460	5,4636	5,4951	5,4281
Fe	0,0471	0,0401	0,0431	0,0370
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0006
Mg	0,1891	0,1261	0,1209	0,1224
Ca	0,0000	0,0039	0,0038	0,0012
Ba	0,0028	0,0179	0,0035	0,0056
Na	0,2184	0,2936	0,1914	0,2743
K	1,7411	1,5317	1,6798	1,6536
Cr	0,0235	0,0117	0,0000	0,0178
V	0,0147	0,0121	0,0131	0,0043
F	0,0801	0,0795	0,0456	0,0809
Cl	0,0000	0,0009	0,0004	0,0000
OH (fixé)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Total	16,0146	15,9145	15,9114	15,9721