

ET 92-04

CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA MINERALISATION AURIFERE DE LA REGION DU LAC SHORTT (ABITIBI)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

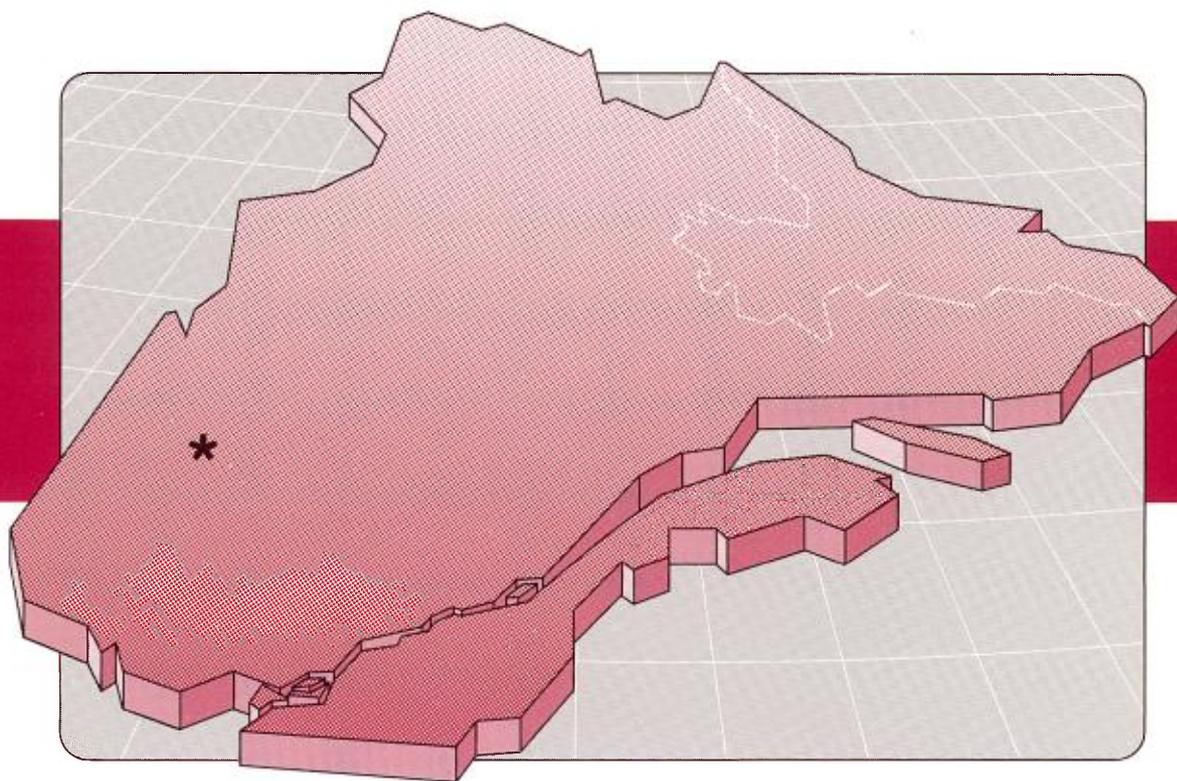
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Caractérisation pétrographique et géochimique de la minéralisation aurifère de la région du lac Shortt (Abitibi)

Harold Brisson
Jayanta Guha

ET 92-04



1993

Québec 

Caractérisation pétrographique et géochimique de la minéralisation aurifère de la région du lac Shortt (Abitibi)

**Harold Brisson
Jayanta Guha**

ET 92-04

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche
SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST
Chef: A. Simard

Accepté pour publication le: 93-01-12

Lecteurs critiques

Pierre Pilote
Martin Simard

Édition

Groupe Géorex inc.

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

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

RÉSUMÉ

La région du lac Shortt constitue la partie occidentale de la bande de roches vertes de Caopatina-Desmaraisville située au sud de Chibougamau. Cette région, qui renferme des gisements d'or particuliers, a fait l'objet d'une étude dont le but principal était de caractériser la minéralisation aurifère ainsi que son contexte stratigraphique et structural. Pour ce faire, les indices d'or de la région ont été étudiés. Suite à cette étude, il ressort plusieurs points pouvant être utiles aux travaux d'exploration.

Nos observations révèlent que la minéralisation aurifère n'est pas contrôlée par une unité lithologique particulière. Par contre, les structures exercent un contrôle de première importance. En fait, la minéralisation est associée à des zones de cisaillement et, dans un cas particulier, à un pli. Les zones de cisaillement aurifères ont des caractères fragiles et fragiles-ductiles. Trois familles de zones de cisaillement aurifères peuvent être distinguées: ENE à ESE, NW à NNW et NNE à NE. Ces cisaillements aurifères montrent une association spatiale avec les accidents majeurs de la région et ils peuvent être considérés comme des structures d'ordre inférieur. Outre les cisaillements aurifères, on observe aussi une veine aurifère qui forme une "voûte antiforme" dans la charnière d'un pli de direction E.

Les minéralisations aurifères se retrouvent dans deux types descriptifs de gisements: 1) veine de quartz aurifère avec des disséminations dans les épontes; 2) disséminations seules. Dans les deux cas, les minéralisations sont dominées par la pyrite. L'or est à l'état natif et il est observé en étroite association avec la pyrite ou bien libre dans les veinules et veines où le quartz prédomine. Ces minéralisations ont précipité plus tard que la plupart des minéraux de la gangue. Elles sont associées à des zones d'altération hydrothermale. Ces altérations ont détruit et remplacé les minéraux produits par le métamorphisme régional. Nous en avons distingué deux types qui se retrouvent aussi bien l'une que l'autre dans des roches de compositions variées: les *altérations du type 1* (associées aux gisements du type "veine de quartz aurifère avec des disséminations dans les épontes") présentent des assemblages minéralogiques avec carbonates – chlorite – albite – pyrite – micas (séricite, fuchsite et biotite); les *altérations du type 2* (qui définissent des gisements du type "disséminations seules") comportent des assemblages minéralogiques avec carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – séricite – pyrite. Ce second type d'altération caractérise les mines du Lac Shortt et du Lac Bachelor.

Les études des gains et pertes (bilans des matières) indiquent que les altérations sont caractérisées par des additions de C, S, H et K. Le H et le K sont ajoutés dans les faciès externes d'altération. Les éléments en traces qui sont souvent ajoutés avec l'or sont l'Ag, l'As, le Ba, le Cs, le Li, le Rb, le Sb, le Sr, le W et l'U. L'enrichissement de l'or par rapport aux métaux de base (Cu, Zn, Pb, Ag) est significativement élevé et à l'échelle régionale l'arsenic constitue un bon traceur pour l'or.

L'étude permet de proposer une typologie descriptive qui fait ressortir les caractéristiques propres aux gisements d'or de la région du lac Shortt. La typologie comporte deux grands types de gisements. Le *type 1* réunit les gisements d'or associés aux cisaillements et aux plis du type "E-W". Finalement, les gisements du *type 2* sont associés aux cisaillements de la famille "Lac Gwillim" (il s'agit également de veines de quartz – sulfures).

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Problématique	1
Objectifs	1
Méthodologie	1
Localisation des travaux	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	5
 CADRE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL	 7
Introduction	7
Cadre géologique régional	7
Lithostratigraphie	7
Intrusions	7
Métamorphisme et structures	8
Gîtes métallifères	8
Roches hôtes des minéralisations aurifères	8
Basaltes (formation d'Obatogamau)	8
Volcanites de composition felsique (membre de Wachigabau)	10
Roches volcanoclastiques polygéniques (formation de Ruisseau Dalime)	11
Roches pyroclastiques polygéniques (secteur SE Lac Shortt)	11
Roches sédimentaires polygéniques (indice Mariposite)	12
Gabbros quartzifères (complexe des Chutes de l'Esturgeon)	13
Intrusions mineures	15
Diorite porphyrique	15
Lamprophyre	15
Roches intrusives variées	16
Contrôles structuraux de la minéralisation aurifère	17
Minéralisation associée à des zones de cisaillement	17
Zones de cisaillement ENE à ESE	17
Zones de cisaillement NW à NNW	25
Zones de cisaillement NNE à NE	25
Minéralisation associée à un pli	26
Structures mineures	26
Relations chronologiques entre les structures observées	27
Minéralisation aurifère et failles majeures	27
Comparaisons régionales	31
Conclusion	32

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE ...	33
Introduction	33
Caractéristiques pétrographiques des minéralisations aurifères	33
Pyrite	33
Chalcopyrite	33
Pyrrhotite	35
Ilménite	35
Magnétite	35
Hématite	35
Or natif	35
Gangue	36
Moment de précipitation	36
Caractéristiques pétrographiques et géochimiques des altérations hydrothermales	37
Minéraux d'altération	37
Carbonates	37
Chlorite	37
Séricite	37
Fuchsite	37
Albite	37
Feldspaths potassiques	43
Assemblages minéralogiques d'altération	46
Faciès 1A (métamorphisme régional)	47
Faciès 1B (carbonates – chlorite – micas)	47
Faciès 1C (carbonates – albite – pyrite)	47
Faciès 2A (métamorphisme régional)	49
Faciès 2B (carbonates – séricite)	49
Faciès 2C (carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – pyrite)	50
Distribution des faciès d'altération	50
Études lithogéochimiques des zones d'altération	50
Rapports des constituants	50
Bilans des matières	52
Conclusion	53
 CARACTÉRISATION GÉNÉRALE DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE	 57
 RÉFÉRENCES	 61
 ANNEXES	
A – Localisation géographique et plans détaillés des indices les plus importants	67
B – Analyses chimiques d'indices illustrés à l'annexe A (méthodes d'analyse et résultats)	83
C – Analyses à la microsonde électronique d'indices illustrés à l'annexe A (résultats)	93

Généralités

Problématique

La région du lac Shortt est située dans la partie NE de la ceinture archéenne de l'Abitibi (figure 1). Plus spécifiquement, elle constitue la partie occidentale de la bande de roches vertes de Caopatina-Desmaraisville, un sillon de roches volcanosédimentaires qui s'étend d'est en ouest au sud de Chibougamau (figure 2). Jusqu'à aujourd'hui, seulement trois gisements d'or ont été exploités dans la bande de Caopatina-Desmaraisville (figure 2): le gîte Joe Mann (Dion et Guha, 1988; Dion et Guha, 1993) situé dans la partie est de la bande et les gîtes Lac Shortt et Lac Bachelor qui se trouvent dans la partie ouest (région du lac Shortt). Or, la présence d'une multitude d'indices aurifères dans la bande de Caopatina-Desmaraisville (Archer et Guha, 1987; Brisson et Guha, 1988, 1989a, 1989b; Dion et Guha, 1989) suggère un potentiel minier encore grand. Par ailleurs, il a été montré que l'évolution stratigraphique et structurale de cette portion de la ceinture de l'Abitibi exerce un contrôle important sur la minéralisation aurifère (Guha *et al.*, 1990). Toutefois, la région du lac Shortt soulève plusieurs questions concernant le rôle des lithologies et des structures dans le contrôle de la mise en place des minéralisations aurifères de cette bande de roches vertes.

Des questions se posent parce que, d'une part, la position stratigraphique des roches hôtes des minéralisations aurifères est souvent incertaine. D'autre part, les minéralisations sont associées à des zones de déformation dont la relation avec la structure régionale reste à clarifier. De plus, les deux gîtes d'or de la région ont des caractéristiques particulières qui les distinguent de la plupart des filons aurifères de la ceinture de l'Abitibi. En effet, bien que les gîtes d'or de la région du lac Shortt possèdent plusieurs caractéristiques semblables aux gisements du type "veine de quartz" (Robert, 1990), communs dans la ceinture de l'Abitibi et retrouvés aussi dans la bande de Caopatina-Desmaraisville (par exemple, la mine Joe Mann [Dion et Guha, 1988; Dion et Guha, 1993; figure 2] et l'indice Gand 1 [Gagnon, 1984a; figure 3, indice n° 10]), ils s'en distinguent par la présence de feldspath potassique et d'hématite parmi les minéraux d'altération et par leur association spatiale avec des intrusions (Guha *et al.*, 1990; Robert, 1990). En fait, le gîte Lac Bachelor est associé à une intrusion de granitoïde (Buro, 1984; Lauzière *et al.*, 1988; Lauzière, 1989) tandis que le gîte Lac Shortt est associé à des intrusions de syénite et de carbonatite et on y observe aussi la fénitisation des roches encaissantes (Cormier *et al.*, 1984; Morasse *et al.*, 1986,

1988; Morasse, 1988; Litchblau, 1989; Quirion, 1990). Quelques autres gisements de la ceinture de l'Abitibi ont les mêmes particularités (par exemple, la mine Macassa [Kerrich et Watson, 1984], la mine Camflo [Sauvé et Makila, 1990] et la mine Francoeur [Couture *et al.*, 1990]), mais la présence d'une carbonatite à la mine Lac Shortt constitue un fait exceptionnel.

Objectifs

Si nous voulons améliorer notre compréhension des gîtes d'or particuliers de la région du lac Shortt et guider les travaux d'exploration vers d'autres découvertes, il nous apparaît important, à ce stade, de mieux comprendre le rôle des lithologies et des structures vis-à-vis la minéralisation aurifère. C'est pourquoi nous avons comme objectif global de caractériser, à l'échelle de la région du lac Shortt, la minéralisation aurifère en rapport avec son contexte stratigraphique et structural. Suite à cette caractérisation, nous nous proposons de formuler une synthèse métallogénique et certains critères qui puissent servir à guider les travaux d'exploration.

Méthodologie

Les travaux réalisés dans le cadre de la présente étude se sont échelonnés sur une période de trois ans: de mai 1987 à mai 1990. À ce jour, trois rapports ont été soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources (MER) et publiés dans la série des manuscrits bruts (Brisson et Guha, 1988, 1989a, 1989b). Le présent rapport complète les travaux précédents et en constitue la synthèse.

Afin d'obtenir une perspective globale du cadre stratigraphique et structural de la minéralisation aurifère, nous avons d'abord réalisé des études détaillées aux indices aurifères majeurs répartis à travers toute la région du lac Shortt. Au total 31 indices ont été examinés (annexe A), ce qui a permis de caractériser les minéralisations, les altérations ainsi que les contrôles lithologiques et structuraux. La nature des lithologies, des altérations, des minéralisations et des éléments structuraux a été précisée grâce à des études pétrographiques. Aux endroits favorables, nous avons établi des échantillonnages systématiques qui ont permis de définir les changements pétrographiques et chimiques subis par les roches à travers les zones d'altération. Des études lithogéochimiques ont été réalisées à partir des analyses de roches totales en éléments majeurs et

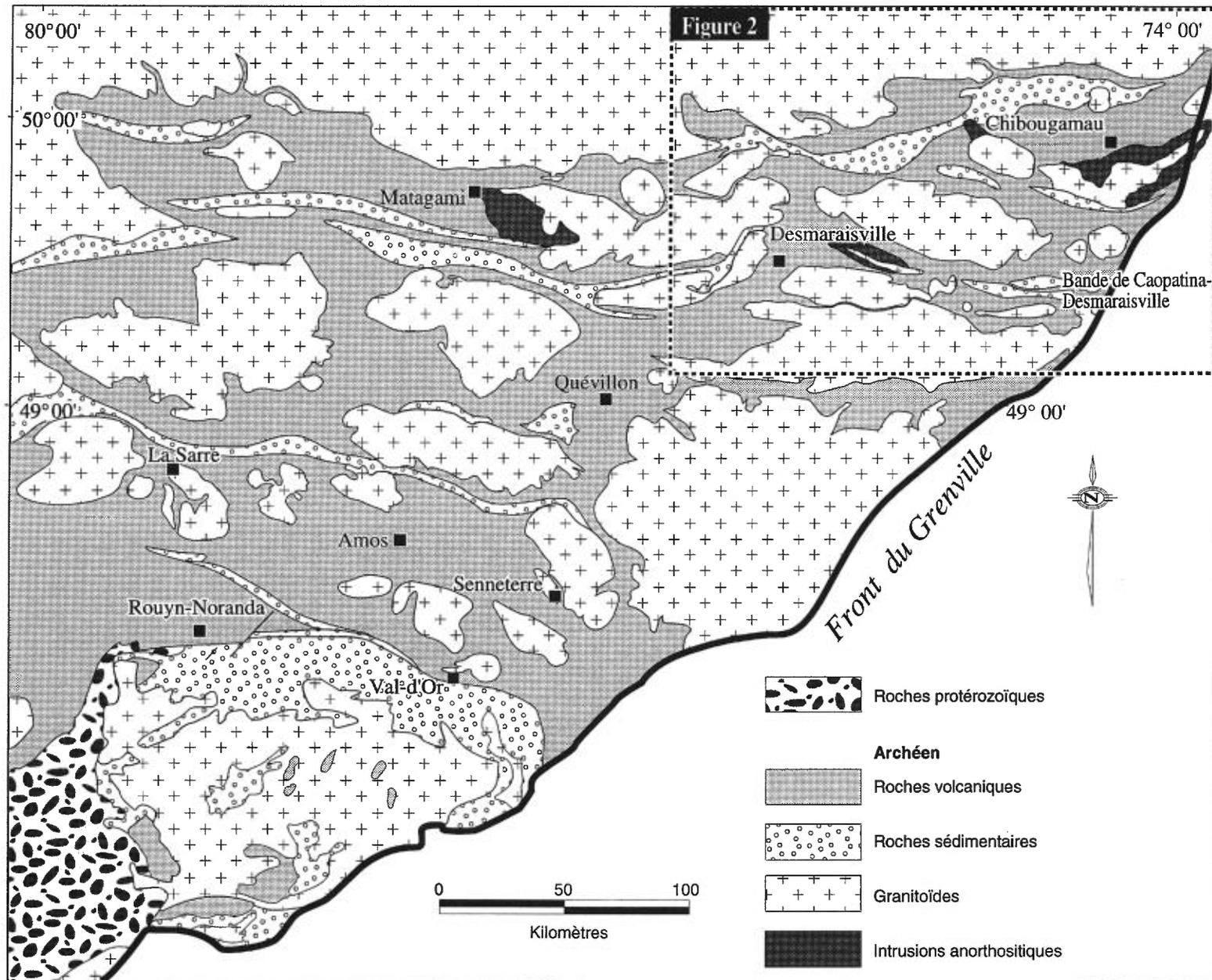


FIGURE 1 – Carte géologique de la ceinture archéenne de l'Abitibi et localisation de la bande de Caopatina-Desmaraisville. Modifiée de MERQ-OGS (1983).

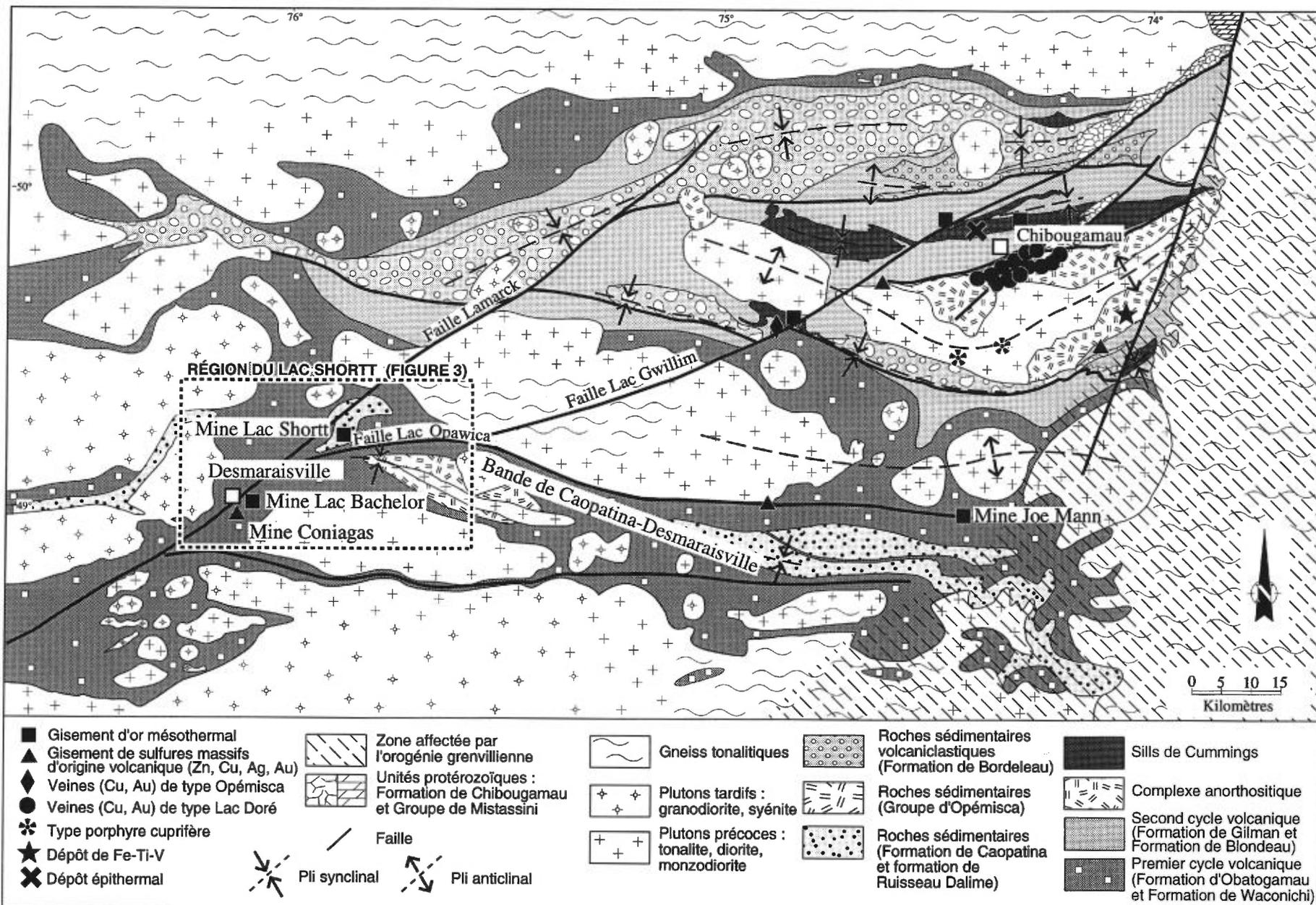


FIGURE 2 – Géologie générale et gîtes métallifères de la région de Chibougamau-Lac Shortt. Modifiée de Guha *et al.* (1990).

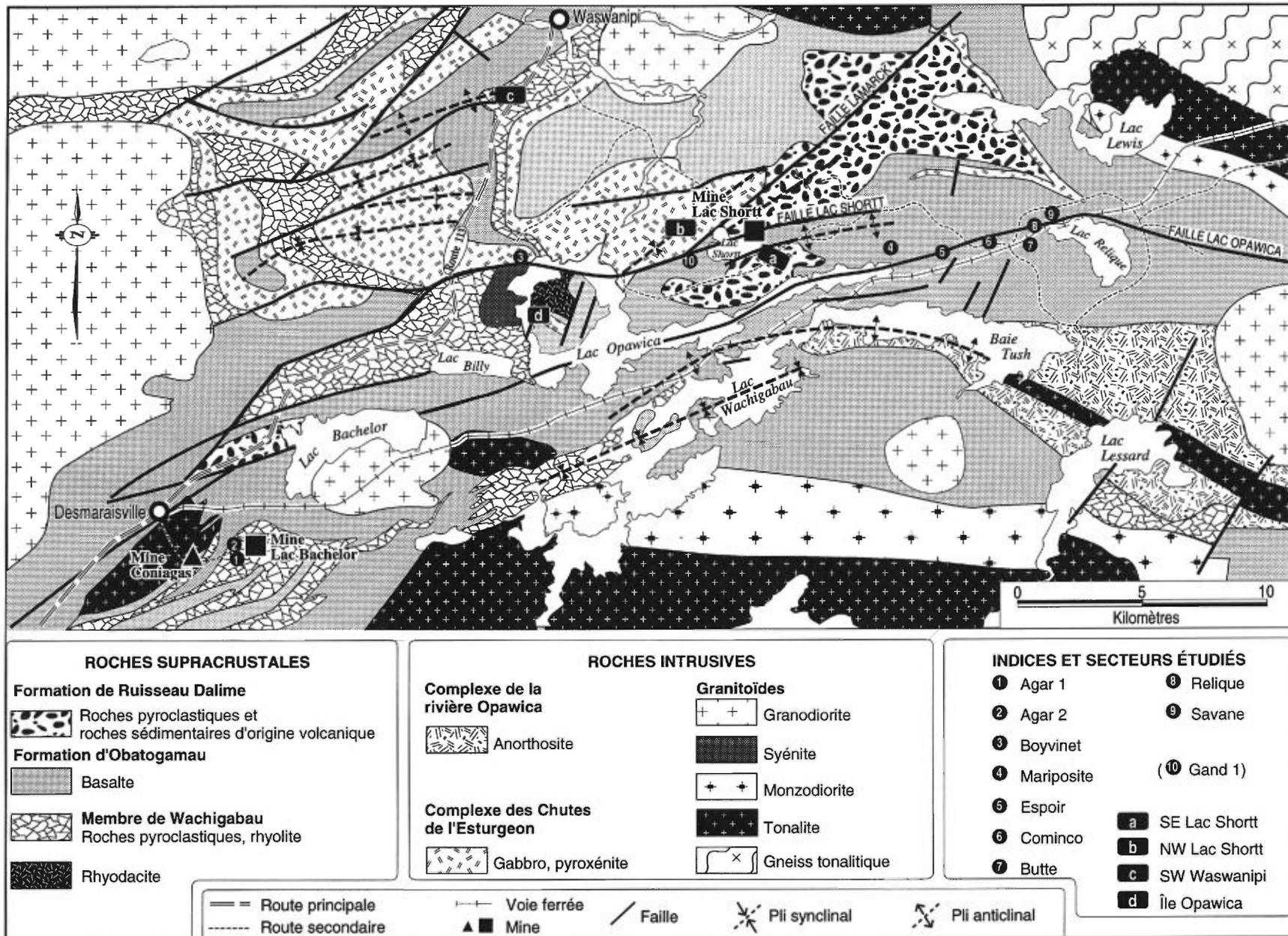


FIGURE 3 – Géologie générale de la région du lac Shortt et localisation des indices étudiés. Modifiée de Gobeil (1984), Sharma et Gobeil (1987) et Chown *et al.* (1990).

mineurs effectuées au Centre de recherches minérales (annexe B). Les échantillons recueillis pour ces études lithogéochimiques consistent en roches "fraîches" et en roches altérées dépourvues de veinules. Des analyses partielles ont aussi permis de vérifier le contenu en métaux de quelques zones minéralisées. De plus, la composition chimique de certains minéraux d'altération a été précisée au moyen de la microsonde électronique (annexe C).

Les deux gîtes d'or de la région ont déjà été étudiés en détail et c'est pourquoi nous avons réalisé seulement quelques travaux spécifiques à la mine Lac Shortt. Ces travaux avaient pour but de préciser le contexte structural du gisement. Dans le présent rapport, nous considérons néanmoins toutes les données disponibles sur les mines d'or Lac Shortt et Lac Bachelor afin d'obtenir une perspective globale de la minéralisation aurifère.

Localisation des travaux

Les travaux ont été effectués sur les indices d'or qui sont situés dans la région couverte par les cartes topographiques 32F/8, 32F/9 et 32G/12 du découpage SNRC à l'échelle de 1:50 000. Ces indices se trouvent dans les cantons de La Roncière, de Gand, de Boyvinet, de L'Espérance et de Le Sueur. Il s'agit des indices Savane, Relique, Butte, Espoir, Cominco, Mariposite, Boyvinet, Agar 1 et Agar 2 (figure 3) ainsi que quatre secteurs regroupant plusieurs indices que nous nommons SE Lac Shortt, NW Lac Shortt, SW Waswanipi et Île Opawica (figure 3). La localisation et les routes d'accès de chacun des 31 indices étudiés sont montrées à l'annexe A. Les plans détaillés des indices majeurs et de certains autres discutés dans le présent rapport se trouvent également à l'annexe A. Tous les indices étudiés sont actuellement la propriété des compagnies Minnova inc., Falconbridge ltée, Les Mines Camchib inc. et Les Ressources Aur inc. Il faut noter qu'il a été impossible d'étudier en détails l'indice Gand 1 (figure 3) parce que toute la zone minéralisée connue (Gagnon, 1984a) avait été excavée avant le début de nos travaux.

Travaux antérieurs

La partie occidentale de la bande de Caopatina-Desmaraisville a fait l'objet de plusieurs travaux de cartographie géologique à grande échelle qui sont énumérés dans la section du prochain chapitre intitulée *Cadre géologique régional*. En ce qui concerne les études métallogéniques sur l'or touchant à la région du lac Shortt, on trouve les travaux de Buro (1984), Lauzière

et al. (1988) et Lauzière (1989) sur la mine Lac Bachelor, les travaux de Cormier et al. (1984), Morasse et al. (1986, 1988), Morasse (1988), Litchblau (1989) et Quirion (1990) sur le gîte Lac Shortt, et le travail de Gagnon (1984a) sur l'indice Gand 1. Outre ces travaux, il existe plusieurs rapports de compagnies minières concernant les indices d'or que nous avons étudiés. Ces rapports sont compilés dans les travaux statutaires par le MER. Parmi les rapports qui nous ont été utiles, citons ceux de Gagnon, de Ross et de Burr. Les rapports de Gagnon (1983a, 1983b, 1984b) ont fourni des résultats d'analyses pour les indices Savane, Relique, Butte et Mariposite. Le rapport de Ross (1947) décrit des sondages et donne les résultats des analyses pour l'or effectuées à l'indice Mariposite. Burr (1945) décrit des sondages et fournit les résultats des analyses pour l'or effectuées à l'indice A du secteur Île Opawica. Il y a aussi des rapports détaillés qui présentent les localisations, les descriptions ainsi que des résultats d'analyses pour l'or des indices des secteurs SE Lac Shortt (Gauthier, 1986), NW Lac Shortt (Gauthier, 1985; Audet, 1986a, 1986b) et SW Waswanipi (Audet, 1986c, 1986d). Il faut noter que pour chacun de ces secteurs, les numérotations que nous utilisons pour les indices sont conformes à celles utilisées dans les rapports mentionnés plus haut dans le texte.

Remerciements

Les auteurs tiennent à souligner la qualité de l'encadrement scientifique et logistique fourni par le MER par l'entremise de MM. Alain Simard, André Gobeil, Kamal Sharma, Pierre Pilote et Jean-François Couture. Les conseils de MM. Réal Daigneault, Edward Chown et Guy Archambault du Centre d'études sur les ressources minérales de l'Université du Québec à Chicoutimi ont aussi été grandement appréciés.

Nous adressons nos sincères remerciements aux dirigeants et géologues des compagnies Falconbridge ltée, Minnova inc., Les Mines d'Or Lac Bachelor inc. et Les Ressources Aur inc. pour leur très grande collaboration ainsi que pour les nombreux échanges lors de la réalisation de nos travaux.

Nous exprimons notre gratitude à M. Éric Gagnon (géologue, été 1987), Mlles Guylaine Gauthier (géologue, été 1988) et Chantale Pelchat (assistante géologue, été 1989) pour l'excellent travail qu'ils ont effectué sur le terrain, ainsi qu'à M. Claude Dallaire pour la qualité de son travail dans la réalisation des figures. Nous remercions également MM. Jean Bélanger et Denis Côté pour leurs apports scientifiques et logistiques.

Cadre stratigraphique et structural

Introduction

Le présent chapitre propose d'abord une synthèse de l'état actuel des connaissances sur la géologie de la région du lac Shortt. Par la suite, nous décrirons les roches hôtes et les contrôles structuraux des minéralisations aurifères et nous tenterons de les situer dans leur cadre géologique régional.

Cadre géologique régional

La géologie de la région du lac Shortt (figure 3) est connue grâce à plusieurs travaux de cartographie: MacKenzie (1934), Retty et Norman (1938), Shaw (1940), Sproule (1940), Longley (1951), Graham (1957), van de Walle (1970), Dugas (1975), Lamothe (1981, 1982, 1983, 1987), Sharma et Lacoste (1981), Sharma et Lauzière (1982, 1983, 1986) et Giovenazzo (1983, 1986). Plus récemment, suite à la synthèse de ces travaux et à l'acquisition de nouvelles données, Sharma et Gobeil (1987) ont établi un schéma stratigraphique global.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Le schéma stratigraphique de Sharma et Gobeil (1987) pour la région du lac Shortt établit une corrélation avec celui de la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville (Sharma *et al.*, 1987) et celui de la région de Chibougamau (Allard et Gobeil, 1984). Le schéma stratigraphique proposé divise les roches archéennes de la région du lac Shortt en deux grandes unités lithostratigraphiques: la Formation d'Obatogamau surmontée par la formation de Ruisseau Dalime (tableau 1). La Formation d'Obatogamau, définie dans la région de Chibougamau (Cimon, 1976) et aussi reconnue dans la partie est de la bande de Cao-

patina-Desmaraisville, consiste en une épaisseur de 3 à 4 km de basaltes massifs, coussinés et bréchiques qui sont communément porphyriques à phénocristaux de plagioclase (Allard et Gobeil, 1984). Cette succession de basaltes renferme plusieurs intrusions comagmatiques de gabbro. Dans la région du lac Shortt, la Formation d'Obatogamau inclut une succession de roches pyroclastiques et de laves de composition rhyodacitique et rhyolitique de moins de 1 km d'épaisseur. Cette succession de roches est appelée membre de Wachigabau. Surmontant la Formation d'Obatogamau, on retrouve la formation de Ruisseau Dalime qui comprend des roches pyroclastiques et des roches sédimentaires d'origine volcanique. Finalement, il y a lieu de signaler ici que le membre de Wachigabau et la formation de Ruisseau Dalime sont encore des unités géologiques informelles selon le *code stratigraphique nord-américain* (ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986).

INTRUSIONS

Plusieurs corps intrusifs d'âge Archéen et Protérozoïque se retrouvent dans les roches volcanosédimentaires archéennes de la région. Les intrusions archéennes majeures (figure 3) incluent des plutons de granitoïdes, le complexe anorthositique de la rivière Opawica (Maybin, 1976) et le complexe mafique et ultramafique des Chutes de l'Esturgeon (Lamothe, 1983). Le complexe des Chutes de l'Esturgeon, situé juste au nord du lac Shortt, a une épaisseur d'au moins 1350 m et est formé de plusieurs intrusions stratiformes différenciées comprenant des pyroxénites ou des périclites à la base qui passent graduellement vers le sommet à des gabbros quartzifères. Quant aux intrusions d'âge Protérozoïque, il s'agit surtout de dykes de gabbro-diabase orientés ENE.

TABLEAU 1 – Schéma stratigraphique de la région du lac Shortt. D'après Sharma et Gobeil (1987).

PROTÉROZOÏQUE	
<i>Dykes de gabbro-diabase</i>	
ARCHÉEN	
<i>Plutons de granitoïdes</i>	<i>Gabbros et pyroxénites</i>
COMPLEXE DES CHUTES DE L'ESTURGEON	<i>Anorthosites</i>
COMPLEXE DE LA RIVIÈRE OPAWICA	
FORMATION DE RUISSEAU DALIME	<i>Roches pyroclastiques et roches sédimentaires d'origine volcanique</i>
FORMATION D'OBATOGAMAU	<i>Basaltes à phénocristaux de plagioclase</i>
MEMBRE DE WACHIGABAU	<i>Roches pyroclastiques et laves rhyodacitiques à rhyolitiques</i>

MÉTAMORPHISME ET STRUCTURES

Les roches archéennes de la région ont été affectées par l'orogénèse kénoréenne il y a environ 2 660 à 2 680 Ma (Thorpe *et al.*, 1984). Suite à cette orogénèse, les roches ont été plissées et métamorphosées au faciès des schistes verts, atteignant même le faciès des amphibolites au voisinage des massifs plutoniques.

À l'échelle de toute la région du lac Shortt, on reconnaît des plis majeurs (figure 3) dont la surface axiale est orientée entre l'ENE et l'ESE (Giovenazzo, 1986; Lamothe, 1982, 1983, 1987; Sharma et Lacoste, 1981; Sharma et Lauzière, 1983). Ces plis doivent correspondre aux grands plis régionaux E-W reconnus dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville et dans la région de Chibougamau (Daigneault *et al.*, 1990). Près du lac Shortt, ces plis ont une surface axiale de direction ENE, sont pour la plupart isoclinaux avec des axes à plongement subvertical et ont des intervalles interaxiaux de 2 à 4 km (Lamothe, 1983). À l'ouest du lac Shortt, Giovenazzo (1986) a identifié deux phases de plissements: des plis à surface axiale E (P₂) se superposent à des plis anciens à surface axiale NE (P₁) en formant des patrons d'interférence en zigzag et en croissant.

Deux familles de failles sont observées dans toute la région. La première famille, la plus fréquente et de direction ENE à ESE, inclut les failles majeures Lac Opawica et Lac Shortt (figure 3). Ces discontinuités sont matérialisées par de larges zones de déformation ductile où les roches sont carbonatées. Les failles de la seconde famille, plus rares et de direction NNE à NE, recourent celles de la première famille. La faille Lamarck, de direction NE et à jeu senestre (Charbonneau *et al.*, 1983), constitue la plus importante structure de cette famille dans la région (figure 3). On rencontre aussi d'autres failles, souvent de direction NW, qui recourent les failles de la famille ENE à ESE (Giovenazzo, 1986; Lamothe, 1987).

Une schistosité subverticale, dont la direction varie entre N70° et N90°, est omniprésente dans la région. Cette schistosité est de plan axial avec les plis majeurs (Lamothe, 1983). Elle correspond sans doute à la "schistosité régionale" qui est reconnue dans tout le tronçon québécois de la ceinture de l'Abitibi (Daigneault et Archambault, 1990).

GÎTES MÉTALLIFÈRES

Jusqu'à aujourd'hui, trois gisements métallifères (figures 2 et 3) ont été exploités dans la région du lac Shortt: les gîtes d'or Lac Shortt et Lac Bachelor ainsi que le gîte de Zn-Ag-Pb Coniagas. Les gîtes d'or Lac Shortt (Cormier *et al.*, 1984; Morasse *et al.*, 1986, 1988; Morasse, 1988; Litchblau, 1989; Quirion, 1990) et Lac Bachelor (Buro, 1984; Lauzière *et al.*, 1988; Lauzière, 1989) sont du type filonien. Ils sont en-

caissés dans des roches variées et ils possèdent plusieurs caractéristiques communes, à savoir une association avec des zones de cisaillement majeures de direction ENE, une association spatiale avec des intrusions (granitoïdes, syénite et carbonatite) et des altérations hydrothermales contenant du feldspath potassique, de l'hématite, des carbonates et de la pyrite. Le gîte de Zn-Ag-Pb Coniagas est un amas sulfuré, encaissé dans les roches pyroclastiques (membre de Wachigabau), qui contient surtout de la sphalérite et de la pyrite ainsi que des quantités mineures d'argent, de chalcopyrite et de galène (Sharma et Lauzière, 1983; Doucet, 1990).

Roches hôtes des minéralisations aurifères

En caractérisant les roches hôtes, notre but est de préciser le cadre stratigraphique ainsi que les contrôles lithologiques de la minéralisation aurifère. D'après nos observations sur le site des indices et d'après les données dont nous disposons sur les deux mines d'or de la région, il apparaît que les minéralisations aurifères sont encaissées dans divers assemblages de roches. En fait, les minéralisations se rencontrent dans des assemblages à dominance, soit de basaltes, soit de volcanites de composition felsique, soit de roches volcanoclastiques polygéniques ou soit de gabbros (tableau 2). Dans les lignes qui suivent nous décrivons ces assemblages rocheux et nous identifierons leur position stratigraphique probable.

BASALTES (FORMATION D'OBATOGAMAU)

Des assemblages à dominance de basaltes qui contiennent des minéralisations aurifères sont observés aux indices Savane, Relique, Agar 2 et à l'indice 2 du secteur NW Lac Shortt (tableau 2 et annexe A). En accord avec les travaux de Sharma et Gobeil (1987), nous considérons que ces basaltes appartiennent à la Formation d'Obatogamau. Des assemblages semblables avec des filons de gabbros sont aussi observés à la mine Lac Shortt (Morasse *et al.*, 1986, 1988; Morasse, 1988; Litchblau, 1989; Quirion, 1990). Aux indices, les basaltes sont en niveaux massifs, coussinés et bréchiques, de puissance métrique et décimétrique. La roche est à grain fin (≤ 1 mm), parfois à grain moyen (≤ 3 mm) dans les niveaux massifs et, par endroits, renferme des phénocristaux. Les coussins observés ont une taille variant de décimétrique à métrique (rare), des bordures de refroidissement 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 coulées, de rares brèches de coussins et des hyaloclastites à fragments plus ou moins étirés.

TABLEAU 2 – Les roches hôtes des minéralisations aurifères aux indices examinés ainsi qu'aux deux mines d'or de la région.

Lieu (indice, secteur, mine) (voir localisation et géologie à l'annexe A)	Roches hôtes
Savane	Basalte (massif)
Relique	Basaltes (massifs, coussinés et bréchiques) interstratifiés avec un niveau de tufs siliceux
Butte	Laves massives et bréchiques de composition felsique
Cominco	Volcanites de composition felsique
Espoir	Volcanites de composition felsique : interstratification de tufs, de tufs à lapillis, de lapillistones monogéniques et de laves bréchiques; quelques niveaux laminaires d'argillite
Mariposite	Roches sédimentaires polygéniques : conglomérats d'origine volcanique et interstratification de grès, de siltstones et de mudstones
SE Lac Shortt	Roches pyroclastiques polygéniques : interstratification de brèches pyroclastiques, de tufs à brèches, de tufs à lapillis, de lapillistones et de tufs
NW Lac Shortt	Gabbros et basaltes (massifs, coussinés et bréchiques) interstratifiés de tufs siliceux (indice 2), recoupés par de nombreux dykes de diorite porphyrique
SW Waswanipi	Volcanites de composition felsique : interstratification de tufs, de tufs à lapillis et de lapillistones monogéniques; quelques niveaux de basaltes massifs
Île Opawica	Gabbros recoupés par quelques dykes de diorite porphyrique, une petite intrusion de porphyre feldspathique et quelques autres intrusions mineures
Boyvinet	Gabbros et quelques dykes de diorite porphyrique
Agar 1	Rhyodacites interstratifiées d'un niveau de basalte (bréchique) et dykes de composition mafique
Agar 2	Basaltes (massifs et bréchiques) et tufs siliceux interstratifiés, dykes porphyriques de composition mafique, une petite intrusion de porphyre feldspathique et quelques dykes mineurs de tonalite
Lac Shortt ⁽¹⁾	Basaltes (coussinés et bréchiques) et filons de gabbro recoupés par des dykes de syénite et de carbonatite
Lac Bachelor ⁽²⁾	Volcanites de composition mafique et felsique et intrusions de granitoïdes

1- D'après Morasse (1988), Litchblau (1989) et Quirion (1990).

2- D'après Buro (1984) et Lauzière (1989)

Au microscope, le basalte se révèle fortement recristallisé (figure 4) et présente les textures allotriomorphe, hétérogranulaire, décussée, nématoblastique et granolépido-blastique. Cette recristallisation est incomplète dans les basaltes de l'indice Agar 2 qui ont conservé une texture microlithique à plagioclase (figure 5). Le basalte est surtout formé d'actinote, d'épidote, de chlorite et d'albite, ainsi que d'un peu de quartz, de leucoxène-anatase, de séricite et de minéraux opaques (pyrite). Dans le basalte massif, nous

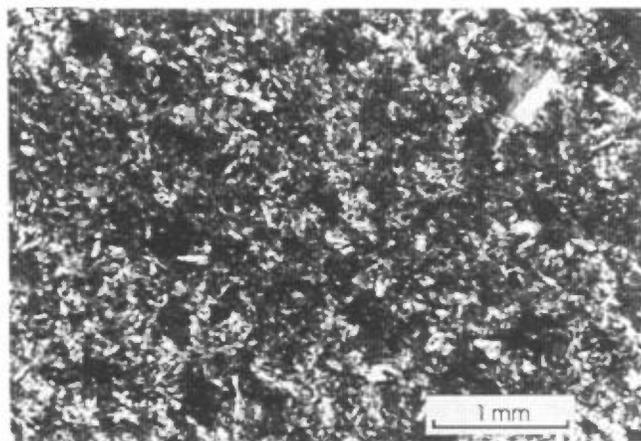


FIGURE 4 – Photomicrographie d'un basalte recristallisé présentant une texture décussée. Indice Savane, échantillon n° HB-88-6 (pour la localisation, voir la figure A.10 de l'annexe A). Nicols croisés.

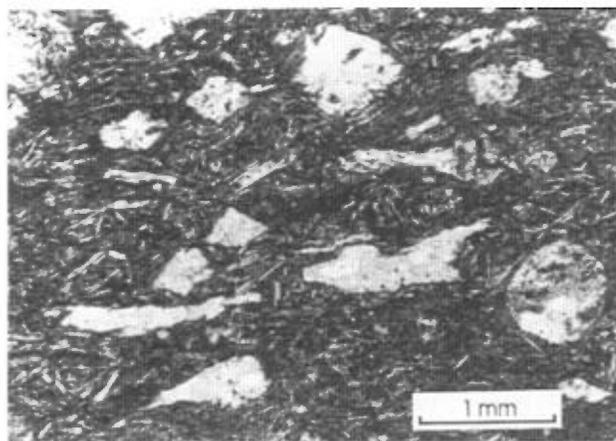


FIGURE 5 – Photomicrographie d'un basalte à texture microlithique. Indice Agar 2, échantillon n° HB-88-203 (pour la localisation, voir la figure A.3 de l'annexe A). Nicols croisés.

rencontrons de 0 à 40 % de phénocristaux mafiques (actinote et chlorite, ≤ 4 mm) et parfois quelques phénocristaux de plagioclase et de quartz (des intercroissances granophyriques sont aussi observées dans les niveaux à granulométrie plus grossière).

Les basaltes sont interstratifiés avec des niveaux de tufs siliceux de puissance métrique aux indices Agar 2 Relique, et à l'indice 2 du secteur NW Lac Shortt (annexe A, figures A.3, A.9 et A.12). Ces tufs consistent en des alternances de lamines et lits sans structures et de

moins de 30 cm d'épaisseur. Sous le microscope, ces roches présentent jusqu'à 25 % de particules détritiques d'albite et de quartz de la taille des sables fins et une fraction granulométrique inférieure à 1/16 mm qui est recristallisée en un assemblage quartzofeldspathique isogranulaire (figure 6). À l'indice 2 du secteur NW Lac Shortt (annexe A, figure A.12), plusieurs lamines et lits sont pyriteux et graphiteux, et il semble que l'unité de tufs ait subi des glissements synsédimentaires. En fait, les tufs sont plissés de façon désordonnée et les plissements n'affectent pas les autres roches présentes.

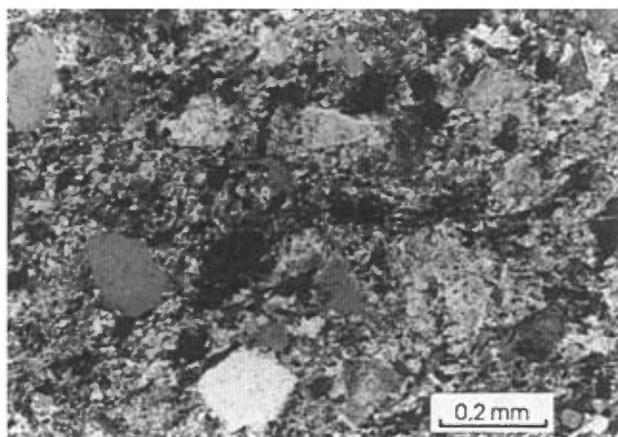


FIGURE 6 – Photomicrographie d'un tuf siliceux formé de cristaux de quartz et de plagioclase baignant dans une matrice quartzofeldspathique. Indice Relique, échantillon n° HB-88-219 (pour la localisation, voir la figure A.9 de l'annexe A). Nicols croisés.

VOLCANITES DE COMPOSITION FELSIQUE (MEMBRE DE WACHIGABAU)

Des minéralisations aurifères sont encaissées dans des assemblages à dominance de laves et de roches volcanoclastiques de composition felsique aux indices Butte (annexe A, figure A.8), Espoir (annexe A, figure A.6), Cominco (annexe A, figure A.7) et Agar 1 (annexe A, figure A.2) et dans tout le secteur SW Waswanipi (tableau 2). On rencontre aussi des niveaux de roches volcaniques felsiques à la mine Lac Bachelor (Lauzière, 1989). Tel que défini par Sharma et Gobeil (1987), les roches du secteur SW Waswanipi (figure 3) appartiennent au membre de Wachigabau. Les positions stratigraphiques exactes des roches retrouvées aux autres endroits mentionnés plus haut sont incertaines, mais leur origine, leur composition et leur position à l'intérieur de successions de basaltes (Sharma et Lauzière, 1983; Lamothe, 1987; Lauzière, 1989) laissent croire qu'elles appartiennent aussi au membre de Wachigabau.

Aux indices, les roches rencontrées sont des tufs, des tufs à lapillis et des lapillistones (d'après la classification de Fisher, 1966) monogéniques et aussi des laves de composition felsique (tableau 2). Ces roches sont,

par endroits, interstratifiées avec quelques niveaux de basaltes (secteur SW Waswanipi [figure 3] et indice Agar 1 [annexe A, figure A.2]). Les tufs, tufs à lapillis et lapillistones monogéniques sont observés dans le secteur SW Waswanipi (figure 7) et aux indices Espoir et Cominco. À l'indice Cominco, la déformation a détruit les structures primaires de la roche. Dans le secteur SW Waswanipi et à l'indice Espoir, ces roches montrent des lamines et des lits réguliers et massifs dont l'épaisseur varie de millimétrique à métrique (figure 8). À l'indice Espoir, la succession de tufs renferme aussi plusieurs lamines d'argilite. Par endroits, les lits de tufs sont chevelés par des lits de tufs à lapillis et lapillistones (secteur SW Waswanipi). Toutes ces roches sont formées de cendre et de fragments de roches volcaniques de composition felsique, aphyriques et porphyriques à phénocristaux d'albite et de quartz. La cendre est fortement recristallisée, mais on y observe quelques clastes: roches volcaniques, quartz anguleux et arrondis avec golfes de corrosion et plagioclases anguleux.

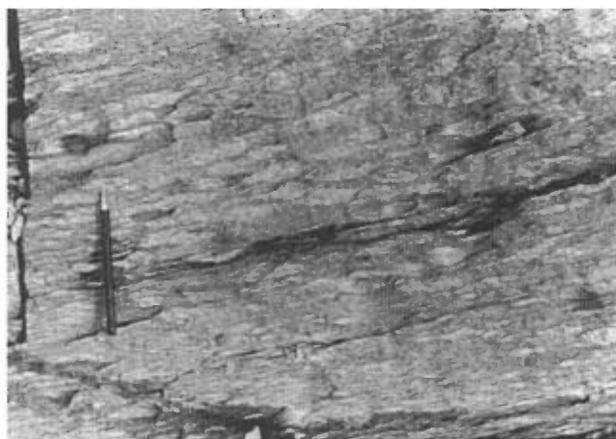


FIGURE 7 – Tuf à lapillis. Indice 3 du secteur SW Waswanipi (pour la localisation, voir la figure A.11 de l'annexe A). Le crayon fait 15 cm de longueur.



FIGURE 8 – Tuf lité et laminaire. Indice Espoir (figure A.6 de l'annexe A). Le marteau fait 50 cm de longueur.

On peut observer les laves de composition felsique aux indices Agar 1, Espoir et Butte (annexe A, figures A.2, A.6 et A.8). Ces laves présentent des structures massives (indices Agar 1 et Butte) et bréchiques à fragments étirés (indices Espoir et Butte). Elles sont formées (figure 9) de matériel quartzofeldspathique microcristallin, parfois à texture microlithique, et de quelques phénocristaux de plagioclase ($\leq 5\%$).

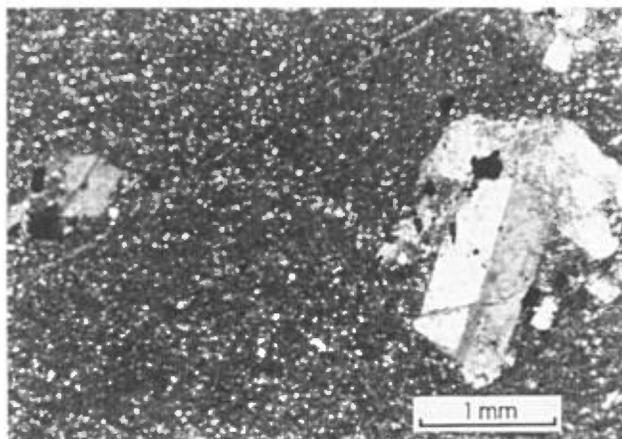


FIGURE 9 – Photomicrographie d'une lave felsique porphyrique à phénocristaux de plagioclase. Indice Butte, échantillon n° HB-88-249 (pour la localisation, voir la figure A.8 de l'annexe A). Nicols croisés.

ROCHES VOLCANOCLASTIQUES POLYGÉNIQUES (FORMATION DE RUISSEAU DALIME)

Les roches volcanoclastiques polygéniques, hôtes de minéralisations aurifères, peuvent être observées dans le secteur SE Lac Shortt (figure 3) et à l'indice Mariposite (annexe A, figure A.5). Selon le schéma stratigraphique du tableau 1 (Sharma et Gobeil, 1987), ces roches doivent appartenir à la formation de Ruisseau Dalime. Comme ces auteurs, nous avons pu distinguer deux catégories de roches volcanoclastiques polygéniques appartenant à cette formation: des roches pyroclastiques et des roches sédimentaires.

Roches pyroclastiques polygéniques (secteur SE Lac Shortt)

On a souligné (Morasse *et al.*, 1986; Morasse 1988) des ressemblances entre les roches volcanoclastiques du secteur SE Lac Shortt (figure 10) et les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming (Hyde, 1980). La présence de roches de type "Timiskaming" (Thurston, 1990) dans la région du lac Shortt indiquerait une évolution stratigraphique différente de celle proposée par Sharma et Gobeil (1987). Pour notre part, nous croyons qu'il n'y pas lieu de remettre en question le schéma stratigraphique de ces auteurs (tableau 1). Les points majeurs qui vont à l'encontre d'un type "Timiskaming" pour les roches en question

sont les suivants: ces roches ne semblent pas reposer en discordance sur des roches plus anciennes; elles ne contiennent aucun fragment de roches intrusives; elles ont vraisemblablement été affectées par la phase régionale de plissement; et d'après nous, elles ont une origine pyroclastique (Brisson et Guha, 1988). Dans ce qui suit, nous résumerons le contexte structural de ces roches, leurs caractéristiques et les points qui suggèrent une origine pyroclastique. Pour avoir des détails supplémentaires sur la description de ces roches on peut consulter Brisson et Guha (1988).

Suite à une visite détaillée du secteur et à l'examen approfondi de plusieurs affleurements majeurs (sites 2 à 12, figure 10), nous avons constaté que les roches sont plissées. En fait, nous pouvons définir une structure homoclinale. L'attitude des lits est variable, elle passe de $190^{\circ}/70^{\circ}W$ au site 2 à $250^{\circ}/70^{\circ}N$ au site 10 (figure 10). Cette variation permet de définir, sur stéréogramme, un axe de pli orienté à $320^{\circ}/70^{\circ}NW$ (figure 10). Cet axe est situé à peu près dans le plan moyen de la schistosité observée dans le secteur et dont l'attitude est $244^{\circ}/80^{\circ}N$ (figure 10). Compte tenu de ces observations, nous avons tout lieu de croire que la structure homoclinale représente le flanc d'un des plis régionaux qui sont typiquement accompagnés d'une schistosité de plan axial et dont la direction varie d'ENE à ESE.

Nous avons pu estimer une puissance minimale de 600 m pour la succession de roches pyroclastiques de ce secteur (figure 11). Cette succession est constituée d'environ 95 % de brèches pyroclastiques, de tufs à brèches, de tufs à lapillis et de lapillistones, ainsi que d'environ 5 % de tufs (selon la classification de Fisher, 1966). L'empilement des roches semble définir une séquence positive (figure 11). En fait, les plus gros fragments se trouvent près de la base et la proportion de cendre semble plus grande vers le sommet. Nous notons aussi quelques séquences positives à plus petite échelle à l'intérieur de la succession stratigraphique (figures 11 et 12). Les lits de brèches pyroclastiques, de tufs à brèches, de tufs à lapillis et de lapillistones sont généralement d'épaisseur métrique et sans structure. Les blocs et lapillis sont subanguleux à très anguleux et mal triés (figure 13). La taille des fragments atteint un maximum de 4,5 m (sites 2 et 4). Ces fragments sont surtout des volcanites felsiques à faible cristallinité (tableau 3). Il y a quelques fragments de ponce (figure 14) et aussi jusqu'à 20 % de fragments accessoires, notamment des fragments de sulfure, de chert, de jaspe, de shale noir et de volcanites mafiques (tableau 3). Les fragments d'origine plutonique sont absents. Les tufs se présentent en lamines et en lits dont l'épaisseur est inférieure à 30 cm (figure 15). La fraction principale des tufs est constituée de plagioclase, de quartz, de fragments lithiques et de ponce. Le quartz est monocristallin, il est fracturé et montre des éclats

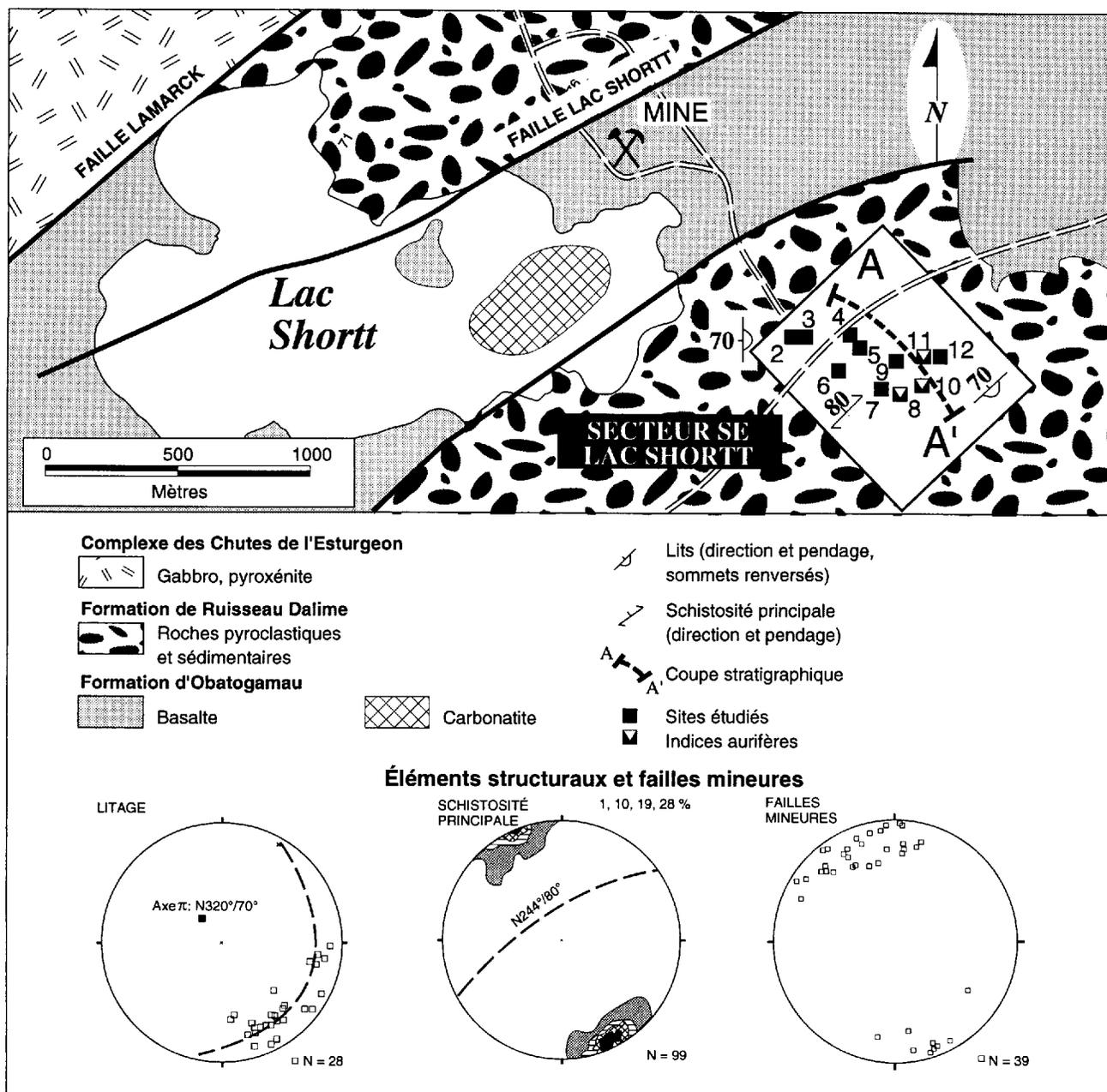


FIGURE 10 – Localisation des sites étudiés et stéréogrammes des éléments structuraux observés dans le secteur SE Lac Shortt. Géologie modifiée de Lamothe (1983) et Quirion (1990). Numérotation des sites conforme à Gauthier (1986).

très anguleux (figure 16) ou des bords arrondis avec des golfes de corrosion typiques des quartz d'origine volcanique. La présence de fragments de ponce et la dominance de matériaux anguleux d'origine volcanique et de composition felsique suggèrent une origine pyroclastique. Cette succession de débris grossiers et mal triés, peut représenter des dépôts primaires de coulées pyroclastiques et/ou des dépôts resédimentés (Fisher, 1984).

Roches sédimentaires polygéniques (indice Mariposite)

Les roches sédimentaires polygéniques de l'indice Mariposite sont dans une position stratigraphique in-

certaine, mais leur origine et leur composition suggèrent qu'elles appartiennent aussi à la formation de Ruisseau Dalime.

L'indice Mariposite (annexe A, figure A.5) montre des niveaux de conglomérats polygéniques et des niveaux formés d'une interstratification de grès, de siltstones et de mudstones. Les conglomérats polygéniques sont généralement en lits massifs d'épaisseur métrique et sans structure. Ils sont formés d'un assemblage de granules, cailloux et galets (jointifs ou non) ainsi que d'une matrice sablonneuse ou boueuse. Les observations au microscope révèlent une matrice très altérée et complètement recristallisée. Là où les effets

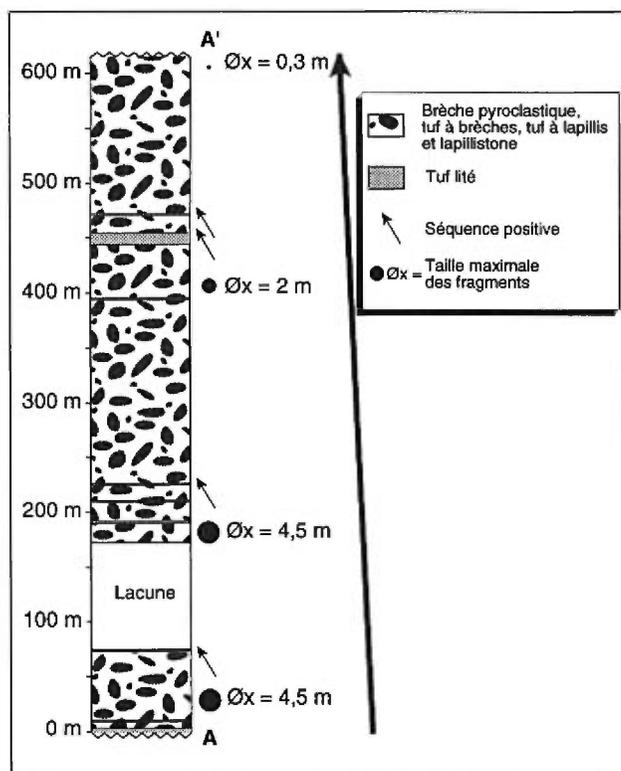


FIGURE 11 – Coupe stratigraphique interprétative à travers le secteur SE Lac Shortt. Voir la coupe A-A' de la figure 10.

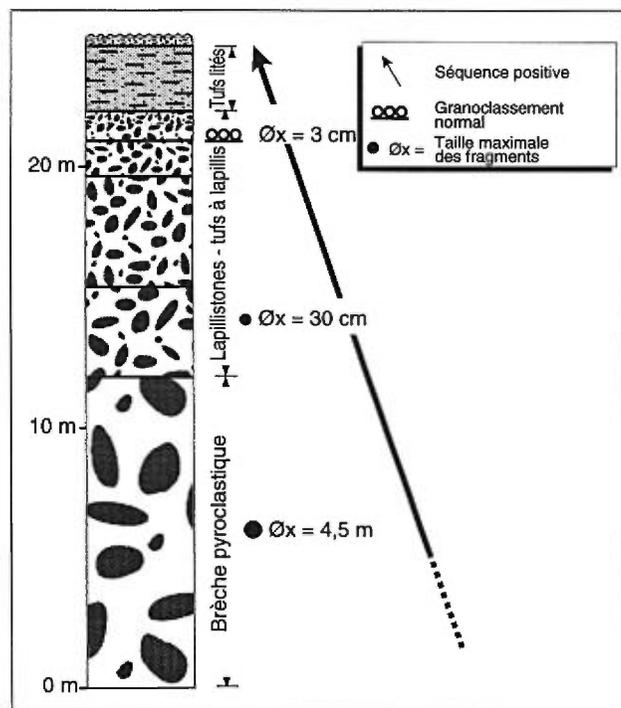


FIGURE 12 – Séquence positive typique observée au site 3 du secteur SE Lac Shortt (figure 10).

tectoniques sont moindres, les fragments sont sub-sphériques et subarrondis à bien arrondis. Les conglomérats sont constitués surtout de fragments de roches volcaniques de composition felsique et mafique.

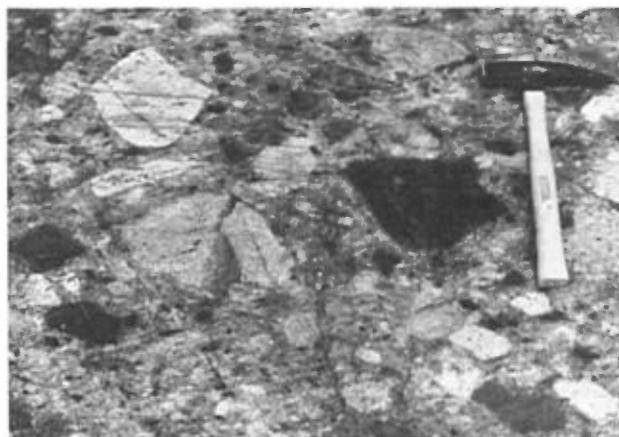


FIGURE 13 – Fragments anguleux dans un tuf à lapillis. Site 9 du secteur SE Lac Shortt (figure 10). Le marteau fait 35 cm de longueur.

Les volcanites de composition felsique contiennent souvent des phénocristaux de quartz et de feldspaths. Les éléments accessoires que nous avons remarqués sont le chert, le jasper, le quartzite, les fragments sulfureux et le shale noir graphiteux et pyriteux.

Les grès, les siltstones et les mudstones sont interstratifiés entre eux et forment des lits centimétriques et décimétriques ainsi que des lamines. Le granoclassement normal est souvent observé dans les lits gréseux. Nous remarquons aussi, à plusieurs endroits, des chenaux d'érosion, des figures de charge, des pseudonodules et des glissements. Les lits et lamines de grès, de siltstones et de mudstones se succèdent fréquemment en séquence de Bouma (figure 17) avec les divisions Ta-b-e (Bouma, 1962), indiquant qu'il s'agit de turbidites. Au microscope, ces roches se révèlent très altérées et recristallisées avec une texture granolépido-blastique. Elles sont formées de 10 à 40 % d'un assemblage quartzofeldspathique, de 15 à 40 % de chlorite, de 25 à 35 % de carbonates et de 10 à 25 % de séricite.

L'association des turbidites avec des conglomérats en lits d'épaisseur métrique, sans structure, suggère un environnement de cône sous-marin comme le décrit Walker (1984).

GABBROS QUARTZIFÈRES (COMPLEXE DES CHUTES DE L'ESTURGEON)

Des gabbros appartenant au complexe des Chutes de l'Esturgeon (Sharma et Gobeil, 1987) sont hôtes de minéralisations aurifères à l'indice Boyvinet (annexe A, figure A.4) et dans les secteurs NW Lac Shortt (annexe A, figures A.11, A.13 et A.14) et Île Opawica (annexe A, figures A.15 et A.16). Selon Lamothe (1983), les gabbros quartzifères rencontrés constitueraient la partie sommitale du complexe.

Ces gabbros sont généralement massifs, phanéritiques moyens à grossiers (2 à 10 mm), plus ou moins magnétiques et ils contiennent du quartz. Par endroits

TABLEAU 3 – Éléments descriptifs et proportion relative des constituants des roches volcanoclastiques du secteur SE Lac Shortt.

Type de constituant	Caractéristiques générales	Proportion relative
Volcanites felsiques	Aphyriques et porphyriques, phénocristaux de quartz et de plagioclase; matrice quartzofeldspathique, aphanitique avec une faible cristallinité	Abondants
Volcanites mafiques	Tufacées et porphyriques, phénocristaux de plagioclase, de quartz et de minéraux mafiques; matrice recristallisée et chloriteuse	Présents
Ponce	> 50 % de vésicules	Présents
Chert	Massif et laminaire; noir, gris et blanc; parfois pyriteux	Rares
Jaspe	Massif et laminaire	Rares
Shale noir	Graphiteux et pyriteux	Présents
Sulfure (pyrite)	Rubané et concentrique	Présents
Feldspath	Anguleux; séricitisé et carbonaté	Présents
Quartz	Anguleux, fracturé et en éclat, parfois arrondi avec golfes de corrosion	Présents

Abondants (> 50 %); présents (de 5 à 25 %); rares (< 5 %).



FIGURE 14 – Fragment de ponce. Site 11 du secteur SE Lac Shortt (figure 10). Le crayon fait 15 cm de longueur.

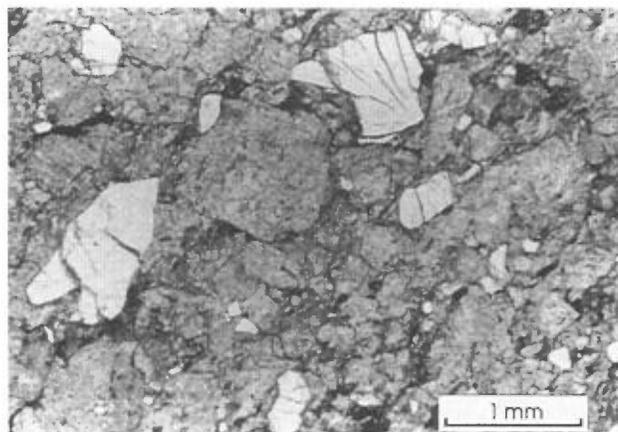


FIGURE 16 – Photomicrographie d'un tuf contenant du quartz très anguleux et fracturé. Site 4 du secteur SE Lac Shortt (figure 10), échantillon n° HB-87-19. Nicol simple.



FIGURE 15 – Lits centimétriques et décimétriques de tuf. Site 10 du secteur SE Lac Shortt (figure 10). Le marteau fait 35 cm de longueur.

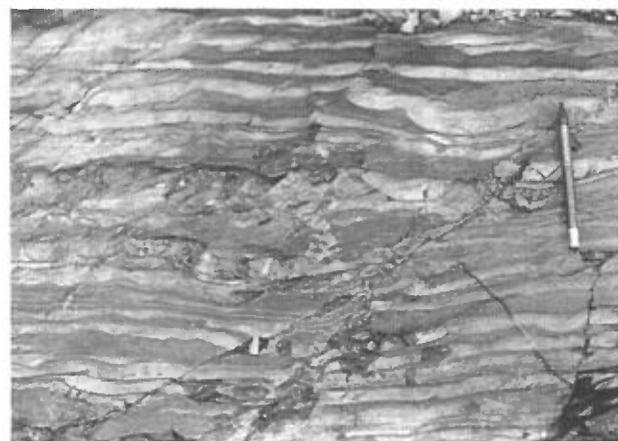


FIGURE 17 – Grès, siltstones et mudstones à séquence de Bouma. Indice Mariposite (figure A.5 de l'annexe A). Le crayon fait 15 cm de longueur.

les gabbros présentent un litage magmatique (indice Boyvinet). Les lits sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et ils sont différenciés, montrant une proportion croissante de minéraux felsiques en se dirigeant de la base vers le sommet. Les gabbros présentent une texture intergranulaire et, plus localement, une texture ophitique ou porphyrique. Ces roches sont formées de 30 à 60 % de plagioclase, de 32 à 50 % de minéraux mafiques parfois en phénocristaux, de 1 à 10 % d'ilménite ou de magnétite, de 0 à 18 % de quartz et de 0 à 22 % d'intercroissances granophyriques.

Au microscope (figure 18), le feldspath plagioclase fortement saussurité se présente généralement en lattes jointives automorphes et subautomorphes de 0,5 à 15 mm de longueur. Le minéral mafique est surtout représenté par l'actinote qui se retrouve en remplacement pseudomorphique total ou partiel du pyroxène (augite). Les pseudomorphes ont de 2 à 10 mm de longueur et se trouvent généralement dans les espaces entre les lattes de plagioclase. Parfois, les bâtonnets d'actinote sont pénétrés par les plagioclases ou sont en cristaux poecilites de taille centimétrique (< 2 cm); ils confèrent une texture ophitique au gabbro. Des plages de chlorite peuvent être 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.

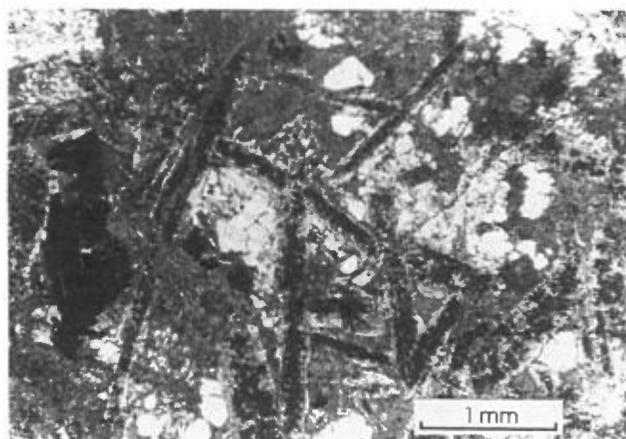


FIGURE 18 – Photomicrographie d'un gabbro quartzifère à texture intergranulaire. Indice B-3-1 du secteur Île Opawica (pour la localisation, voir la figure A.16 de l'annexe A), échantillon n° HB-88-129. Nicol simple.

INTRUSIONS MINEURES

Nous avons observé plusieurs catégories d'intrusions mineures dans les environs des indices d'or. À l'exception des diorites porphyriques et des lampro-

phyres, les divers types de roches intrusives caractérisent bien un indice ou un secteur donné car ils ne se retrouvent pas à l'échelle régionale.

Diorite porphyrique

Des dykes de diorite porphyrique, hôtes de minéralisations aurifères, peuvent être observés à l'indice Boyvinet (annexe A, figure A.4) ainsi que dans les secteurs NW Lac Shortt (annexe A, figures A.12, A.13 et A.14) et Île Opawica (annexe A, figures A.15 et A.16; voir aussi le tableau 2). Van de Walle (1970), Dugas (1975) et Lamothe (1987) ont déjà rapporté la présence de ce type de roche dans la région du lac Shortt. La diorite porphyrique (figure 19) se trouve surtout dans le secteur NW Lac Shortt où elle se présente sous la forme de dykes irréguliers de puissance centimétrique à métrique recoupant les gabbros, les basaltes et les roches volcanoclastiques. Les dykes ont des bordures figées sur quelques centimètres au contact avec les roches encaissantes et contiennent parfois des enclaves des roches encaissantes ainsi que des roches exotiques (indice 5, secteur NW Lac Shortt; annexe A, figure A.11). Cette roche est formée de 30 à 40 % de phénocristaux parfois zonés et d'amas gloméroporphyriques d'actinote millimétriques (de 1 à 5 mm), de 0 à 8 % de phénocristaux de plagioclase et d'une matrice à grain fin (< 1 mm) à texture hétérogranulaire. Les phénocristaux baignent dans la matrice qui 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.

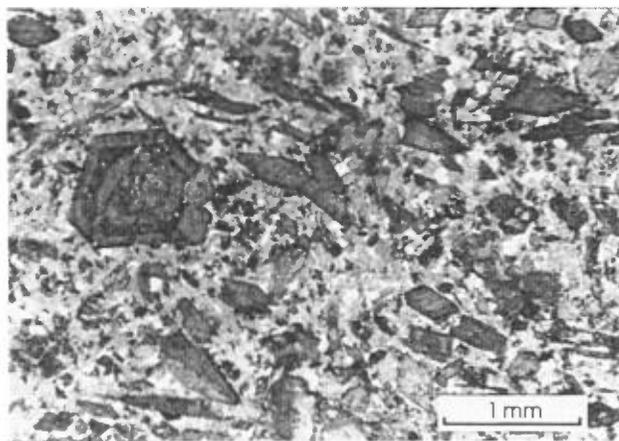


FIGURE 19 – Photomicrographie d'une diorite porphyrique à phénocristaux d'amphibole. Indice 7 du secteur NW Lac Shortt (pour la localisation, voir les figures A.11 et A.13 de l'annexe A), échantillon n° HB-87-215. Nicol simple.

Lamprophyre

Nous avons observé des dykes de lamprophyre aux indices 7, 11 et 12 du secteur SE Lac Shortt (figure 10) et à l'indice A du secteur Île Opawica (annexe A, figu-

re A.15). Ce type de roche avait déjà été signalé dans la région du lac Shortt par Graham (1957), Sharma et Lauzière (1983) et Giovenazzo (1986), et a également été retrouvé dans les mines Lac Shortt et Lac Bachelor (Morasse, 1988; Lauzière, 1989; Quirion, 1990). Les dykes de lamprophyre observés ne sont pas hôtes de minéralisations aurifères. D'ailleurs, à l'indice A du secteur Île Opawica (annexe A, figure A.15), un de ces dykes recoupe la zone d'altération aurifère (non montré sur la figure A.15). Les dykes sont droits et réguliers, subverticaux et d'une puissance d'environ 15 cm. La roche a une patine noire et une cassure de même couleur, elle est magnétique et réagit à HCl à froid. L'examen microscopique de ces dykes (figure 20) montre une roche qui n'est pas déformée ou peu déformée. Les lamprophyres contiennent de 25 à 40 % de phénocristaux millimétriques d'olivine pseudomorphosée en serpentine et en calcite qui baignent dans une matrice à grain fin ($\approx 0,1$ mm). Cette matrice est formée de phlogopite (de 20 à 45 %), d'olivine serpentinisée (de 5 à 35 %), de calcite (de 15 à 35 %), de minéraux opaques (magnétite surtout, de 10 à 15 %) et d'épidote (de 0 à 15 %). La roche est recoupée parfois par quelques veinules de serpentine (≤ 10 %).

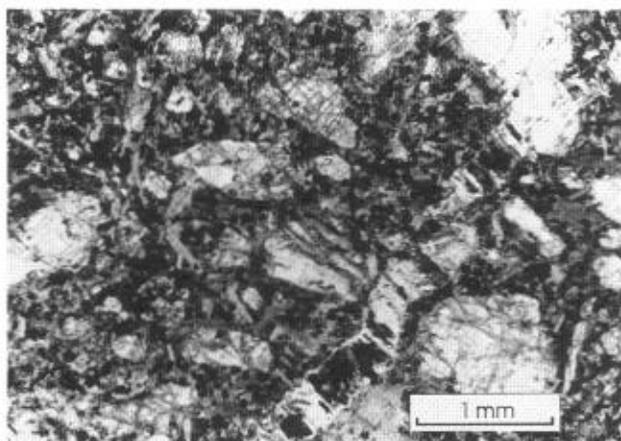


FIGURE 20 – Photomicrographie d'un lamprophyre avec olivine serpentinisée (phénocristaux), phlogopite et minéraux opaques. Site 12 du secteur SE Lac Shortt (figure 10), échantillon n° HB-87-139. Nicol simple.

Roches intrusives variées

Nous regroupons dans cette section plusieurs autres variétés de roches intrusives qui ont subi les altérations aurifères. Ces autres roches intrusives peuvent être observées dans le secteur Île Opawica (annexe A, figures A.15 et A.16) et aux indices Agar 1 (annexe A, figure A.2) et Agar 2 (annexe A, figure A.3). Dans le secteur Île Opawica, on trouve aux indices B-3-1 et B-1-1 (annexe A, figures A.15 et A.16), des dykes porphyriques qui sont complètement altérés en schistes à carbonates-biotite-chlorite et en schistes à carbonates-séricite-

biotite. Quelques dykes aphanitiques de composition mafique peuvent aussi être observés à l'indice B-1-1. À l'indice B-2-1 (annexe A, figure A.15), on trouve en plus une petite intrusion de porphyre feldspathique d'environ 15 m de diamètre. Ce porphyre est introduit dans le gabbro et il contient d'ailleurs des enclaves de composition mafique à textures gabbroïques. Le porphyre est formé (figure 21) d'environ 30 % de phénocristaux de feldspaths (de 2 à 6 mm) souvent zonés, de 15 % de phénocristaux d'actinote (de 2 à 5 mm) et de moins de 1 % de phénocristaux de quartz (≈ 1 mm). Les phénocristaux baignent dans une matrice quartzofeldspathique aphanitique et isogranulaire.

À l'indice Agar 1 (annexe A, figure A.2), les roches volcaniques sont recoupées par deux générations de dykes de composition mafique qui ont subi les altérations aurifères. Nous observons des dykes porphyriques qui sont recoupés, par endroits, par des dykes gabbroïques. Les dykes porphyriques sont formés d'environ 20 % de phénocristaux mafiques (≈ 5 mm) et d'une matrice aphanitique de composition mafique. Les dykes gabbroïques sont généralement à grain moyen (de 1 à 3 mm). Au microscope, ceux-ci apparaissent fortement recristallisés et formés d'environ 40 % d'actinote, de 30 % d'albite, de 15 % d'épidote et de 15 % de muscovite.

Les basaltes et les roches tufacées de l'indice Agar 2 (annexe A, figure A.3) sont recoupés par plusieurs catégories de roches intrusives qui ont subi les altérations aurifères. Nous notons, d'abord, des dykes porphyriques de composition mafique, constitués d'environ 40 % de phénocristaux (≈ 5 mm) de pyroxènes ouralitisés et d'une matrice recristallisée et à grain fin (≤ 1 mm), formée d'environ 60 % d'actinote, 20 % d'épidote et 20 % de muscovite. Nous observons aussi

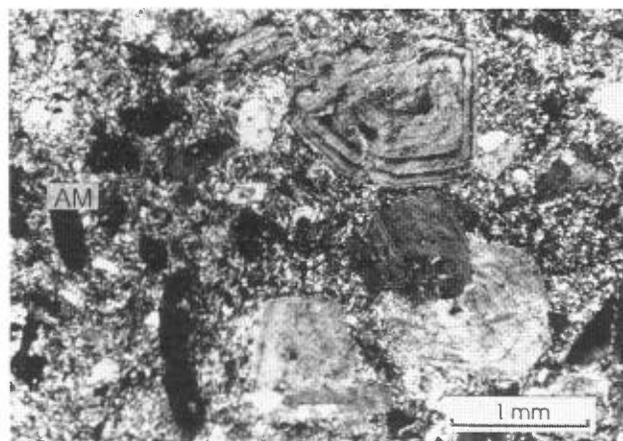


FIGURE 21 – Photomicrographie d'un porphyre feldspathique avec phénocristaux de plagioclase zonés (PG), phénocristaux d'amphibole (AM) et matrice de composition felsique. Indice B-2-1 du secteur Île Opawica (figure A.15 de l'annexe A), échantillon n° HB-88-145. Nicol simple.

quelques dykes de composition tonalitique ainsi qu'une intrusion de porphyre feldspathique, de taille métrique, située dans la zone d'altération aurifère.

Contrôles structuraux de la minéralisation aurifère

La minéralisation aurifère de la région du lac Shortt est typiquement associée à des structures. Nos observations à l'échelle mésoscopique indiquent que cette minéralisation est associée à des zones de cisaillement et, pour un cas en particulier, à un pli. Nos observations pour chacun des endroits examinés sont résumées au tableau 4 et à la figure 22.

MINÉRALISATION ASSOCIÉE À DES ZONES DE CISAILLEMENT

Les zones de cisaillement aurifères possèdent des caractères variant de fragiles à fragiles-ductiles. Les cisaillements à caractères fragiles se matérialisent par des failles, le long desquelles les roches sont plus ou moins fracturées, et aussi par des brèches. Les cisaillements à caractères fragiles-ductiles se caractérisent par des failles, par des roches fracturées, schistosées et mylonitisées, ainsi que par des fissures d'extension. Dans ces zones de cisaillement, les minéralisations aurifères se retrouvent: 1) à l'intérieur de filons de quartz qui occupent les failles (figure 23), les fissures d'extension ou qui constituent la matrice des brèches (figure 24); 2) sous la forme de disséminations dans les épontes altérées, déformées ou non, des filons de quartz aurifère; et 3) sous la forme de disséminations seules (filons de quartz absents) dans des zones altérées et mylonitisées le long des failles (figure 25). Les veines qui occupent les failles ont des puissances de moins de 1 m, un aspect massif ou rubané et elles présentent parfois quelques cavités tapissées de chlorite et de cristaux de quartz. À l'indice Boyvinet (annexe A, figure A.4), une de ces veines aurifères est localement formée d'un quartz bréchi que pris dans un ciment de pyrite. Les fissures d'extension sont remplies par du quartz fibreux dont l'allongement accuse un angle fort par rapport aux parois de la fissure.

D'un point de vue descriptif, nous avons remarqué que les zones de cisaillement aurifères de la région du lac Shortt se présentent de quatre façons différentes (figure 26): A) faille centrée sur un couloir de déformation; B) failles situées dans une large zone de déformation ductile; C) faille bordant un couloir de déformation; D) deux failles délimitant un couloir de déformation. Les zones de cisaillement du type "faille centrée sur un couloir de déformation" et du type "failles situées dans une large zone de déformation ductile" sont comparables au modèle de cisaillement fragile-ductile de Ramsay (1980) et de Ramsay et Graham (1970). Le cisaillement du type "faille centrée sur un couloir de déformation" est caractérisé par des com-

partiments qui montrent, sur quelques centimètres ou décimètres, un accroissement de la déformation ductile et/ou de la densité de fracturation à l'approche de la surface de la faille. Les compartiments présentent parfois des fissures d'extension remplies de quartz qui s'étendent sur quelques décimètres ou quelques mètres de part et d'autre de la faille. Dans certains cas, les failles sont situées à l'intérieur de couloirs où la déformation ductile est très prononcée avec une puissance supérieure à l'étendue des affleurements (de puissance décamétrique minimale); il s'agit du type "failles situées dans une large zone de déformation ductile". Dans ces cas, les jeux déduits pour les failles sont compatibles avec les déformations ductiles des compartiments, mais l'augmentation de l'intensité de la déformation à l'approche des failles est peu évidente. Les zones de cisaillement du type "faille bordant un couloir de déformation" présentent, quant à elles, des déformations accrues dans un seul des compartiments. La plupart de ces zones de cisaillement apparaissent comme des variantes au modèle de Ramsay (1980) et de Ramsay et Graham (1970) car la structure interne des compartiments déformés est compatible avec les indicateurs de déplacement qui sont observés sur les surfaces des failles. L'indice Savane (annexe A, figure A.10) constitue une exception; nous y reviendrons plus loin. Le type "deux failles délimitant un couloir de déformation" est un cas observé uniquement à l'indice Mariposite (annexe A, figure A.5). Il s'agit d'un autre cas particulier dont nous discuterons plus loin.

Plusieurs critères nous ont permis de déduire les jeux associés à ces zones de cisaillement aurifères (tableau 4), en l'occurrence, les linéations qui s'inscrivent sur les surfaces de faille ainsi que dans la schistosité mylonitique, la fabrique C-S (figure 27), les ombres de pression sigmoïdes (figure 28), la relation angulaire et la courbure que la schistosité mylonitique accuse par rapport aux surfaces de faille, l'attitude des fissures d'extension, le décalage de niveaux repères et finalement, les zones d'ouverture et de fermeture produites par les inflexions des surfaces de faille (figure 29). En tenant compte de l'orientation et des jeux des failles, il nous a été possible de diviser les zones de cisaillement aurifères en trois familles principales (tableau 4 et figure 22): 1) ENE à ESE; 2) NNE à NE; et 3) NW à NNW.

Zones de cisaillement ENE à ESE

Cette famille de zones de cisaillement aurifères est la plus fréquemment rencontrée (tableau 4). Ces zones de cisaillement ont des extensions minimales décamétriques à hectométriques et possèdent des caractères variant de fragiles à fragiles-ductiles. Les cisaillements fragiles-ductiles sont caractérisés par le développement local ou par l'accroissement d'une anisotropie de type plano-linéaire présente à plus grande échelle. Une schistosité mylonitique portant une linéation

TABLEAU 4 – Synthèse des observations des zones de cisaillement aurifères examinées dans la région du lac Shortt.

Lieu (indice, secteur, mine) (voir localisation et géologie à l'annexe A)	Zones de cisaillement			Attitude des structures	Jeu des failles	Indicateurs cinématiques
	Caractère	Famille	Organisation			
NW Lac Shortt	Fragile	ENE-ESE	Failles centrées sur des couloirs de déformation	Failles : NE à ESE; pendages abrupts	Senestre	Déplacement de marqueurs et zones d'ouverture et de fermeture des surfaces d'une faille
	Fragile-ductile	ENE-ESE	Failles centrées sur des couloirs de déformation	Failles : NE à ESE; pendages abrupts	Inverse et inverse-dextre	Fabrique C-S ⁽¹⁾ et linéation
	Fragile-ductile	NNE-NE	Failles centrées sur des couloirs de déformation	Failles 227°/72°; linéation, 244°/33°	Senestre-normal	Fabrique C-S et linéation
Île Opawica	Fragile-ductile	ENE-ESE	Failles centrées sur des couloirs de déformation	Failles : 270°/60°; linéation et stries, 335°/52°	Inverse-dextre	Fabrique C-S, linéation et stries
	Fragile-ductile	NNE-NE	Failles centrées et bordant des couloirs de déformation	Failles : 202°/76°; linéation, 223°/22°	Senestre-normal	Fabrique C-S, ECC ⁽²⁾ et linéation
	Fragile-ductile	NW-NNW	Failles bordant des couloirs de déformation	Failles : 315°/75°; linéation, 122°/33°		
Butte	Fragile-ductile	ENE-ESE	Failles mineures situées dans une large zone de déformation ductile	Roches déformées : schistosité, 63°/70°; linéation, 133°/70° Failles mineures : 75°/80°; linéation, 120°/76°	Inverse-dextre	Linéation et ombres de pression sigmoïdes
Agar 1	Fragile-ductile	ENE-ESE	Faille centrée sur un couloir de déformation	Faille : 82°/72°; stries, 102°/34°	Dextre-inverse	Linéation et obliquité de la schistosité mylonitique
Agar 2	Fragile-ductile	ENE-ESE	Failles centrées sur des couloirs de déformation	Faille : 83°/75°; stries, 90°/20° Failles : 104°/70°; stries, 112°/26°	Dextre-inverse Dextre-inverse	Déplacement de marqueurs et stries Déplacement de marqueurs et stries
SE Lac Shortt	Fragile	ENE-ESE	Failles mineures	Failles : NE-ESE; pendages abrupts Faille : 70°/75°;	Senestre-normal	
	Fragile-ductile	ENE-ESE	Faille mineure	linéation, 81°/24°		Linéation et obliquité de la schistosité mylonitique
Cominco	Ductile	ENE-ESE	Failles mineures situées dans une large zone de déformation ductile	Roches déformées : schistosité, 246°/86°; linéation, 284°/79° Failles : 247°/87°		
Mariposite	Fragile-ductile	ENE-ESE	Deux failles délimitant un couloir de déformation	Roches déformées : schistosité, 289°/89°; linéation, 297°/67° Faille nord : 269°/80°; stries, 81°/2° Faille sud : 271°/81°	Coulissage senestre	Veines d'extension et stries

TABLEAU 4 – Synthèse des observations des zones de cisaillement aurifères examinées dans la région du lac Shortt (fin).

Lieu (indice, secteur, mine) (voir localisation et géologie à l'annexe A)	Zones de cisaillement			Attitude des structures	Jeu des failles	Indicateurs cinématiques
	Caractère	Famille	Organisation			
Espoir	Fragile-ductile	ENE-ESE	Failles situées dans une large zone de déformation ductile	Roches déformées : schistosité, 277°/73°; linéation, 4°/80° Faille nord : 97°/74°; stries, 253°/17° Faille centrale : 265°/80° Faille sud : 273°/83°		
Savane	Fragile-ductile	ENE-ESE	Faille bordant un couloir de déformation	Roches déformées : schistosité, 88°/85°; linéation, 197°/79° Faille : 75°/85°; stries, 75°/0°	Coulissage senestre	Linéation, veines d'extension et obliquité de la schistosité
Relique	Fragile-ductile	ENE-ESE	Faille bordant un couloir de déformation	Roches déformées : schistosité, 78°/80°; linéation, 240°/55° Faille : 90°/85°; stries, 100°/6°		
Boyvinet	Fragile-ductile	NW-NNW	Faille centrée sur un couloir de déformation	Faille : 338°/60°; linéation, 92°/36°	Dextre-normal	Obliquité de la schistosité mylonitique, linéation, stries et veines d'extension
Lac Shortt	Fragile-ductile	ENE-ESE	Faille centrée sur une zone de déformation	Faille Lac Shortt : 242°/85°; schistosité mylonitique, 242°/85°; linéation, 271°/74°; stries, 50°/10°	Inverse-dextre	Fabrique C-S et linéation
Lac Bachelor ⁽³⁾	Fragile-ductile	ENE-ESE	Failles centrées sur des zones de déformation	Faille : 70°/60° Faille : 110°/60°	Dextre-inverse Dextre-inverse	Obliquité de la schistosité mylonitique Obliquité de la schistosité mylonitique

1- C-S: fabrique C-S.

2- ECC: "extensional crenulation cleavage" de Platt et Visser (1980).

3- D'après Lauzière (1989)

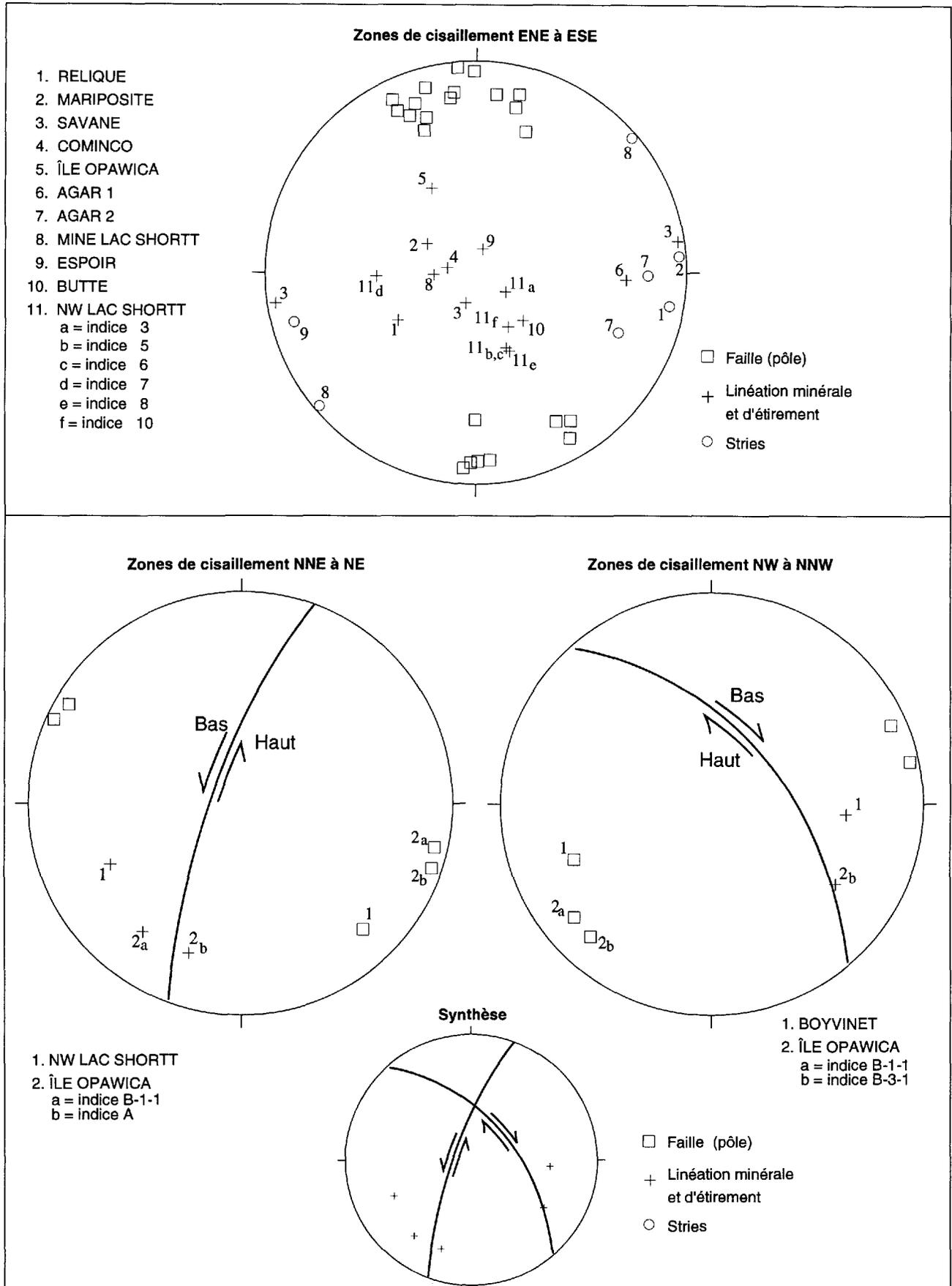


FIGURE 22 – Stéréogrammes présentant la synthèse des données structurales pour les zones de cisaillement aurifères de la région du lac Shortt.



FIGURE 23 – Veine de quartz aurifère occupant une faille. Indice 8 du secteur NW Lac Shortt (figure A.11 de l'annexe A). Le marteau fait 50 cm de longueur.

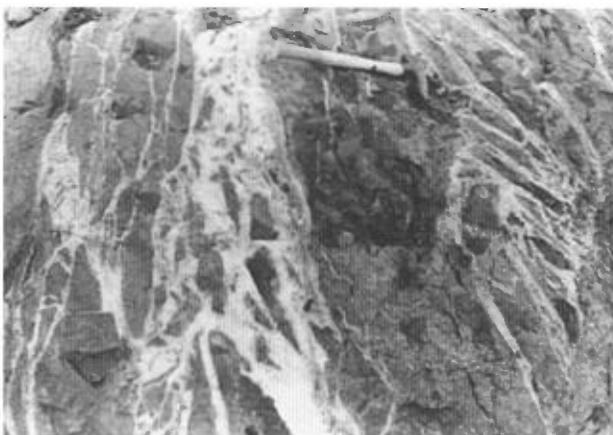


FIGURE 24 – Brèche à ciment de quartz aurifère. Indice 1 du secteur NW Lac Shortt (figure A.11 de l'annexe A). Le marteau fait 35 cm de longueur.

d'étirement matérialise cette anisotropie. Les failles ont des directions variant d'ENE à ESE et des pendages abrupts ($\geq 60^\circ$) vers le nord ou vers le sud. Les linéations qui s'inscrivent sur les surfaces de faille et dans la schistosité mylonitique laissent supposer des mouvements pour la plupart verticaux et parfois obliques (figure 22). Les jeux qu'il a été possible



FIGURE 25 – Exemple d'une zone d'altération et de mylonitisation (roches plus sombres) le long d'une faille (juste à gauche du marteau). Indice Agar 2 (figure A.3 de l'annexe A). Le marteau fait 35 cm de longueur.

d'interpréter sont pour la plupart inverses et inverses-dextres, parfois dextres-inverses, et dans certains cas senestres (tableau 4 et figure 22).

Les quelques failles aurifères dextres-inverses peuvent être observées principalement aux indices Agar 1 et Agar 2 (figure 22 et annexe A, figures A.2 et A.3); on peut aussi les observer à la mine Lac Bachelor (Lauzière 1989). Fait à noter, ces failles dextres-inverses forment localement des réseaux. À l'indice Agar 2, nous observons en effet une faille de direction ENE, plus importante, qui recoupe plusieurs failles mineures de direction ESE.

Les rares jeux senestres ont été déduits pour deux cisaillements du secteur NW Lac Shortt (indices 2 et 11; annexe A, figures A.12 et A.14). Dans ce secteur, les zones de cisaillement senestres ont des caractères fragiles, des rejets métriques et elles définissent des réseaux de fractures à pendage abrupt où se sont mis en place des veines de quartz aurifères. Nous ne possédons aucun critère pour préciser la direction de ces jeux senestres, mais un de ces réseaux de fractures (figure 30) s'apparente à ceux résultant de coulissages senestres décrits par Blès et Feuga (1981).

L'indice Savane (annexe A, figure A.10) est un cas particulier de zone de cisaillement ENE à ESE. Cet indice présente une zone de cisaillement du type "faille bordant un couloir de déformation" (figure 31). Le couloir de déformation a une direction générale ENE. Dans ce couloir nous remarquons une schistosité subverticale de direction générale ENE qui contient une linéation d'étirement subverticale (79°). Ce couloir de déformation a donc enregistré un allongement selon un axe vertical, comme l'indiquent les linéations d'étirement à plongement abrupt. Il y a aussi une faille à pendage abrupt ($\approx 85^\circ$ S) qui est présente à la bordure nord du couloir de déformation. Certaines observations indiquent qu'il s'agit d'une faille de décrochement

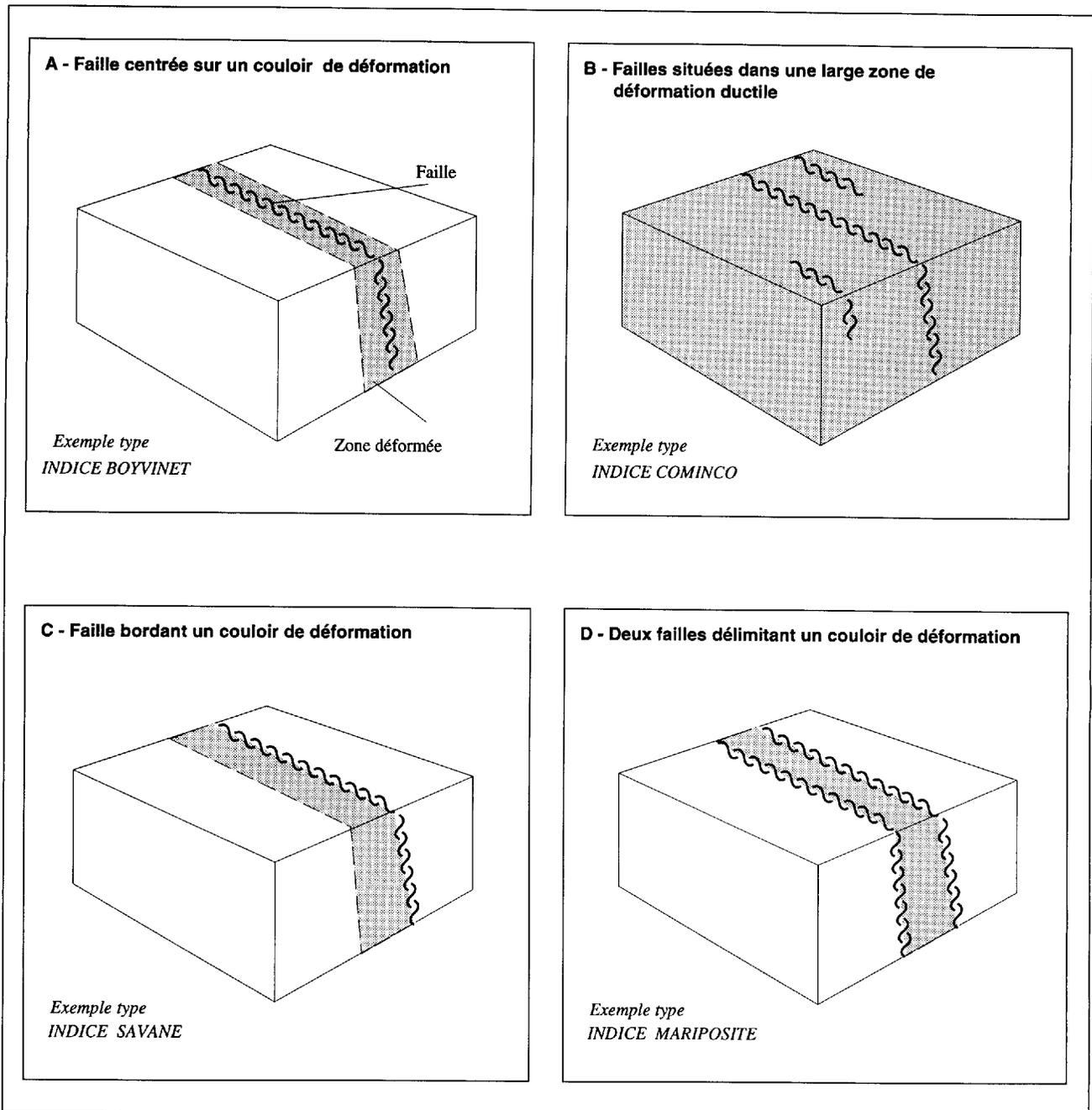


FIGURE 26 – Représentation schématique des différents types de zones de cisaillement observées dans la région du lac Shortt.

senestre. Près de la surface de cette faille, il y a des linéations d'étirement subhorizontales (0°) et des fissures d'extension de direction NE subverticales, le tout impliquant un jeu coulissant senestre. Par ailleurs, la schistosité du couloir de déformation a, par endroits, une direction E en bordure de la faille (elle accuse ainsi une certaine obliquité par rapport à la faille, ce qui s'accorde avec un jeu senestre pour cette dernière). Il faut noter que le plongement abrupt des linéations d'étirement dans le couloir de déformation n'est pas compatible avec le jeu strictement en coulissage de la faille. Nous proposons deux hypothèses pour l'explica-

tion de cet agencement structural particulier: 1) décrochement après la déformation selon un axe vertical; et 2) transpression senestre (Sanderson et Marchini, 1984). La première hypothèse est soutenue par certaines observations indiquant qu'il y a eu du coulissage senestre après la déformation à la verticale. En fait, tout comme pour les roches du couloir de déformation, les roches moins déformées de cet indice sont marquées d'une linéation subverticale et, de plus, elles renferment des veines d'extension subhorizontales qui doivent être associées à cet allongement à la verticale. Or, ces veines subhorizontales sont recoupées par des

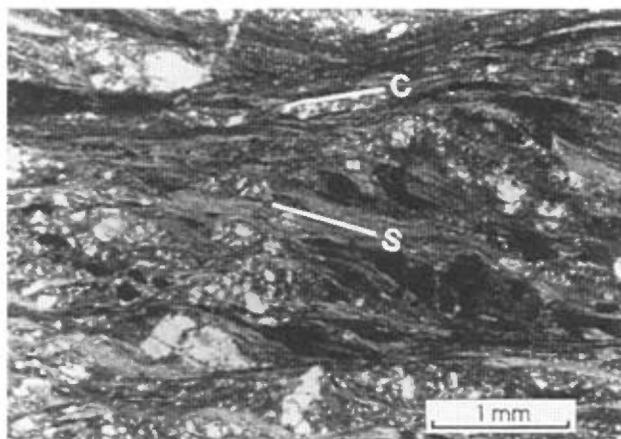


FIGURE 27 – Photomicrographie d'un schiste à fabrique C-S associé à une zone de cisaillement de direction NE à jeu senestre. Le mouvement déduit est indiqué. Indice 9 du secteur NW Lac Shortt (figure A.11 de l'annexe A), échantillon n° HB-87-427A. Nicols croisés.

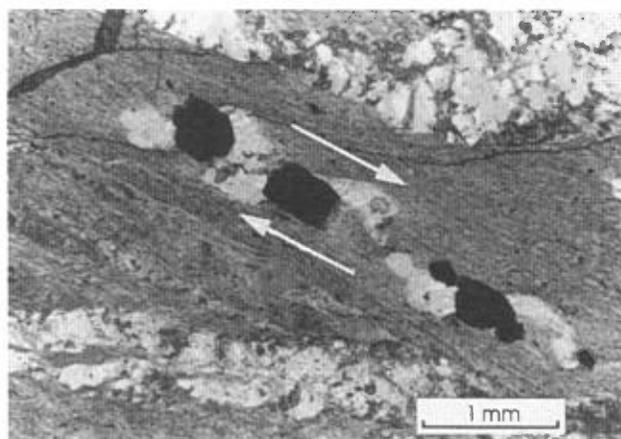


FIGURE 28 – Photomicrographie d'ombres de pression sigmoïdes aux extrémités de grains de pyrite. Le mouvement déduit est indiqué. Indice Butte, échantillon n° HB-88-251 (pour la localisation, voir figure A.8 de l'annexe A). Nicol simple.

veines d'extension subverticales reliées au jeu coulissant de la faille. Ceci indique que du coulisage senestre est survenu après l'étirement à la verticale. L'hypothèse de la transpression, quant à elle, intègre la déformation à la verticale en simultanée avec le coulisage senestre, tel qu'il est requis par l'attitude de la linéation et l'obliquité de la schistosité dans le couloir de déformation.

L'indice Mariposite (annexe A, figure A.5) est un autre cas particulier de cisaillement ENE à ESE. À cet indice, nous observons une zone de cisaillement du type "deux failles délimitant un couloir de déformation" (figure 32). Ces deux failles ont une direction générale E, des pendages abrupts ($\approx 80^\circ N$) et elles délimitent, sur au moins 300 m, un couloir de déformation d'une puissance variant de métrique à décamétrique. Le couloir de déformation présente une schistosité subverticale de direction WNW, oblique par rapport aux failles, qui contient une linéation d'étire-

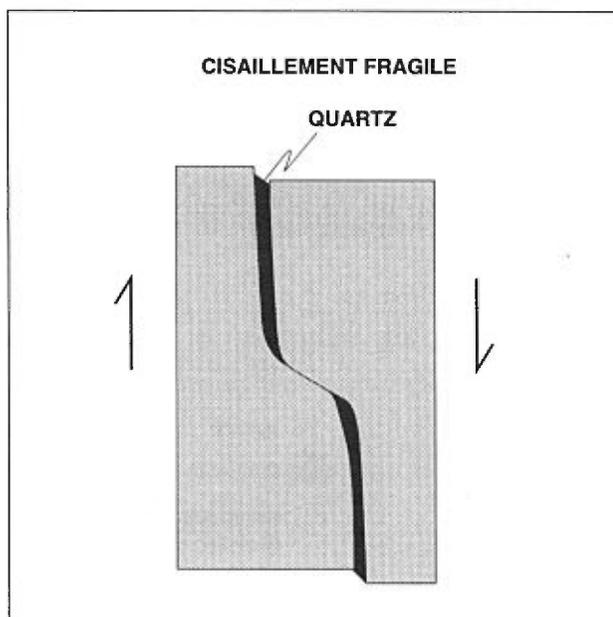


FIGURE 29 – Représentation schématique d'une zone de pincement d'une veine qui permet de déduire le jeu d'une faille.

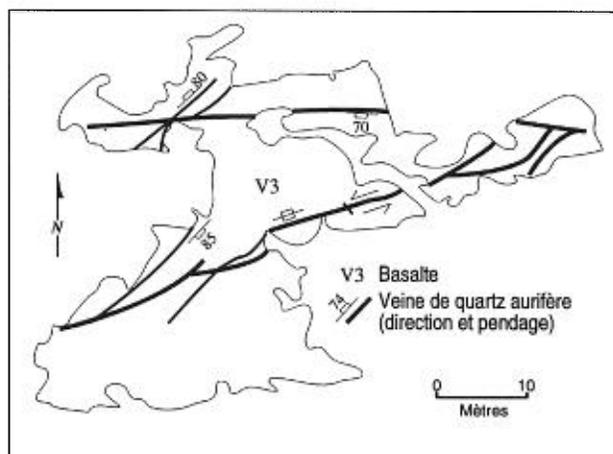


FIGURE 30 – Réseau de fractures observé à l'indice 2 du secteur NW Lac Shortt (figure A.12 de l'annexe A).

ment à plongement abrupt ($\approx 67^\circ NNW$) témoignant d'un allongement subvertical. On doit remarquer que la forte obliquité de la schistosité par rapport aux failles s'explique mal dans un modèle de cisaillement à jeu vertical comme peut le laisser supposer le plongement abrupt des linéations d'étirement. Nous proposons donc deux hypothèses pour expliquer cet arrangement structural particulier. Il peut s'agir: 1) d'une zone de déformation ancienne affectée par un rejeu tardif; ou 2) d'une zone de transpression senestre (Sanderson et Marchini, 1984). La première hypothèse expliquerait le fait que les deux failles délimitant le couloir de déformation ont des caractéristiques différentes. La faille au sud du couloir de déformation (faille "sud") renferme des veines lenticulaires de quartz aurifère et elle

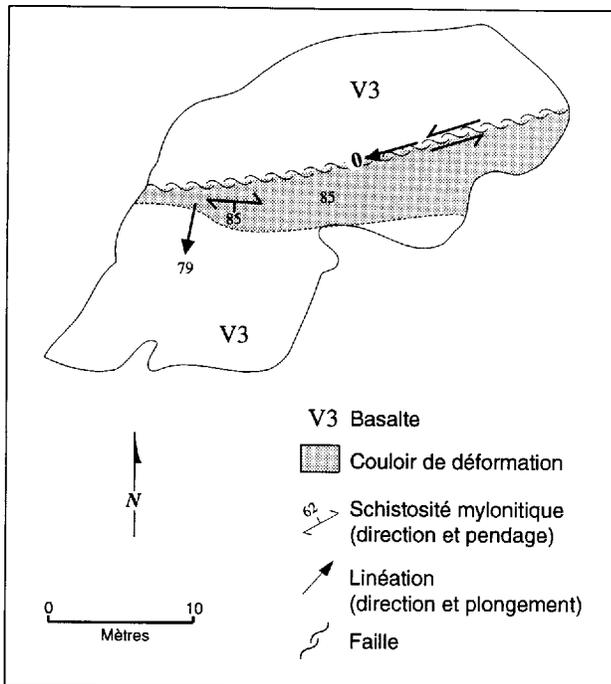


FIGURE 31 – Plan simplifié de l'indice Savane avec les paramètres structuraux (figure A.10 de l'annexe A).

s'accompagne de minéralisations disséminées uniquement du côté nord de sa trace, soit à l'intérieur du couloir de déformation. Par contre, la faille qui borde la partie nord du couloir de déformation (faille "nord") ne semble pas avoir contrôlé la minéralisation: elle ne renferme aucune veine aurifère et il n'y pas de minéralisations disséminées qui y sont associées. Ces observa-

tions nous laissent supposer deux générations de failles. La présence de stries subhorizontales sur la surface de la faille "nord" et, localement associée à celle-ci, la présence de veines d'extension subverticales, obliques par rapport à la faille et de direction NE, indiquent un jeu en coulissage senestre pour cette faille. Compte tenu de tout ceci, nous imaginons qu'il y aurait d'abord eu développement de la faille "sud" dans une zone de déformation à jeu plutôt subvertical, tel que requis par les linéations d'étirement à plongement abrupt. Cette faille aurait alors été le site de la mise en place de veines de quartz aurifères et de minéralisations disséminées, sans doute de part et d'autre de la faille. Plus tard, la faille "nord" se serait développée et elle aurait juxtaposée deux compartiments déformés à des degrés très différents, suite à du coulissage senestre. Cet épisode aurait probablement vu aussi le rejeu de la faille "sud", ce qui aurait amené la production de l'asymétrie actuelle dans le patron de déformation ainsi que des minéralisations disséminées par rapport à cette faille. La seconde hypothèse, celle de la transpression senestre, peut intégrer la déformation à la verticale en simultanée avec le coulissage senestre, tel qu'il est requis par l'attitude de la linéation et l'obliquité de la schistosité dans le couloir de déformation. Cette hypothèse explique bien l'arrangement structural observé. En fait, la disposition du couloir de déformation et des failles est semblable au modèle type d'une zone de transpression tel que proposé par Sanderson et Marchini (1984). Cependant, avec cette hypothèse le fait que seulement une des deux failles a contrôlé la minéralisation reste inexpliquée.

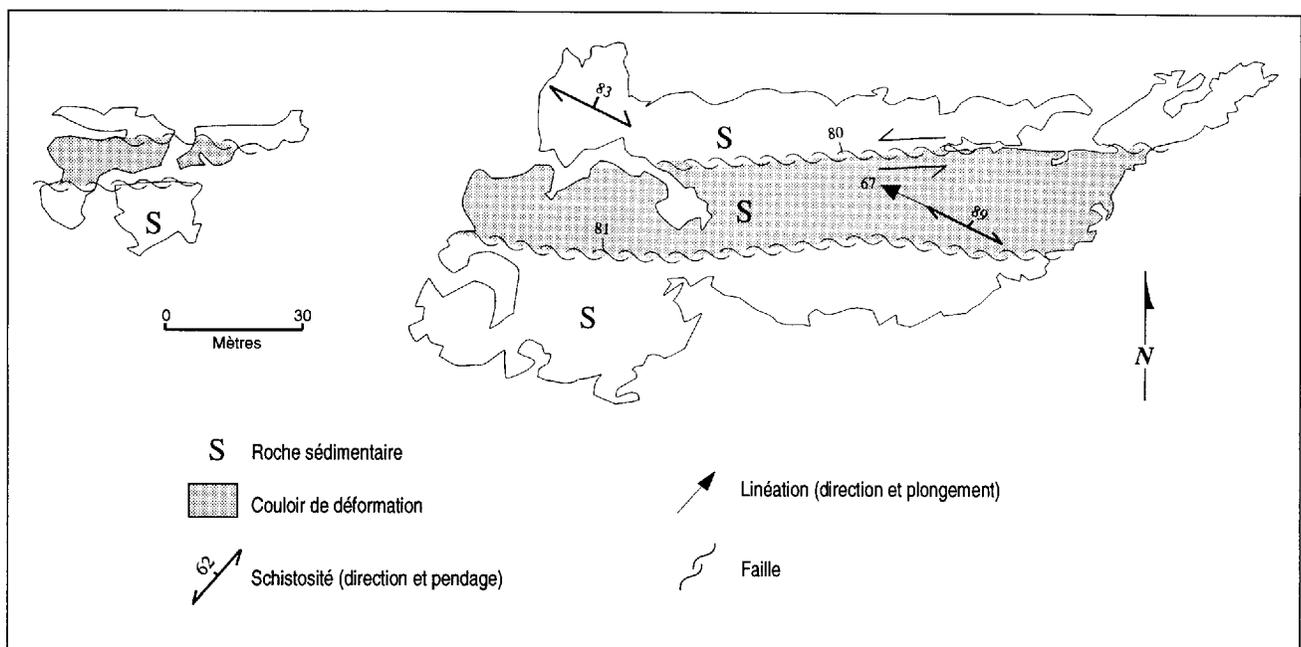


FIGURE 32 – Plan simplifié de l'indice Mariposite avec les paramètres structuraux (figure A.5 de l'annexe A).

En conclusion, nous distinguons deux catégories de zones de cisaillement ENE à ESE. La première catégorie est caractérisée par des jeux plutôt verticaux, de sens inverses. La seconde catégorie montre du coulisage senestre. Ce coulisage senestre a produit des réseaux de fractures dans le secteur NW Lac Shortt et, comme l'illustrent les indices Savane et Mariposite, des failles et rejeux qui ont affecté des structures plus anciennes à jeux subverticaux ou bien, en tant qu'hypothèse alternative, des zones de transpression. Nous croyons toutefois que les failles en coulisage senestre se sont développées après celles à jeux subverticaux. C'est pourquoi, en ce qui concerne les indices Savane et Mariposite, nous favorisons l'hypothèse de rejeux tardifs affectant des structures à jeux subverticaux plutôt que celle de la transpression. Nous verrons à la fin de ce chapitre, dans la section Comparaisons régionales, que les failles à jeux senestres s'apparentent à des structures considérées plus jeunes dans la région de Chibougamau: les failles de la famille "Lac Gwillim".

Zones de cisaillement NW à NNW

Des zones de cisaillement de direction NW à NNW peuvent être observées à l'indice Boyvinet (tableau 4 et annexe A, figure A.4) et à plusieurs indices du secteur Île Opawica (tableau 4 et figures A.15 et A.16 de l'annexe A). Ces zones de cisaillement ont des extensions minimales décimétriques à hectométriques et elles possèdent des caractères fragiles et fragiles-ductiles. La plus importante des zones de cisaillement de cette famille a été observée à l'indice Boyvinet (figure 33 et figure A.4 de l'annexe A). À cet indice, la zone de cisaillement d'une puissance décimétrique traverse un

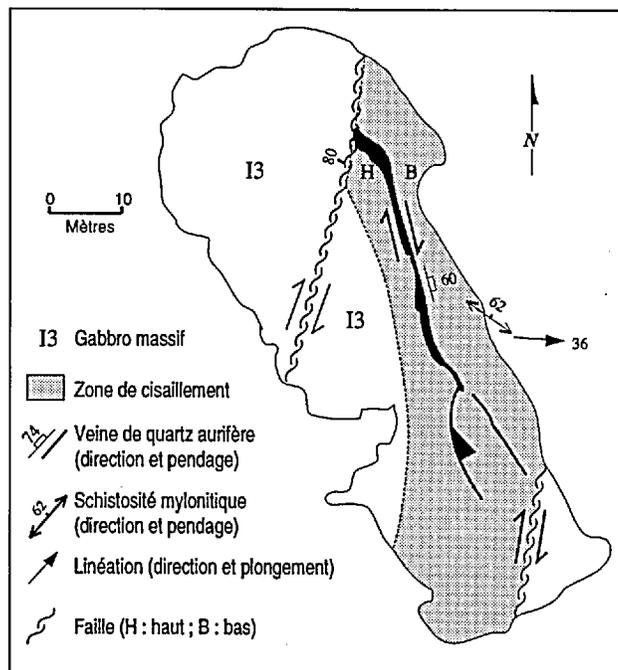


FIGURE 33 – Plan simplifié de l'indice Boyvinet (voir aussi la figure A.4 de l'annexe A) avec les paramètres structuraux.

gabbro et est caractérisée par une roche schistosée, mylonitisée et altérée ainsi que par des failles remplies de quartz aurifère et des fissures d'extension. La déformation est marquée par l'apparition rapide de la schistosité mylonitique dans le gabbro. La limite entre la roche massive et la roche schistosée définit la direction NNW de la zone de cisaillement. Cette schistosité mylonitique a une attitude générale $N300^{\circ}/60^{\circ}NE$ et elle contient une linéation de direction et plongement approximatif $N92^{\circ}/36^{\circ}E$. L'obliquité de la schistosité mylonitique par rapport à la direction NNW de la zone de cisaillement et l'attitude de la linéation d'étirement permettent de déduire un jeu oblique-dextre. Les veines qui se trouvent dans des failles ont approximativement la même direction NNW que la zone de cisaillement et un pendage d'environ $60^{\circ}E$. L'obliquité de la schistosité par rapport à ces failles indique un jeu normal-dextre le long de celles-ci. La zone de cisaillement renferme aussi plusieurs fissures d'extension remplies de quartz fibreux et de chlorite orientées approximativement $N190^{\circ}/85^{\circ}W$. L'attitude oblique de ces veines d'extension dans la zone de cisaillement est aussi cohérente avec un jeu dextre.

Dans le secteur Île Opawica (figures A.15 et A.16 de l'annexe A), les zones de cisaillement de direction NW à NNW ont des caractères plutôt fragiles et elles se matérialisent par des couloirs de puissance métrique injectés de veines de quartz aurifères. Les veines de quartz aurifères sont lenticulaires; elles ont une direction générale NW et un pendage d'environ $40^{\circ}NE$. Ces veines sont subparallèles en direction, mais elles semblent obliques en pendage par rapport à l'enveloppe du couloir de déformation. En fait, l'enveloppe du couloir de déformation semble avoir un pendage plus abrupt que les veines. Ces couloirs de déformation sont bordés ou non d'une faille dont l'attitude approximative est de $N315^{\circ}/75^{\circ}NE$. Les stries sur les lèvres des failles et les linéations dans les roches localement schistosées suggèrent un jeu oblique dextre semblable à celui de la zone de cisaillement de l'indice Boyvinet.

Zones de cisaillement NNE à NE

Cette famille de zones de cisaillement peut être observée aux indices A et B-1-1 du secteur Île Opawica (figure A.15 de l'annexe A) et aux indices 7 et 9 du secteur NW Lac Shortt (tableau 4 et figures A.11 et A.13 de l'annexe A). Ces zones de cisaillement, de puissance métrique et d'extension minimale décimétrique, ont des caractères fragiles-ductiles. Elles sont caractérisées par des failles, par des fractures remplies de quartz aurifère et par une roche schistosée et mylonitisée. Les failles qui bordent ou qui sont centrées sur les zones de roches déformées ont une attitude moyenne de $N215^{\circ}/74^{\circ}NW$ (figure 22). La roche schistosée et mylonitisée présente une linéation d'étirement, une

fabrique C-S (figure 27) et des "shear bands" (ECC 1 de Platt et Visser, 1980), cohérents entre eux, qui permettent de déduire des jeux senestres-obliques (figure 34).

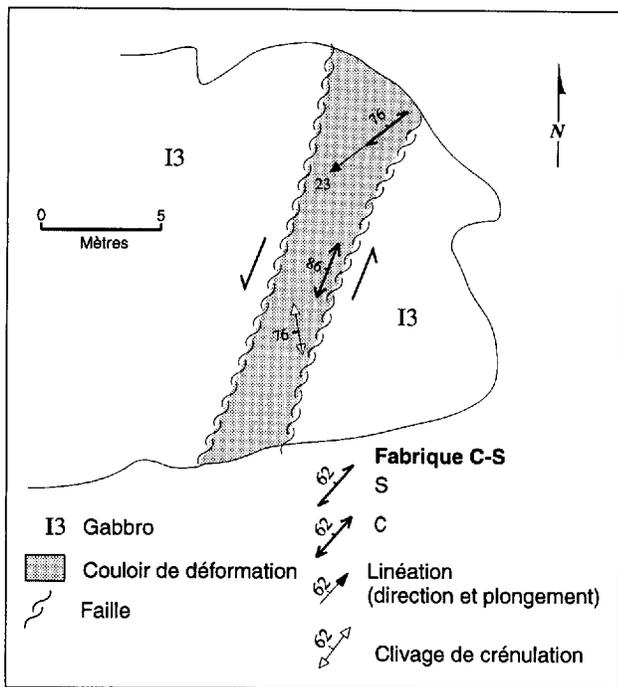


FIGURE 34 – Plan simplifié et paramètres structuraux d'un cisaillement aurifère de direction NNE. Partie est de l'indice B-1-1 du secteur Île Opawica (figure A.15 de l'annexe A).

MINÉRALISATION ASSOCIÉE À UN PLI

Ce type de contexte aurifère peut être observé uniquement dans le secteur SW Waswanipi (figure 35). Le secteur en question est situé près de la surface axiale d'un anticlinal de direction approximative E (Giovenazzo, 1983, 1986). D'après nos observations de ce secteur, la charnière de l'anticlinal doit comporter plusieurs axes de plis mineurs car il y a plusieurs changements de la direction et du pendage des couches entre affleurements rapprochés. Les pôles des stratifications se distribuent sur un grand cercle dans un stéréogramme, indiquant des plis de direction E à plongement subhorizontal (figure 35). L'axe de plissement est à peu près situé dans le plan moyen de la schistosité (figure 35), ce qui suggère une schistosité de plan axial. Aux indices de ce secteur (indices 1, 2 et 3; figure 35), le faible pendage des couches ainsi que leur forte relation angulaire avec la schistosité subverticale de direction E indiquent un contexte de charnière de pli. Ces trois indices présentent une veine majeure de quartz aurifère blanc laiteux dont l'épaisseur atteint 50 cm (figure 36). La veine est généralement plane avec une attitude moyenne de $285^{\circ}/35^{\circ}\text{N}$ (figure 35). À l'indice 1, cette veine se révèle parallèle aux couches et est située au contact entre un niveau de tuf et un niveau de basalte (figure 37). Il n'y a pas de signe de cisaillement en bordure de la veine. D'ailleurs, la schis-

tosité observée dans la roche encaissante qui accuse un angle d'environ 50° avec la veine de quartz, ne montre pas d'entraînement à l'approche de celle-ci. Nos observations indiquent que le quartz occupe une ouverture entre les couches, sans déplacement latéral important, au niveau d'une charnière de pli. Nous considérons donc que cette veine aurifère représente une minéralisation de type "voûte antiforme" (saddle reef). Contrairement à la roche encaissante, la veine a subi peu de déformation. Elle n'est pas marquée par la schistosité et elle ne présente que quelques plissements locaux (ce qui suggère une mise en place tardive par rapport au plissement). Une zone d'altération hydrothermale d'une puissance minimale métrique enveloppe cette veine. Des minéralisations aurifères disséminées sont aussi observées dans les épontes de cette veine majeure et le long de veines mineures d'orientations variées qui recoupent les couches.

STRUCTURES MINEURES

Nous discutons brièvement ici des structures mineures qui ont été observées aux indices d'or. Il s'agit de clivages de crénulation, de "kink bands", de fissures d'extension, de veines quelconques et de failles tardives. Les clivages de crénulation peuvent être observés dans les zones de cisaillement aurifères qui présentent une fabrique tectonique bien développée, tels les indices Boyvinet, Cominco et Mariposite. Les "kink bands" sont eux observés dans les roches très déformées (aux indices Relique, Boyvinet, Cominco et aux indices du secteur SW Waswanipi). À l'indice Savane, deux catégories de fissures d'extension recoupent les basaltes peu déformés. On observe des fissures d'extension subhorizontales, remplies de quartz et d'axinite et perpendiculaires à la linéation d'étirement des roches, qui sont coupées par des fissures d'extension subverticales comblées de quartz. À l'indice Relique nous distinguons quatre familles de veines recoupant les basaltes peu déformés. On y trouve des veines de direction E subverticales et irrégulières qui sont comblées de quartz et d'épidote. Ces veines sont recoupées par des fissures d'extension subhorizontales qui sont remplies de quartz et d'axinite, et qui sont perpendiculaires à la linéation d'étirement de l'encaissant. Deux autres familles de veines subverticales recoupent les veines subhorizontales: des veines NE et des veines NNW dont les relations chronologiques mutuelles sont incertaines. Fait à noter, des failles tardives peuvent être observées à l'indice Boyvinet. Ces failles subverticales de direction NNE à NE recoupent la zone de cisaillement aurifère de direction NNW (figure 33). Les stries obliques sur les lèvres de ces failles, la courbure de la schistosité et le déplacement vers la droite des veines de direction NNW suggèrent un jeu dextre-oblique. Ces failles ont des rejets horizontaux longitudinaux centimétriques et décimétriques au minimum.

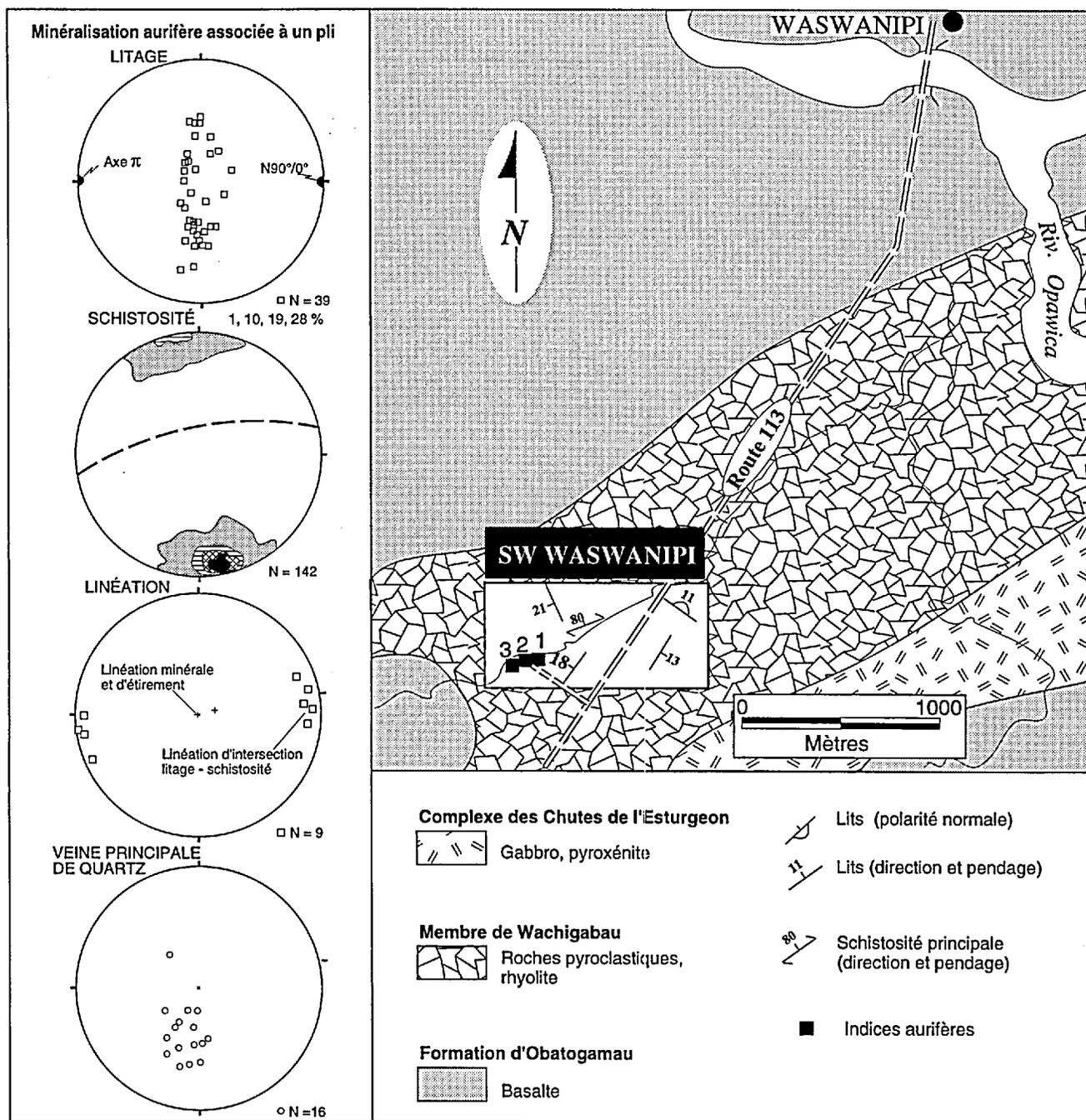


FIGURE 35 – Localisation des indices aurifères 1, 2 et 3 dans le secteur SW Waswanipi et stéréogrammes des éléments structuraux observés. Géologie modifiée de Sharma et Gobeil (1987). Voir la figure 3.

RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES STRUCTURES OBSERVÉES

Dans le secteur Île Opawica, nous constatons que les zones de cisaillement des familles NNE à NE et NW à NNW recoupent les zones de cisaillement de la famille ENE à ESE à jeux subverticaux. Des relations de recoupement entre les zones de cisaillement NNE à NE et NW à NNW n'ont pu être observées. Toutefois, compte tenu de l'attitude et des jeux associés à ces deux dernières familles de cisaillements aurifères, senestre-normal et dextre-normal respectivement, nous croyons

qu'elles correspondent à des familles conjuguées (figure 22). Nous observons aussi que les cisaillements aurifères NW à NNW sont recoupés par des failles tardives NNE à NE à jeu dextre-oblique.

MINÉRALISATION AURIFÈRE ET FAILLES MAJEURES

Il est connu que la plupart des filons aurifères encaissés dans les ceintures de roches vertes archéennes sont spatialement associés à des accidents majeurs (Roberts, 1987). Cette relation est également observée

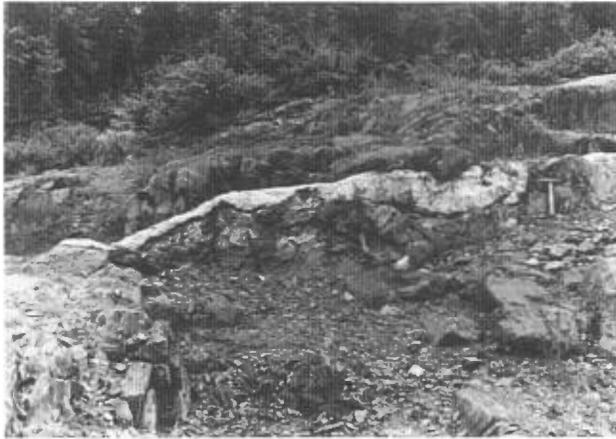


FIGURE 36 – Veine de quartz à faible pendage située entre les couches dans la charnière d'un pli. Indice 1 du secteur SW Waswanipi (figure 35). Le marteau fait 35 cm de longueur.

dans la région du lac Shortt. En effet, comme il a été montré par Sharma et Gobeil (1987), il existe une étroite association spatiale entre plusieurs gisements d'or et les failles régionales Lac Opawica et Lac Shortt (figure 3). Il est reconnu que ces deux failles sont des discontinuités majeures de direction générale ENE qui sont caractérisées par de larges zones de déformation ductile où les roches sont carbonatées. Ici, nous voulons faire le bilan de nos observations sur ces deux failles dans le but de préciser le cadre structural de la minéralisation aurifère. Nous voulons aussi attirer l'attention sur la faille Lamarck qui, croyons-nous, exerce un contrôle sur la minéralisation aurifère.

On peut entrevoir la structure interne de la faille Lac Opawica à partir de nos observations aux indices Savane, Relique, Butte, Cominco, Espoir et Mariposite

(figure 3). La faille apparaît alors comme une zone tectonique complexe renfermant plusieurs cisaillements aurifères de la famille ENE à ESE (figure 38). Il s'agirait d'une zone de puissance hectométrique à kilométrique caractérisée par plusieurs couloirs de forte déformation alternant avec des passages de faible déformation. Les couloirs de déformation se manifestent par l'accroissement de l'anisotropie présente dans les zones moins déformées. L'anisotropie, de type planolinéaire, est matérialisée par une schistosité à pendage abrupt, de direction variant entre ENE et ESE, et par une linéation d'étirement à plongement modéré à abrupt. La zone tectonique Lac Opawica est donc marquée par un composante majeure d'allongement vers la verticale. Dans le détail toutefois, la structure interne de la zone tectonique s'avère plutôt complexe. D'après nous, cette complexité résulte comme nous l'avons vu auparavant aux indices Savane et Mariposite (figures 31 et 32) d'un rejeu en coulissage senestre subséquent à l'allongement à la verticale.

La faille Lac Shortt a été étudiée à deux endroits sous terre à la mine Lac Shortt (figure 39). À cette mine, la faille de direction ENE et à pendage abrupt vers le nord sépare deux domaines lithologiques différents: au nord-ouest, un domaine de roches volcanoclastiques appartenant à la formation de Ruisseau Dalime, et au sud-est, un domaine de basaltes et d'intrusions gabbroïques appartenant à la Formation d'Obatogamau (Litchblau, 1989; Quirion 1990). Aux endroits que nous avons examinés, la faille se traduit par une zone de déformation ductile d'une puissance décamétrique. En fait, en cheminant du nord-ouest vers le sud-est, les roches volcanoclastiques du domaine nord-ouest deviennent de plus en plus déformées et altérées en un

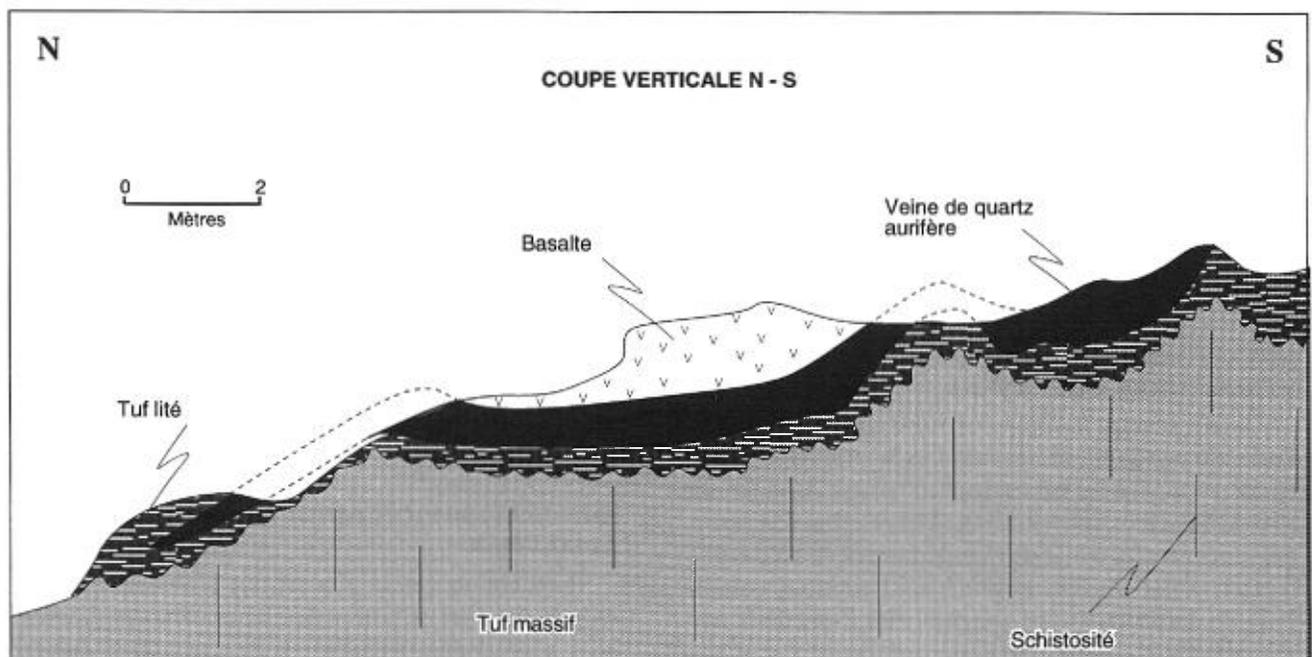


FIGURE 37 – Coupe géologique simplifiée de l'indice 1 du secteur SW Waswanipi (figure 35).

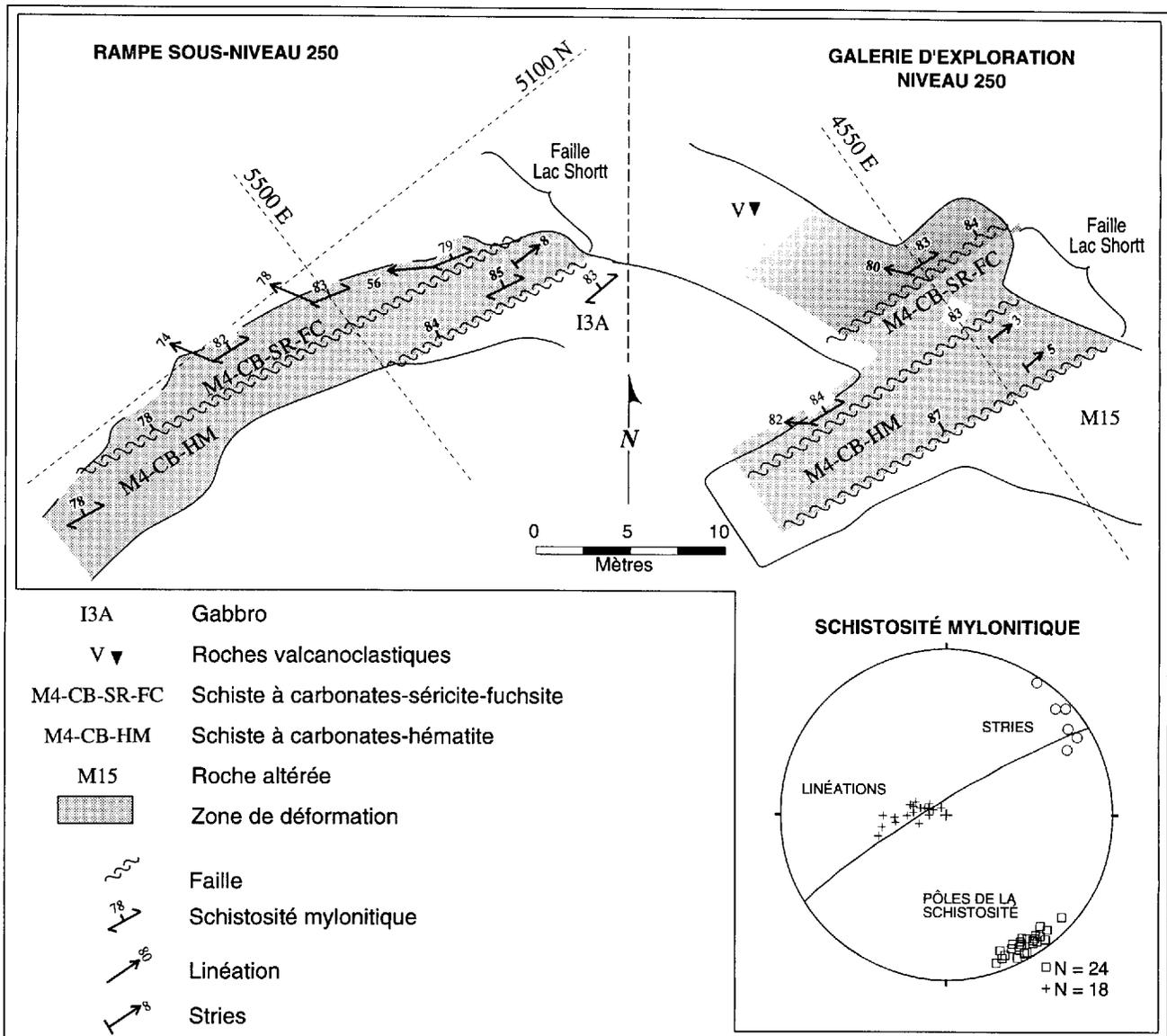


FIGURE 39 – Plans simplifiés et paramètres structuraux de la zone de faille Lac Shortt observée à la mine Lac Shortt.

schiste à carbonates-séricite-fuchsite. Plus au sud-est, une discontinuité à caractère fragile juxtapose des schistes à carbonates-hématite contre des schistes à carbonates-séricite-fuchsite. Enfin, plus au sud-est encore, une autre discontinuité à caractère fragile met en contact les basaltes et les intrusions gabbroïques du domaine sud-est avec les schistes à carbonates-hématite. La schistosité et les discontinuités à caractère fragile sont subparallèles et ont une attitude $N242^{\circ}/85^{\circ}N$. La schistosité porte une linéation d'étirement dont l'attitude moyenne est $N271^{\circ}/74^{\circ}W$ (figure 39). Cette linéation favorise un jeu vertical avec une composante oblique mineure. Un jeu inverse-dextre est déduit à partir de l'observation des fabriques C-S. Un rejeu coulissant est révélé par la présence de stries subhorizontales qui se superposent sur les linéations à fort plongement (figure 39).

Suite à ces caractérisations, nous pouvons déduire les liens qui existent entre, d'une part, la zone tectonique Lac Opawica et la faille Lac Shortt et, d'autre part, entre ces accidents majeurs et les cisaillements aurifères de la famille ENE à ESE. La zone tectonique Lac Opawica et la faille Lac Shortt montrent toutes les deux des linéations à plongement abrupt. Les cisaillements aurifères à jeux verticaux de la famille ENE à ESE apparaissent donc comme des structures subsidiaires reliées au développement de ces deux accidents majeurs. Outre ces deux discontinuités majeures, il semble aussi que la faille Lamarck, de direction NE et à jeu senestre (Charbonneau *et al.*, 1983), exerce un contrôle sur la minéralisation aurifère. Cette faille traverse le secteur NW Lac Shortt où nous avons observé des réseaux de fractures (montrant des jeux senestres) occupées par des veines de quartz aurifères. L'explica-

tion qui semble s'imposer indique que ces réseaux de fractures seraient des structures subsidiaires reliées à la faille Lamarck.

COMPARAISONS RÉGIONALES

Dans une perspective plus globale, il est instructif d'établir une comparaison entre les structures que nous avons observées et celles reconnues dans la région de Chibougamau ainsi que dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville. En premier lieu, il apparaît que la minéralisation du type "voûte antiforme" est associée à un type de pli bien connu dans toute cette partie de la ceinture de l'Abitibi: les plis "E-W" dont la schistosité régionale correspond au plan axial (Daigneault *et al.*, 1990). Pour les cisaillements aurifères, le tableau 5 énumère, dans un ordre chronologique, les différentes catégories de faille de la région de Chibougamau et de la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville, et montre la correspondance possible des structures observées dans la région du lac Shortt. Tout d'abord, la comparaison nous incite à croire que la plupart des cisaillements aurifères de la famille ENE à ESE de la région du lac Shortt sont semblables aux failles aurifères "E-W" de la région de Chibougamau et de la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville (Daigneault et Allard, 1984, 1987, 1990; Daigneault *et al.*, 1990; Dimroth *et al.*, 1986; Dion et Guha, 1988, 1989, 1993; Dubé, 1985, 1990; Dubé et Guha, 1989; Guha, 1984; Guha *et al.*, 1988, 1990). En effet, les zones de cisaillement ENE à ESE ont pour la plupart des linéations à plongement abrupt qui traduisent des jeux subverticaux, tout comme pour les

failles du type "E-W" (Daigneault et Allard, 1987, 1990; Daigneault *et al.*, 1990). De plus, ces cisaillements aurifères ENE à ESE sont associés aux accidents majeurs (la zone tectonique Lac Opawica et la faille Lac Shortt) qui se manifestent, comme pour les failles régionales du type "E-W", par des zones importantes de déformation ductile et de carbonatation.

L'étude comparative permet également de constater que plusieurs cisaillements aurifères de la région du lac Shortt sont semblables aux failles tardives de la famille "Lac Gwillim" de la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990; Dimroth *et al.*, 1984, 1986; Dubé, 1990; Guha, 1984). Selon Dimroth *et al.* (1984), la faille Lac Gwillim est une zone de cisaillement senestre-oblique de direction NE qui est accompagnée de fractures de deuxième ordre de type R, R' et P (Blès et Feuga, 1981). Les fractures conjuguées de type R et R' ont des directions NNE à NE et NW à NNW, et des jeux respectifs senestres-obliques et dextres-obliques, tandis que les fractures de type P ont des directions ENE à E et des jeux senestres-obliques (Dimroth *et al.*, 1984). Il apparaît donc que les cisaillements aurifères NNE à NE et NW à NNW de la région du lac Shortt ressemblent aux fractures conjuguées R et R' de la famille "Lac Gwillim". Les quelques cisaillements aurifères à jeux senestres de la famille ENE à ESE (observés dans le secteur NW Lac Shortt et aux indices Savane et Mariposite) pourraient correspondre à des fractures de type P. Toutes ces correspondances sont appuyées par le fait que les cisaillements aurifères en question sont pour la plupart associés de près à une structure semblable à la

TABLEAU 5 – Comparaison entre les structures aurifères de la région du lac Shortt et celles observées dans la région de Chibougamau ainsi que dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville.

Région du lac Shortt		Région de Chibougamau et partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville	
Structure	Caractéristiques	Structure	Caractéristiques
ENE à ESE	Jeux inverses Linéation à forts angles de chute Développement local ou accroissement de l'intensité d'une anisotropie présente à plus grande échelle	E-W (1,2,3,4,5)	Jeux inverses Linéation à forts angles de chute Accroissement de l'intensité de la schistosité régionale
NNE-NE NW-NNW	Senestre-oblique Dextre-oblique	Gwillim(1,3,6,7,8) NNE-NE (R) NW (R') E-W (P)	Senestre-oblique Dextre-oblique
ENE-ESE	Senestre	NE-ENE (D)	Senestre-oblique
NNE-NE	Dextre-oblique	Détroit de McKenzie (9) NE	Dextre-oblique

1. Dimroth *et al.*, 1986
2. Daigneault et Allard, 1987
3. Daigneault et Allard, 1990

4. Daigneault *et al.*, 1990
5. Dion et Guha, 1988, 1993
6. Dimroth *et al.*, 1984

7. Dubé, 1990
8. Guha, 1984
9. Guha *et al.*, 1983

faille Lac Gwillim: la faille Lamarck (Charbonneau *et al.*, 1983; Dimroth *et al.*, 1984). De plus, nous savons que les cisaillements aurifères NNE à NE et NW à NNW recoupent les cisaillements aurifères ENE à ESE semblables aux failles du type "E-W", et aussi comme l'illustre l'indice Savane, qu'un jeu senestre est survenu après un allongement vers la verticale typique des failles "E-W". Tout ceci est bien en accord avec les observations qui montrent que la faille Gwillim s'est développée après les failles du type "E-W".

Finalement, les quelques failles obliques-dextres NNE à NE qui recoupent un cisaillement aurifère de la famille NNW à NW à l'indice Boyvinet ressemblent à celles, encore plus jeunes, de la famille du détroit de McKenzie (Guha *et al.*, 1983).

En résumé, la comparaison nous permet de mettre en évidence plusieurs similitudes entre les structures de la région du lac Shortt et celles de la région de Chibougamau et de la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville, et elle appuie les relations chronologiques que nous avons observées.

Conclusion

D'une part, nos observations indiquent que les minéralisations aurifères sont encaissées dans toutes les unités rocheuses majeures de la région et aussi dans plusieurs unités mineures. En effet, sur le site des indices nous trouvons des minéralisations aurifères 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 Ruisseau Dalime ainsi que dans les roches intrusives du complexe des Chutes de l'Esturgeon. Le gîte Lac Shortt se situe dans les basaltes et intrusions comagmatiques de la Formation d'Obatogamau. Le gîte Lac Bachelor, quant à lui, se trouve dans des volcanites de composition mafique et felsique qui se situent probablement au niveau du membre de Wachigabau. Plusieurs autres unités lithologiques mineures sont aussi hôtes de minéralisations aurifères. Ces observations indiquent qu'à l'échelle de la région du lac Shortt, les minéralisations aurifères ne sont pas contrôlées par une unité lithologique particulière. Toutefois, il peut exister un contrôle litholo-

gique à l'échelle locale comme l'illustre le cas de la mine Lac Shortt. À cette mine, Morasse (1988) et Quirion (1990) ont montré que les minéralisations aurifères sont surtout associées à des intrusions comagmatiques de la Formation d'Obatogamau plutôt qu'avec les autres types de roches présents.

D'autre part, nous avons pu constater que les structures exercent un contrôle de première importance sur les minéralisations aurifères. À l'échelle mésostructurale, il apparaît que les minéralisations aurifères sont associées à des zones de cisaillement et, dans un cas particulier, à un pli. Nous avons pu distinguer trois familles de zones de cisaillement aurifères: ENE à ESE, NW à NNW et NNE à NE. Ces zones de cisaillement aurifères ont des caractères fragiles et fragiles-ductiles, des extensions minimales décimétriques à hectométriques et des puissances centimétriques à décimétriques. Quant aux minéralisations associées à un pli, elles sont définies par une veine aurifère qui forme une "voûte antiforme". Les structures observées sont comparables à celles reconnues dans la région de Chibougamau ainsi que dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville. En effet, la minéralisation de type "voûte antiforme" est associée à un type de pli bien connu dans la région de Chibougamau et dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville: le type "E-W". De même, la plupart des zones de cisaillement aurifères ENE à ESE sont semblables aux failles aurifères du type "E-W" observées dans la région de Chibougamau et dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville. Il apparaît aussi que les cisaillements aurifères NW à NNW et NNE à NE sont semblables aux failles plus jeunes et conjuguées de la famille "Lac Gwillim" de la région de Chibougamau. De plus, certains cisaillements de la famille ENE à ESE sont semblables à des structures de la famille "Lac Gwillim". D'un autre côté, il apparaît à une échelle mégascopique que les zones de cisaillement aurifères montrent une association spatiale avec les accidents majeurs de la région: la zone tectonique Lac Opawica, la faille Lac Shortt et la faille Lamarck. La plupart des zones de cisaillement aurifères observées aux indices peuvent être considérées comme des structures d'ordre inférieur associées au développement de ces accidents majeurs.

Caractérisation pétrographique et géochimique

Introduction

Dans le présent chapitre, nous présenterons d'abord nos observations pétrographiques sur les minéraux métalliques et la gangue. Ensuite, nous décrirons la nature des altérations hydrothermales déterminées à partir des études pétrographiques et géochimiques. Le résultat de ces études permettra de fixer plusieurs des paramètres qui définiront les différents types de gisement d'or.

Caractéristiques pétrographiques des minéralisations aurifères

Les observations effectuées sur le site des indices et des mines de la région révèlent que les minéralisations aurifères sont situées dans des zones d'altération hydrothermale qui sont en étroite association avec des structures, en l'occurrence des zones de cisaillement et une charnière de pli. L'exploitation souterraine (aux mines) ainsi que les sondages (aux indices) montrent que les gisements associés aux zones de cisaillement ont des formes tabulaires, des extensions latérales métriques à hectométriques, et des puissances centimétriques à métriques (tableau 6). L'extension verticale observée dans les deux mines de la région est plus grande que l'extension latérale (Buro, 1984; Lauzière, 1989; Morasse, 1988; Quirion, 1990). D'une façon descriptive, nous distinguons deux types de gisement dans la région du lac Shortt: 1) "veine de quartz aurifère avec des disséminations dans les épontes"; 2) "disséminations seules". Le type "veine de quartz aurifère avec des disséminations dans les épontes" peut être observé sur le site de la plupart des indices de la région. Le type "disséminations seules" ne se trouve qu'aux indices Agar 1 et Agar 2 ainsi qu'aux gîtes Lac Shortt et Lac Bachelor. Dans ce dernier type, les disséminations ne sont pas associées à des veines de quartz, bien qu'il puisse y en avoir de mineures localement. Pour chacun des deux types de gisement, les disséminations se trouvent dans des roches altérées.

Nos études pétrographiques et les données disponibles sur les mines d'or montrent que les minéralisations aurifères de la région se ressemblent toutes, aussi bien du point de vue de leur composition que de leur relation avec la gangue. Nous constatons que la pyrite constitue toujours la phase métallique dominante, à laquelle sont associées des traces d'ilménite, de chalcop-

pyrite, de pyrrhotite, de magnétite, d'hématite et d'or natif (tableau 6). De plus, on observe la galène, aux mines Lac Shortt et Lac Bachelor, et la molybdénite seulement à la mine Lac Bachelor (Lauzière, 1989; Morasse, 1988). Dans les lignes qui suivent, nous présentons la synthèse des observations pétrographiques effectuées sur les phases métalliques ainsi que sur la gangue.

PYRITE

La pyrite atteint une proportion de 20 % lorsqu'elle se trouve sous la forme de disséminations dans des roches altérées. Il s'agit alors de cristaux néoblastiques et porphyroblastiques, qui forment des agrégats granulaires ou encore des traînées parallèles à la foliation lorsque la roche est déformée. Dans les veines de quartz aurifères, la pyrite est habituellement en proportion inférieure à 5 %; elle est disséminée ou bien elle définit des traînées qui remplissent des fractures (figure 40); très localement elle forme des amas massifs qui cimentent un quartz bréchifié et elle peut alors constituer jusqu'à 95 % de la veine aurifère (indice Boyvinet).

Les cristaux de pyrite sont dans la majorité des cas plus petits que 4 mm et hypidiomorphes, mais ils sont aussi assez souvent xénomorphes et automorphes. Les cristaux sont souvent poecilites avec des inclusions de quartz, de carbonates, de séricite, de leucoxène, de chalcopryrite, de pyrrhotite, d'ilménite, de magnétite et d'or natif. La pyrite est rarement rencontrée en inclusion dans la chalcopryrite. Dans les gabbros minéralisés, la pyrite est observée en remplacement de la magnétite et de l'ilménite primaire qui sont altérées en leucoxène-anatase (secteurs Île Opawica et NW Lac Shortt; figure 41). La pyrite ne présente pas souvent des signes de déformation. À l'occasion, elle est craquelée et, dans un cas, elle est cataclasée (figure 42). Cette cataclase peut être observée dans un cisaillement de la famille NNE à NE du secteur NW Lac Shortt (indice 9).

CHALCOPRYRITE

La chalcopryrite est généralement présente en traces dans les zones minéralisées, mais sa proportion s'approche de 1 % lorsqu'elle est associée aux amas de pyrite constitutifs d'une veine aurifère (indice Boyvinet). Les disséminations dans les roches altérées présentent des plages de chalcopryrite plus petites que 0,2 mm qui sont parfois seules, mais le plus souvent associées à la pyrite, soit en inclusions (figure 43), soit

TABLEAU 6 – Résumé des observations effectuées sur les minéralisations aurifères de la région du lac Shortt

Lieu (indice, secteur, mine)	Minéralisation aurifère Style	Extension*	Puissance*	Minéraux métalliques ** observés	Teneur/ tonnage en or
Savane	Veines mineures et disséminations	dam	m	PY, PO, CP	6,3 g/t sur 1,2 m ^(3,4)
Relique	Veines mineures et disséminations	dam	m	PY, CP	5,3 g/t sur 0,6 m ⁽⁴⁾
Butte	Veines mineures	dam	cm	PY, PO, CP, AU	21 g/t sur 0,6 m ⁽⁴⁾
Cominco	Veines mineures et faibles disséminations	dam	(?)	PY	297 ppb ⁽⁵⁾
Espoir	Veines et disséminations	dam	m	PY	4,7 g/t sur 0,6 m ⁽⁵⁾
Mariposite	Veines et disséminations	hm	m	PY, CP	6,4 g/t sur 7,9 m ⁽⁶⁾
SE Lac Shortt	Veines mineures	m	dm	PY	5 g/t ⁽⁷⁾
NW Lac Shortt	Veines et disséminations	dam	dm	PY, CP, PO, IM, HM, MG, AU	24,3 g/t ⁽⁸⁾
SW Waswanipi	Veines et faibles disséminations	dam	dm	PY, CP	1 650 ppb ⁽⁸⁾
Île Opawica	Veines et disséminations	dam	m	PY, IM, MG, CP, AU	21 g/t sur 0,6 m ⁽¹⁰⁾
Boyvinet	Veines	dam	dm	PY, CP	2 593 ppb ⁽⁵⁾
Agar 1	Disséminations et veines mineures	dam	m	PY, HM, IM, PO, CP	96 ppb ⁽¹¹⁾
Agar 2	Disséminations et veines mineures	dam	m	PY, IM, CP, PO, MG, AU	Non disponible
Lac Shortt ⁽¹⁾	Disséminations et veines mineures	hm	m	PY, HM, MG, PO, GL, CP, AU	≈3 000 000 t à ≈5 g/t ⁽⁵⁾
Lac Bachelor ⁽²⁾	Disséminations et veines mineures	hm	m	PY, HM, MG, PO, GL, SP, MO, CP, AU	≈1 000 000 t à ≈7 g/t ⁽¹²⁾

* (hm) : hectométrique; (dam) : décimétrique; (m) : métrique; (dm) : décimétrique; (cm) : centimétrique.

** (PY) : pyrite; (PO) : pyrrhotite; (CP) : chalcopryrite; (IM) : ilménite; (HM) : hématite; (MG) : magnétite; (GL) : galène; (SP) : sphalérite; (MO) : molybdénite; (AU) : or natif; (PY, CP) : constituant majeur et constituant mineur ou en traces.

1. Selon Cormier *et al.* (1984), Morasse (1988), Litchblau (1989) et Quirion (1990).
2. Selon Buro (1984) et Lauzière (1989).
3. Provenant de Gagnon (1983a).
4. Provenant de Gagnon (1983b).
5. Provenant de Minnova inc.; communication personnelle de Marc Boisvert, Alain Coulombe et Fred Speidel.
6. Provenant de Ross (1947).
7. Provenant de Gauthier (1986).
8. Provenant de Audet (1986a).
9. Provenant de Audet (1986d).
10. Provenant de Burr (1945).
11. Provenant du présent rapport, échantillon n° HB-89-15.
12. Provenant de Canadian Mines Handbook (de 1982 à 1991).

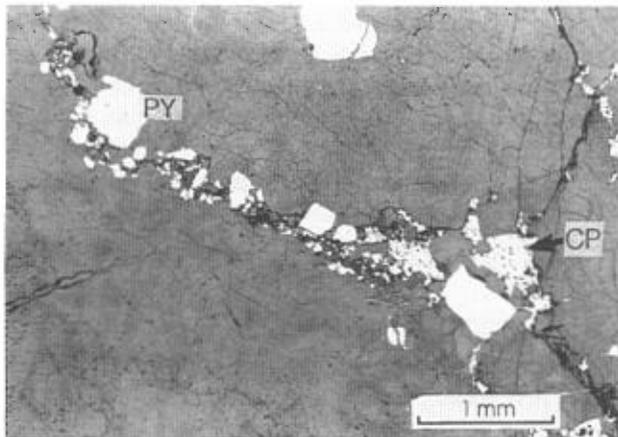


FIGURE 40 – Photomicrographie de pyrite (PY) et de chalcopryrite (CP) occupant une fracture dans une veine de quartz. Indice Boyvinet, échantillon n° HB-88-46 (pour la localisation, voir la figure A.4 de l'annexe A). Lumière réfléchie.

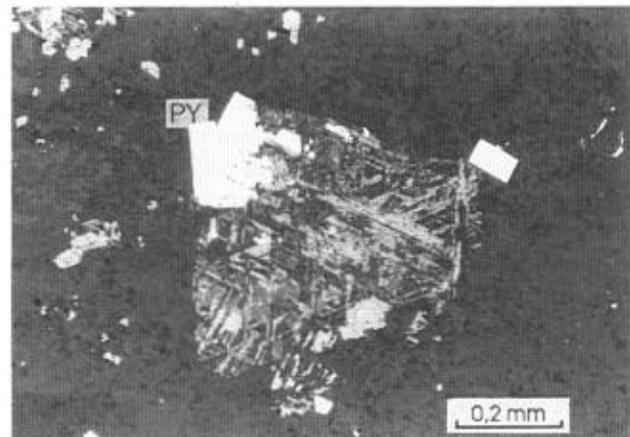


FIGURE 41 – Photomicrographie de pyrite (PY) en remplacement de l'ilménite primaire squelettique qui est altérée en leucoxène-anatase. Indice 11 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-371 (pour la localisation, voir la figure A.14 de l'annexe A). Lumière réfléchie.

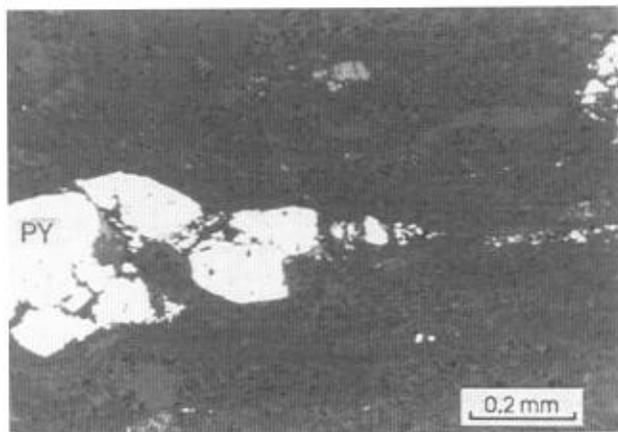


FIGURE 42 – Photomicrographie de pyrite (PY) cataclasée formant une traînée dans une zone de cisaillement de la famille NNE à NE. Indice 9 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-427A (figure A.11 de l'annexe A). Lumière réfléchie.

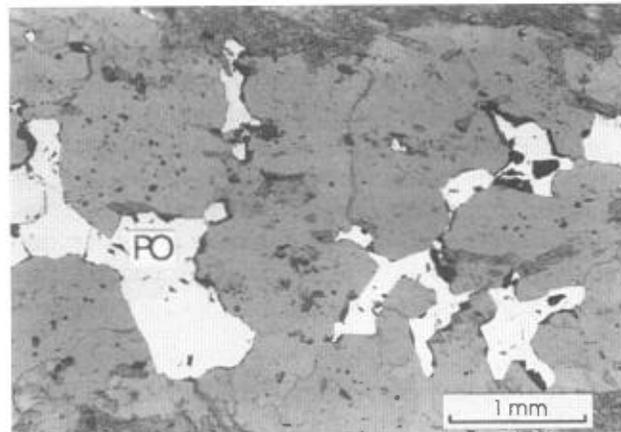


FIGURE 44 – Photomicrographie de plages de pyrrhotite (PO) dans une veinule de quartz. Indice Savane, échantillon n° HB-88-4 (pour la localisation, voir la figure A.10 de l'annexe A). Lumière réfléchie.

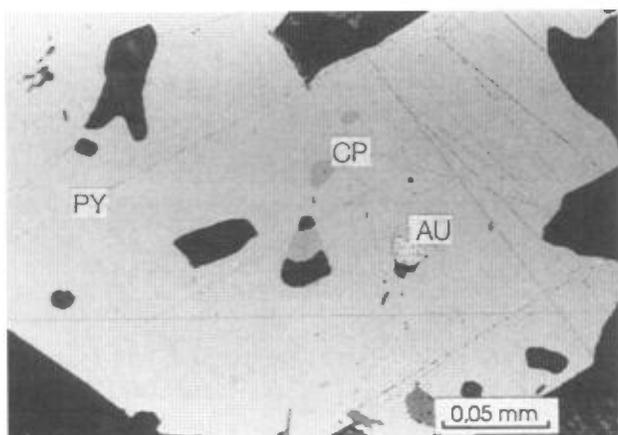


FIGURE 43 – Photomicrographie d'inclusions de chalcoppyrite (CP) et d'or natif (AU) dans un grain de pyrite (PY). Indice 11 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-369 (pour la localisation, voir la figure A.14 de l'annexe A). Lumière réfléchie.

en veinules qui remplissent des craquelures ou soit accolées à celle-ci. La chalcoppyrite est aussi rencontrée en inclusions dans la pyrrhotite (indice Savane) et elle est aussi associée à l'or natif sous la forme de veinules recoupant les cristaux de pyrite. Dans les veines aurifères, la chalcoppyrite se présente en plages irrégulières qui remplissent des cavités et des fractures (figure 40), et elle contient parfois quelques inclusions de pyrite et de sphène (indice Boyvinet).

PYRRHOTITE

Les minéralisations contiennent généralement moins de 1 % de pyrrhotite. Elle est rencontrée sous deux formes: 1) en plages plus petites que 0,05 mm comme inclusions dans la pyrite; et 2) en agrégats irréguliers ($\leq 1,5$ mm) de cristaux xénomorphes atteignant 0,5 mm (indice Savane) dans des veinules de quartz (figure 44). Ces derniers contiennent quelques inclusions de chalcoppyrite et de leucoxène-anatase.

ILMÉNITE

Ce minéral est observé dans les gabbros "frais" et altérés des secteurs Île Opawica et NW Lac Shortt. Dans les gabbros qui ont subi l'altération hydrothermale, l'ilménite se trouve sous la forme de reliques squelettiques de cristaux primaires qui sont altérés en leucoxène-anatase (figure 41), en plages irrégulières (< 1 mm) disséminées dans la gangue, en inclusions dans la pyrite ($< 0,1$ mm) et en néoblastes automorphes parfois squelettiques. L'ilménite néoblastique contient parfois des inclusions de leucoxène-anatase et de pyrite.

MAGNÉTITE

Nous avons observé la magnétite dans les gabbros "frais" et altérés (indice Boyvinet et secteurs Île Opawica et NW Lac Shortt). Dans les gabbros altérés, on peut observer des reliques de magnétite primaire altérée en leucoxène-anatase et parfois des disséminations de néoblastes automorphes plus petits que 0,025 mm.

HÉMATITE

L'hématite existe à l'état de traces dans quelques veinules et veines (secteur NW Lac Shortt) et dans des roches altérées aux indices Agar 1 et Agar 2. Dans les veinules et veines, l'hématite se trouve en agrégats de cristaux subautomorphes de 0,05 à 0,2 mm qui sont libres ou accolés à la pyrite. Aux indices Agar 1 et Agar 2, l'hématite se trouve en inclusions cryptocristallines dispersées dans les feldspaths potassiques et elle confère une teinte rouge à la roche (en l'occurrence, une rhyodacite à l'indice Agar 1, ainsi que des basaltes et des roches volcanoclastiques à l'indice Agar 2).

OR NATIF

L'or natif a été observé dans des échantillons provenant des indices Agar 2 et Butte ainsi que dans ceux des secteurs NW Lac Shortt et Île Opawica. Il est en traces

et se présente en plages inférieures à 0,03 mm, exceptionnellement jusqu'à 2 mm. Les plages d'or natif sont généralement associées de près à la pyrite (figure 43), soit en inclusions, soit dans des veinules qui la recoupent, soit accolées à sa surface ou situées à l'intérieur de craquelures, ou encore, soit dans la gangue ou à son pourtour. L'or est aussi trouvé libre dans des veines et veinules. Deux analyses à la microsonde électronique (annexe C, tableau C.6) montrent qu'il y a un peu d'argent allié avec l'or.

GANGUE

Les minéralisations se retrouvent dans des veines de quartz et dans des roches altérées. Les veines de quartz aurifères possèdent des quantités variables, mais subordonnées, d'albite et de carbonates. Dans un cas, on a pu observer une veine aurifère formée essentiellement de calcite et de pyrite (indice B-2-2, secteur Île Opawica). Les veines aurifères qui occupent des failles sont caractérisées par plusieurs catégories de quartz qui peuvent s'interpréter comme résultat de la déformation, de la recristallisation et de remplissages secondaires (Bonnemaison, 1986; Nicolas, 1984). En effet, on peut observer du quartz déformé, avec extinction roulante, sous-joints et sous-grains, du quartz micro-saccharoïde produit par la recristallisation dynamique (figure 45) et finalement du quartz grossier non déformé, résultat de la recristallisation statique du quartz micro-saccharoïde ainsi que d'un remplissage tardif de fractures et de cavités dans les veines.

Les minéralisations disséminées dans les roches altérées se trouvent dans une gangue de roche déformée ou non. La déformation des roches altérées se manifeste par la présence d'une schistosité (figure 46) et aussi par la mylonitisation des minéraux d'altération qui peut donner lieu à une texture porphyroclastique (figure 47).

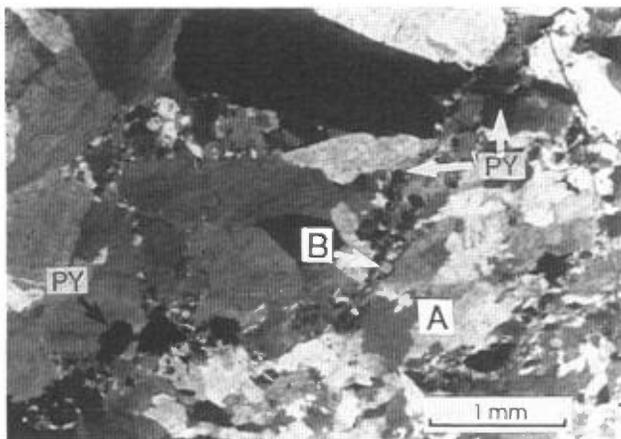


FIGURE 45 – Photomicrographie d'une veine contenant du quartz déformé (A) et du quartz fin de recristallisation dynamique (B) accompagnés de pyrite (PY). Indice 2 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-267-1 (pour la localisation, voir la figure A.12 de l'annexe A). Nicols croisés.

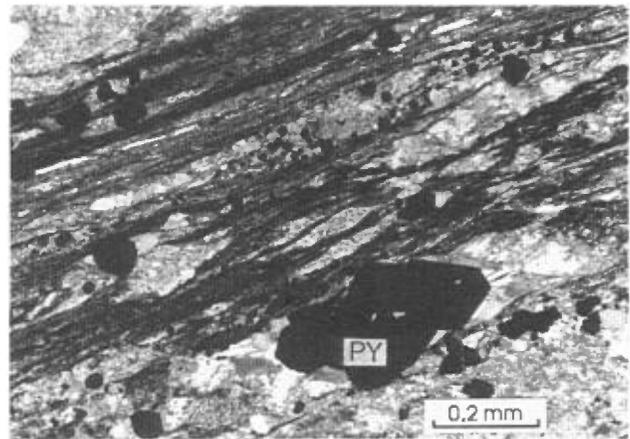


FIGURE 46 – Photomicrographie de minéralisations en pyrite (PY) contenues dans un basalte altéré et schistosé. Indice Relique, échantillon n° HB-88-220 (pour la localisation, voir la figure A.9 de l'annexe A). Nicols croisés.

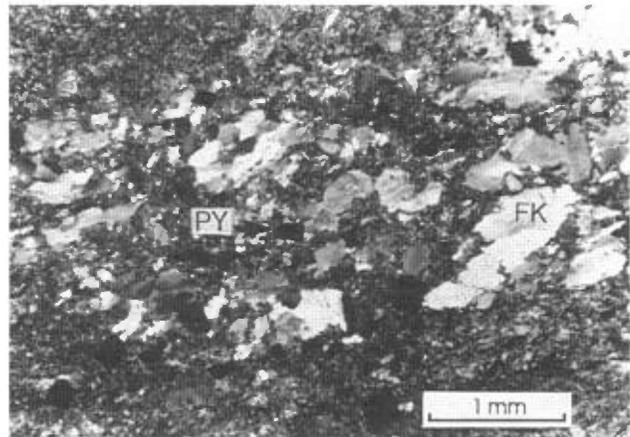


FIGURE 47 – Photomicrographie d'une roche altérée à texture porphyroclastique contenant des feldspaths potassiques (FK) et de la pyrite (PY). Indice Agar 2, échantillon n° HB-88-206 (pour la localisation, voir la figure A.3 de l'annexe A). Nicols croisés.

MOMENT DE PRÉCIPITATION

En général, nos observations indiquent que les minéralisations se sont formées plus tard que la plupart des minéraux de la gangue. En effet, les minéralisations encaissées dans les veines de quartz qui occupent les failles sont soit associées au quartz micro-saccharoïde, soit associées au quartz grossier non déformé, ou bien encore elles se sont déposées dans des fractures tardives, postérieurement au broyage qui a donné naissance au quartz micro-saccharoïde. De plus, dans les roches altérées, les minéraux métalliques contiennent souvent des inclusions des minéraux de la gangue. Par ailleurs, il semble que les principaux minéraux métalliques ont commencé à précipiter simultanément puisqu'ils sont souvent observés en inclusions les uns dans les autres. L'or semble avoir continué à précipiter plus tard que la pyrite puisqu'il se retrouve dans des veinules et des craquelures recoupant cette dernière.

En général, les minéralisations ne montrent pas de signe de déformation. Toutefois, les ombres de pression, parfois observées aux extrémités des grains de pyrite, illustrent qu'il y a eu une certaine déformation après la précipitation de cette dernière. Les grains cataclasés de pyrite observés dans un cisaillement de la famille NNE à NE indiquent aussi que la déformation était présente après la précipitation de la pyrite. Cependant, d'autres cisaillements de la famille NNE à NE montrent des minéralisations non cataclisées, également tardives par rapport aux minéraux de la gangue. Il est possible que les minéralisations aient précipité à plusieurs périodes ou bien que certains cisaillements aient continué à jouer après la précipitation des minéralisations.

Caractéristiques pétrographiques et géochimiques des altérations hydrothermales

Sur le site des indices, les minéralisations aurifères sont situées dans des zones d'altération hydrothermale d'extension décamétrique à hectométrique et de puissance décimétrique à décamétrique. À l'échelle méso-scopique, on remarque une carbonatation, une chloritisation et une séricitisation des roches, avec parfois un développement de biotite et de fuchsite. Des études pétrographiques et lithogéochimiques, à partir de coupes d'échantillonnage, nous ont permis de caractériser en détails plusieurs zones d'altération. Ces études ont été effectuées sur des basaltes (indice Savane et indice 2 du secteur NW Lac Shortt), sur des gabbros (indice Boyvinet, indice B-3-1 du secteur Île Opawica et indices 7 et 11 du secteur NW Lac Shortt), sur une diorite porphyrique à phénocristaux d'amphibole (indice 7 du secteur NW Lac Shortt) et sur une rhyodacite (indice Agar 1). Les figures 48 à 55 illustrent les résultats obtenus sous la forme de profils, ce qui permet de visualiser les modifications pétrographiques et chimiques subies par les roches dans les zones d'altération.

MINÉRAUX D'ALTÉRATION

Outre les phases métalliques, les minéraux d'altération hydrothermale observés sont les carbonates, la chlorite, la biotite, la séricite, la fuchsite, l'albite et les feldspaths potassiques. Les profils pétrographiques (figures 48 à 55) permettent de visualiser la distribution de la plupart de ces minéraux dans les zones d'altération. Les altérations de minéraux individuels ont été observées aux endroits où les roches sont peu déformées. Dans les zones déformées, nous pouvons seulement définir les assemblages minéralogiques et les proportions des divers minéraux d'altération.

Carbonates

La carbonatation est commune à toutes les zones d'altération observées. La proportion de carbonates passe de traces dans les zones moins altérées à 40 % dans les zones très altérées. La ferrocronatation, qui se traduit par une patine rouillée de la roche, est le type d'altération le plus aisément distingué 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 de fer et calcite. Les analyses à la microsonde électronique (annexe C, tableau C.1) confirment la présence de calcite et d'ankérite dans les zones d'altération (tableau 7). Les carbonates sont observés en remplacement des plagioclases, de l'épidote et des minéraux mafiques (actinote, chlorite et biotite) et sous la forme de veinules.

Chlorite

La chloritisation est intense dans les roches de composition mafique et peu ou pas développée dans les roches de composition felsique (par exemple, l'indice Agar 1). La proportion de chlorite varie de traces à 53 % dans les roches mafiques altérées. Les chlorites analysées à la microsonde électronique (annexe C, tableaux C.2, C.3 et C.4) 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 d'altération (tableau 8). La chlorite remplace l'actinote et les plagioclases et elle se présente en plages, en veinules intracristallines, en veinules de remplissage de fractures dans les roches et en bandes qui marquent la schistosité lorsque la roche est déformée.

Séricite

Le contenu en séricite peut varier de traces jusqu'à 30 % dans les zones d'altération. Ce minéral se retrouve en fines paillettes, en inclusions dans les plagioclases et sous la forme de bandes qui définissent la schistosité dans les roches déformées.

Fuchsite

L'altération en fuchsite est importante seulement à l'indice Mariposite. Ailleurs, dans les roches mafiques, des traces de mica vert clair (probablement fuchsite) sont parfois observées. À l'indice Mariposite, la fuchsite constitue jusqu'à 15 % de la roche altérée. Elle se présente en feuillets et en bandes dont l'orientation préférentielle souligne la schistosité.

Albite

Dans les zones d'altération, nous distinguons deux types d'albite: 1) des reliques de cristaux primaires criblés d'inclusions de séricite, de chlorite et de carbonates; et 2) des cristaux néoblastiques et xénomor-

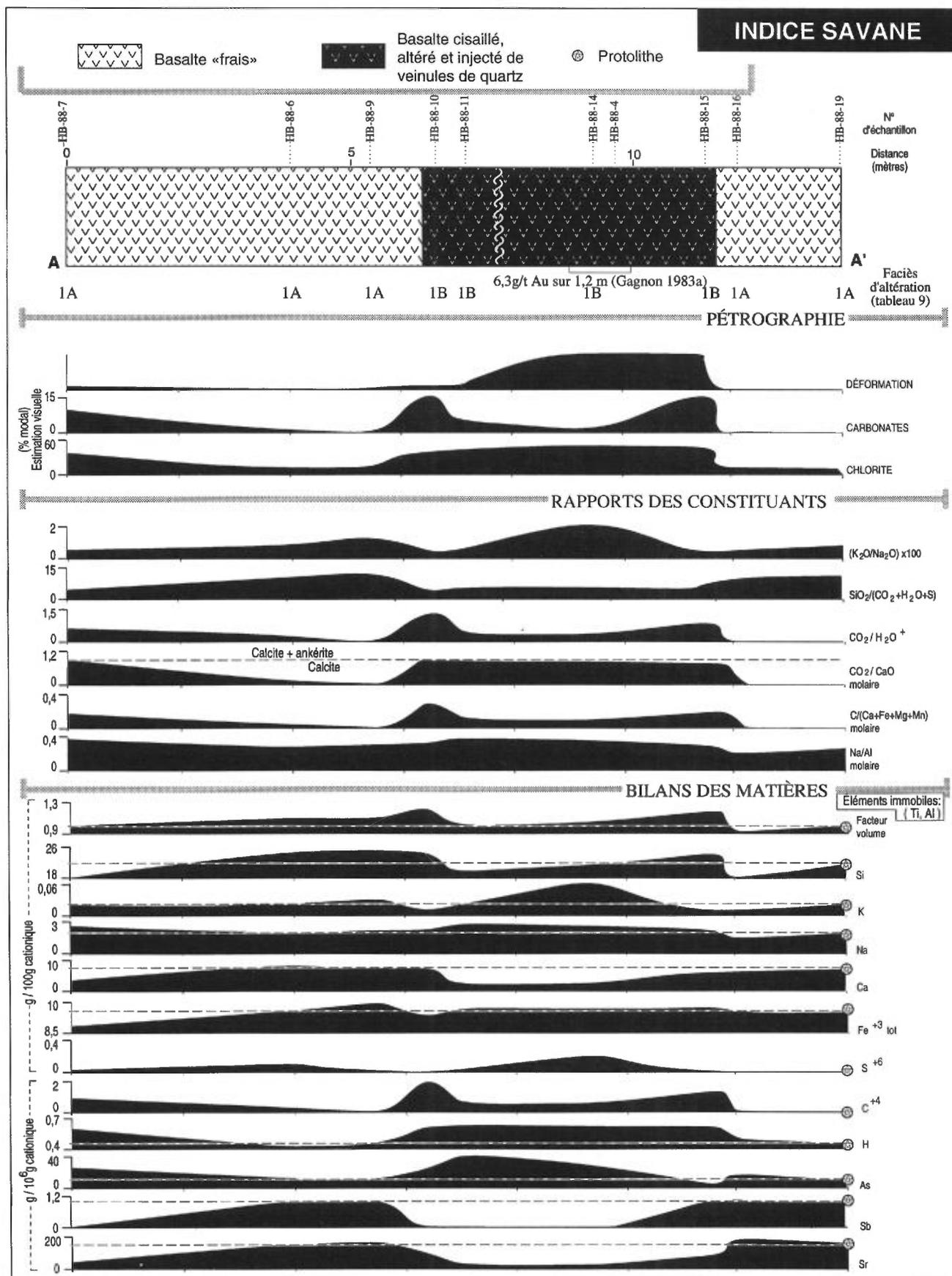


FIGURE 48 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans un basalte; coupe A-A', indice Savane. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.10 de l'annexe A.

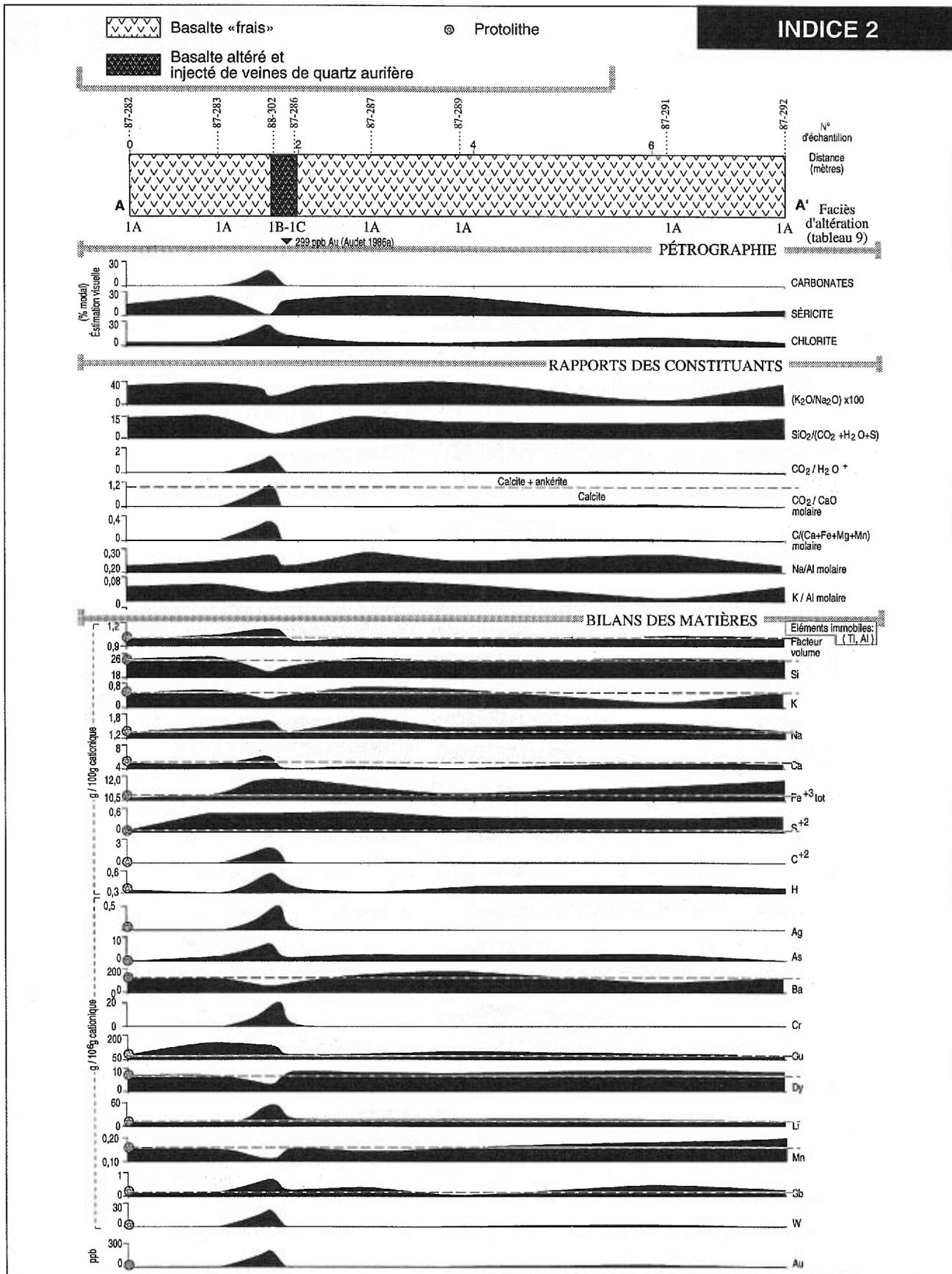


FIGURE 49 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans un basalte; coupe A-A', indice 2 du secteur NW Lac Shortt. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.12 de l'annexe A.

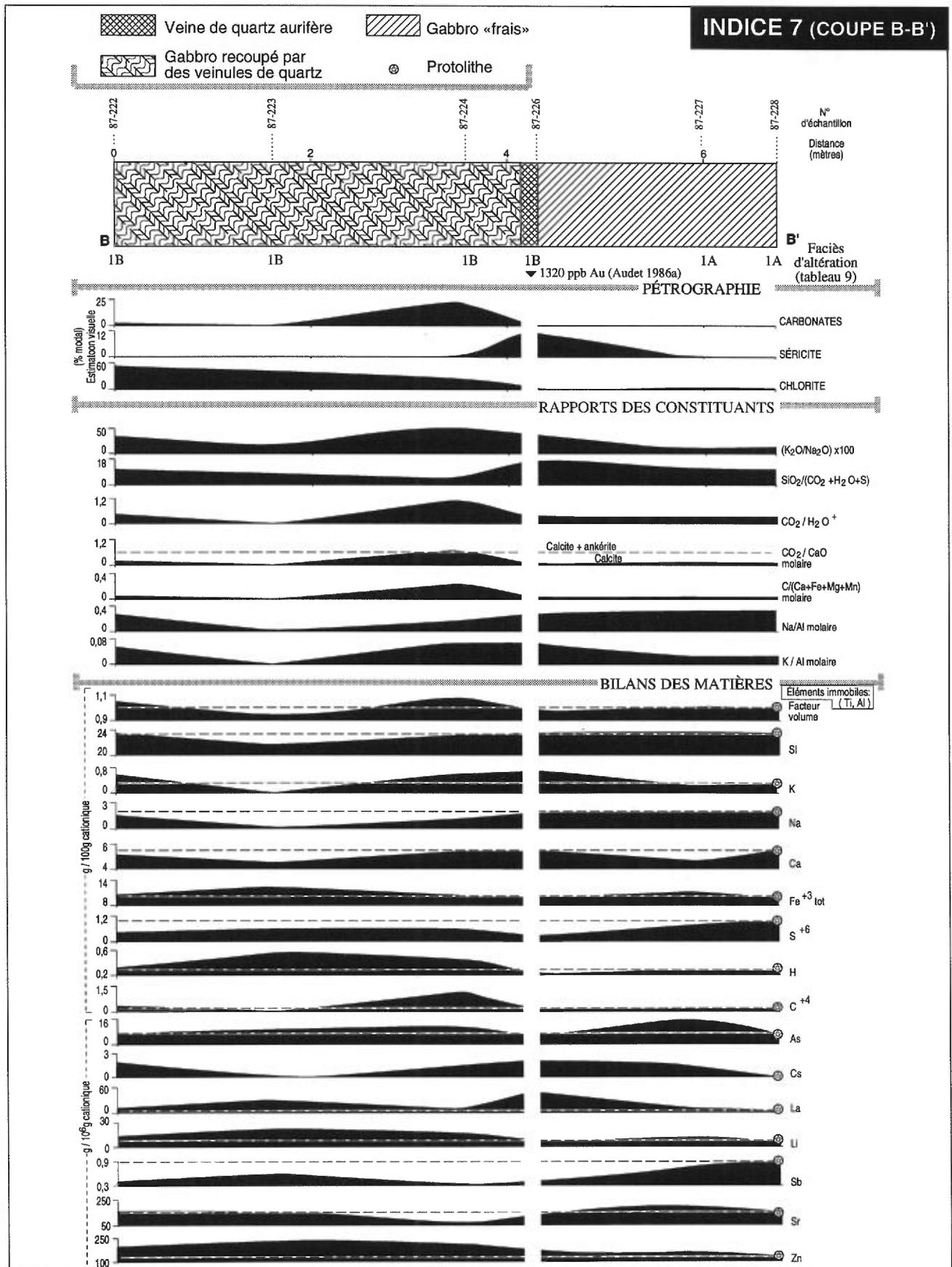


FIGURE 50 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans un gabbro quartzifère; coupe B-B', indice 7 du secteur NW Lac Shortt. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.13 de l'annexe A.

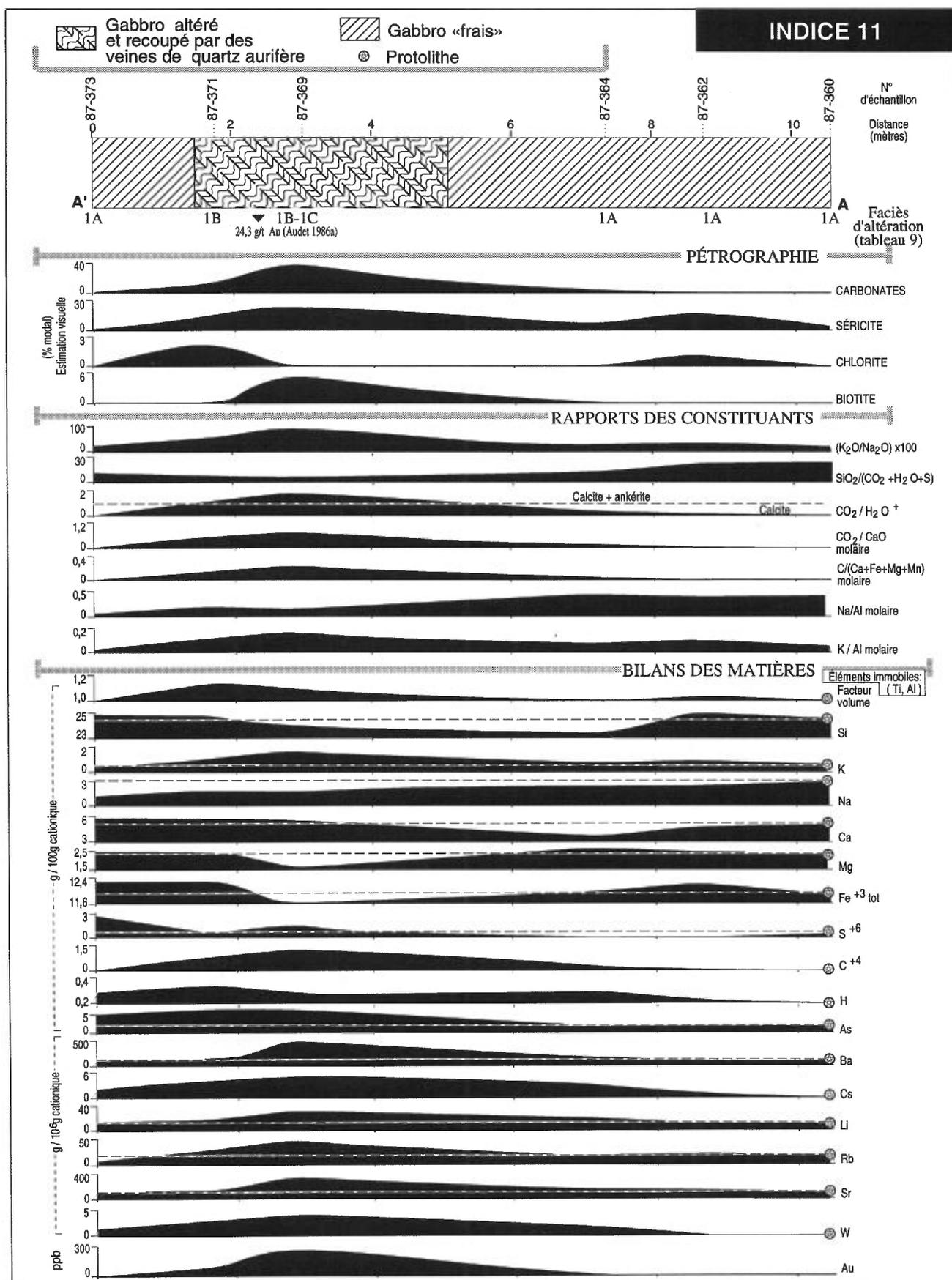


FIGURE 51 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans un gabbro quartzifère; coupe A-A', indice 11 du secteur NW Lac Shortt. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.14 de l'annexe A.

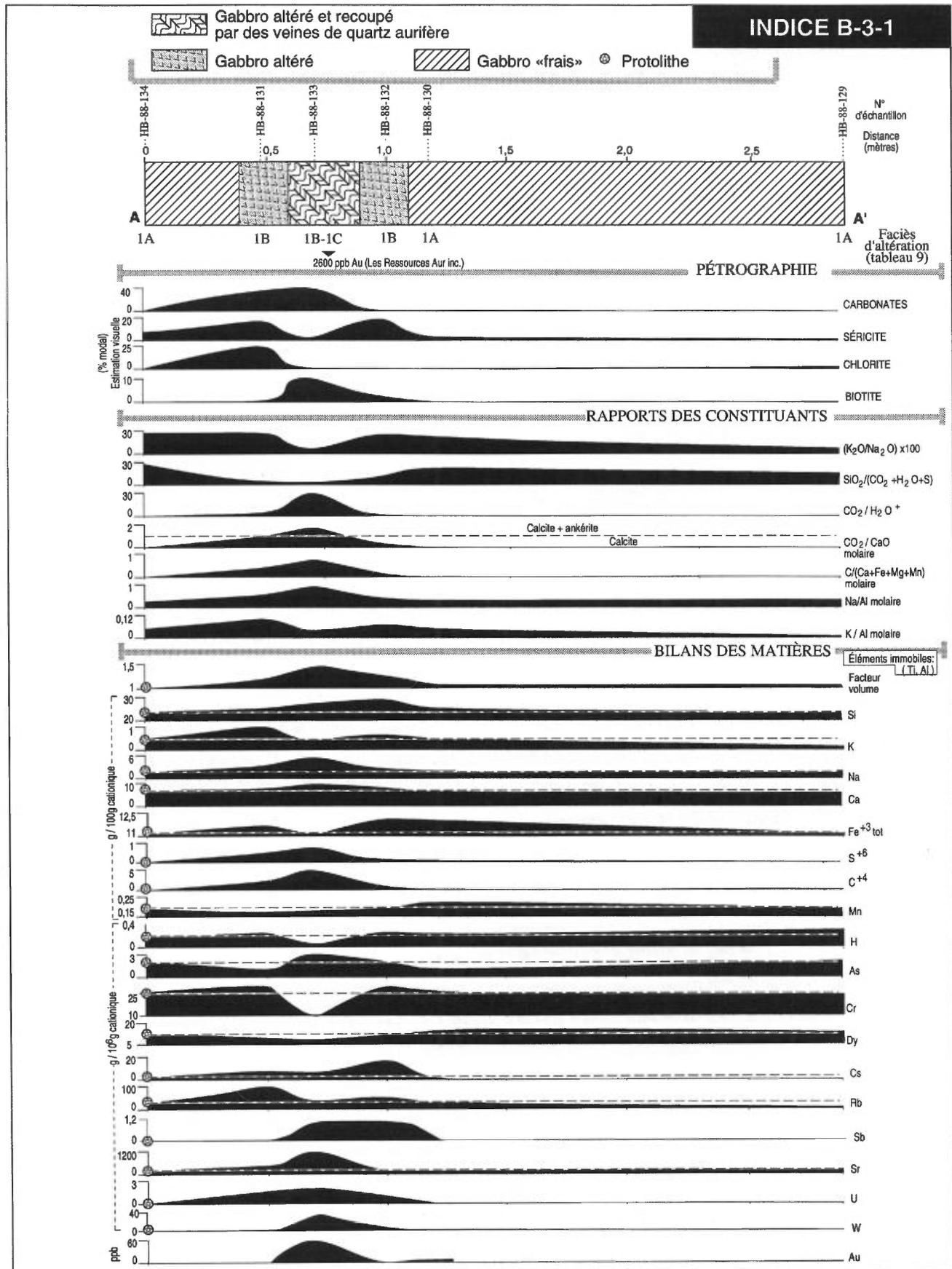


FIGURE 52 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans un gabbro quartzifère; coupe A-A', indice B-3-1 du secteur Île Opawica. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.16 de l'annexe A.

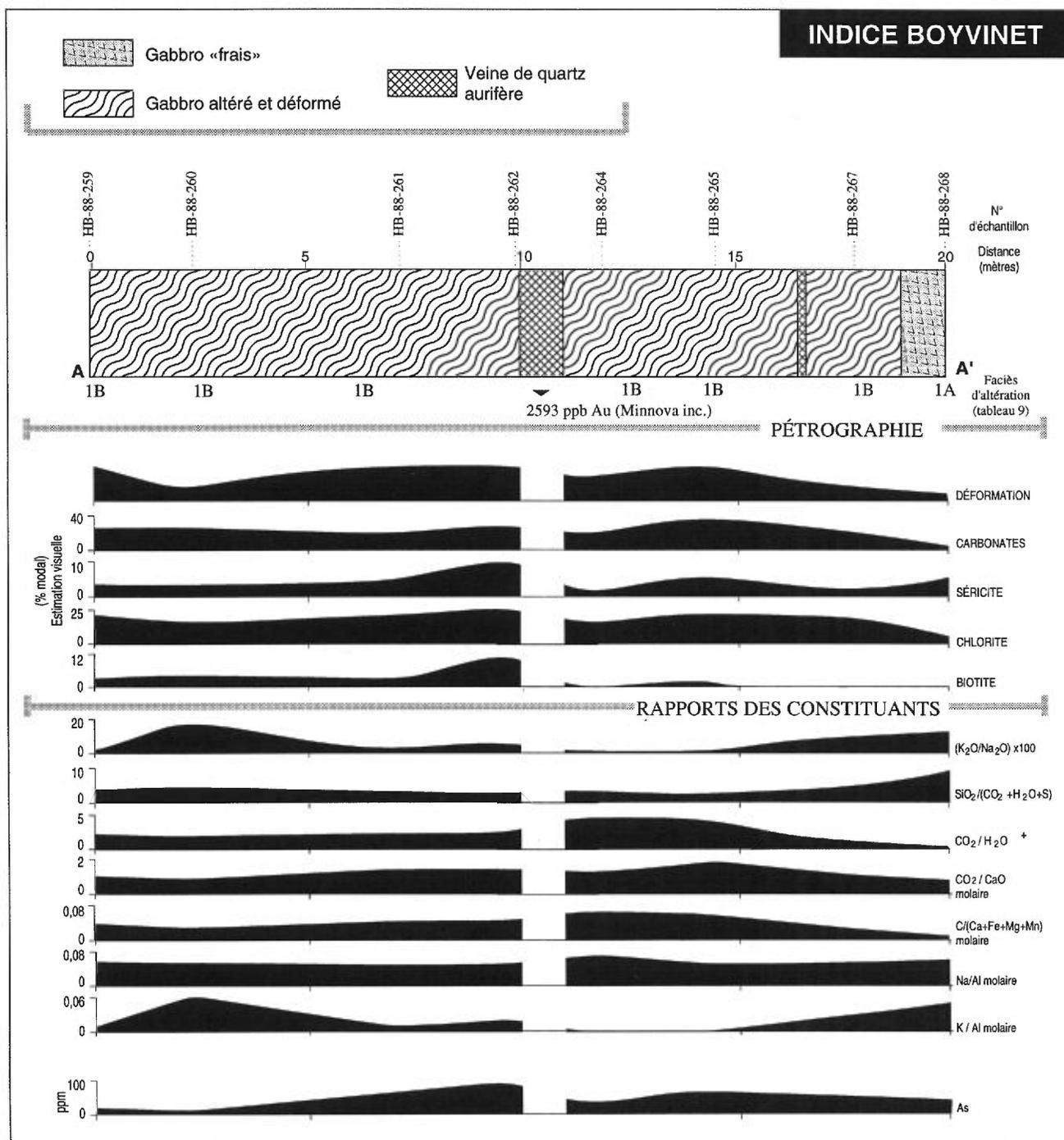


FIGURE 53 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans un gabbro quartzifère; coupe A-A', indice Boyvinet. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.4 de l'annexe A.

phes, avec peu d'inclusions. Dans les gabbros et les basaltes, les néoblastes d'albite se forment par la recristallisation d'un plagioclase altéré, accompagnée d'une diminution d'inclusions de séricite, de chlorite et de carbonates. La proportion d'albite néoblastique varie de 40 à 70 % dans les roches altérées.

Feldspaths potassiques

Les feldspaths potassiques se présentent en remplacement dans la rhyodacite de l'indice Agar 1 et aussi

dans les basaltes et les roches volcanoclastiques de l'indice Agar 2. Leur présence est établie par le test de coloration au cobaltinitrate de sodium. Au microscope, ils se distinguent par leur teinte rosée due à la présence d'inclusions diffuses d'hématite. La proportion de feldspaths potassiques peut atteindre 25 %; ils sont xénomorphes, souvent sous la forme de porphyroclastes et dépourvus d'inclusion. Quelques analyses à la microsonde électronique indiquent qu'ils ont des compositions variables (annexe C, tableau C.5).

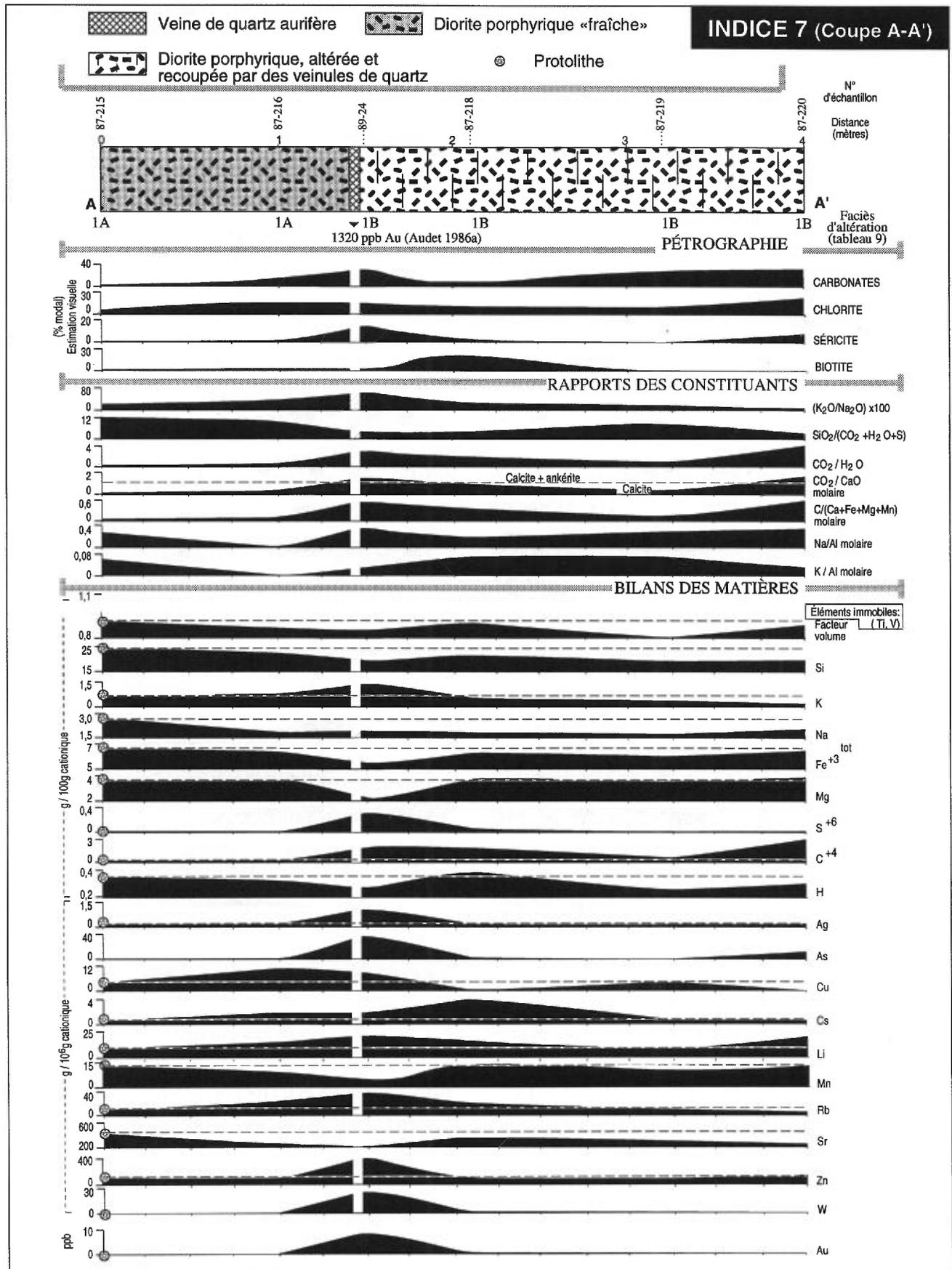


FIGURE 54 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans une diorite porphyrique; coupe A-A', indice 7 du secteur NW Lac Shortt. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.13 de l'annexe A.

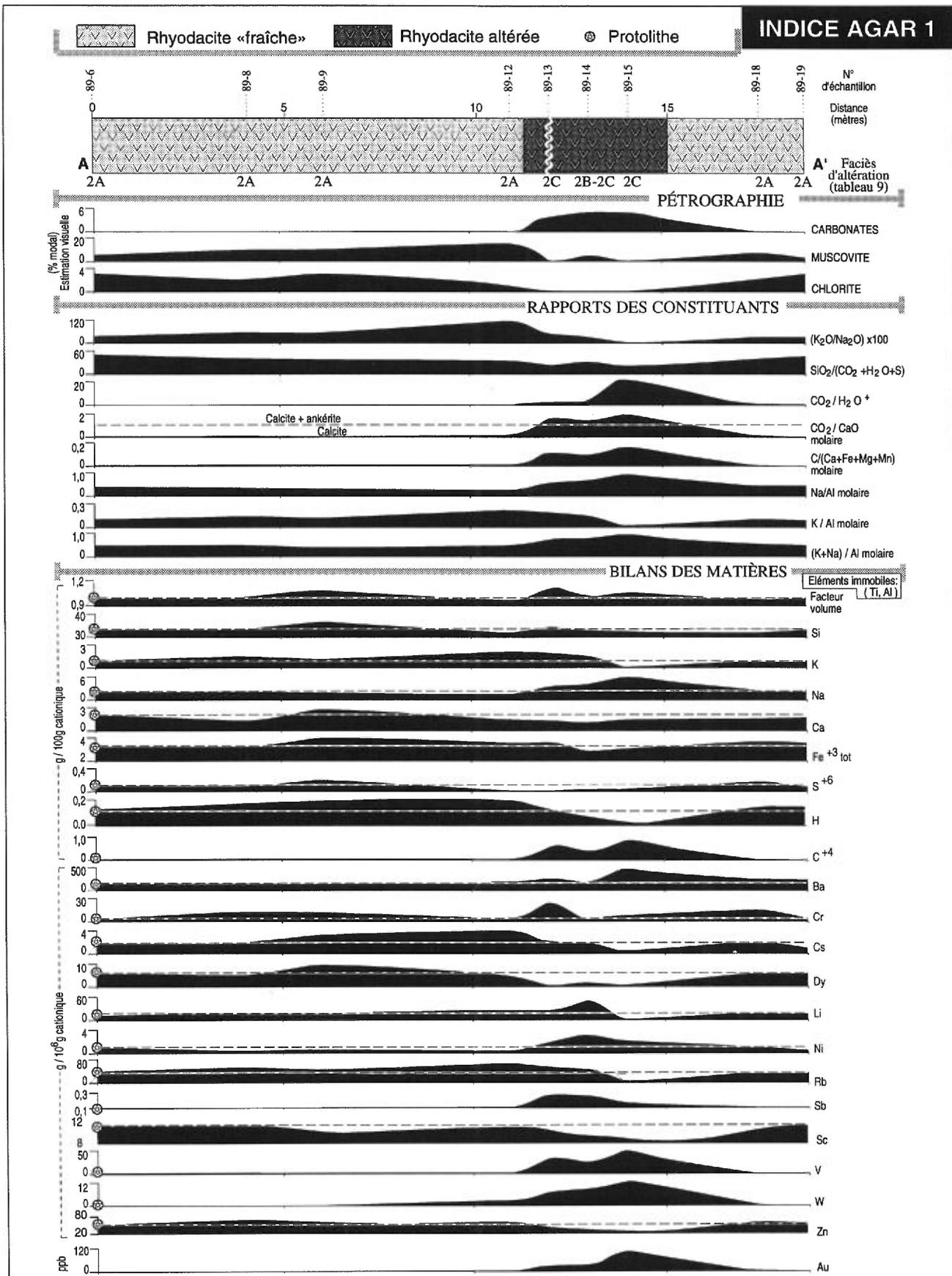


FIGURE 55 – Profils pétrographiques et lithogéochimiques à travers une zone d'altération localisée dans une rhyodacite; coupe A-A', indice Agar 1. La position de la coupe d'échantillonnage est montrée à la figure A.2 de l'annexe A.

TABLEAU 7 – Analyses à la microsonde électronique montrant la composition chimique de quelques carbonates associés à des zones d'altération aurifères (voir aussi le tableau C.1 de l'annexe C ainsi que les figures 48 à 55).

Indice – Roche	Échantillon	Grain	Altération*	Ca**	Mg**	Fe**	Mn**	Type
Indice Savane : basalte	HB-88-4	CARB1-a	Faciès 1B	1,99	0,00	0,00	0,01	Calcite
	HB-88-4	CARB2-d	Faciès 1B	1,98	0,00	0,01	0,00	Calcite
Indice 7 NW Lac Shortt : diorite porphyrique	HB-87-216	CARB3-b	Faciès 1B	1,98	0,00	0,01	0,01	Calcite
	HB-89-24	CARB1-a	Faciès 1B	0,98	0,58	0,43	0,01	Ankérite
Indice 2 NW Lac Shortt : basalte	HB-88-302-2	CARB2-a	Faciès 1B	0,99	0,54	0,45	0,03	Ankérite
Indice 11 NW Lac Shortt : gabbro quartzifère	HB-87-369-1	CARB1-c	Faciès 1C	0,98	0,50	0,49	0,02	Ankérite

* Voir plus loin la section *Assemblages minéralogiques d'altération*.

** Nombre d'ions calculé sur la base de 6 oxygènes.

TABLEAU 8 – Analyses à la microsonde électronique montrant, selon le faciès d'altération, les variations du contenu en Fe et Mg de quelques chlorites associées à des zones d'altération aurifères (voir aussi les tableaux C.2, C.3 et C.4 de l'annexe C ainsi que les figures 48, 49 et 54).

Indice – Roche	Échantillon	Plage	Altération*	Fe**	Mg**	Fe/Fe+Mg
Indice Savane: basalte	HB-88-9	CHL1	Faciès 1A	4,28	5,01	0,46
	HB-88-9	CHL2	Faciès 1A	4,52	4,84	0,49
	HB-88-4	CHL1	Faciès 1B	4,01	5,32	0,43
	HB-88-4	CHL2	Faciès 1B	3,97	5,50	0,42
Indice 7 NW Lac Shortt: diorite porphyrique	HB-87-215	CHL1	Faciès 1A	4,20	5,37	0,44
	HB-87-215	CHL2	Faciès 1A	4,18	5,47	0,44
	HB-87-216	CHL1	Faciès 1B	3,63	6,16	0,37
	HB-87-216	CHL2	Faciès 1B	3,63	6,01	0,38
Indice 2 NW Lac Shortt: basalte	HB-87-287	CHL1	Faciès 1A	5,92	3,34	0,64
	HB-87-287	CHL2	Faciès 1A	5,83	3,51	0,63
	HB-88-302-2	CHL1	Faciès 1B	5,42	4,00	0,58
	HB-88-302-2	CHL2	Faciès 1B	5,77	3,73	0,61

* Voir plus loin la section *Assemblages minéralogiques d'altération*.

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

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES D'ALTÉRATION

Les études pétrographiques nous ont conduit à distinguer deux types d'altération qui se retrouvent toutes les deux dans des roches de différentes compositions. Un premier type d'altération (type 1) est caractérisé par des assemblages minéralogiques avec carbonates – chlorite – albite – pyrite – micas (séricite, fuchsite et biotite). Ces altérations sont associées aux gisements du type “veine de quartz avec des disséminations dans les épontes”. Elles peuvent donc être observées sur le site de la plupart des indices de la région. Le second type (type 2) est caractérisé par des assemblages avec carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – séricite – pyrite. Ce second type d'altération est associé aux gisements du type “disséminations seules”. Les altérations du type 2 peuvent être observées seulement aux indices Agar 1 et Agar 2, ainsi qu'aux gîtes Lac Shortt et Lac Bachelor (Morasse, 1988; Quirion, 1990; Lauzière, 1989). Suite à des études pétrographiques effectuées le long des coupes à travers des zones d'altération, il nous a été possible de détailler et de

diviser en “faciès” les assemblages minéralogiques de chacun de ces deux types d'altération. Les études de détail des altérations du type 1 ont porté sur des roches mafiques (gabbros quartzifères, basaltes et diorite porphyrique à phénocristaux d'amphibole), tandis que les études des altérations du type 2 ont été effectuées sur des roches de composition felsique (rhyodacites de l'indice Agar 1). En incluant l'assemblage qui est produit par le métamorphisme régional, nous avons distingué trois faciès pour chacun des deux types de zone d'altération.

Les faciès (figures 48 à 54) dans les zones d'altération du type 1 affectant des roches de composition mafique sont:

- Faciès 1A: actinote – épidote – chlorite – séricite – albite – quartz (métamorphisme régional: faciès des schistes verts);
- Faciès 1B: carbonates – chlorite – micas (séricite et biotite);
- Faciès 1C: carbonates – albite – pyrite.

Même si les faciès 1B et 1C sont définis dans des roches de composition mafique, il y a des assemblages minéralogiques semblables qui se retrouvent dans des roches ayant des compositions différentes. En effet, des assemblages avec carbonates – chlorite – séricite semblables au faciès 1B peuvent être observés dans des roches de composition felsique (indices Espoir, Cominco, secteur SW Waswanipi) et dans des roches volcanoclastiques de la formation de Ruisseau Dalime (indice Mariposite et secteur SE Lac Shortt). Il existe aussi un assemblage avec albite – carbonates – fuchsite – pyrite semblable au faciès 1C qui peut être observé dans les roches sédimentaires de l'indice Mariposite.

Quant aux zones d'altération du type 2, nous distinguons les faciès suivants dans les rhyodacites de l'indice Agar 1 (figure 55):

- Faciès 2A: albite – quartz – épidote – chlorite – séricite (métamorphisme régional au faciès des schistes verts);
- Faciès 2B: carbonates – séricite;
- Faciès 2C: carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – pyrite.

Les altérations du type 2 ne se trouvent pas uniquement dans des roches de composition felsique. En fait, des altérations tout à fait identiques peuvent également être observées dans des roches de composition mafique (basaltes) à l'indice Agar 2. Dans ce qui suit, nous décrivons plus en détails chacun de ces faciès. Le tableau 9 présente un résumé de la proportion des minéraux d'altération selon les faciès de chaque coupe étudiée.

Faciès 1A (métamorphisme régional)

Cet assemblage minéralogique est celui du métamorphisme des roches mafiques au faciès des schistes verts. Pour les basaltes, il correspond généralement à une recristallisation complète. Pour les gabbros quartzifères, ce faciès se traduit par de l'albite criblée d'inclusions d'épidote et par un remplacement partiel ou total du pyroxène (augite) par l'actinote et la chlorite. Dans le cas de la diorite porphyrique, ce faciès se manifeste par des phénocristaux d'actinote baignant dans une matrice formée d'albite, d'épidote, de quartz, de séricite et de chlorite.

Faciès 1B (carbonates – chlorite – micas)

Le faciès 1B peut avoir une puissance de plusieurs mètres. Il se superpose au faciès 1A de façon graduelle, à mesure que l'on s'approche des veines aurifères. Ce faciès se caractérise par la disparition progressive de l'actinote et de l'épidote du faciès 1A ainsi que 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 (tableau 7). D'autres analyses montrent que

les chlorites du faciès 1B ont des rapports Fe/(Fe + Mg) plus faibles que ceux du faciès 1A (tableau 8). Il semble donc qu'il y ait, comme il a été montré par Dubé *et al.* (1987), une augmentation du contenu en fer des chlorites en s'éloignant des zones d'altération aurifères. Les proportions observées (tableau 9) varient de traces à 39 % pour les carbonates, de 0 à 30 % pour la séricite, de traces à 53 % pour la chlorite, de 0 à 30 % pour la biotite et de traces à 10 % pour la pyrite. L'actinote du faciès 1A est remplacée en proportion variable par la chlorite et les carbonates et, dans quelques cas, aussi par la biotite (figure 56). Le plagioclase est plus ou moins chloritisé, séricitisé et carbonaté selon le cas. Dans les roches volcaniques, l'épidote du faciès 1A est progressivement remplacée par les carbonates. Dans les roches intrusives, l'épidote du faciès 1A, qui se trouve en inclusions dans le plagioclase, est remplacée par la séricite. En périphérie des zones d'altération, nous observons des cas où ce remplacement de l'épidote par la séricite s'est effectué sans qu'il y ait eu addition notable de carbonates, de chlorite et de biotite. Nous remarquons aussi que dans les zones où l'altération est plus pénétrante, la chlorite et la biotite sont parfois remplacées par les carbonates. Dans les gabbros, l'ilménite et la magnétite primaire sont altérées en leucoxène-anatase et tous ces minéraux sont parfois remplacés par la pyrite. D'une façon générale, les minéralisations sont en proportion inférieure à 1 % dans ce faciès et les teneurs en or sont sous le seuil de détection (≤ 5 ppb). La texture primaire de la roche est souvent reconnaissable lorsque la déformation est peu prononcée. Lorsque la déformation devient plus marquée, la roche présente une texture lépidoblastique définie par l'orientation préférentielle de la chlorite et de la séricite.

Faciès 1C (carbonates – albite – pyrite)

Le faciès 1C a généralement une puissance variant de centimétrique à décimétrique. Il peut être observé dans les roches immédiatement accolées aux veines ainsi que dans les fragments des zones bréchiques. La plus grande partie des minéralisations aurifères est associée à ce faciès. Il se superpose au faciès 1B de façon brusque; ce passage peut même être observé à l'intérieur d'une lame mince. Le faciès 1C est caractérisé par la formation d'albite et de pyrite, par la présence de carbonates et par une diminution du contenu en chlorite et en séricite par rapport au faciès 1B. Ce faciès est formé (tableau 9) de 40 à 70 % d'albite, de 15 à 40 % de carbonates, de traces à 10 % de pyrite, de moins de 4 % de séricite et de moins de 15 % de chlorite. Dans les gabbros qui ont été peu déformés, nous constatons que le plagioclase résiduel, altéré au faciès 1B et criblé d'inclusions de séricite, de carbonates et de chlorite, est recristallisé en une albite limpide presque dépourvue d'inclusions (figure 57). Les basaltes qui

TABLEAU 9 – Distribution des minéraux d'altération hydrothermale et des valeurs d'or obtenues d'après le faciès de chaque coupe étudiée.

Roche hôte – Indice – Lieu	Minéraux d'altération et or	Proportion		
		Faciès 1A	Faciès 1B	Faciès 1C
Basalte – Indice Savane (figure 48)	Carbonates	traces-1 %	2-15 %	
	Chlorite	10-12 %	40-53 %	
	Séricite	traces	traces	
	Biotite	0 %	0 %	
	Albite	10-20 %	10-35 %	
	Pyrite	3 %	3-4 %	
	Or	≤5 ppb	5 ppb	
Basalte – Indice 2, NW Lac Shortt (figure 49)	Carbonates	traces-2 %	20 %	20 %
	Chlorite	5-15 %	30 %	traces-5 %
	Séricite	2-25 %	2 %	traces
	Biotite	0 %	0 %	0 %
	Albite	14-25 %	35 %	65-70 %
	Pyrite	traces-1 %	traces-1 %	5 %
	Or	5 ppb	7 ppb	–
Gabbro – Indice 7, NW Lac Shortt (figure 50)	Carbonates	traces	traces-39 %	
	Chlorite	3-4 %	traces-53 %	
	Séricite	traces-1 %	5-18 %	
	Biotite	0 %	0 %	
	Albite	25-50 %	11-28 %	
	Pyrite	1 %	traces-1 %	
	Or	≤5 ppb	6 ppb	
Gabbro – Indice 11, NW Lac Shortt (figure 51)	Carbonates	traces-3 %	10-37 %	25 %
	Chlorite	traces	2-30 %	traces
	Séricite	traces-16 %	15-25 %	3 %
	Biotite	0 %	0-5 %	0 %
	Albite	15-40 %	10-17 %	55 %
	Pyrite	traces-2 %	5-10 %	10 %
	Or	≤5 ppb	94 ppb	260 ppb
Gabbro – Indice B-3-1, Île Opawica (figure 52)	Carbonates	traces	traces-35 %	15-40 %
	Chlorite	traces-2 %	traces-24 %	traces
	Séricite	1-7 %	16-30 %	traces-4 %
	Biotite	0 %	0 %	10 %
	Albite	11-32 %	3-4 %	40-70 %
	Pyrite	traces	traces	2-5 %
	Or	≤5 ppb	8 ppb	56 ppb
Gabbro – Indice Boyvinet (figure 53)	Carbonates	traces-5 %	10-35 %	15-20 %
	Chlorite	10-25 %	2-35 %	10-15 %
	Séricite	5-15 %	1-5 %	traces-1 %
	Biotite	0 %	traces-10 %	0 %
	Albite	50 %	30-50 %	70 %
	Pyrite	traces	traces	traces
	Or	≤5 ppb	6 ppb	≤5 ppb
Diorite porphyrique à phénocristaux d'amphibole – Indice 7, NW Lac Shortt (figure 54)	Carbonates	traces-1 %	5-34 %	
	Chlorite	3-12 %	8-29 %	
	Séricite	1-2 %	2-29 %	
	Biotite	0 %	5-30 %	
	Albite	27-36 %	27-41 %	
	Pyrite	traces-2 %	2 %	
	Or	≤5 ppb	10 ppb	
		Faciès 2A	Faciès 2B	Faciès 2C
Rhyodacite – Indice Agar 1 (figure 55)	Carbonates	0 %	5 %	4-5 %
	Chlorite	1-3 %	0 %	0 %
	Séricite	3-15 %	20 %	traces-4 %
	Biotite	0 %	0 %	0 %
	Pyrite	0 %	0 %	traces-1 %
	Or	0 %	traces	96 ppb
	Feldspath potassique	6 ppb	–	25 %

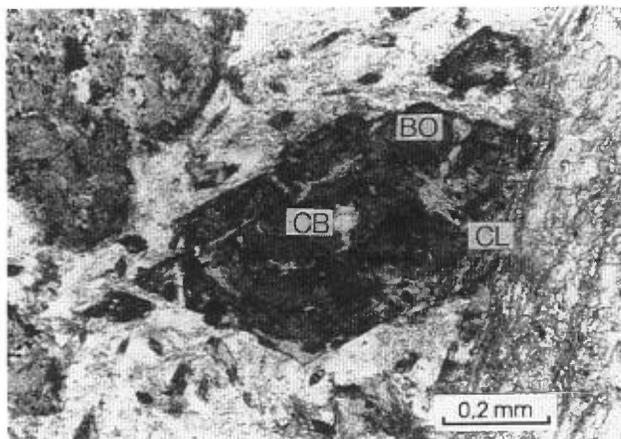


FIGURE 56 – Photomicrographie d'un grain d'actinote remplacé par de la biotite (BO), de la chlorite (CL) et des carbonates (CB). Indice 11 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-372 (pour la localisation, voir la figure A.14 de l'annexe A). Nicol simple.

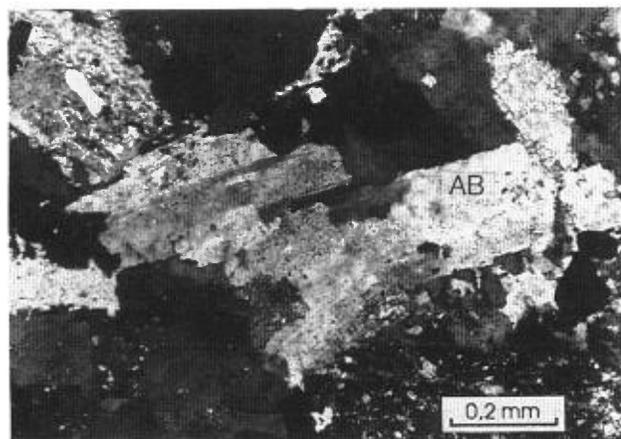


FIGURE 57 – Photomicrographie d'un gabbro recristallisé (faciès 1C) contenant de l'albite (AB) presque dépourvue d'inclusions. Indice 11 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-369 (pour la localisation, voir la figure A.14 de l'annexe A). Nicols croisés.

ont été peu déformés montrent un enchevêtrement de lattes d'albite limpide (figure 58) semblable à la texture primaire microlithique. Des textures de déformation sont observées uniquement à l'indice Boyvinet dans le faciès 1C (à la figure 53 le profil montré ne recoupe pas le secteur où le faciès 1C est présent); elles se traduisent par la flexion et la fragmentation du plagioclase (figure 59).

Il existe aussi quelques variantes du faciès 1C à l'indice Mariposite où l'altération hydrothermale affecte une succession grésoconglomératique de la formation de Ruisseau Dalime. À cet endroit, le faciès 1C possède une puissance métrique et il contient jusqu'à 15 % de fuchsite. De plus, l'assemblage minéralogique présente une texture mylonitique porphyroclastique. Des porphyroclastes de plagioclase baignent dans une matrice à grain fin produits par une recristallisation dynamique. Elle est formée d'un assemblage quartzofeldspathique équigranulaire, de carbonates et de fuchsite.

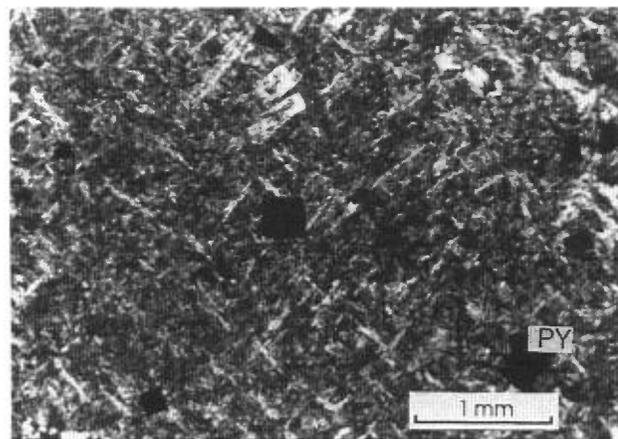


FIGURE 58 – Photomicrographie d'un basalte recristallisé (faciès 1C) formé de lattes enchevêtrées et limpides d'albite, de carbonates et de pyrite (PY). Indice 2 du secteur NW Lac Shortt, échantillon n° HB-87-267 (pour la localisation, voir la figure A.12 de l'annexe A). Nicols croisés.



FIGURE 59 – Photomicrographie de cristaux de plagioclase déformés dans un gabbro altéré (faciès 1C). Indice Boyvinet, échantillon n° HB-88-270 (pour la localisation, voir la figure A.4 de l'annexe A; à la figure 53, le profil montré ne recoupe pas le secteur où le faciès 1C est présent et où fut prélevé l'échantillon n° HB-88-270). Nicols croisés.

Faciès 2A (métamorphisme régional)

Le faciès 2A correspond à l'assemblage minéralogique des rhyodacites de l'indice Agar 1 (tableau 9) qui sont métamorphosées au faciès des schistes verts. Ces roches microgrenues sont formées d'un assemblage quartzofeldspathique équigranulaire, de 3 à 7 % d'épidote, de 3 à 15 % de séricite, de 1 à 3 % de chlorite.

Faciès 2B (carbonates – séricite)

Le faciès 2B semble s'être développé très localement. Il n'a pu être observé qu'à l'intérieur d'une seule lame mince. Un faciès semblable, de moins de 1 m de puissance, a aussi été noté par Lauzière (1989) à la mine Lac Bachelor. Ce faciès se superpose à l'assemblage minéralogique produit par le métamorphisme

régional. Par rapport au faciès 2A, le faciès 2B est caractérisé par une addition de séricite et de carbonates et par une disparition de la chlorite et de l'épidote. L'unique observation faite de ce faciès révèle 20 % de séricite et 5 % de carbonates (tableau 9). La roche ne présente pas de signe de déformation ductile.

Faciès 2C (carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – pyrite)

À l'indice Agar 1, le faciès 2C atteint une puissance métrique. Ce faciès peut également être observé dans les roches mafiques de l'indice Agar 2. Nous avons pu noter que le faciès 2C se superpose au faciès 2B de façon brusque. Il contient la majeure partie des minéralisations aurifères et se distingue par la formation de feldspaths potassiques et d'albite ainsi que par la présence de carbonates, de séricite et aussi d'hématite diffuse qui confère une couleur rouge à la roche. Ce faciès est formé (tableau 9) de 4 à 5 % de carbonates, de traces à 1 % de pyrite, de traces à 4 % de séricite et de 81 à 93 % d'un assemblage hétérogranulaire de feldspaths alcalins (albite et feldspaths potassiques) et de quartz. La proportion de feldspaths potassiques atteint 25 %. Ils se sont probablement formés au dépend de la séricite car, par rapport au faciès 2B, il semble que le faciès 2C soit marqué par une diminution du contenu en séricite. Dans l'assemblage minéralogique du faciès 2C, les textures de déformation ductile peuvent être absentes, mais généralement une texture mylonitique est présente. Cette dernière consiste en des porphyroclastes de feldspaths potassiques et de quartz baignant dans une matrice de recristallisation dynamique. Cette matrice est constituée d'un assemblage quartzofeldspathique équigranulaire et de carbonates (figure 47).

DISTRIBUTION DES FACIÈS D'ALTÉRATION

Nous avons constaté que les minéralisations aurifères sont associées à deux types d'altération hydrothermale, correspondant à deux types de gisement différents. La figure 60 résume nos observations sur la distribution des faciès d'altération.

L'altération du type 1 est associée aux gisements du type "veine de quartz avec des disséminations dans les épontes". Dans ce type de gisement, l'altération au faciès 1B est toujours observée. Cette altération peut s'étendre sur plusieurs mètres d'un seul côté ou des deux côtés d'une veine aurifère. Si on considère la position des échantillons que nous avons pu prélever pour certaines coupes, nous ne pouvons pas exclure que ce faciès d'altération puisse se retrouver systématiquement des deux côtés des veines aurifères. Néanmoins, nous constatons que cette altération peut définir un patron très asymétrique par rapport à la veine. Contrairement au faciès 1B, le faciès 1C n'est pas toujours observé. L'altération au faciès 1C renferme la plupart des minéralisations disséminées dans les épontes des

veines aurifères. Cette altération se trouve toujours accolée aux parois des veines aurifères, se superpose sur celle du faciès 1B et semble toujours enveloppée par cette dernière, de telle sorte que l'assemblage d'altération au faciès 1C n'est jamais en contact direct avec la roche "fraîche". Les faciès 1B et 1C définissent donc une zonation.

L'altération du type 2 est associée à des gisements du type "disséminations seules". Nous possédons moins d'information sur ce type d'altération que sur celui du type 1. Nous savons néanmoins que la roche "fraîche" (faciès 2A) peut passer, sur une courte distance (< 1 m) à une altération au faciès 2C. L'altération au faciès 2C peut avoir une puissance de quelques mètres et elle renferme la plupart des minéralisations aurifères. Un cas montre que l'altération au faciès 2C se superpose sur une autre altération, celle du faciès 2B. Ceci suggère que le faciès 2B constitue un assemblage minéralogique de transition entre les faciès 2A et 2C et que les faciès 2B et 2C ont aussi une distribution zonée.

Théoriquement, nous pouvons conclure qu'il y a deux façons pouvant conduire à la formation des deux zones pour chaque type d'altération: 1) formation simultanée lors de la migration d'un seul fluide; 2) formation successive lors de la migration de deux fluides différents (Korzhinskii, 1970). En ce qui concerne l'altération du type 1, nous n'avons jamais observé de cas où l'altération au faciès 1C n'était pas associée à celle au faciès 1B. Ceci nous porte à croire que la distribution en zones de l'altération du type 1 résulte de la migration d'un seul fluide hydrothermal plutôt que de deux fluides différents. Dans le cas contraire, nous aurions dû rencontrer des endroits où l'altération au faciès 1C aurait été dissociée de celle du faciès 1B. Pour l'altération du type 2, nous n'avons pas suffisamment d'informations, mais nous croyons, comme il est admis généralement, que la première hypothèse est plus vraisemblable.

ÉTUDES LITHOGÉOCHIMIQUES DES ZONES D'ALTÉRATION

Huit études lithogéochimiques en profils ont été réalisées à partir des coupes qui ont servi aux études pétrographiques des altérations. L'annexe B présente les résultats des analyses chimiques de ces échantillons. Les profils des variations chimiques sont présentés aux figures 48 à 55.

Rapports des constituants

Pour les études lithogéochimiques, nous avons d'abord considéré les variations du rapport de certains constituants, ce qui a permis de minimiser l'effet de changement de volume relié au métasomatisme (Gresens, 1967). Les rapports $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{S})$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{S}$ en pourcentage

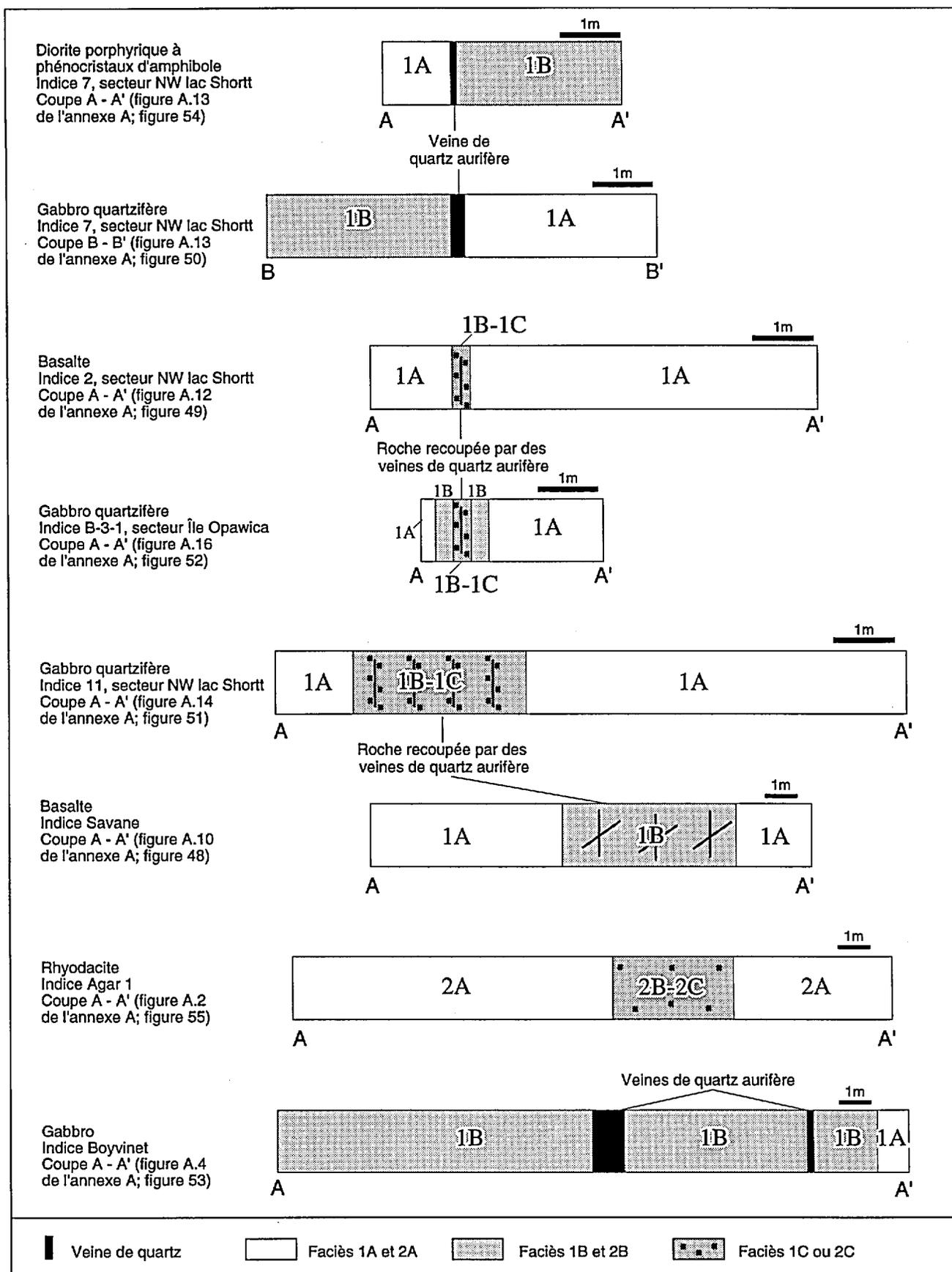


FIGURE 60 – Représentation schématique de la distribution des assemblages minéralogiques selon les différentes coupes étudiées. Les coupes sont localisées sur les figures de l'annexe A (voir aussi les figures 48 à 55).

du poids ont retenu notre attention. Boyle (1979) juge les deux premiers de ces rapports comme très utiles pour la prospection de l'or et Dubé *et al.* (1987) ont montré le lien qui existe entre le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ et les patrons d'altération hydrothermale. Les rapports molaires CO_2/CaO , $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ ont été utilisés comme valeur relative de l'intensité de l'altération en carbonates. De la même façon, le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ a été utilisé pour caractériser l'altération en séricite, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ pour caractériser l'altération en albite et le rapport $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ pour caractériser l'altération en feldspaths potassiques (Davies *et al.*, 1982; Kishida et Kerrich, 1987). Le rapport CO_2/CaO (molaire) constitue un indice de saturation pour les différents types de carbonates (Davies *et al.*, 1982). Les roches dont le rapport molaire CO_2/CaO (molaire) est plus petit que 1 ne contiennent que de la calcite. Celles dont le rapport molaire se situe entre 1 et 2 contiennent un mélange de calcite et d'ankérite (et/ou de dolomite). Celles dont le rapport est plus grand que 2 ne contiennent que de l'ankérite (et/ou de la dolomite ferrifère). Le rapport $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ (molaire) est une bonne valeur relative de l'intensité de la carbonatation parce que l'addition de CO_2 par le fluide hydrothermal est fortement contrôlée par la disponibilité de CaO, MgO, FeO et MnO dans la roche encaissante (Kishida et Kerrich, 1987). De la même manière, l'addition de K_2O et Na_2O pour former des silicates est limitée par la disponibilité de Al_2O_3 . C'est pourquoi le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) constitue un bon indicateur pour mesurer l'intensité de la séricitisation et celui de $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) un bon indicateur pour mesurer l'intensité de l'albitisation. Dans la même optique, le rapport $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) a été utilisé pour tenir compte de la formation des feldspaths alcalins à l'indice Agar 1.

À partir des profils lithogéochimiques (figures 48 à 55), nous constatons que le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est généralement un indicateur du contenu en séricite des roches. Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ les plus élevés et les contenus en séricite élevés se trouvent dans les assemblages d'altération des faciès 1B et 2B. Le rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S})$ est plus faible dans les zones d'altération que dans les roches non altérées métamorphisées au faciès des schistes verts. Ce rapport est donc utile pour visualiser l'étendue des zones d'altération caractérisées par la carbonatation, l'hydrolyse et le développement des sulfures. Les rapports $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ élevés signalent plus particulièrement les zones minéralisées parce que ces dernières, associées surtout aux faciès 1C et 2C, se caractérisent par un contenu élevé en carbonates et par un faible contenu en chlorite et séricite. Le rapport CO_2/CaO (molaire) indique que la calcite prédomine dans le faciès 1B et que l'on retrouve la calcite et l'ankérite dans les zones minéralisées (faciès 1C et 2C). 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 bien les zones minéralisées (faciès 1C et 2C). 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 $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) caractérisent plus particulièrement les zones minéralisées. Les rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) et $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) élevés caractérisent les zones où les feldspaths alcalins sont abondants. Ces rapports sont donc diagnostiques des faciès 1C et 2C. Les feldspaths alcalins ont des rapports $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) égaux à 1 et dans les faciès 1C et 2C, les rapports $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) et $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (molaire) près de l'unité soulignent bien que dans ces faciès d'altération, Na_2O , K_2O et Al_2O_3 se retrouvent surtout dans les feldspaths alcalins. Donc, ces deux derniers rapports peuvent être utiles pour situer les zones minéralisées.

Bilans des matières

Nous avons aussi réalisé des études lithogéochimiques qui tiennent compte des modifications de volume et de composition: ce sont des bilans de gains et pertes des matières (bilans des matières). Ces études ont été réalisées selon les principes proposés par Gresens (1967) avec le logiciel SOMA (Appleyard et De Beer, 1983). Pour effectuer le calcul du facteur volume, deux éléments au comportement immobile ont été choisis. Pour faire ce choix, nous avons d'abord vérifié pour chacun des profils échantillonnés (figures 48 à 55) la cohérence des rapports d'éléments plutôt immobiles tels Al, Ti, Zr, Sc, et V (Kerrich et Fyfe, 1981). La cohérence des rapports suggère un comportement immobile de ces éléments dans les zones d'altération et confirme une même identité pour les roches dans chacun des profils. Les deux éléments que nous avons retenus dans chaque profil pour le calcul du facteur volume sont ceux dont la dispersion relative des rapports est la plus faible. Dans le cas général, il s'agit des éléments Al et Ti qui ont été retenus pour le calcul du facteur volume. Ce choix est en accord avec plusieurs études (Boyle, 1979; Davies *et al.*, 1979; Finlow-Bates et Stumpfl, 1981; Kerrich et Fyfe, 1981) qui montrent que Al et Ti sont les éléments les moins mobiles lors de la déformation et lors de l'altération hydrothermale. Le profil de la diorite à phénocristaux d'amphibole (indice 7, secteur NW Lac Shortt; figure 54) est un cas particulier où, selon le même critère énoncé ci-haut, ce sont les éléments Ti et V qui ont été retenus. Par ailleurs, les gabbros de l'indice Boyvinet (figure 53) ne montrent pas de cohérence dans les rapports des éléments Al, Ti, Zr, Sc, et V. On peut attribuer cette incohérence à la mobilité de tous ces éléments ou encore à la différenciation chimique des gabbros. La différenciation chimique semble plus probable puisqu'il y a une certaine corrélation entre l'indice de différenciation $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ et les contenus en

éléments incompatibles tels Zr et Y. Cette corrélation montre un enrichissement progressif du contenu en Zr et Y du sud vers le nord de l'indice (Gauthier, 1989). Pour cette raison, l'étude lithogéochimique quantitative n'a donc pas été effectuée pour l'indice Boyvinet.

Les résultats des bilans des matières sont exprimés sous la forme de profils aux figures 48 à 55. D'autre part, la figure 61 présente des diagrammes en bâtons qui illustrent, pour chacune des coupes, les facteurs d'enrichissement et d'appauvrissement des éléments constitutifs d'une roche altérée par rapport à ceux d'une roche "fraîche". Les roches altérées que nous avons considérées pour établir ces diagrammes en bâtons sont généralement plus anormaux en or et ont un rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}^+$ plus élevé que les autres échantillons de la même coupe. Compte tenu des erreurs analytiques et de l'incertitude reliée à l'homogénéité des roches "fraîches", nous considérons qu'en général un minimum de 20 % d'enrichissement ou d'appauvrissement relatif est raisonnable pour l'interprétation de gains ou de pertes réelles d'un élément donné (c'est-à-dire un facteur $\geq 1,2$ ou $\leq 0,8$). 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 61 seuls les résultats jugés significatifs sont présentés. On doit noter aussi que dans le cas d'un élément de la roche "fraîche", 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 exemple, Au < 5 ppb a été considéré = 5 ppb). Ainsi, certains facteurs d'enrichissement doivent être considérés comme des minimums.

À partir des profils et des diagrammes en bâtons (figure 61), 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. S est généralement ajouté et ceci se manifeste surtout par la formation de pyrite. H semble avoir été très légèrement introduit dans les roches altérées au faciès 1B et ceci s'accorde avec la présence de chlorite, de séricite et de biotite. H doit aussi être ajouté dans le faciès 2B (non montré à la figure 61), comme le suggère l'enrichissement en séricite de ce faciès par rapport au faciès 2A. H est nettement soustrait dans les roches altérées aux faciès 1C et 2C et cette tendance correspond avec la destruction de la séricite, de la chlorite et de la biotite. Le contenu en K reflète l'abondance de séricite et de feldspaths potassiques. Il y a des gains de K observés dans les gabbros altérés au faciès 1B. K est certainement ajouté dans le faciès 2B puisque ce faciès est marqué par un enrichissement en séricite comparativement au faciès 2A. Un lessivage important de K est

observé pour le faciès 2C à l'indice Agar 1. Les altérations aux faciès 1B et 2B ayant précédé celles des faciès 1C et 2C, l'addition de H et de K dans les zones des faciès 1B et 2B indiquent donc que ces éléments ont été ajoutés par les fluides hydrothermaux et non redistribués d'une zone d'altération à l'autre. Na est soit ajouté, ce qui reflète la formation de feldspaths alcalins dans les faciès 1C et 2C, ou soit lessivé, ce qui se traduit par l'altération du plagioclase dans le faciès 1B. Par ailleurs, la soustraction de Na dans le faciès 1B et son ajout dans le faciès 1C suggèrent une redistribution entre les zones d'altération. Il y a parfois aussi une faible soustraction de Si, de Mn et de Mg dans le faciès 1B.

Outre l'Au, les éléments en traces qui sont souvent ajoutés dans les zones d'altération sont Ag, As, Ba, Cs, Li, Rb, Sb, Sr, W et U. Parmi ceux-ci, As, Li et W sont les plus systématiquement ajoutés. V et Ni sont aussi localement ajoutés et jamais soustraits significativement. Boyle (1979) considère que la plupart de ces éléments sont parmi les meilleurs éléments indicateurs d'or lors des travaux d'exploration lithogéochimiques. Par ailleurs, As constitue un bon traceur pour l'or car sa teneur affiche une corrélation avec la teneur en Au sur une échelle régionale (figure 62). Zn et Sb sont parfois faiblement soustraits ou ajoutés. Le Cu est localement soustrait. Le Dy semble lessivé dans deux cas. À partir des profils, on peut remarquer aussi que l'abondance du Cs et du Rb reflète plus ou moins bien le contenu en séricite et en biotite des zones d'altération. Les contenus en Ba et Sr marquent plutôt les contenus en feldspaths alcalins. Enfin, les appauvrissements en Sr observés dans le faciès 1B peuvent être attribués au remplacement de l'épidote par les carbonates (Ludden *et al.* 1984).

Conclusion

Les minéralisations aurifères de la région du lac Shortt se retrouvent dans deux types descriptifs de gisements: 1) "veine de quartz aurifère avec des disséminations dans les épontes"; 2) "disséminations seules". Dans l'un ou l'autre de ces deux types de gisement, les minéralisations sont dominées par la pyrite avec laquelle sont associées des proportions moindres de chalcopryrite, de pyrrhotite, d'ilménite, de magnétite, d'hématite et d'or natif. L'or natif est en étroite association avec la pyrite ou bien il est libre dans les veinules et les veines. Les minéralisations ont précipité plus tard que la plupart des minéraux de la gangue.

Les minéralisations aurifères sont enveloppées par des altérations hydrothermales zonées qui ont des extensions décamétriques à hectométriques et des puissances métriques à décamétriques. Ces altérations hydrothermales ont détruit et remplacé les minéraux produits par le métamorphisme régional et elles se

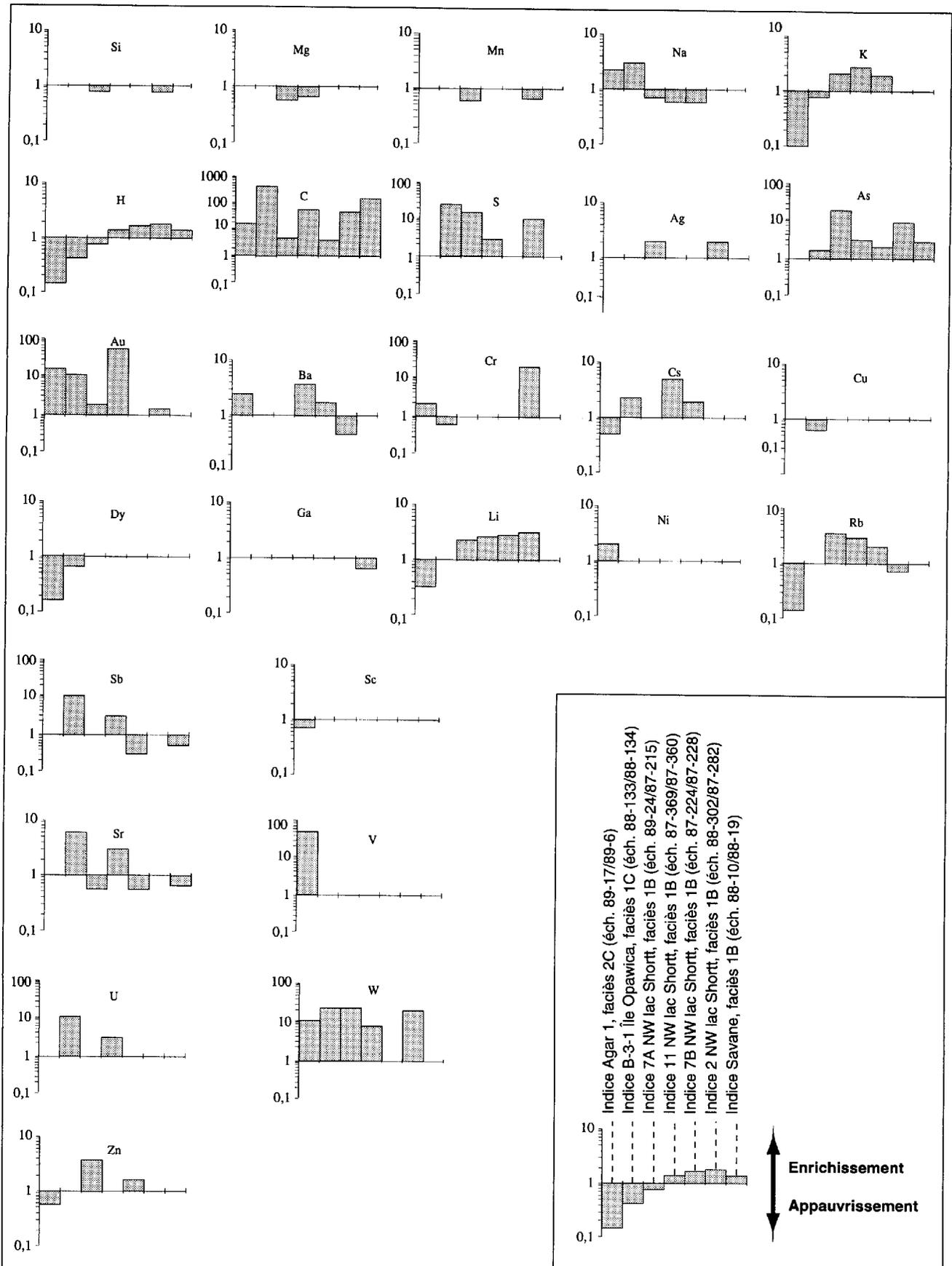


FIGURE 61 – Diagramme des facteurs d'enrichissement et d'appauvrissement des éléments constitutifs d'une roche altérée par rapport à ceux d'une roche "fraîche" pour chacun des indices étudiés en détail.

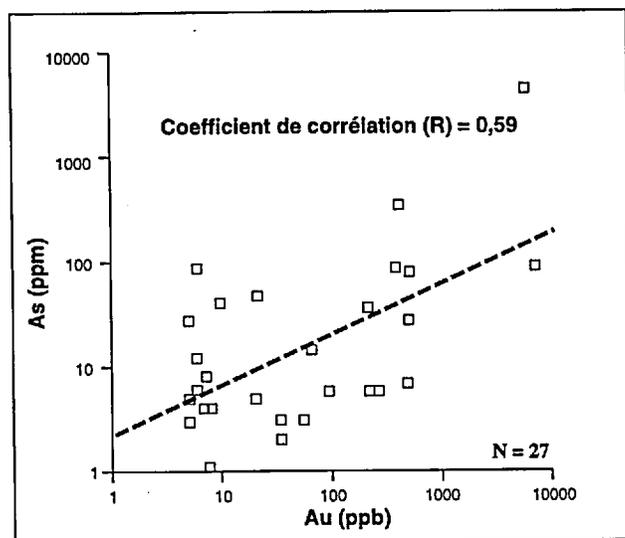


FIGURE 62 – Diagramme de l'arsenic en fonction de l'or pour les échantillons recueillis aux mines et aux indices de la région du lac Shortt.

manifestent par la formation de carbonates, de chlorite, de séricite, de biotite, de fuchsite, d'albite et de feldspaths potassiques. Nous distinguons deux types d'altération (type 1 et type 2) qui se retrouvent aussi bien l'un que l'autre dans des roches de compositions variées. Les altérations du type 1 présentent des assemblages avec carbonates – chlorite – albite – pyrite – micas (séricite, fuchsite et biotite) et elles sont observées dans les gisements du type “veine de quartz aurifère avec des disséminations dans les épontes”. Les coupes à travers les zones d'altération du type 1 observées dans des roches mafiques nous ont permis de distinguer: le faciès 1C (carbonates – albite – pyrite), contenant la majeure partie des minéralisations aurifères et associé de près aux veines de quartz aurifères; le faciès 1B (carbonates – chlorite – micas) qui enveloppe le faciès précédent; et un faciès externe correspondant à l'assemblage minéralogique produit par le métamorphisme régional (faciès 1A). Les altérations du type 2 présentent des assemblages avec carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – séricite – pyrite et se trouvent dans les gisements du type “disséminations seules”. Dans une zone d'altération du type 2, localisée dans des rhyodacites, on a pu distinguer le faciès 2C (carbonates – albite – feldspaths potassiques – hématite – pyrite) ainsi que le faciès 2B (carbonates – séricite) qui semble très peu développé et qui est probablement transitionnel avec l'assemblage minéralogique du métamorphisme régional (faciès 2A). Compte tenu de toutes ces observations, il nous semble que les altérations du type 1 sont très semblables à celles associées à d'autres gisements du type “veine de quartz” (Robert, 1990) de la ceinture de l'Abitibi (par exemple: Robert et Brown, 1986; Dubé *et al.*, 1987). Les altérations du type 2 se distinguent

du type 1 par la présence de feldspaths potassiques et d'hématite et elles se trouvent dans les gisements d'or qui sont spatialement associés à des intrusions felsiques et alcalines telles les mines Lac Shortt et Lac Bachelor. Ces caractéristiques définissent une catégorie distincte de gisements d'or (Guha *et al.*, 1990; Robert, 1990).

Les études lithogéochimiques des zones d'altération montrent que l'augmentation du rapport K_2O/Na_2O traduit l'augmentation du contenu en séricite. La diminution du rapport $SiO_2/(CO_2 + H_2O + S)$ est utile pour visualiser l'étendue des zones d'altération caractérisées par la carbonatation, l'hydrolyse et le développement de sulfures. Les rapports CO_2/H_2O^+ , CO_2/CaO (molaire) et $CO_2/(CaO + FeO + MgO + MnO)$ (molaire) augmentent dans les zones d'altération et des rapports élevés caractérisent les zones minéralisées. Le rapport CO_2/CaO (molaire) indique que l'on retrouve la calcite et l'ankérite dans les zones d'altération, ce qui est confirmé par les analyses à la microsonde électronique. L'augmentation du rapport K_2O/Al_2O_3 (molaire) marque le développement de séricite ou de feldspaths potassiques dans les zones d'altération, mais les zones minéralisées sont plutôt caractérisées par de faibles rapports. L'augmentation des rapports Na_2O/Al_2O_3 (molaire) et $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ (molaire) souligne les faciès carbonates – albite – pyrite et carbonates – albite – feldspaths potassiques – pyrite, et est donc diagnostique des zones aurifères.

Les études des gains et pertes (bilans des matières) indiquent l'addition générale de C, S, H et K. H et K sont ajoutés dans les sous-zones externes d'altération (faciès 1B et 2B) et lessivés dans les sous-zones internes (faciès 1C et 2C). Na est redistribué dans les zones d'altération. Il est lessivé dans les zones externes d'altération (faciès 1B et 2B) et ajouté dans les zones internes (faciès 1C et 2C). Les autres éléments majeurs n'affichent pas de comportement particulier. Les éléments en traces ajoutés de façon plus marquée dans plusieurs des zones d'altération sont Au, Ag, As, Ba, Cs, Li, Rb, Sb, Sr, W et U. À l'échelle régionale l'arsenic constitue un bon traceur pour l'or. Il ressort de cette étude que les deux types d'altération qui s'associent aux deux types descriptifs de gisement ont en fait sensiblement les mêmes caractéristiques géochimiques.

Toutes nos observations montrent que les gisements étudiés dans la région du lac Shortt sont très semblables à la plupart des gîtes d'or de type filonien qui se trouvent ailleurs dans les ceintures de roches vertes archéennes (Roberts, 1987; Groves *et al.*, 1989; Colvine *et al.*, 1988; Card *et al.*, 1989; Robert, 1990). Typiquement, les minéralisations de la région du lac Shortt se présentent sous forme de veines et sous forme de disséminations dans des roches altérées, et elles sont accompagnées d'une enveloppe d'altération zonée. Les minéraux métalliques et d'altération, leurs

relations mutuelles et les éléments en traces ajoutés sont tout aussi caractéristiques. Comme ailleurs dans les ceintures de roches vertes archéennes, les altérations aurifères se sont superposées sur les assemblages

minéralogiques produits lors du métamorphisme régional. Remarquablement aussi, l'enrichissement de l'or par rapport aux métaux de base (Cu, Zn, Pb, Ag) est élevé, comme le montre Kerrich (1983).

Caractérisation générale de la minéralisation aurifère

Dans le présent chapitre, nous proposons une typologie qui souligne les particularités des gisements d'or de la région du lac Shortt et qui permet de dégager certaines observations pouvant être utiles lors de travaux de prospection.

Toutes nos observations indiquent que les gisements d'or étudiés dans la région du lac Shortt sont très semblables à la plupart des gisements d'or de type filonien retrouvés ailleurs dans les ceintures de roches vertes archéennes du monde entier. Dans une autre optique, nos travaux permettent aussi de confirmer plusieurs points de la typologie des gisements d'or de la partie centrale de la bande de Caopatina-Desmaraisville telle que proposée par Archer et Guha (1987). Cette classification descriptive a donc été étendue, avec quelques modifications, à la région du lac Shortt. Le tableau 10 présente cette classification typologique. Ce tableau se veut d'une grande utilité pour les travaux d'exploration en résumant les caractéristiques des gisements aurifères étudiés. Les contrôles structuraux sont importants et constituent ainsi la base de la subdivision en deux grands types de gisements. Le *type 1* réunit les gisements d'or associés aux cisaillements et aux plis du type "E-W". Il est divisé en trois sous-types. Le *sous-type "1a"* regroupe les veines de quartz-sulfures associées à des cisaillements "E-W". Le *sous-type "1b"* se rapporte aux gisements se présentant sous la forme de disséminations dans des cisaillements "E-W" et qui sont associés spatialement à des intrusions felsiques et alcalines. Ces gisements contiennent aussi, comme particularité, des feldspaths potassiques et de l'hématite parmi les minéraux d'altération. Le *sous-type "1c"* concerne les veines de quartz-sulfures qui définissent une "voûte antiforme" dans un pli "E-W". Finalement, les gisements du *type 2* sont associés aux cisaillements NE et NW qui appartiennent probablement aux failles de la famille "Lac Gwillim"; il s'agit également de veines de quartz-sulfures.

Pour ce qui est du guide d'exploration, nous insistons sur le fait que la plupart des gisements sont associés de près aux accidents majeurs tels les failles du type "E-W": Lac Opawica et Lac Shortt. Ces zones de cisaillement et plusieurs autres de la région (figure 3) constituent des cibles intéressantes qui sont encore mal connues. Cette suggestion va de pair avec ce qui est admis ailleurs dans la ceinture de l'Abitibi. En effet, il est établi que la plupart des gisements d'or de la cein-

ture archéenne de l'Abitibi sont localisés près des accidents majeurs (Roberts, 1987). D'ailleurs, les failles majeures "E-W" constituent les cibles prioritaires pour l'or à Chibougamau et dans la partie est de la bande de Caopatina-Desmaraisville (par exemple: Guha, 1984; Dubé, 1985; Dubé et Guha, 1989; Dion et Guha, 1993). Les cisaillements de la famille "Lac Gwillim", les zones d'intersection entre ceux-ci ainsi que les cisaillements du type "E-W" sont aussi d'un grand intérêt pour l'or dans la région du lac Shortt. D'un côté, nous avons rencontré des cisaillements de la famille "Lac Gwillim" qui sont aurifères. D'un autre côté, on sait que plusieurs filons aurifères de la région de Chibougamau sont localisés dans des structures "E-W", mais en étroite association spatiale avec la faille Lac Gwillim (Guha *et al.*, 1990). Dans cette perspective, on devrait considérer comme cible d'exploration les failles du type "E-W" près de leur intersection avec la faille Lamarck.

Des études lithogéochimiques peuvent aussi fournir des renseignements précieux pour orienter les travaux d'exploration. À cet égard, nous avons énuméré au chapitre précédent un certain nombre de caractéristiques géochimiques des altérations qui peuvent être utiles. Tout comme ailleurs dans les ceintures de roches vertes archéennes, nos travaux montrent que la minéralisation aurifère n'est pas restreinte à un seul type de lithologie. Néanmoins, lors des travaux d'exploration on devrait tenir compte que certaines lithologies sont plus favorables que d'autres à la présence de minéralisations aurifères. En l'occurrence, il a été établi, à la mine Lac Shortt, que les filons de gabros comagmatiques à la Formation d'Obatogamau exercent un contrôle sur la minéralisation aurifère. En fait, la composition chimique et la compétence des intrusions mafiques en font des cibles particulièrement favorables pour l'or. Un exemple d'une intrusion mafique ultramafique favorable est représenté par le filon-couche différencié de Bourbeau de la région de Chibougamau. Ce filon-couche constitue l'unité hôte des mines Cooke et Norbeau de même que de nombreux indices d'or (Dubé 1985, 1990; Dubé et Guha 1989). En comparaison, le complexe mafique-ultramafique différencié des Chutes de l'Esturgeon de la région du lac Shortt nous apparaît comme une cible d'exploration tout aussi favorable. D'ailleurs, ce n'est sans doute pas un hasard si on y a déjà trouvé plusieurs indices d'or.

TABLEAU 10 – Typologie et résumé des principales caractéristiques des minéralisations aurifères observées dans la région du lac Shortt

Classification typologique ⁽¹⁾	Exemples (Indice, secteur, mine)	Minéralisation ⁽²⁾ (teneur – tonnage)	Roches encaissantes	Métamorphisme régional et minéraux d'altération	Géochimie	Gangue et phases métalliques	Contrôle structural (style, orientation des zones de cisaillement et jeux)
SOUS-TYPE 1a Minéralisation aurifère du type "veines de quartz-sulfures liées à des zones de cisaillement "E-W" dans les roches volcanosédimentaires et les intrusions mafiques associées"	Savane	Au : 6,3 g/t sur 1,2 m	Basaltes	Schistes verts	Gains de C, S, Au, As, Ag, Cs, Li, Rb, U, W, Zn	Veines de quartz carbonates + albite et roches altérées	Déformation fragile et fragile-ductile
	Relique	Au : 5,3 g/t sur 0,6 m	Basaltes	Assemblages d'altération : 1) Carbonates-chlorite-micas (séricite et biotite) 2) Carbonates-	Gains et pertes de H, K, Na, Ba, Cr, Sb, Sr	Pyrite dominante; quantités mineures de chalcoppyrite, pyrrhotite, ilménite, hématite et or natif	Approximativement E, mais variant entre ENE et ESE
	Butte	Au : 21 g/t sur 0,6 m	Laves felsiques				
	Cominco	Au : 297 ppb	Volcanites felsiques	Roches sédimentaires d'origine volcanique Roches pyroclastiques polygéniques Gabbros quartzifères, diorites porphyriques et basaltes Gabbros quartzifères	Pertes de Si, Mg, Mn, Cu, Dy	Jeux inverses, inverses-dextres et dextres-inverses, parfois senestres (tardifs et liés au type 2)	
	Espoir	Au : 4,7 g/t sur 0,6 m	Laves felsiques et roches volcanoclastiques				
	Nariposite	Au : 6,4 g/t sur 7,9 m					
	SE Lac Shortt	Au : 5 g/t					
	NW Lac Shortt	Au : 24,3 g/t					
Île Opawica	Au : 21 g/t sur 0,6 m						
SOUS-TYPE 1b Minéralisation aurifère du type "disséminations liées à des zones de cisaillement "E-W" dans des roches volcaniques et des roches intrusives mafiques, felsiques et alcalines"	Agar 1		Laves felsiques	Schistes verts	Gains de C, S, Na, Au, Ag, Ba, Cr, Ni, U, V, W	Roches altérées et de rares veines de quartz	Déformation fragile et fragile-ductile
	Agar 2		Basaltes et roches pyroclastiques	Assemblages d'altération : 1) Carbonates-séricite-chlorite 2) Carbonates-albite-feldspaths potassiques-séricite-hématite-pyrite	Gains et pertes de H, K	Pyrite dominante, traces de chalcoppyrite, pyrrhotite, galène, sphalérite, molybdénite et or natif	ENE à ESE
	Lac Shortt ⁽³⁾	Au : 3 000 000 t à 5 g/t	Basaltes, filons de gabbro et dykes de syénite et de carbonatite				
	Lac Bachelor ⁽⁴⁾	Au : 1 000 000 t à 7 g/t	Volcanites felsiques et mafiques et intrusions granitoïdes		Pertes de Ca, Dy, Li, Sc, Rb, Zn		
SOUS-TYPE 1c Minéralisation aurifère du type "veines de quartz-sulfures formant une voûte dans une charnière de pli"	SW Waswanipi	Au : 1650 ppb	Roches pyroclastiques felsiques et basaltes	Schistes verts Carbonates, séricite, chlorite et pyrite	Gains supposés de C, H, K, S, Au	Veines de quartz-carbonates-albite et roches altérées	Déformation fragile-ductile NEE à NE: jeu senestre-normal NE à NNW : jeu dextre-normal
	TYPE 2 Minéralisation aurifère du type "veines de quartz-sulfures liées à des zones de cisaillement NE et NW dans les intrusions mafiques"	NW Lac Shortt	Au : 1320 ppb	Gabbros quartzifères, diorites porphyriques et basaltes	Schistes verts	Gains supposés de C, H, K, S, Au	Veines de quartz-carbonates-albite roches altérées
Île Opawica		Au : 21 g/t sur 0,6 m	Gabbros quartzifères et autres roches intrusives	Carbonates, chlorite, micas (séricite et biotite) et pyrite			NNE à NE: jeu senestre-normal NW à NNW : jeu dextre-normal
Boyvinet		Au : 2 593 ppb	Gabbros quartzifères et diorites porphyriques				

1. Modifiée d'après la classification de Archer et Guha (1987).

2. Données provenant des compagnies d'exploration.

3. D'après Morasse (1988), Litchblau (1989) et Quirion (1990).

4. D'après Buro (1984) et Lauzière (1989)

Il faut aussi porter une attention particulière aux minéralisations associées à de petites masses intrusives felsiques et alcalines ainsi qu'à la présence d'altération avec feldspaths potassiques et hématite, car les deux gisements d'or exploités jusqu'à aujourd'hui dans la région du lac Shortt possèdent ces caractéristiques. Le pourquoi de l'association des gisements d'or avec ces intrusions est problématique. Comme pour plusieurs

autres gisements de la ceinture de l'Abitibi, l'hypothèse d'un lien génétique entre l'or et les intrusions a été avancée pour les gîtes Lac Bachelor (Lauzière *et al.*, 1988; Lauzière 1989) et Lac Shortt (Quirion, 1990). Toutefois, cette hypothèse est encore très controversée et d'autres données seront nécessaires pour pouvoir la tester plus rigoureusement.

Références

- ALLARD, G.O. – GOBEIL, A., 1984 – General geology of the Chibougamau region. *In: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 5-19.*
- APPLEYARD, E.C. – DE BEER, C.J., 1983 – SOMA – A package of Fortran IV programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks. CSIRO; Technical Communication N° 70, 75 pages.
- ARCHER, P. – GUHA, J., 1987 – Rapport synthèse sur la compilation des indices aurifères et de métaux de base dans le secteur est de la Bande volcanique Sud (Caopatina), région de Chibougamau. Centre d'Études sur les Ressources Minérales, Université du Québec à Chicoutimi; rapport interne soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- AUDET, M.-A., 1986a – Falconbridge ltée: Travaux de décapage 1986, option "Opawica Gold" (PN-083), canton de Gand. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-44020.
- _____ 1986b – Falconbridge ltée: Cartographie, option "Opawica Gold" (PN-083), feuillet 811, canton de Gand. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-44170.
- _____ 1986c – Falconbridge ltée: Cartographie et géochimie, option "Gull" (PN-094), canton de Boyvinet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-44212.
- _____ 1986d – Falconbridge ltée: Travaux de décapage 1986, option "Gull" (PN-094), canton de Boyvinet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-44139.
- BLÈS, J.L. – FEUGA, B., 1981 – La fracturation des roches. Bureau de recherche géologique et minière, France; *Manuels & Méthodes*, n° 1, 121 pages.
- BONNEMAISON, M., 1986 – Les "filons de quartz aurifère": un cas particulier de *shear zone* aurifère. *Chronique de la recherche minière*; volume 482, pages 55-66.
- BOUMA, A. H., 1962 – Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier Publishing Co., Amsterdam; 168 pages.
- 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 N° 280*, 584 pages.
- BRISSON, H. – GUHA, J., 1988 – Reconnaissance géologique dans le secteur de la mine du Lac Shortt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-30, 79 pages.
- _____ 1989a – Étude d'indices aurifères dans la région du lac Shortt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-66, 105 pages.
- _____ 1989b – Bande Caopatina-Desmaraisville: secteur Lac Shortt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-05, page 91.
- BURO, Y., 1984 – The geology of the Bachelor Lake Gold Mine, Desmaraisville, Abitibi-East, Quebec. *In: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 385-392.*
- BURR, S.V., 1945 – Siscoe Gold Mines Ltd.: Sondages. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-10884.
- CARD, K.D. – POULSEN, K.H. – ROBERT, F., 1989 – The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. *Economic Geology; Monograph 6*, pages 19-36.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daurbree, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est. *In: Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01*, pages 1-67.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W., 1990 – Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi belt. 8th International Association on the Genesis of Ore Deposits, Ottawa. Geological Survey of Canada; *Symposium Field Trip Guidebook, Excursion 03; Open File Report 2158*, pages 1-32.
- CIMON, J., 1976 – Géologie du canton de Queylus (nord-est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-439, 34 pages.
- COLVINE, A.C. – FYON, J.A. – HEATHER, K.B. – MARMOUNT, S. – SMITH, P.M. – TROOP, D.G., 1988 – Archean lode gold deposit in Ontario. Ontario Geological Survey; *Miscellaneous Paper 139*, 136 pages.
- CORMIER, M. – GAUTHIER, A. – MUIR, J.E., 1984 – Geology, geochemistry and mineralization at Falconbridge's Lac Shortt gold deposit, Gand Township, Quebec. *In: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown.*

- Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 393-411.
- COUTURE, J.-F. – PILOTE, P. – VACHON, A., 1990 – Le gisement Francoeur #3, Rouyn-Noranda: un exemple de minéralisations d'or disséminées dans un cisaillement ductile. *In* : Nouveaux horizons pour l'exploration 1990. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-40, pages 57-61.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1984 – Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *In* : Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 212-228.
- _____ 1987 – Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. *In* : Exploration au Québec; études géoscientifiques récentes. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- _____ 1990 – Le Complexe de Lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-03, 284 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ARCHAMBAULT, G., 1990 – Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *In* : La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière; textes réunis par M. Rive, P. Verpaelt, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 43, pages 43-64.
- DAIGNEAULT, R. – ST-JULIEN, P. – ALLARD, G.O., 1990 – Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 27, pages 1714-1736.
- DAVIES, J.F. – GRANT, R.W.E. – WHITEHEAD, R.E.S., 1979 – Immobile trace elements and Archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 16, pages 305-311.
- DAVIES, J.F. – WHITEHEAD, R.E.S. – CAMERON, R.A. – DUFF, D., 1982 – Regional and local pattern of CO₂-K-Rb-As alteration: A guide to gold in the Timmins area. *In* : Geology of Canadian Gold Deposits; textes réunis par R.W. Hodder et W. Petruk. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 24, pages 130-143.
- DIMROTH, E. – ARCHAMBAULT, G. – GOULET, N. – GUHA, J. – MUELLER, W., 1984 – A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, pages 963-968.
- DIMROTH, E. – MUELLER, W. – DAIGNEAULT, R. – BRISSON, H. – POITRAS, A. – ROCHELEAU, M., 1986 – Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi belt, Quebec. *Geologische Rundschau*; volume 75, pages 715-736.
- DION, C. – GUHA, J., 1988 – Étude métallogénique de la bande de Caopatina-Quévillon (secteur Joe Mann); gîtologie de la mine Joe Mann. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-29, 92 pages.
- _____ 1989 – Étude métallogénique de la bande de Caopatina-Desmaraisville (secteur Joe Mann), région de Chibougamau: les indices aurifères (phase II). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-62, 94 pages.
- _____ 1993 – Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcanosédimentaire de Caopatina-Desmaraisville, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 91-10.
- DOUCET, P., 1990 – Gîtologie du gisement Coniagas. *In* : Rapport d'activités 90. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-10, page 75.
- 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; thèse de maîtrise, 191 pages.
- _____ 1990 – Métallogénie aurifère du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 436 pages.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1989 – Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau (région de Chibougamau). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 87-03, 164 pages.
- DUBÉ, B. – GUHA, J. – ROCHELEAU, M., 1987 – Alteration patterns related to gold mineralization and their relation to CO₂/H₂O ratios. *Mineralogy and Petrology*; volume 37, pages 267-291.
- DUGAS, J., 1975 – Géologie de la moitié est du canton de Le Sueur. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, RP-612, 34 pages.
- FINLOW-BATES, T. – STUMPFL, E.F., 1981 – The behavior of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*; volume 16, pages 319-328.
- FISHER, R.V., 1966 – Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science-Reviews*; volume 1, pages 287-298.
- _____ 1984 – Submarine volcanoclastic rocks. *In* : Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins; textes réunis par B.P. Kokelaar et M.F. Howells. Geo-

- logical Society of London, Blackwell Scientific Publications, London; pages 5-27.
- GAGNON, J., 1983a – Les Mines Camchib inc : Rapport préliminaire, option Forbes, Groupe Gofor "C"; canton de La Roncière. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-40740.
- _____ 1983b – Les Mines Camchib inc : Rapport préliminaire, option Forbes, Groupe Gofor "C"; canton de La Roncière. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-40757.
- _____ 1984a – Gold mineralization on Gand 1 property, descriptive geology and preliminary interpretation of genesis. *In* : Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 378-384.
- _____ 1984b – Les Mines Camchib inc : Assessment report, Forbes option, Forgo "A", Gofor "A-B-C-D-E-F" groups; La Roncière, Gand Townships. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-40757.
- GAUTHIER, A., 1985 – Falconbridge Itée: Travaux de décapage 1985, option "Opawica Gold" (PN-083). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-43318.
- _____ 1986 – Falconbridge Itée: Travaux de décapage 1985, projet "Le Sueur-Lespérance", grid 23 (PN-079-23), canton Gand. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-43562.
- 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.
- GIOVENAZZO, D., 1983 – Canton de Boyvinet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte manuscrite, DP 83-33.
- _____ 1986 – Géologie du canton de Boyvinet – Région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-62, 63 pages.
- GOBEIL, A., 1984 – Synthèse des données géoscientifiques; feuillets 32F/8, 32F/9 et 32G/12. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; bureau du géologue résident du district de Chibougamau, cartes non publiées.
- GRAHAM, B.R., 1957 – Partie sud-ouest du canton de Le Sueur. Ministère des Mines, Québec; RG-72.
- GRESENS, R.L., 1967 – Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*; volume 2, pages 47-65.
- GROVES, D. – BARLEY, M.E. – HO, S.E., 1989 – Nature, genesis, and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*; Monograph 6, pages 71-85.
- GUHA, J., 1984 – Hydrothermal systems and correlation of mineral deposits in the Chibougamau mining district – an overview. *In*: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 517-534.
- GUHA, J. – ARCHAMBAULT, G. – LEROY, J., 1983 – A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson N° 2 mine, Quebec. *Economic Geology*; volume 78, pages 1705-1618.
- GUHA, J. – DUBÉ, B. – PILOTE, P. – CHOWN, E.H. – ARCHAMBAULT, G. – BOUCHARD, G., 1988 – Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Québec, Canada. *Mineralium Deposita*; volume 23, pages 293-298.
- GUHA, J. – CHOWN, E.H. – ARCHAMBAULT, G. – BARNES, S.-J. – BRISSON, H. – DAIGNEAULT, R. – DION, C. – DUBÉ, B. – MUELLER, W. – PILOTE, P., 1990 – Metallogeny in relation to magmatic and structural evolution of an Archean greenstone belt: Chibougamau mining district. *In* : Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec Segment; textes réunis par S.E. Ho, F. Robert et D. Groves. The University of Western Australia; Publication N° 24, pages 121-166.
- HEY, M.H., 1954 – A new review on the chlorites. *Mineralogical Magazine*; volume 30, pages 277-292.
- HYDE, R.S., 1980 – Sedimentary facies in the Archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada. *Precambrian Research*; Volume 12, pages 161-195.
- KERRICH, R., 1983 – Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 27, 75 pages.
- KERRICH, R. – FYFE, W.S., 1981 – The gold-carbonate association: source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. *Chemical Geology*; volume 33, pages 265-294.
- KERRICH, R. – WATSON, G.P., 1984 – The Macassa mine Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario: geology, patterns of alteration, and hydrothermal regimes. *Economic Geology*; volume 79, pages 1104-1130.
- KISHIDA, A. – KERRICH, R., 1987 – Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake,

- Ontario. *Economic Geology*; volume 82, pages 649-690.
- KORZHINSKII, D.S., 1970 – Theory of metasomatic zoning. Clarendon Press, Oxford; 162 pages.
- LAMOTHE, D., 1981 – Région de la baie Tush. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte manuscrite avec notes marginales, DP-849.
- _____ 1982 – Région du lac Relique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte manuscrite avec notes marginales, DP 82-09.
- _____ 1983 – Étude structurale de la région de la baie Tush; district de Chibougamau. *In* : Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 189-206.
- _____ 1987 – Géologie de la région du lac Relique – Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-20, 24 pages.
- LAUZIÈRE, K., 1989 – Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de Maîtrise, 164 pages.
- LAUZIÈRE, K. – GUHA, J. – ARCHAMBAULT, G., 1988 – Intrusive related mineralization of the Bachelor lake gold mine, Desmaraisville, Quebec. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Program with abstracts, Volume 13, page A72.
- LITCHBLAU, A., 1989 – Geology of the lac Shortt gold mine. Les dépôts aurifères des régions de Rouyn-Noranda, Val-d'Or et Chibougamau. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Fieldtrip guidebook, Fieldtrip A7.
- LONGLEY, W.W., 1951 – Région du lac Bachelor. Ministère des Mines, Québec; RG-47.
- LUDDEN, J.N. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – TAYLOR, R.P., 1984 – Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. *Economic Geology*; volume 79, pages 1131-1141.
- MACKENZIE, G.S., 1934 – Pusticamica lake map-area, Abitibi district. Québec Bureau of Mines; Annual Report 1934, part C, pages 45-64.
- MAYBIN, A.H., 1976 – The geology of the southwest quarter of Guercheville and north half Laronde township, Abitibi East County. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-364, 141 pages.
- MERQ-OGS, 1983 – Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec – Ontario Geological Survey; échelle de 1:500 000; cataloguée "DV 83-16" à Québec et "Map 2484" en Ontario.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES DU QUÉBEC, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. DV 86-02, 58 pages.
- MORASSE, S., 1988 – Geological setting and evolution of the lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Quebec, Canada. Queen's University, Kingston, Ontario; thèse de Maîtrise, 221 pages.
- MORASSE, S. – HODGSON, C.J. – GUHA, J. – COULOMBE, A., 1986 – Preliminary report on the geology of the lac Shortt gold deposit, Desmaraisville area, Québec, Canada. *In* : Proceedings of Gold '86, an international Symposium on the Geology of Gold, Toronto, 1986; textes réunis par A.J. Macdonald; pages 191-196.
- _____ 1988 – Oxydative, alkali-amphibole bearing alteration and its relation to gold in the syenite-associated Lac Shortt deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *In* : Bicentennial Gold 88, Extended Abstracts, Poster Programme, Volume 1. Geological Society of Australia; Abstract 23, pages 92-94.
- NICOLAS, A., 1984 – Principes de tectonique. Masson, Paris; 196 pages.
- PLATT, J.P. – VISSER, R.L.M., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 397-410.
- QUIRION, D., 1990 – Géologie de la mine d'or Lac Shortt. *In* : Lithotectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt; textes réunis par J. Guha, E.H. Chown et R. Daigneault. 8th International Association on the Genesis of Ore Deposits, Ottawa; Symposium Field Trip Guidebook, Excursion 03; Geological Survey of Canada; Open File Report 2158, pages 116-131.
- RAMSAY, J.G., 1980 – Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 83-99.
- RAMSAY, J.G. – GRAHAM, R.H., 1970 – Strain variation in shear belts. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 7, pages 786-813.
- RETTY, J.A. – NORMAN, G.W.H., 1938 – West half Chibougamau sheet. Commission géologique du Canada; carte n° 398A.
- ROBERT, F., 1990 – An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi Belt. *In* : La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration minière; textes réunis par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 43, pages 93-105.
- ROBERT, F. – BROWN, A.C., 1986 – Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi

- Greenstone Belt, Quebec: Part II, "Vein paragenesis and hydrothermal alteration". *Economic Geology*; volume 81, pages 593-616.
- ROBERTS, R.G., 1987 – Ore deposits models #11. – Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*; volume 14, n° 1, pages 37-52.
- ROSS, S.H., 1947 – Lake Opawica Mines Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-434A.
- SANDERSON, D.J. – MARCHINI, W.R.D., 1984 – Transpression. *Journal of Structural Geology*; volume 6, pages 449-458.
- SAUVÉ, P. – MAKILA, A., 1990 – Geology of the Camflo Mine, Malarctic, Quebec. *In* : La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière; textes réunis par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 43, pages 245-254.
- SHARMA, K.N.M. – GOBEIL, A., 1987 – Potentiel aurifère de la zone de cisaillement d'Opawica. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte non publiée, séminaire d'information 1987.
- SHARMA, K.N.M. – LACOSTE, P., 1981 – Gand (SW) et Lespérance (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte annotée, DP-852.
- SHARMA, K.N.M. – LAUZIÈRE, K., 1982 – Région du lac Renault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte manuscrite avec notes marginales, DP 82-10.
- _____ 1983 – Géologie de la région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte manuscrite avec notes marginales, DP 84-10.
- _____ 1986 – Géologie de la région du lac Renault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-02, 47 pages.
- SHARMA, K.N.M. – GOBEIL, A. – MUELLER, W., 1987 – Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-16, 16 pages.
- SHAW, G., 1940 – Opawica Lake, Abitibi territory, Québec. Commission géologique du Canada; carte n° 556A.
- SPROULE, J.C., 1940 – Puskitamika Lake, Abitibi territory, Québec. Commission géologique du Canada; carte n° 570A.
- THORPE, R. I. – GUHA, J. – FRANKLIN, J.M. – LOVERIDGE, W.D., 1984 – Use of a Superior lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. *In* : Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization; textes réunis par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume spécial n° 34, pages 496-516.
- THURSTON, P.C., 1990 – The Superior Province – emphasizing greenstone belts. *In* : Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec Segment; textes réunis par S.E. Ho, F. Robert et D. Groves. The University of Western Australia; Publication N° 24, pages 1-52.
- VAN DE WALLE, M., 1970 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Le Sueur. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-599, 17 pages.
- WALKER, R.G., 1984 – Turbidites and associated coarse clastic deposits. *In* : Facies Models (2^e édition); textes réunis par R.G. Walker. *Geoscience Canada*; Reprint Series 1, pages 171-188.

Localisation géographique et plans détaillés des indices les plus importants

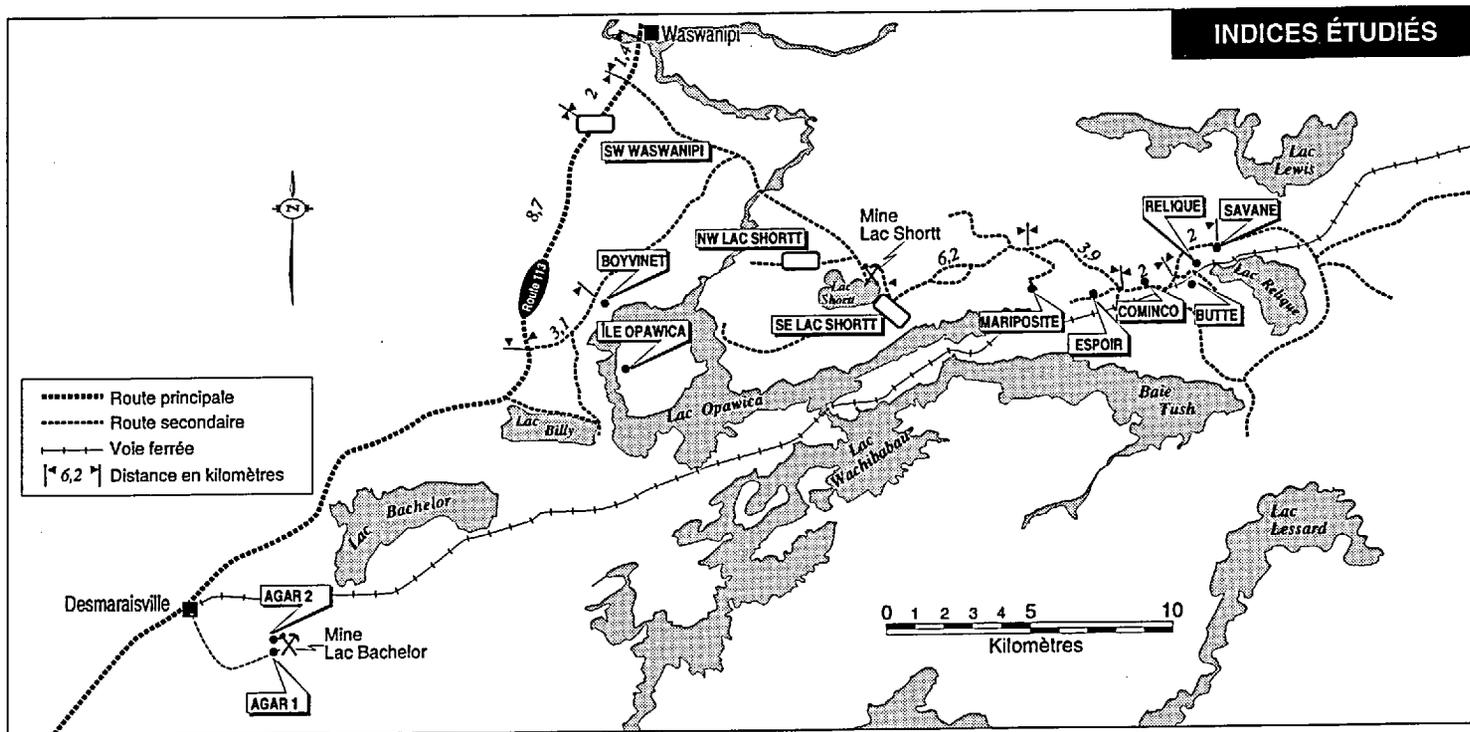


FIGURE A.1 — Localisation des indices étudiés.

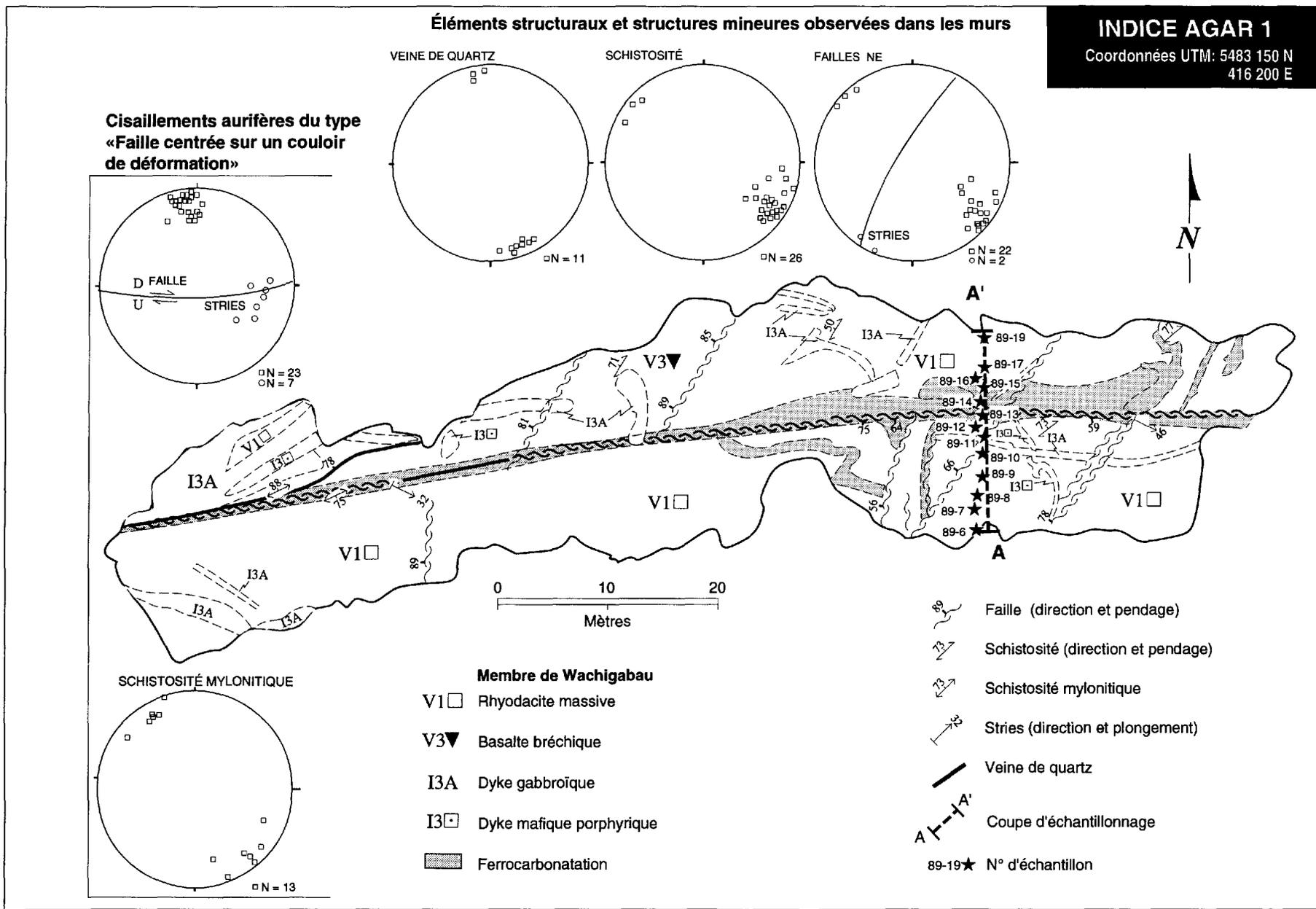


FIGURE A.2 — Géologie générale de l'indice Agar 1 et stéréogrammes des éléments structuraux.

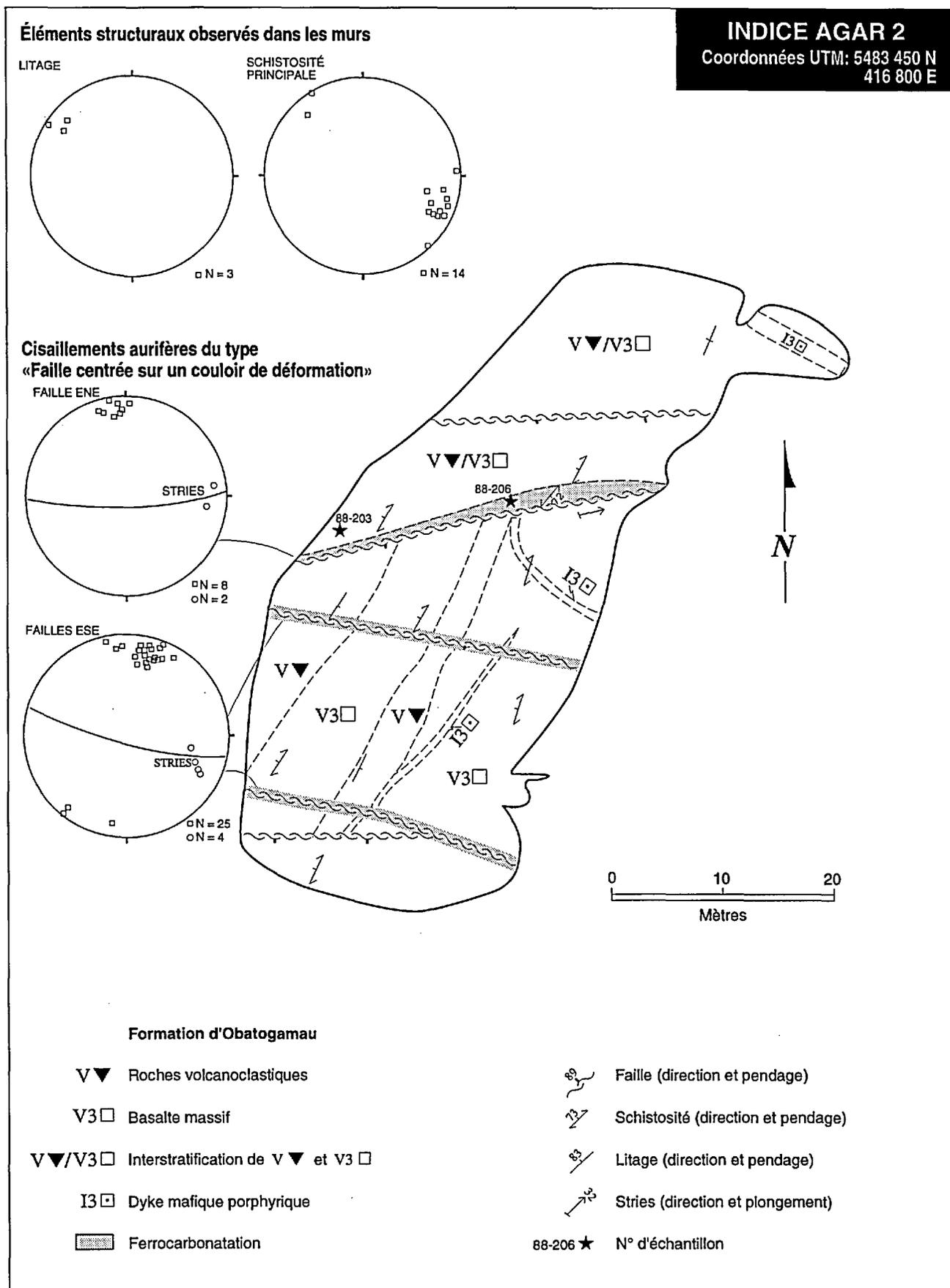


FIGURE A.3 – Géologie générale de l'indice Agar 2 et stéréogrammes des éléments structuraux.

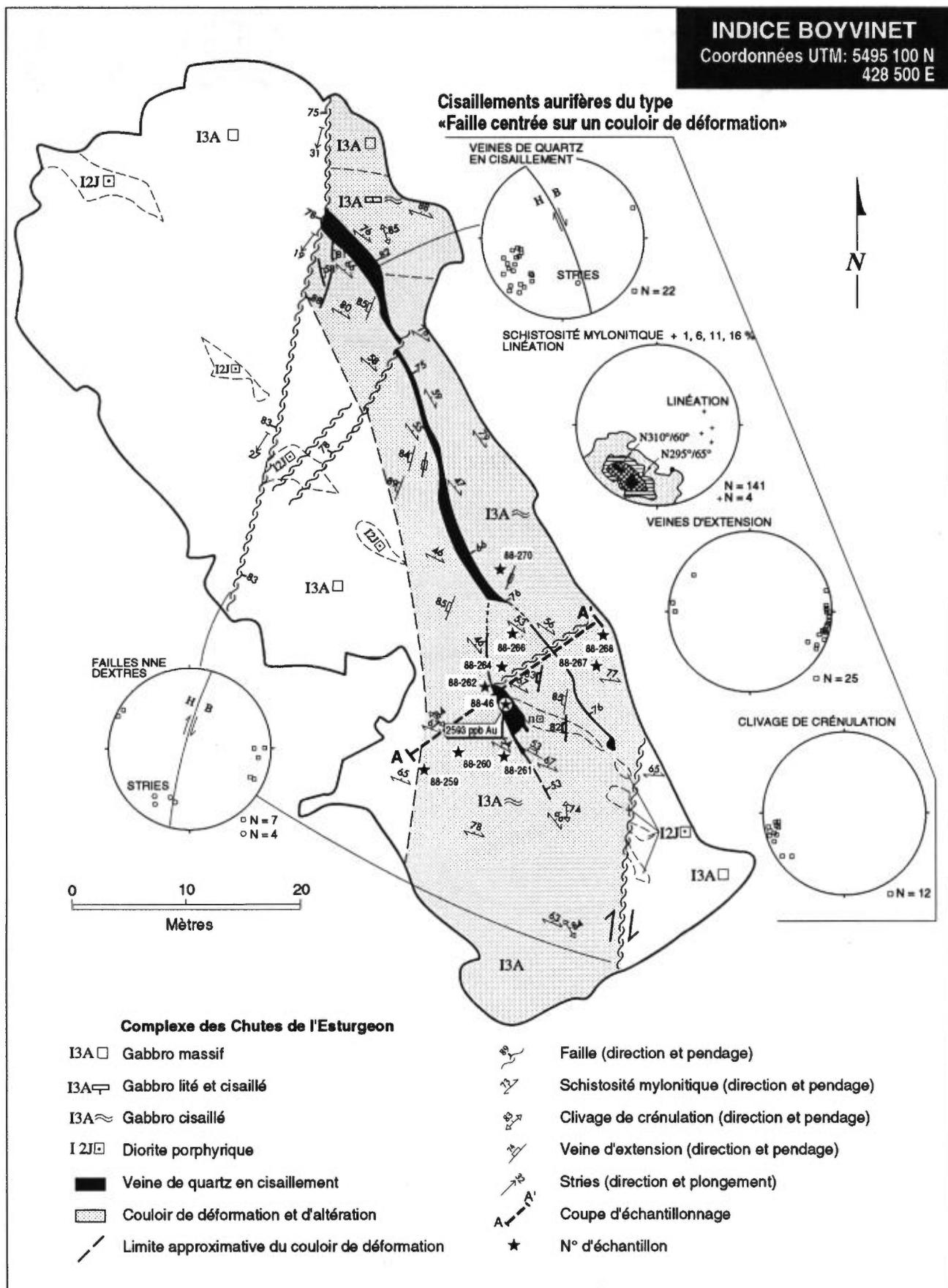


FIGURE A.4 – Géologie générale de l'indice Boyvinet et stéréogrammes des éléments structuraux.

Cisaillements aurifères du type
 «Deux failles délimitant
 un couloir de déformation»

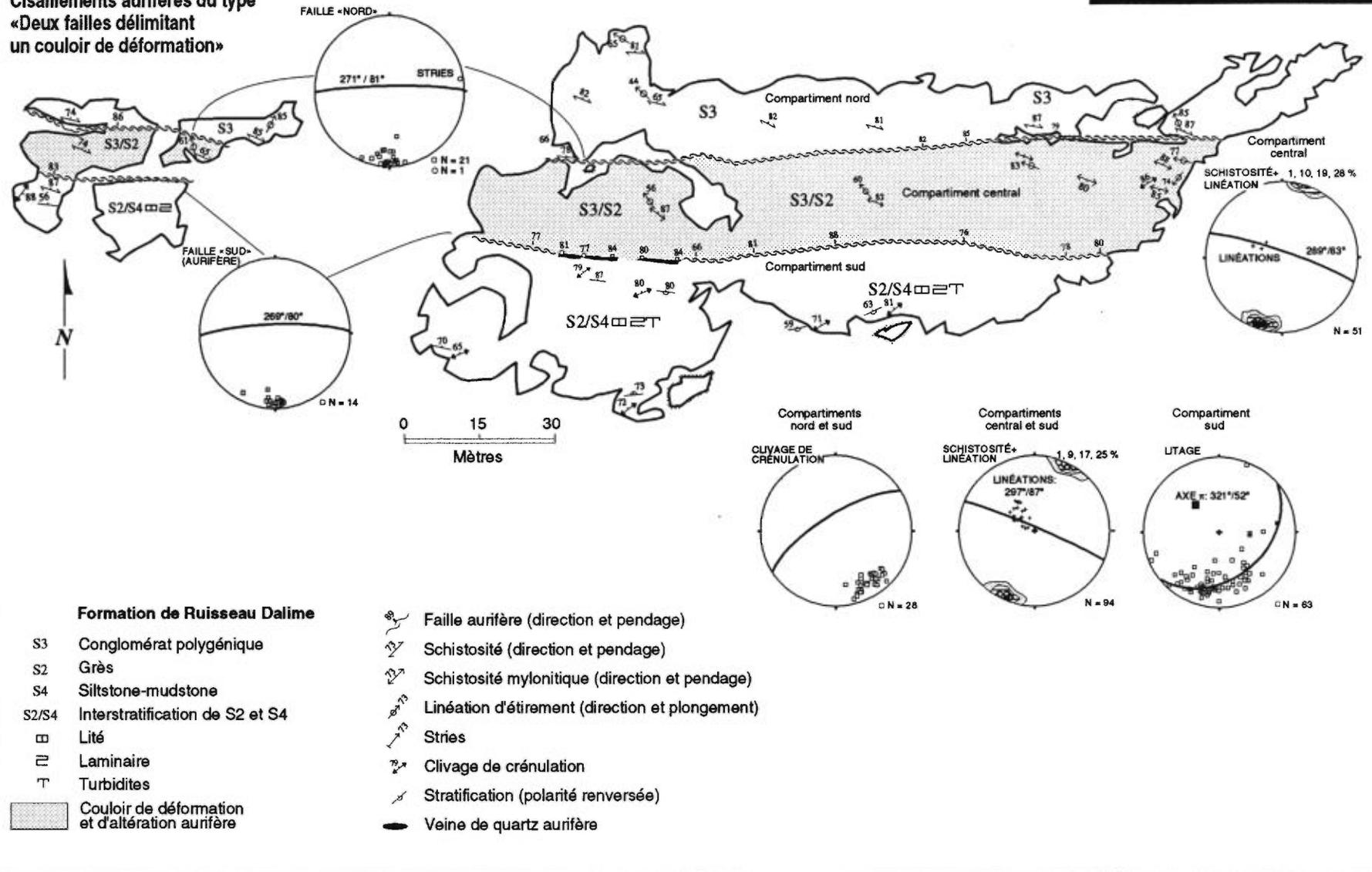


FIGURE A.5 – Géologie générale de l'indice Mariposite et stéréogrammes des éléments structuraux.

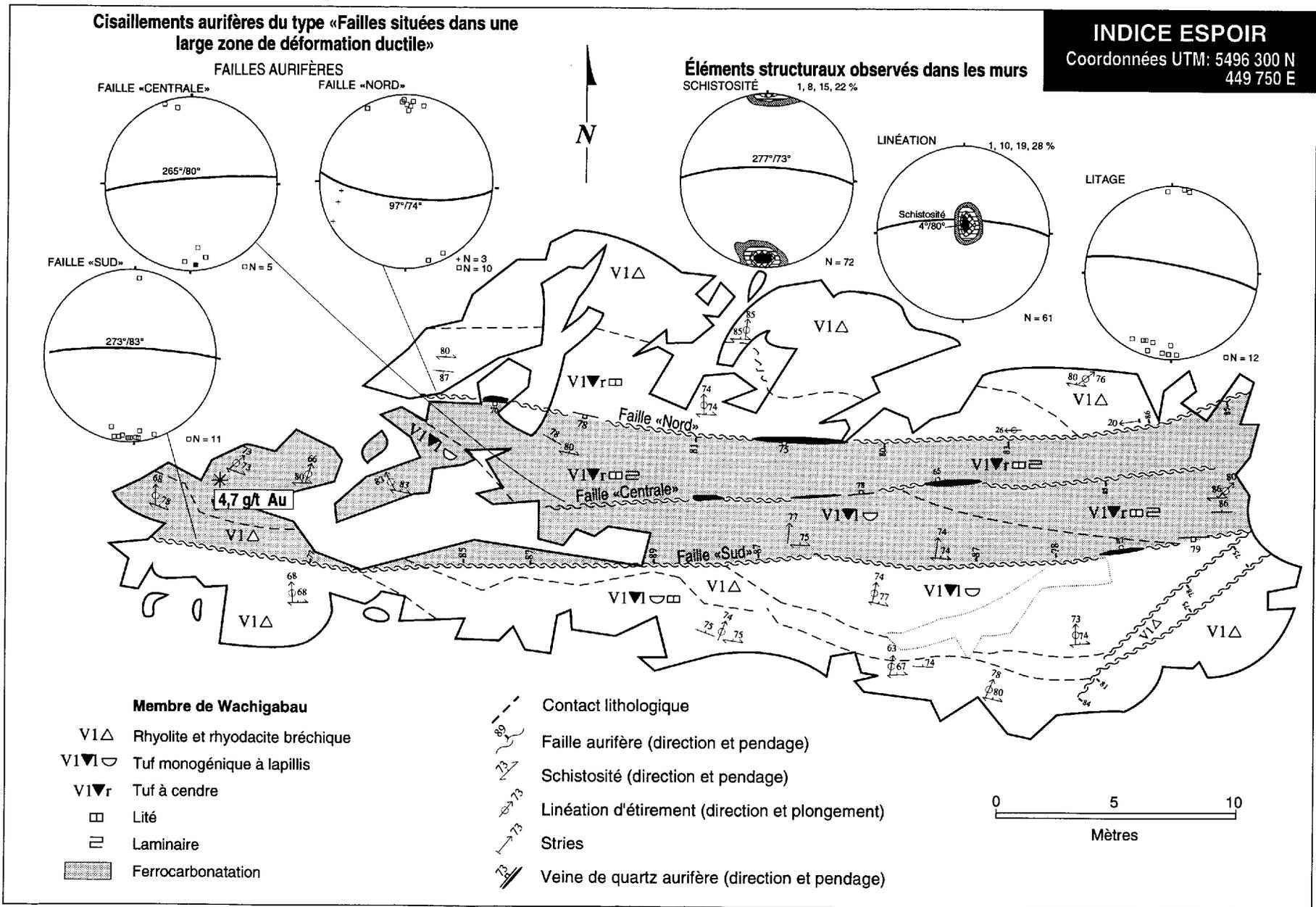


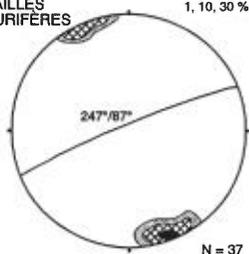
FIGURE A.6 — Géologie générale de l'indice Espoir et stéréogrammes des éléments structuraux.

INDICE COMINCO

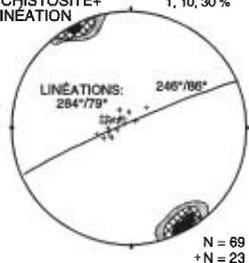
Coordonnées UTM: 5495 650 N
447 350 E

Cisaillements aurifères du type
«Failles situées dans une large
zone de déformation ductile»

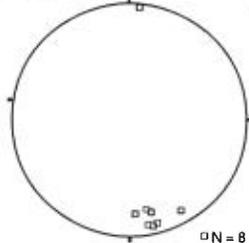
FAILLES
AURIFÈRES 1, 10, 30 %



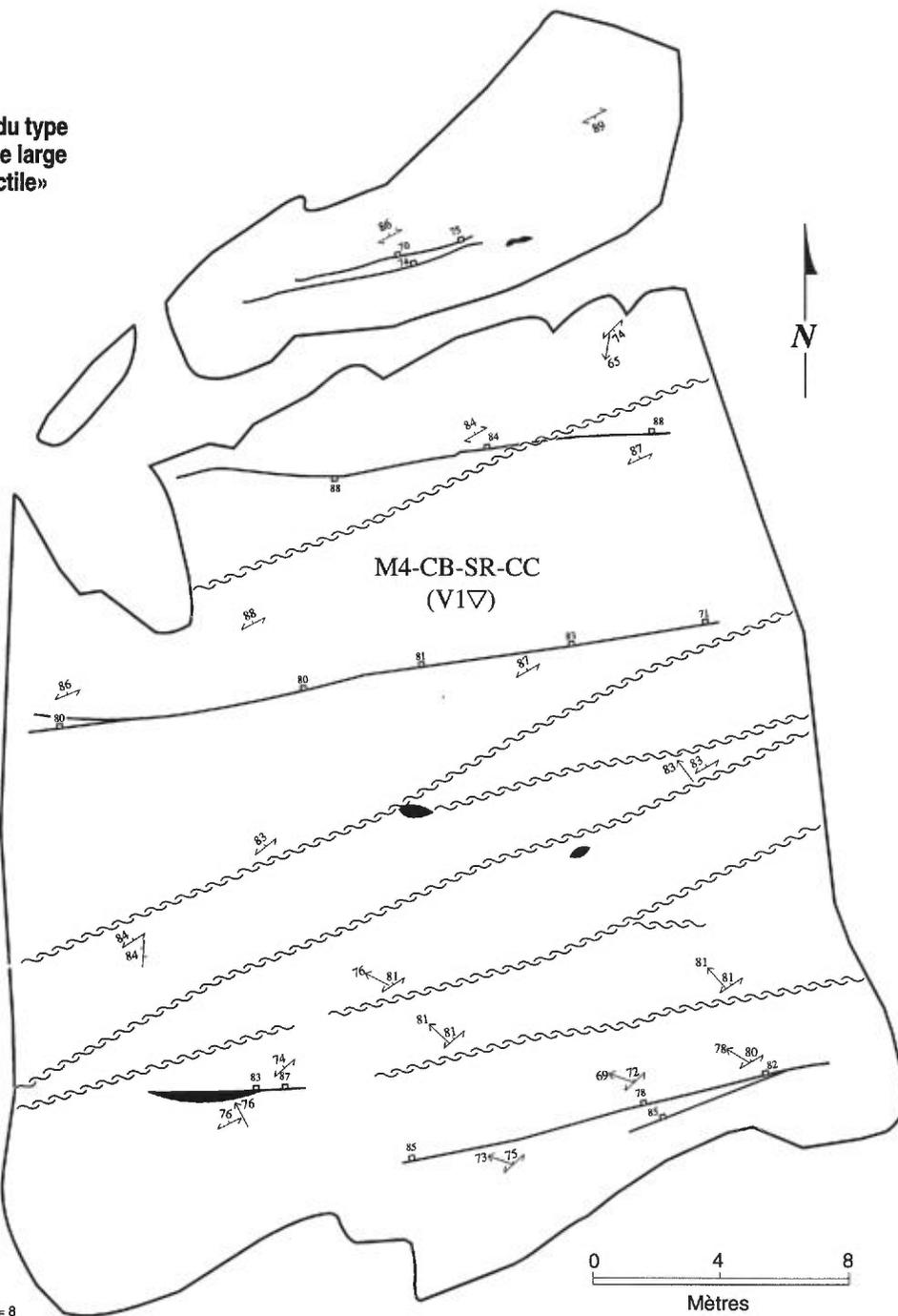
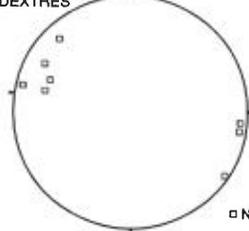
SCHISTOSITÉ+
LINEATION 1, 10, 30 %



VEINE DE QUARTZ



«KINK BANDS»
DEXTRES



Membre de Wachigabau

M4-CB-SR-CC Schiste à carbonates-séricite-chlorite
(V17) (protolith : volcanite felsique)

Faille (direction et pendage)

Veine de quartz (direction et pendage)

Schistosité (direction et pendage)

Linéation d'étirement (direction et plongement)

«Kink band» dextre (direction et pendage)

FIGURE A.7 – Géologie générale de l'indice Cominco et stéréogrammes des éléments structuraux.

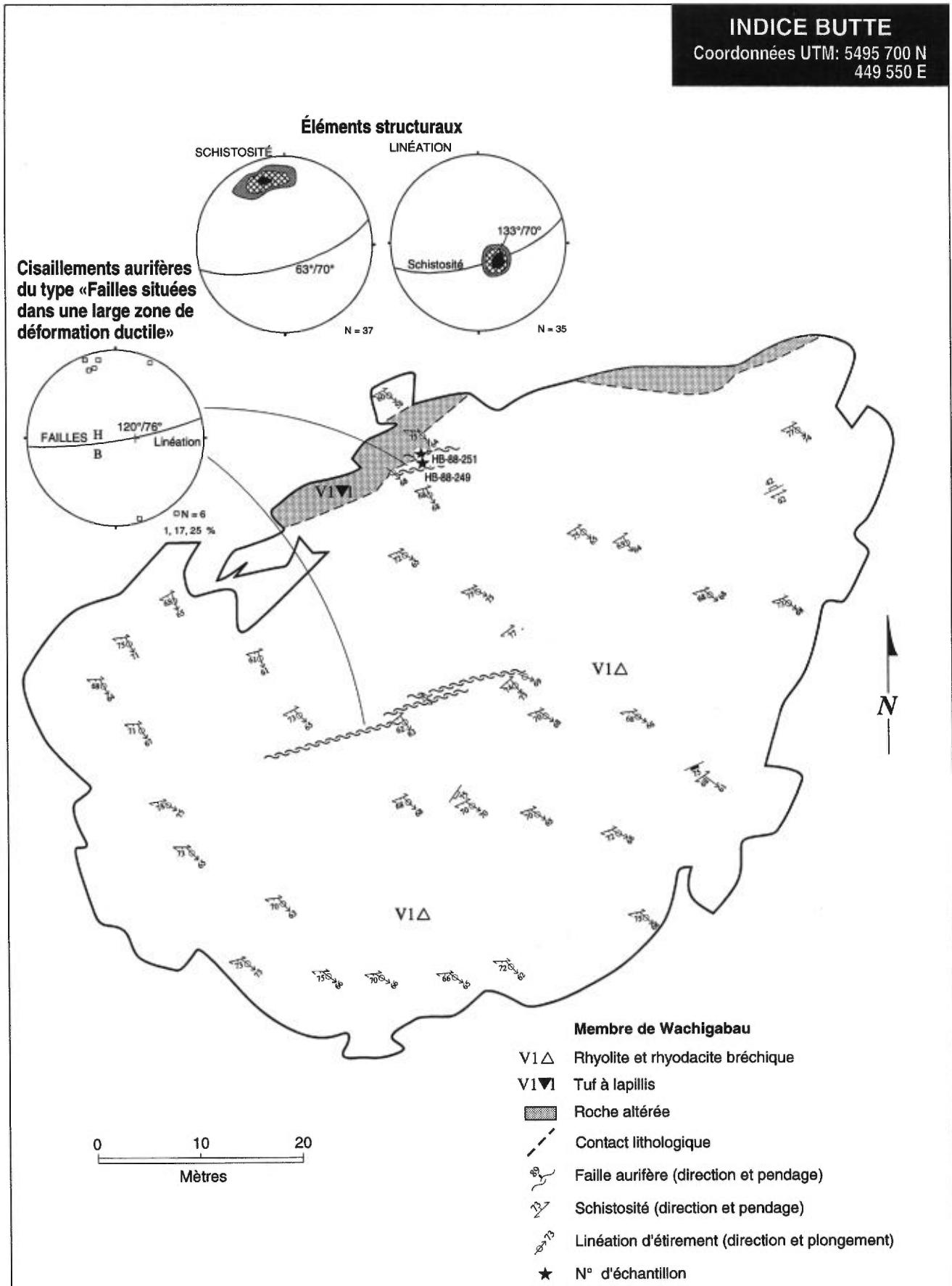


FIGURE A.8 – Géologie générale de l'indice Butte et stéréogrammes des éléments structuraux.

INDICE RELIQUE

Coordonnées UTM: 5496 200 N
449 700 E

Mur : Éléments structuraux et structures mineures

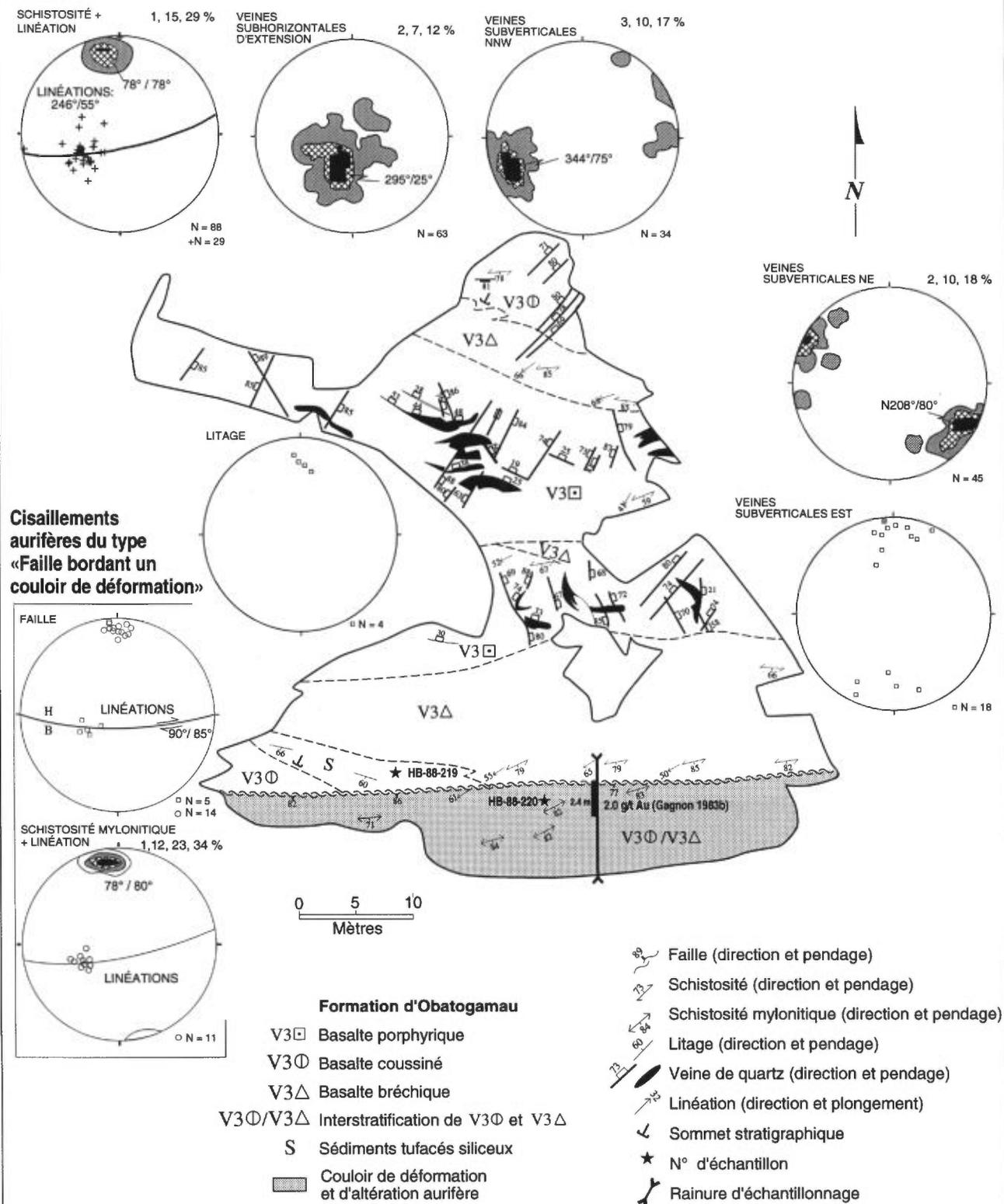


FIGURE A.9 – Géologie générale de l'indice Relique et stéréogrammes des éléments structuraux.

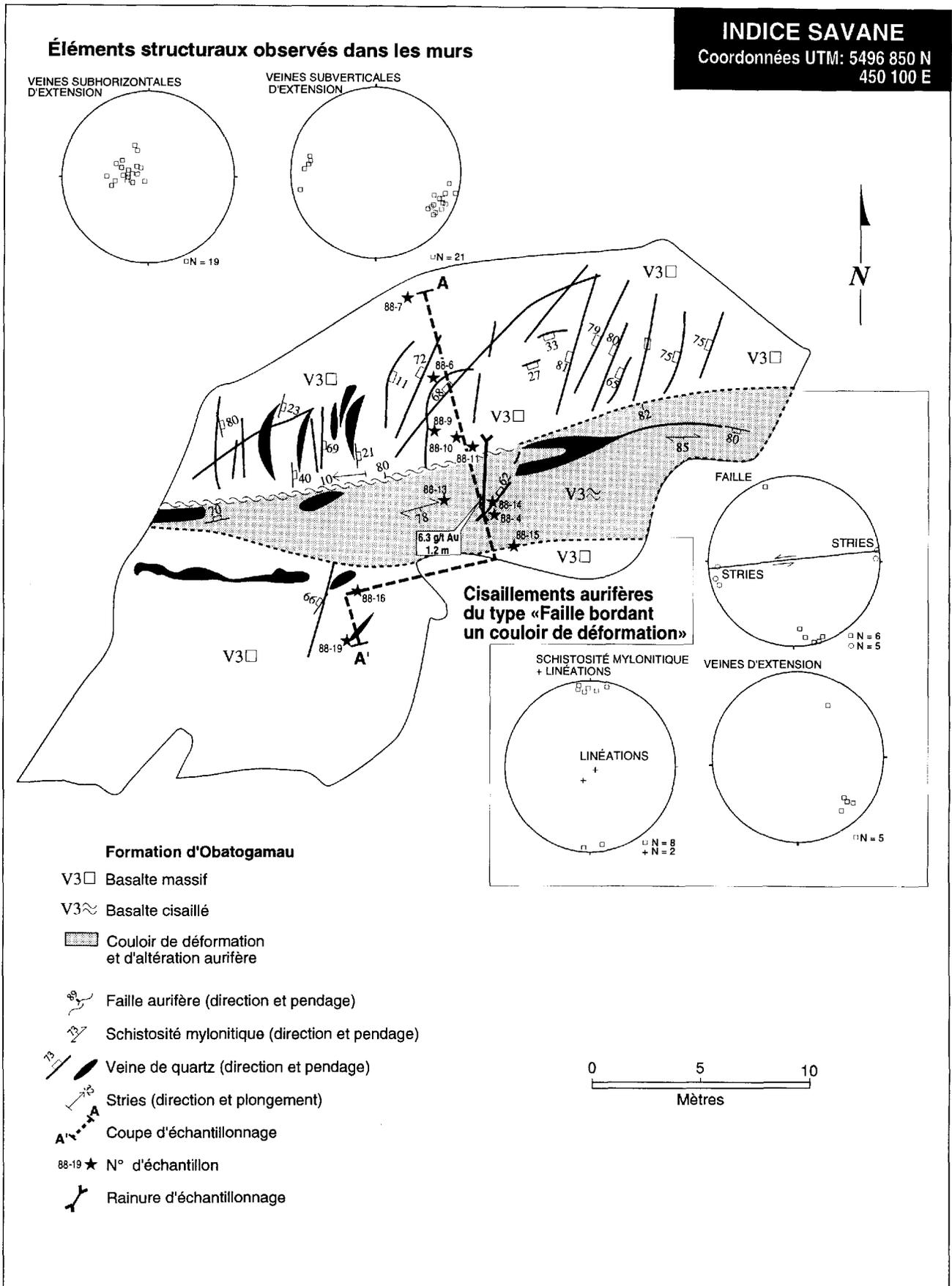


FIGURE A.10 – Géologie générale de l'indice Savane et stéréogrammes des éléments structuraux.

NW LAC SHORTT
(indices étudiés)

Cisaillements aurifères du type
«Failles centrées sur des couloirs de déformation»

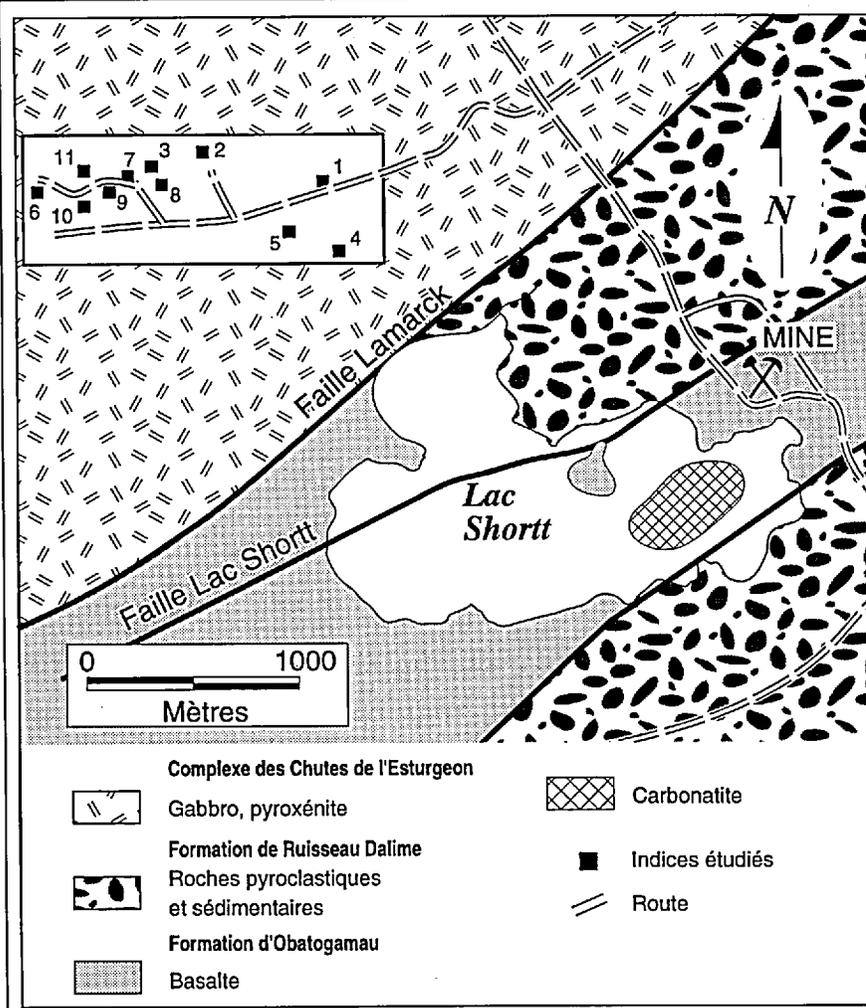
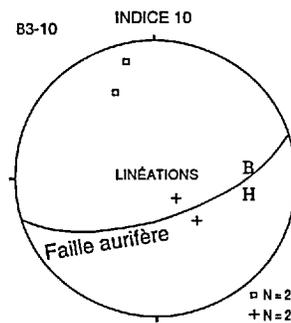
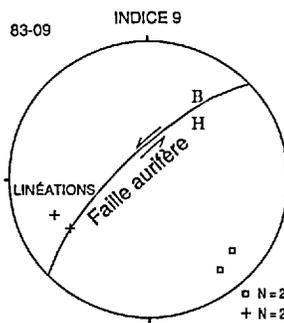
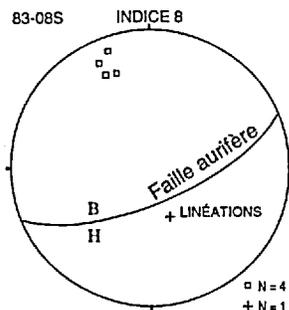
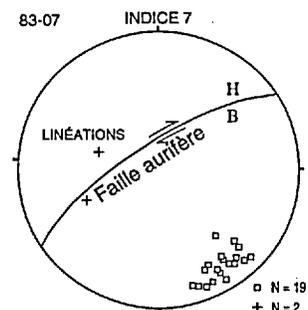
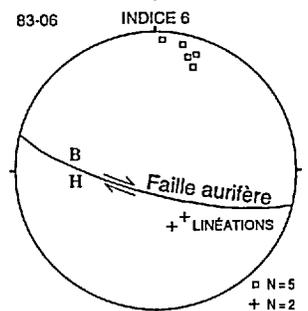
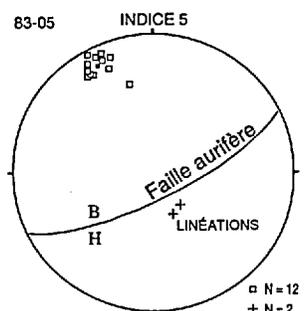
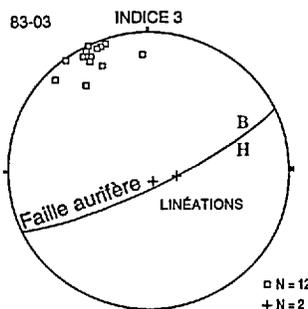


FIGURE A.11 – Géologie générale du secteur NW Lac Shortt et stéréogrammes des éléments structuraux.

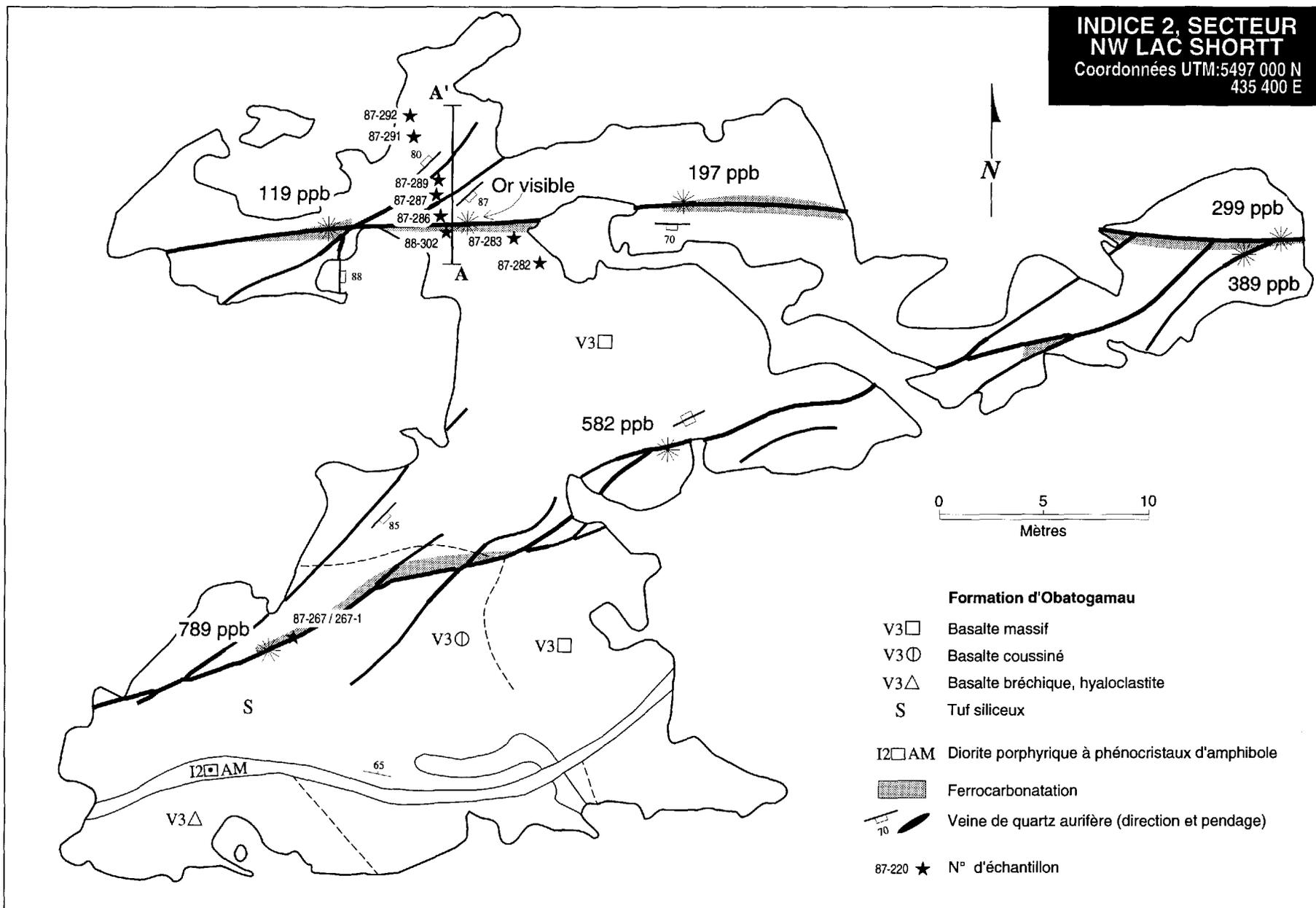


FIGURE A.12 — Géologie générale de l'indice 2 (secteur NW Lac Shortt).

**INDICE 7 (Partie ouest)
SECTEUR NW LAC SHORTT**
Coordonnées UTM: 5496 850 N
435 400 E

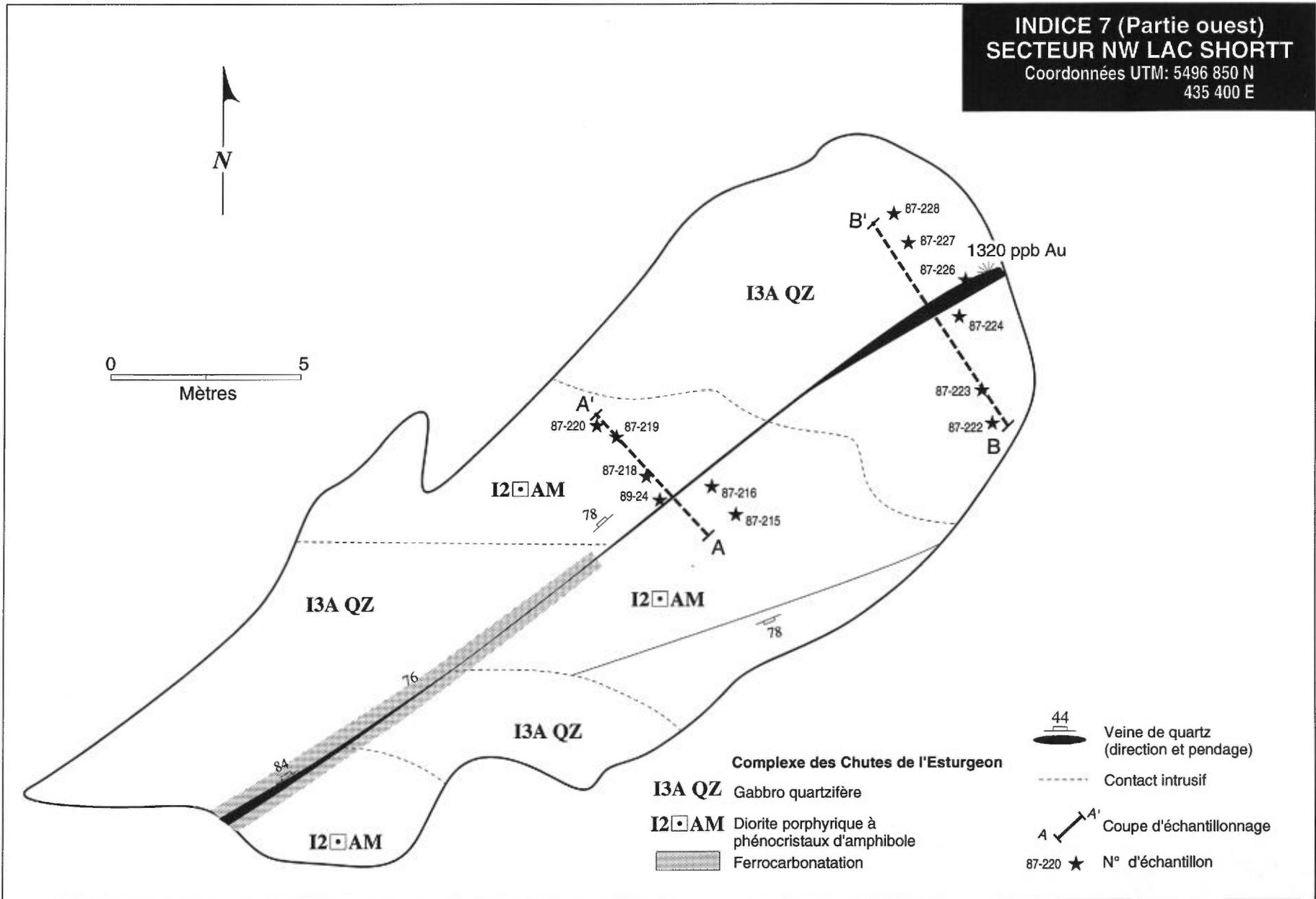


FIGURE A.13 — Géologie générale de l'indice 7 (partie ouest) du secteur NW Lac Shortt.

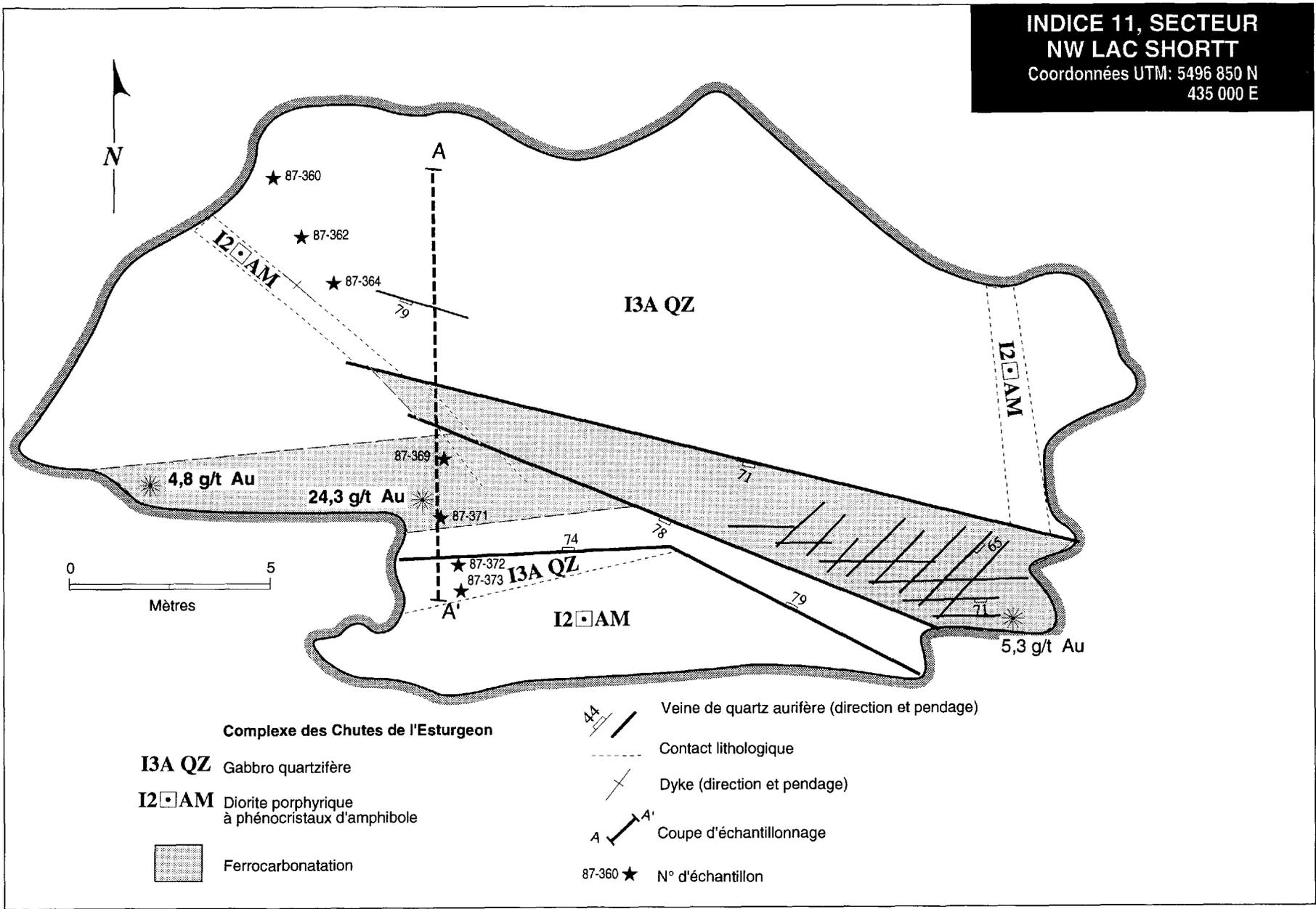


FIGURE A.14 — Géologie générale de l'indice 11 (secteur NW Lac Shortt).

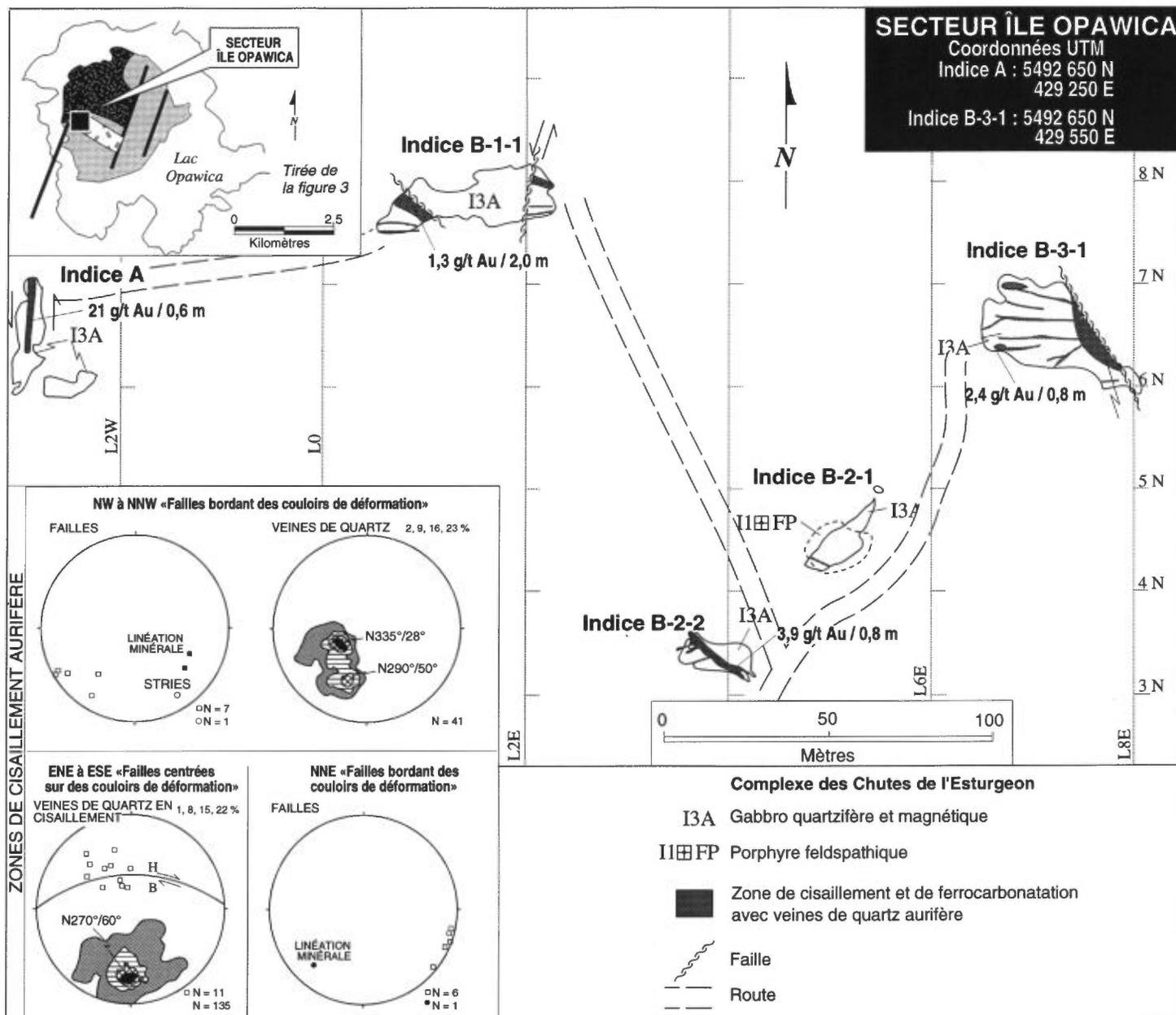


FIGURE A.15 — Géologie générale du secteur Île Opawica et stéréogrammes des éléments structuraux.

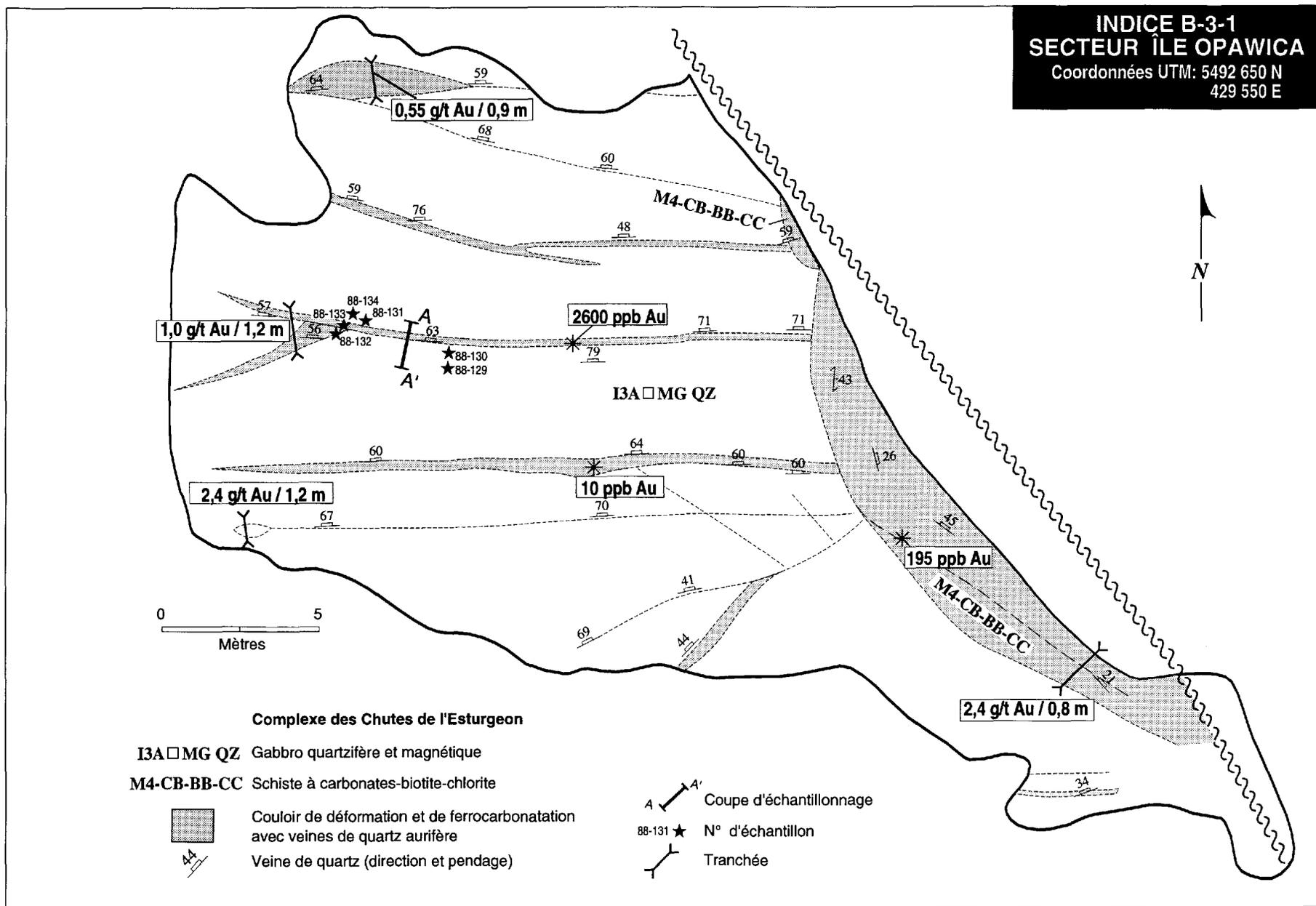


FIGURE A.16 – Géologie générale de l'indice B-3-1 (secteur Île Opawica).

Annexe B

Analyses chimiques d'indices illustrés à l'annexe A (méthodes d'analyse et résultats)

LITHOGÉOCHIMIE

Les analyses de roches totales présentées dans le présent rapport ont été réalisées par le Centre de recherches minérales (CRM) du ministère de l'Énergie et des Ressources. Le tableau qui suit présente la limite

de détection. Un échantillon étalon a été introduit à plusieurs reprises afin de s'assurer de la reproductibilité et de la précision des résultats. L'étape finale du broyage a été effectuée à l'aide d'un pulvérisateur en agate pour réduire les risques de contamination.

TABLEAU B.1 – Techniques d'analyses utilisées par le CRM

Constituant	Technique	Précision	Limite de détection
SiO ₂	Fluorescence X	0,8 à 0,9 %	0,1 %
Al ₂ O ₃	Fluorescence X	2 à 4 %	0,02 %
Fe ₂ O ₃	Fluorescence X	2 à 4 %	0,1 %
MgO	Fluorescence X	2 à 5 %	0,1 %
CaO	Fluorescence X	2 à 3 %	0,02 %
Na ₂ O	Fluorescence X	4 à 5 %	0,1 %
K ₂ O	Fluorescence X	3 %	0,01 %
TiO ₂	Fluorescence X	3 à 8 %	0,01 %
MnO	Fluorescence X	6 à 14 %	0,01 %
P ₂ O ₅	Fluorescence X	7 à 10 %	0,1 %
Perte au feu	Gravimétrie	1 à 4 %	0,1 %
FeO	Titrage		
S	Gravimétrie		
CO ₂	Gravimétrie		
H ₂ O ⁺	Gravimétrie		
B	SEAP		1 ppm
Ba	SEAP	5 à 8 %	1 ppm
Be	SEAP	24 %	1 ppm
Cd	SEAP	74 %	2 ppm
Ce	SEAP	6 à 11 %	3 ppm
Co	SEAP	5 à 8 %	2 ppm
Cr	SEAP	12 %	2 ppm
Cu	SEAP	7 à 13 %	1 ppm
Dy	SEAP	12 à 50 %	1 ppm
Eu	SEAP	41 %	1 ppm
La	SEAP	11 à 15 %	2 ppm
Li	SEAP	9 à 14 %	1 ppm
Mo	SEAP		4 ppm
Nd	SEAP	17 à 20 %	25 ppm
Ni	SEAP	6 à 38 %	1 ppm
Pb	SEAP	23 %	12 ppm
Pr	SEAP		10 ppm
Sc	SEAP	7 %	1 ppm
Sm	SEAP	28 %	2 ppm
V	SEAP	7 à 20 %	2 ppm
Zn	SEAP	7 à 15 %	2 ppm
Ga	Fluorescence X	13 à 15 %	3 ppm
Nb	Fluorescence X	10 à 30 %	3 ppm
Rb	Fluorescence X	4 à 10 %	3 ppm
Sr	Fluorescence X	4 %	3 ppm
Ta	Fluorescence X	5 à 8 %	5 ppm
Th	Fluorescence X	12 à 30 %	3 ppm
U	Fluorescence X	30 %	3 ppm
Y	Fluorescence X	6 à 30 %	3 ppm
Zr	Fluorescence X	3 à 30 %	3 ppm
As	Activation neutronique		1 ppm
Au	Activation neutronique		5 ppb
W	Activation neutronique		1 ppm
Ag	Activation neutronique		0,5 ppm
Bi	Activation neutronique		3 ppm

SEAP : Spectroscopie d'émission au plasma.

TABLEAU B.2 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice Savane (voir figure A.10 de l'annexe A et figure 48)

Échantillon Lithologie	HB-88-6 1*	HB-88-7 2**	HB-88-9 1	HB-88-10 2	HB-88-11 2	HB-88-14 2	HB-88-15 2	HB-88-16 1	HB-88-19 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 _{3total}	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	3343	314	292	315	299	310	356	299
Zn	92	124	131	99	102	102	88	95	90
Nb	13	9	14	10	13	18	12	16	16
Rb	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 <<frais>>

** (2) Basalte altéré.

TABLEAU B.3 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice 2 du secteur NW Lac Shortt (voir figure A.12 de l'annexe A et figure 49)

Échantillon Lithologie	HB-87-282 1*	HB-87-283 1	HB-87-286 2**	HB-87-287 1	HB-87-289 1	HB-87-291 1	HB-87-292 1	HB-88-302 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	0,4	0,3	0,3	0,3
W	<1	1	<1	<1	1	3	2	21

* (1) Basalte <<frais>>

** (2) Basalte altéré.

TABLEAU B.4 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice 7 du secteur NW Lac Shortt (voir figure A.13 de l'annexe A et figure 54)

Échantillon Lithologie	HB-87-215 1*	HB-87-216 1	HB-87-218 2**	HB-87-219 2	HB-87-220 2	HB-89-24 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 porphyrique (phénocristaux d'amphibole) <<fraîche>>

** (2) Diorite porphyrique altérée

TABLEAU B.5 – Composition chimique des échantillons de la coupe B-B' de l'indice 7 du secteur NW Lac Shortt (voir figure A.13 de l'annexe A et figure 50)

Échantillon Lithologie	HB-87-222 2**	HB-87-223 2	HB-87-224 2	HB-87-226 2	HB-87-227 1*	HB-87-228 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 quartzifère <<frais>>

** (2) Gabbro quartzifère altéré

TABLEAU B.6 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice 11 du secteur NW Lac Shortt (voir figure A.14 de l'annexe A et figure 51)

Échantillon Lithologie	HB-87-360 1*	HB-87-362 1	HB-87-364 1	HB-87-369 2**	HB-87-371 2	HB-87-373 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
	(ppm)					
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 quartzifère <<frais>>

** (2) Gabbro quartzifère altéré

TABLEAU B.7 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice B-3-1 du secteur île Opawica (voir figure A.16 de l'annexe A et figure 52)

Échantillon Lithologie	HB-88-129 1*	HB-88-130 1	HB-88-131 2**	HB-88-132 2	HB-88-133 2	HB-88-134 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	<0,2	0,7	1,6	0,2
W	1	<1	<1	5	29	<1

* (1) Gabbro quartzifère <<frais>>

** (2) Gabbro quartzifère altéré

TABLEAU B.8 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice Boyvinet (voir figure A.4 de l'annexe A et figure 53)

Échantillon Lithologie	HB-88-259 2**	HB-88-260 2	HB-88-261 2	HB-88-262 2	HB-88-264 2	HB-88-265 2	HB-88-267 2	HB-88-268 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 _{3total}	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
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
(ppm)								
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 <<frais>>

** (2) Gabbro altéré

TABLEAU B.9 – Composition chimique des échantillons de la coupe A-A' de l'indice Agar 1 (voir figure A.2 de l'annexe A et figure 55).

Échantillon Lithologie	HB-89-6 1*	HB-89-8 1	HB-89-9 1	HB-89-12 1	HB-89-13 2**	HB-89-14 2	HB-89-15 2	HB-89-18 1	HB-89-19 1
(% du poids)									
SiO ₂	71,2	71,3	71,5	70,1	69,0	70,8	67,0	70,3	70,2
Al ₂ O ₃	13,5	13,5	12,3	13,7	12,9	13,4	13,5	13,8	13,7
Fe ₂ O _{3total}	4,61	4,54	5,20	5,18	4,78	4,06	4,23	5,30	5,00
MgO	0,87	0,92	0,87	0,88	0,73	0,52	0,73	0,76	0,64
CaO	2,92	1,68	3,55	2,00	1,72	1,36	2,03	2,30	2,47
Na ₂ O	3,45	3,10	2,29	2,30	4,66	5,65	7,68	3,75	3,63
K ₂ O	1,26	1,80	1,27	2,69	2,17	1,80	0,13	1,25	1,19
TiO ₂	0,35	0,34	0,32	0,36	0,32	0,35	0,32	0,36	0,34
MnO	0,06	0,08	0,07	0,06	0,05	0,03	0,06	0,06	0,06
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06
Perte au feu	1,31	1,60	1,59	2,05	2,96	2,07	3,19	1,55	1,48
Total	99,59	98,93	99,01	99,37	99,35	100,12	98,93	99,49	98,77
FeO	2,32	2,94		1,98	1,22	0,96	1,27	2,16	2,58
S	0,12	0,11	0,20	0,03	0,04	0,07	0,06	0,20	0,09
CO ₂	0,18	0,20	0,17	0,32	2,22	1,53	3,10	0,21	0,20
H ₂ O ⁺	1,12	1,54	1,54	1,70	0,86	0,55	0,16	1,34	1,26
(ppm)									
Ba	178	160	134	193	240	166	435	241	228
Ce	45	49	57	45	46	36	55	48	41
Co	<2	<2	5	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cr	<8	12	11	<8	22	<8	8	16	<8
Cu	35	17	82	12	18	22	13	49	27
Dy	6	5	9	5	1	2	1	6	6
La	26	27	32	25	27	20	32	26	24
Li	13	18	17	28	25	52	4	20	18
Ni	1	<1	<1	<1	2	3	2	1	<1
Sc	11	11	9	11	9	9	8	11	11
Sm	<2	<2	5	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	<2	<2	<2	<2	31	25	46	<2	<2
Zn	51	65	54	59	35	33	27	62	55
Ga	20	18	19	20	20	18	20	19	19
Nb	12	13	11	12	11	12	10	12	13
Rb	39	51	40	66	47	44	5	35	31
Sr	110	54	77	64	56	53	100	81	78
Y	50	58	72	51	53	52	54	56	54
Zr	320	320	300	320	300	330	320	330	320
As	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au(ppb)	6	<5	<5	<5	26	32	96	<5	<5
Ag	<0,5	<0,5	2,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,7	<0,5
Bi	2	3	8	3	3	3	5	2	3
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	2	2	3	4	2	2	<1	2	1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,1	<0,1	<0,1
Tm	2	<2	<2	3	3	<2	3	3	3
U	0,7	0,9	0,7	0,8	0,6	0,9	0,9	0,9	1,1
W	<1	<1	<1	<1	5	7	10	<1	<1

* (1) Rhyodacite << fraîche >>

** (2) Rhyodacite altérée

Annexe C

Analyses à la microsonde électronique d'indices illustrés à l'annexe A (résultats)

TABLEAU C.1 – Composition chimique de quelques carbonates associés à des zones d'altération aurifère

Indice	SAVANE		Indice 7 (NW Lac Shortt)		Indice 2 (NW Lac Shortt)		Indice 11 (NW Lac Shortt)	
Échantillon	HB-88-4 (voir figure 48)		HB-87-216 (voir figure 54)	HB-89-24 (voir figure 54)	HB-87-282 (voir figure 49)		HB-88-302-2 (voir figure 51)	HB-87-369-1 (voir figure 51)
Altération	Faciès 1B		Faciès 1A	Faciès 1B	Faciès 1A		Faciès 1B	Faciès 1C
Grain	CARB1-a	CARB2-d	CARB3-b	CARB1-a	CARB1-a	CARB2-a	CARB2-a	CARB1-c
(proportion moléculaire)								
CaO	55,62	55,53	55,74	27,69	29,70	28,28	27,82	27,71
MgO	0,00	0,04	0,03	11,71	11,38	12,91	10,85	10,17
FeO	0,11	0,49	0,25	15,66	14,61	13,04	16,10	17,83
MnO	0,20	0,14	0,36	0,22	0,14	0,32	0,94	0,57
(nombre d'ions calculé sur la base de 6 oxygènes)								
Ca	1,99	1,98	1,98	0,98	1,04	1,00	0,99	0,98
Mg	0,00	0,00	0,00	0,58	0,55	0,63	0,54	0,50
Fe	0,00	0,01	0,01	0,43	0,40	0,36	0,45	0,49
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02
Type	Calcite	Calcite	Calcite	Ankérite	Ankérite	Ankérite	Ankérite	Ankérite

TABLEAU C.2 – Composition chimique de quelques chlorites présentes dans un basalte affecté par l'altération aurifère à l'indice 2 du secteur NW Lac Shortt (voir la figure A.12 de l'annexe A)

Échantillon Altération	HB-87-287 Faciès 1A (voir figure 49)		HB-88-302-2 Faciès 1B (voir figure 49)	
	CHL1	CHL2	CHL1	CHL2
	(% 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 (déterminé)	11,16	11,09	11,19	11,04
Total partiel	100,72	99,86	99,94	99,53
O – (F, Cl)	0,00	0,00	0,09	0,01
Total général	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

* Selon la classification de Hey (1954).

TABLEAU C.3 – Composition chimique de quelques chlorites présentes dans une diorite porphyrique affectée par l'altération aurifère à l'indice 7 du secteur NW Lac Shortt (voir la figure A.13 de l'annexe A)

Échantillon Altération Plage	HB-87-215 (voir figure 54) Faciès 1A		HB-87-216 (voir figure 54) Faciès 1B	
	CHL1	CHL2	CHL1	CHL2
	(% 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 (déterminé)	11,76	11,50	11,70	11,68
Total partiel	101,80	99,55	99,87	99,65
O – (F, Cl)	0,00	0,01	0,00	0,01
Total général	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	6,6144	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

* Selon la classification de Hey (1954).

TABLEAU C.4 – Composition chimique de quelques chlorites présentes dans un basalte affecté par l'altération aurifère à l'indice Savane (voir la figure A.10 de l'annexe A)

Échantillon Altération Plage	HB-88-4 (voir figure 48) Faciès 1B		HB-88-9 (voir figure 48) Faciès 1A	
	CHL1	CHL2	CHL1	CHL2
	(% 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 (déterminé)	11,73	11,87	11,61	11,65
Total partiel	101,07	102,31	100,60	101,70
O – (F, Cl)	0,00	0,04	0,00	0,00
Total général	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	Picnochlorite	Ripidolite

* Selon la classification de Hey (1954)

TABLEAU C.5 – Composition chimique de quelques feldspaths présents dans les basaltes altérés du faciès 2B de l'indice Agar 2 (échantillon HB-88-206; voir la figure A.3 de l'annexe A)

Grain	FP1A		FP1B		FP2A	FP2B
	Centre	Bordure	Centre	Bordure		
(% du poids)						
SiO ₂	67,94	67,43	65,16	64,79	68,79	68,32
Al ₂ O ₃	18,66	18,37	17,84	17,70	18,98	18,48
FeO	0,04	0,09	0,09	0,04	0,10	0,15
CaO	0,01	0,11	0,03	0,03	0,04	0,03
BaO	0,04	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00
Na ₂ O	10,38	7,94	0,22	0,20	11,56	10,66
K ₂ O	2,40	6,43	17,69	17,36	0,19	2,16
SrO	0,04	0,07	0,10	0,04	0,08	0,16
Total	99,51	100,43	101,14	100,20	99,80	99,95
(nombre d'ions calculé sur la base de 8 oxygènes)						
Si	3,0101	3,0075	3,0039	3,0091	3,0126	3,0153
Al	0,9744	0,9654	0,9694	0,9689	0,9798	0,9610
Fe	0,0014	0,0033	0,0035	0,0016	0,0038	0,0056
Ca	0,0006	0,0051	0,0002	0,0015	0,0018	0,0012
Ba	0,0007	0,0000	0,0000	0,0007	0,0011	0,0000
Na	0,8921	0,6868	0,0196	0,0178	0,9812	0,9118
K	0,1356	0,3659	1,041	1,0285	0,0106	0,1216
Sr	0,0011	0,0017	0,0027	0,0010	0,0020	0,0041
Total	5,0160	5,0356	5,0408	5,0292	4,9929	5,0205
(% moléculaire)						
Anorthite	0,1	0,5	0,2	0,1	0,2	0,1
Albite	86,8	64,9	1,9	1,7	98,8	88,1
Orthose	13,2	34,6	98,0	98,2	1,1	11,8

TABLEAU C.6 – Composition chimique de deux plages d'or natif de l'échantillon HB-87-369 (indice 11 du secteur NW Lac Shortt; voir figure A.14 de l'annexe A)

Plage	Au	Ag
(proportion atomique)		
AU 1	0,88	0,12
AU 2	0,84	0,16



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'exploration géologique et minérale