

# MB 2000-07

CARACTERISTIQUES DES ZONES D'ALTERATION METAMORPHISEES DU SECTEUR DU LAC SHPOGAN (33F/02 ET 33F/03)

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 

# Caractéristiques des zones d'altération métamorphisées du secteur du lac Shpogan (33F/02 et 33F/03)

James Moorhead  
Louis Bernier  
Francine Fallara  
Jean Goutier  
Marc Lafèche

MB 2000-07



2000

Québec   
Ministère des  
Ressources naturelles

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**



**Direction**

Alain Simard, par intérim

**Service géologique du Nord-Ouest**

Robert Marquis

**Auteurs**

James Moorhead (MRN)  
Louis Bernier (Géoberex)  
Francine Fallara (URSTM)  
Jean Goutier (MRN)  
Marc Laflèche (INRS)

**Lecture critique**

Claude Dion

**Édition**

Claude Dubé

Document accepté pour publication le 00/05/03

**NOTE**

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

## Résumé

Des travaux de cartographie effectués en 1997, par le MRNQ, dans le secteur NE du feuillet SNRC 33F/03 ont permis de mettre en évidence une série d'affleurements de basaltes coussinés, de gabbros, de conglomérats et de formations de fer, (Goutier *et al.*, 1999b). Des zones d'altération alumineuse, localement sulfurées, ont été reconnues dans les coulées de basalte et les filons-couches de gabbro (Goutier *et al.*, 1999b). Étant donné le potentiel économique de ces zones, des travaux de cartographie détaillée et d'échantillonnage ont été entrepris dans le secteur du lac Shpogan. Ce secteur comprend une séquence d'arénite quartzitiques et de conglomérat monogénique appartenant à la Formation d'Apple, qui repose en contact de discordance déformé sur le socle gneissique du Complexe de Langelier. La séquence d'arénite est surmontée par un assemblage volcanosédimentaire dominé par des coulées de basaltes, injectées d'intrusions gabbroïques et ultramafiques, corrélé au Groupe de Yasinski.

Les zones d'altération alumineuse, concentrées dans les coulées de basalte et les filons-couches de gabbro, sont constituées principalement de grenat manganésifère et de biotite avec localement de la staurotide zincifère, de l'andalousite et de la tourmaline. Un horizon à trémolite-chlorite/séricite contenant de la tourmaline magnésienne est associé à un niveau de roche ultramafique (1200-6800 ppm Cr). Une étude minéralogique et lithogéochimique détaillée a été entreprise pour : 1) déterminer les caractéristiques et la nature de l'altération et des horizons minéralisés associés, 2) préciser les caractéristiques chimiques des tourmalines et des autres minéraux alumineux observés dans les zones d'altération, 3) définir les conditions du métamorphisme.

Les filons-couches de gabbros sont tholéitiques et leur chimisme s'apparente à celui des basaltes coussinés. Le gabbro frais varie de grain fin à grossier. Dans certains cas, il peut contenir de la biotite, ce qui reflète probablement une altération potassique. La zone d'altération alumineuse stratiforme mesure de 1 à 5 m d'épaisseur et a été suivie latéralement sur une distance d'environ 800 m. Cette zone se situe au contact entre un filon-couche de gabbro et une unité siliciclastique granodécroissante, composée de conglomérat polygénique et de grès grossier. Un horizon d'exhalite siliceuse faiblement minéralisé (pyrrhotine-pyrite-sphalérite-chalcopyrite) est également présent dans cette séquence.

Les gabbros altérés sont caractérisés par la présence d'une variété d'assemblages de minéraux alumineux comprenant le grenat manganésifère (cœur : 5,4-10 % MnO; bordure : 1,5-3,4 % MnO), la staurotide zincifère (0,2-0,9 % ZnO), la tourmaline, la biotite, la chlorite et la muscovite dans diverses proportions. Les minéraux opaques accessoires sont constitués principalement d'ilménite, de magnétite, de pyrrhotine, de pyrite, de chalcopyrite et de pentlandite. Les gabbros altérés provenant des affleurements montrent sur un diagramme  $Al_2O_3$ - $TiO_2$ , un enrichissement en Al et Ti suite à une perte de masse. Un calcul de balance de masse a été effectué en utilisant le  $TiO_2$  comme élément immobile. Les résultats indiquent des pertes de masses qui varient entre 10 et 50 %. La corrélation entre la perte de masse totale et la concentration en  $Al_2O_3$  ( $r=0,96$ ,  $n=11$ ) souligne l'enrichissement relatif en alumine associé à cette perte de masse et explique le développement de minéraux alumineux lors du métamorphisme, ceci représente une concentration des éléments immobiles par perte de masse. De façon générale, les principaux éléments qui ont été lessivés sont : Si, Fe, Mg, Ca, Na, Ba, Zn et Ni, tandis que le seul élément enrichi dans tous les échantillons altérés est le K. Certains échantillons montrent aussi un enrichissement en Fe et Mn ou un faible enrichissement en Cu (1-181 ppm) et Au (12-30 ppb).

Les basaltes altérés forment une zone d'altération stratiforme alumineuse, hétérogène et anastomosée, mesurant de 1 à 100 m d'épaisseur par 8 km de longueur. Cette séquence d'affleurements est située au SE des filons-couches de gabbros altérés, au sein de la séquence de basaltes coussinés. Trois assemblages de minéraux alumineux sont rapportés : 1) grenat-biotite-muscovite-chlorite, 2) grenat-staurotide-andalousite-biotite et 3) grenat-staurotide-biotite-chlorite. Les assemblages minéralogiques 2 et 3 permettent d'estimer les conditions du métamorphisme à l'aide d'une grille pétrogénétique à  $T= 500-575$  °C et  $P=1-2$  kb. Le cœur des grenats analysés est plus riche en MnO (3,5-7,5 %) que les bordures (0,9-2,3 %). La staurotide est pauvre en ZnO (0,03-0,21 %). Les minéraux opaques accessoires sont composés essentiellement d'ilménite, de magnétite, de pyrrhotine, de pyrite et de chalcopyrite.



Comme dans le cas des gabbros altérés, les échantillons de basaltes altérés ont une distribution linéaire sur le diagramme  $Al_2O_3-TiO_2$  indiquant un enrichissement en ces deux éléments, attribuable à une perte de masse par lessivage d'éléments mobiles (Si, Fe, Mg, Na, Ca etc.). De plus, tous les échantillons altérés montrent un enrichissement en K. L'échantillon à grenat-biotite-chlorite présente une perte de silice, tandis que les deux échantillons à staurotide ont été silicifiés. Les pertes de masse totales varient entre 6 et 38 %.

Des roches à actinote-micas, contenant jusqu'à 25 % de tourmaline, ont été cartographiées dans un ensemble de dykes ou de filons-couches ultramafiques qui recoupent une séquence de coulées de basalte et de filons-couches de gabbro. La tourmaline a aussi été identifiée dans des échantillons de gabbro, de basalte et de grès altérés. La composition de la tourmaline a été déterminée à la microsonde électronique. La tourmaline la plus magnésienne (dravitique,  $X_{MgO}=0,6-0,7$ ) provient de deux échantillons de roches à actinote-chlorite magnésienne. Un échantillon riche en séricite contient une tourmaline vert foncé poecilitique moins magnésienne ( $X_{MgO}=0,45$ ). Une tourmaline, plus riche en fer ( $X_{MgO}=0,32$ ), a été analysée dans l'échantillon de gabbro altéré à grenat-staurotide-biotite. La composition des tourmalines analysées est corrélable directement à la composition des roches hôtes, suggérant que la composition de la tourmaline a été tamponnée par la composition de la roche (rapport eau/roche=faible). L'origine des roches riches en tourmaline est de façon générale controversée. Toutefois, la plupart des études ont démontré que la tourmaline provenant de zones d'altération du type SEDEX ou volcanogène (SMV) est de composition dravitique (riche en Mg), tandis que la tourmaline d'origine ignée (granite, pegmatite) est du type schorl (riche en fer). Les tourmalines magnésiennes, analysées dans le cadre de cette étude, ont des compositions qui se situent dans le champ des tourmalines des zones d'altération SEDEX et SMV. Par contre, la nature des tourmalinites étudiées est incertaine, mais celle-ci pourrait refléter une altération subconcordante des ultramafites associées.

Les caractéristiques lithogéochimiques des zones d'altération alumineuse stratiformes dans les séquences de gabbros et de basaltes sont atypiques des zones d'altération hydrothermale proximales (cheminées) typiquement associées aux gisements de sulfures massifs. Ces cheminées d'altération proximales sont généralement caractérisées par des zones de chloritisation (enrichissement en Fe et en Mg), de séricitisation et de silicification. L'altération stratiforme alumineuse étudiée s'apparente d'avantage aux zones de recharge distales où les métaux sont lixiviés. Par contre, la présence d'un horizon d'exhalite polymétallique (Fe-Zn-Cu) démontre tout de même l'activité locale d'une décharge de solutions hydrothermales. La lixiviation des éléments mobiles et l'enrichissement en K ressemblent plutôt aux altérations associées aux gîtes aurifères de type haute sulfurisation.

## Table des matières

1.0) Introduction .....	1
2.0) Travaux antérieurs .....	1
2.1) Travaux de cartographie régionale .....	1
2.2) Travaux d'exploration minière .....	1
Zulapa Mining Corporation (Boniwell, 1965a (GM 16839)) .....	1
Godefrey A. Clark (Boniwell, 1965b (GM 16902)) .....	2
Godfrey A. Clarke (Boniwell, 1966a (GM 17288)) .....	2
Zulapa Mining Corporation (Boniwell, 1966b (GM 17303)) .....	2
Zulapa Mining Corporation (Boniwell, 1966c (GM 18241)) .....	2
Canico ltd. (Gallop et Manson, 1976; Atkins <i>et al.</i> , 1974a,b; Jamieson et Stewart, 1973; Stewart <i>et al.</i> , 1973; Atkins, 1973) .....	2
Roscoe et Donaldson (1988) .....	3
Mines Dynacor (Olivo, 1994 (GM 53599); Doucet, 1995 (GM 53750)) .....	3
Paquette et Gauthier (1997), Paquette (1998) .....	4
Luc Lamarche (communication personnelle, 1998) .....	4
Mines d'Or Virginia ( St-Hilaire, 1998 (GM 56268)) .....	4
3.0) Remerciements .....	5
4.0) Géologie régionale .....	5
4.1) Archéen .....	5
4.2) Protérozoïque .....	6
5.0) Géologie locale .....	6
5.1) Introduction .....	6
5.2) Le Complexe de Langelier .....	7
5.2.1) Gneiss tonalitique .....	7
5.2.2) Dykes de gabbro .....	8
5.3) Bloc structural A .....	8
5.3.2) Groupe de Yasinski .....	11
5.4) Bloc structural B .....	12
5.4.1) Groupe de Yasinski .....	12
5.5) Intrusions .....	16
5.5.1) Intrusions syn-volcaniques .....	16
5.5.2) Dykes achéens tardifs .....	17
5.5.3) Intrusion de diorite/diorite quartifère .....	18
5.5.4) Dykes de diabase .....	18
6.0) Lithogéochimie .....	18
6.1) Basaltes .....	18
6.2) Gabbros .....	19
6.3) Intrusions ultramafiques .....	19
7.0) Géologie économique .....	19
7.1) Formation de fer sulfurée .....	19
7.2) Grès et conglomérats sulfurés de la Formation d'Apple .....	20
7.3) Zones sulfurées dans la séquence basaltique .....	20
7.4) Chert sulfuré .....	20
7.5) Zones d'altération alumineuse dans les basaltes et les gabbros .....	20
7.6) Zones pyritisées dans l'unité de conglomérat/grès du bloc B .....	21
8.0) Zones d'altération dans la séquence basaltique .....	21
8.1) Épidotisation dans les basaltes .....	21
8.2) Zone d'altération alumineuse dans les basaltes du bloc A .....	21
Faciès 1 .....	22
Faciès 2 .....	22
Faciès 3 .....	22
Faciès 4 .....	23
8.3) Zone d'altération alumineuse dans les gabbros du bloc B .....	23
Le faciès 1 .....	23

Le faciès 2.....	24
Le faciès 3.....	24
8.4) Zones d'altération riches en tourmaline associées aux intrusions ultramafiques .....	25
9.0) Index Géochimiques d'Altération et Minéralogie .....	25
10.0) Caractéristiques géochimiques des roches altérées.....	26
11.0) Chimie Minérale.....	27
Mica du Type Biotite.....	27
Mica du Type Muscovite.....	27
Fuchsite : .....	27
Chlorite.....	28
Grenat.....	28
Staurotide.....	28
Amphibole Calcique.....	28
Tourmaline .....	28
Sphalérite.....	29
Pentlandite.....	29
12.0) Calculs de balance de masse.....	29
12.1) Changements massiques des Gabbros Altérés.....	30
12.2) Changements Massiques des Basaltes Altérés .....	30
13.0) Minéralogie d'Altération Hydrothermale Pré-Métamorphique.....	30
14.0) Pétrologie métamorphique .....	31
14.1) Grille Pétrogénétique.....	31
14.2) Géothermométrie.....	31
Géothermomètre biotite-grenat.....	32
Géothermomètre chlorite-grenat.....	32
TWEEQ et la Méthode des Équilibres Multiples.....	32
Conditions P-T et Gradient Géothermique .....	33
15.0) Discussion et conclusion .....	33
15.1) Synthèse lithostratigraphique .....	33
15.5) Synthèse métallogénique.....	34
Références .....	38

## 1.0) Introduction

Un série d'affleurements de basalte coussiné, de gabbro et de conglomérat comprenant plusieurs zones riches en oxydes de fer ont été reconnu à l'été 1997 dans le cadre du projet de cartographie Yasinski (Goutier *et al.*, 1999b). Des zones d'altération riches en grenat, en tourmaline et en staurotide ont également été reconnues dans ces gabbros et ces basaltes. Ce secteur est localisé dans la partie NE du feuillet SNRC 33 F/03 et NW du feuillet 33 F/02, entre les lacs Shpogan et Sakami (**Figs. 1-2**). Ce secteur a été désigné de manière informelle comme celui de « l'affleurement des vents » en raison de la présence d'une grande colline dénudé d'arbres qui domine la topographie locale (Moorhead et al., 1998). Dans ce rapport, il est désigné comme le secteur du lac Shpogan.

Les analyses des zones rouillées effectuées sur des échantillons recueillis au cours de l'été 1997 n'ont pas révélé de teneurs significatives en métaux usuels ou précieux. Néanmoins, la présence de zones d'altération riches en oxydes de fer, en grenat, en biotite en staurotide et en tourmaline visibles sur plusieurs centaines de mètres de longueur, suggère la présence d'un système d'altération hydrothermale d'envergure. Dans le but de mieux caractériser les zones d'altération, nous avons effectué une cartographie à l'échelle 1:20 000 du secteur, des coupes stratigraphiques des différentes unités, une cartographie à l'échelle 1:500 des affleurements les plus altérés et minéralisés et un échantillonnage des unités lithologiques altérées. L'intérêt de ce secteur réside dans la ressemblance minéralogique de ces zones d'altérations avec celles observées autour des gîtes de Cu-Zn de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) métamorphisés au faciès des amphibolites supérieures. Au cours de l'été 1998, nous avons aussi étudié d'autres sites dans les ceintures volcaniques des rivières La Grande et Eastmain présentant un intérêt pour les minéralisations de type SMV. Les résultats de ces travaux sont présentés dans Fallara *et al.* (1999). De plus, plusieurs échantillons lithogéochimiques, prélevés dans le cadre des travaux de l'été 1998, ont fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée en vue d'établir le cadre paléotectonique et le potentiel des séquences volcaniques à contenir des gîtes de type SMV dans la Sous-Province de La Grande (Richer-Lafèche *et al.*, 2000).

## 2.0) Travaux antérieurs

Les travaux de cartographie géologique et les travaux d'exploration minière concernant le secteur du lac Shpogan ont été examinés et sont présentés en ordre chronologique dans la section qui suit.

### 2.1) Travaux de cartographie régionale

La région couverte par les feuillets 33 F/02 et 03 a été cartographiée à une échelle de 1:1 000 000 par Eade (1966). Le feuillet 33 F/02 a été partiellement cartographié par Mills (1965) à l'échelle 1:63 360. Au cours des étés 1973 et 1974, Sharma (1973, 1974, 1977) a cartographié à l'échelle 1:100 000 et compilé les divers travaux de cartographie et d'exploration dans l'ensemble du feuillet 33 F. Récemment, dans le cadre du projet quinquenal Moyen-Nord du Ministère des Ressources naturelles du Québec, la portion ouest du secteur, couvert par le feuillet SNRC 33 F/03, a été cartographiée à l'échelle 1:50 000 en 1997 par Goutier *et al.* (1999b). La portion est, couverte par le feuillet SNRC 33F/02, a fait l'objet d'un levé géologique à l'échelle 1:50 000 au cours des étés 1998 et 1999 (Goutier *et al.*, 2000a,b).

### 2.2) Travaux d'exploration minière

#### **Zulapa Mining Corporation (Boniwell, 1965a (GM 16839))**

Un levé magnétique et électromagnétique au sol et des travaux de cartographie géologique ont été effectués sur la propriété *Sakami Lake* au cours des dernières semaines du mois de juillet de l'année 1965. Cette propriété était constituée d'un groupe de 30 claims localisé sur la rive ouest du lac Sakami. Le centre

de la propriété, est marqué par la longitude 53°10'30'' N et la latitude 76°55'30'' W. Les travaux entrepris totalisèrent 132 personnes/jours, dont seulement quatre consacrées à la géologie. La partie nord de la propriété comprend une séquence dominée par des laves mafiques et la partie sud renferme des métasédiments. Dans la partie nord, deux zones magnétiques et conductrices ont été reconnues, de part et d'autre d'une péninsule, orientée NE-SW. Les deux zones sont interprétées comme des failles contenant de la magnétite et des sulfures. La faille sur le flanc sud de la colline correspond à un linéament photoaérien. Trois forages ont été proposés pour vérifier ces anomalies.

#### **Godefrey A. Clark (Boniwell, 1965b (GM 16902))**

Des travaux de géophysique au sol (MAG et EM) et une cartographie géologique sommaire ont été réalisés sur une propriété adjacente de 20 claims, à l'ouest de la propriété *Sakami Lake* de Zulapa Mining Corporation (GM 16839). On a relevé des horizons de formations de fer au nord de la propriété et l'étude des affleurements a révélé un environnement volcanique. L'anomalie magnétique la plus significative, située le long du bras nord du lac, avait été interprétée comme étant possiblement une zone de cisaillement minéralisée.

#### **Godfrey A. Clarke (Boniwell, 1966a (GM 17288))**

Des travaux complémentaires en géophysique ont été effectués, à l'hiver 1966, afin de découvrir un conducteur potentiel dans le lac à la suite des précédents travaux (GM 16839 et 16902). Ces travaux hivernaux n'ont toutefois rien apportés de concluant.

#### **Zulapa Mining Corporation (Boniwell, 1966b (GM 17303))**

Toujours à l'hiver 1966, un nouveau bloc de 60 claims est rajouté au NW de la propriété *Sakami Lake*, en continuité avec certains bons conducteurs magnétiques détectés à l'été 1965. Quelques horizons généralement très conducteurs ont été détectés. Ils sont orientés SW à l'est de la propriété et sont plutôt NW à l'ouest de la propriété.

#### **Zulapa Mining Corporation (Boniwell, 1966c (GM 18241))**

Un total de cinq trous de forages, totalisant 2184 pieds, effectué pendant la période du 17 mars au 30 juillet 1966, ont été forés afin d'expliquer les causes de l'activité magnétique et conductrice en surface. De la pyrrhotine disséminée (3-15 %) et des traces de magnétite ont été intersectées en assez grande quantité pour expliquer ces anomalies de surface. On a recoupé des quartzites, des amphibolites ainsi que des schistes à chlorite, à hornblende et à pyroxène, le tout suggérant peut être une séquence de sédiments altérés orientés SSW et pentés de 60° à 80°. La meilleure intersection est de 0,07 % Cu et de 0,5 % Zn sur 61 cm.

#### **Canico ltd. (Gallop et Manson, 1976; Atkins *et al.*, 1974a,b; Jamieson et Stewart, 1973; Stewart *et al.*, 1973; Atkins, 1973)**

L'apartie ouest du secteur du lac Shpogan, situé à proximité de la *Sakami*, a fait l'objet de travaux d'exploration d'envergure suite à la découverte, en 1971 par Canico, de conglomérats uranifères lors de relevés radiométrique, magnétique et électromagnétique aéroporté (Stewart *et al.*, 1973). En 1972, une entente a été conclue entre Canico (Canadian Nickel Company) et la Société de Développement de la Baie James pour l'exploration des propriétés dans la région du lac *Sakami*. Les travaux d'exploration incluaient un levé radiométrique aéroporté détaillé, des levés magnétiques, électromagnétiques et radiométriques au sol, de la cartographie détaillée, des forages d'exploration et stratigraphiques. La géologie du secteur minéralisé en uranium est décrite comme une séquence volcanosédimentaire orientée ENE-WSW, à pendage abrupt et à polarité vers le sud, d'âge archéen ou protérozoïque, entourée de gneiss et de granites

archéens (Stewart *et al.*, 1973). Du nord vers le sud, la séquence comprend un assemblage de laves mafiques, de sédiments et de formations de fer recouvert par une unité d'arénite quartzitique renfermant localement des lentilles de conglomérat uranifère à cailloux d'arénite. La séquence d'arénite quartzitique varie entre 100 et 600 pieds d'épaisseur. Plus au sud, ces grès deviennent plus impurs passant graduellement à un assemblage dominé par des grauwackes interlités de quartzite, d'argilite, de sédiments calco-silicatés et localement de tufs siliceux.

De juillet à octobre 1972, des relevés électromagnétiques, magnétiques et radiométriques ont été effectués, de même que des travaux de cartographie géologique et des forages au diamant. La découverte antérieure d'uranium a encouragé la prospection radiométrique et pas moins de 219 anomalies radiométriques aériennes ont été relevées. La minéralisation en uranium se trouve dans une ceinture volcano-sédimentaire de direction ENE et entourée de gneiss archéen ainsi que d'intrusions. On retrouve notamment dans cette ceinture des volcanites mafiques, des sédiments et des formations de fer au nord, surmontés au sud par des sédiments clastiques sur lesquels l'attention a évidemment été concentrée. Ces sédiments sont composés notamment de quartzite avec des concentrations d'uranium dans des lits de conglomérat. Les roches de cette ceinture ont été métamorphosées au faciès amphibolite supérieur.

Entre 1971 et 1975, 65 trous de forages totalisant 14 000 m ont été faits le long axe ENE-WSW de 8 km de long. Une portion de 1 km renferme un gîte d'uranium (gîte d'Apple) de 6m de large avec une teneur 0,052% d'uranium et un tonnage de 8,5 Mt. La minéralisation est distribuée dans 7 lentilles fortement pentées, jusqu'à une profondeur de 300 m.

Plusieurs forages ont intersectés des zones renfermant de la sphalérite, de la chalcopryrite et de la galène, contenant des teneurs fortement anormales en Cu et en Zn sur de courts intervalles. Les meilleures intersections comprennent, entre-autres, 2,3% Cu/0,3 m et 2,3% Zn/0,2 m dans le forage 55323 (Atkins, 1973).

#### **Roscoe et Donaldson (1988)**

Ces auteurs ont fait une étude préliminaire du secteur de la minéralisation uranifère découvert par Inco. Ils ont redécrit et réinterprété la géologie du secteur et ont déterminé une séquence siliciclastique de 1 700 m d'épaisseur (Formation d'Apple). Les lits de conglomérat uranifère seraient dans la partie supérieure de la séquence clastique qui reposent probablement sur un socle gneissique plus au sud. Les sédiments siliciclastiques sont surmontés par une séquence de 700 m d'épaisseur renfermant des roches calco-silicatées et des formations de fer, coiffées par des coulées de basalte. Ces auteurs mentionnent que les sédiments siliciclastiques ont subi les mêmes événements de déformation que les autres roches du secteur, impliquant qu'ils seraient d'âge archéen.

#### **Mines Dynacor (Olivo, 1994 (GM 53599); Doucet, 1995 (GM 53750))**

Des travaux de prospection constitués principalement d'échantillonnage d'horizons sulfurés dans le secteur du gisement uranifère de la Formation d'Apple, découvert par Canico dans les années soixante-dix, ont été effectués au cours des étés 1994 (Olivo, 1994) et 1995 (Doucet, 1995). Le but principal de ces travaux était de vérifier l'hypothèse de Gauthier et Chartrand (1995) et Gauthier *et al.* (1996) qui proposaient la possibilité que les arénites et les conglomérats, localement uranifères, de la Formation d'Apple puissent contenir des minéralisations aurifères comme ceux des conglomérats de Witwatersrand en Afrique du Sud.

Dix-neuf échantillons ont été prélevés au cours de l'été 1994, principalement sur le gîte d'uranium d'Apple. La meilleure valeur aurifère obtenue est de 240 ppb, les autres échantillons ont rapporté des valeurs  $\leq 70$  ppb. Au cours de l'été 1995, 41 échantillons en rainures ont été prélevés. La meilleure intersection aurifère est de 1,84 g/t Au sur 1,75 m dans une formation de fer plissée contenant 2% PO, 1% PY et 1% AS. Cette unité est située à environ 2 km à l'est du gisement uranifère en bordure du lac Sakami. Des valeurs anormales en Ni ( $\leq 0,88\%$ ) et en Cu (0,38%) ont été décelées dans des horizons d'arénites

variablement minéralisés en PY-AS-PO-CP-FU localisés sur le gîte d'uranium. Six échantillons de concentré de minéraux lourds, prélevés à partir d'échantillons de 20 kg de till, ont été étudiés pour répertorier la présence de grains d'or (Doucet, 1995). Seulement un échantillon renfermait trois grains d'or, avec une source possible localisée dans un rayon de quelques kilomètres. Vu le faible contenu aurifère des arénites et des conglomérats de la Formation d'Apple et les faibles résultats analytiques des autres lithologies sulfurées, le permis d'exploration couvrant ce secteur ne fut pas renouvelé.

#### **Paquette et Gauthier (1997), Paquette (1998)**

Au cours de l'été 1995, des travaux de cartographie détaillé (1 : 5 000), de stratigraphie et d'échantillonnage détaillé ont été réalisés dans le secteur du gîte d'uranium d'Apple de Canico. Cette étude avait pour but de caractériser la stratigraphie et l'environnement de déposition des arénites et des conglomérats de la Formation d'Apple et de vérifier si le style de minéralisation est semblable à celui des minéralisations aurifères de Witwatersrand en Afrique du Sud. Ces travaux ont servi pour un mémoire de maîtrise à l'Université du Québec à Montréal (Paquette, 1998), sous la direction de Michel Gauthier. Les conclusions de cette étude comprennent :

- Les principaux minéraux lourds détritiques des horizons uranifères sont la pyrite, l'ilménite et le zircon
- La brannerite forme la phase uranifère la plus importante des conglomérats. Elle provient de la dissolution de l'ilménite en présence de fluides riches en uranium résultant de la dissolution de l'uraninite
- Malgré leur faible contenu en or, les conglomérats de la Formation d'Apple possèdent de nombreuses similitudes avec les paléoplacers aurifères et uranifères de Witwatersrand.
- L'exemple du Witwatersrand permet de supposer que les paléoplacers de la Formation d'Apple se sont formés dans un environnement distal, non-propice à la concentration d'or détritique.

#### **Luc Lamarche (communication personnelle, 1998)**

À l'été 1998, des travaux de prospection, dirigés par M. Luc Lamarche, ont été faits le long de la rive du lac Sakami au SE du gîte d'uranium d'Apple. Des valeurs fortement anormales en or ( $\leq 10,0$  g/t Au) ont été décelées au SE de la Formation d'Apple dans une formation de fer localement minéralisée en PO et en AS. Cette découverte se situe plus à l'est, sur le long du même horizon où Mines Dynacor avait obtenu une valeur de 1,84 g/t Au sur 1,75 m de large dans un échantillon en rainure. Suite à cette découverte, des terrains situés à l'est du permis d'exploration de Mines d'Or Virginia ont été jalonnés.

#### **Mines d'Or Virginia ( St-Hilaire, 1998 (GM 56268))**

En 1997, Mines d'Or Virginia a acquis un permis d'exploration, presque identique à celui appartenant auparavant à Mines Dynacor, centré sur le gîte d'uranium d'Apple découvert par Canico. Un levé magnétique et électromagnétique hélicoptère détaillé a été effectué au cours de l'automne 1998. L'altitude de l'hélicoptère était de 60 m au-dessus du sol avec un espacement des lignes de vol de 200 m. De fortes anomalies magnétiques linéaires ou en arc de cercle ont été mesurées et correspondent aux horizons de formations de fer. Les autres lithologies du secteur semblent avoir une susceptibilité magnétique relativement faible. Plusieurs anomalies électromagnétiques de forte intensité, généralement coïncidentes avec les anomalies magnétiques, correspondant aux formations de fer, ont été décelées.

#### **Mines d'Or Virginia (Roy, 1999)**

Des travaux de prospection effectués à l'été 1999, axés principalement sur les conducteurs électromagnétiques décelés lors du levé aéroporté, ont mis à jour un indice aurifère (indice Buck) localisé dans un horizon de formation de fer situé à 1,4 km au NE du lac Shpogan. Cet indice comprend une rainure de 3,5 m à 2,59 g/t Au et des échantillons choisis qui ont rapporté des teneurs atteignant 20,15 g/t. La zone aurifère est contenue dans une formation de fer à oxyde plissée avec des niveaux de pyrrhotine,

chalcopyrite et arsénopyrite. Plusieurs échantillons ont été prélevés dans des zones sulfurées encaissées dans les horizons de formation de fer. Les valeurs aurifères sont faibles, généralement de l'ordre de quelques dizaines de ppb. La plus haute valeur obtenue est de 0,54 g/t Au. La réanalyse de zones sulfurées dans les carottes de forage de Canico a permis de détecter des valeurs anormales en Ni, Pb et Cu.

### 3.0) Remerciements

Nos remerciements vont d'abord à la participation enthousiaste et dynamique des assistants géologues Charles Maurice et Pierre-Simon Ross. Nous aimerions remercier Yves Brisson pour sa cuisine gastronomique sur le camp quatre étoiles de Sakami, sous la direction de Jean Goutier, et les pilotes du Service aérien du Québec. Des discussions géologiques avec Marie-Claude Ouellet et Claude Dion au cours de l'été ont été très profitables. Les auteurs remercient le lecteur critique Claude Dion pour les corrections qui ont permis d'améliorer le document.

### 4.0) Géologie régionale

Le résumé qui suit provient des travaux de Hocq (1994) et de Goutier *et al.* (1998a, b; 1999a, b; 2000). Le lecteur est référé à ces travaux pour une description plus exhaustive des ensembles lithotectoniques et leurs relations tectoniques. Le secteur du lac Shpogan est situé dans la bande volcanique de la rivière La Grande de la Sous-Province de La Grande.

#### 4.1) Archéen

La région de la Baie James se situe dans la partie centrale de la Province du Supérieur. Elle englobe, du nord vers le sud, les Sous-Provinces de Bienville, de La Grande, d'Opinaca, de Némiscau et d'Opatica. Le secteur étudié est localisé dans la Sous-Province de la Grande, à proximité de la Sous-Province d'Opinaca.

La Sous-Province volcano-plutonique de La Grande est formée de minces bandes volcano-sédimentaires, généralement orientées E-W, séparées par de grandes étendues de roches plutoniques felsiques. Elle renferme une bande volcano composée principalement de laves mafiques avec une proportion variable de volcanites felsiques et de roches sédimentaires. Les datations U-Pb sur des zircons s'étalent entre 2732 et 2749 Ma pour la bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG) (David, 1996; Goutier *et al.*, 1998a,b) et 2703 à 2705 Ma pour la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE) (David et Parent, 1997 et Parent, 1998, cités dans Gauthier et Larocque, 1998). Autour de la bande volcanique de la rivière La Grande, un socle gneissique ancien, le Complexe de Langelier, comprend des gneiss tonalitiques et des tonalites foliées datés à  $2811 \pm 2$  Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987),  $2881 \pm 2$  Ma et  $2832 \pm 5$  Ma (Parent, 1998),  $2788 \pm 3$  Ma et  $2794 \pm 2$  Ma (Goutier *et al.*, 1998b). Dans la région de la BVRLG, quelques échantillons de roches plutoniques contenaient des zircons hérités datés à 3037 et  $>3083$  Ma (Parent, 1998; Goutier *et al.*, 1998b) et à 3334 Ma (Gauthier et Larocque, 1998). Une séquence d'arénites quartzitiques, désignée comme la Formation d'Apple, repose en contact de discordance sur le Complexe de Langelier (Goutier *et al.*, 1998a,b). Les arénites renferment des zircons détritiques de 3170 et 3780 Ma (Gauthier et Larocque, 1998). La présence de zircons détritiques et de zircons hérités de plus de 3,0 Ga, suggère la présence d'un craton gneissique très ancien, ultérieurement recyclé lors de l'événement tectonométamorphique qui a généré le Complexe de Langelier. L'assemblage volcanosédimentaire qui surmonte le Complexe de Langelier et les sédiments de la Formation d'Apple est désigné comme le Groupe Yasinski (Goutier *et al.*, 1998b), daté à  $2732 \pm 6$  Ma par la méthode U-Pb sur des zircons.

Les plutons autour de la BVRLG ont donné des âges compris entre 2618 et 2716 Ma (Goutier *et al.*, 1998a,b). La présence de formations de fer dans les bandes volcaniques procure un haut relief magnétique. Le socle gneissique et les intrusions de tonalite ont un relief magnétique atténué. Les intrusions plus potassiques présentent des reliefs plus accidentés. La limite avec la Sous-Province méta-sédimentaire d'Opinaca est



conforme, marquant la transition d'assemblages dominés par des laves vers un assemblage plutôt dominé par des paragneiss et accompagné d'une augmentation du métamorphisme (Gauthier *et al.*, 1997; Gauthier et Larocque, 1998 ; Fallara *et al.*, 1999 ; Goutier *et al.*, 2000).

La Sous-Provinces d'Opinaca est formée principalement de paragneiss et renferme une composante importante d'intrusions tonalitiques à monzonitiques avec quelques minces lambeaux d'amphibolites. Le patron aéromagnétique est plus irrégulier avec une signature généralement E-W.

#### 4.2) Protérozoïque

Dans la région de la baie James, les roches d'âge protérozoïque sont représentées par les sédiments de la Formation de Sakami, localisés dans 7 petits bassins en forme de graben distribué en chapelet le long d'un axe orienté à ENE, sub-parallèle à la rivière La Grande (Portella, 1980). Cet axe forme le segment central du couloir structural de Wemindji-Caniapiscou (Moorhead *et al.*, 1999). Ces bassins sont localisés à 40 km au nord du secteur étudié. Deux réseaux de dykes de gabbro d'âge protérozoïque recoupent les roches archéennes (Goutier *et al.*, 2000).

### 5.0) Géologie locale

#### 5.1) Introduction

Le secteur d'intérêt comprend un socle composé de gneiss tonalitiques et granitiques ainsi que des plutons de tonalite et de diorite désigné comme le Complexe de Langelier (Goutier *et al.*, 1999b) sur lequel repose en contact de discordance déformé un assemblage volcanosédimentaire (**Fig. 3**). À la base, cet assemblage comprend une séquence d'arénite quarzitique et de conglomérat monogénique à fragments d'arénites, désigné comme la Formation d'Apple (Paquette et Gauthier, 1997), qui est surmontée stratigraphiquement par une séquence composée principalement de basalte, de formation de fer et de conglomérats corrélée avec le Groupe de Yasinski (**Figs. 4 et 5**; Goutier *et al.*, 1999). Une dacite de ce groupe a été datée à 2732 ± 8/-6 Ma (Goutier *et al.*, 1998a, b) par la méthode U-Pb sur des zircons. Le Groupe de Yasinski, défini par Goutier *et al.* (1998a, b), comprend la majorité des unités sédimentaires et volcaniques de la Bande Volcanique de la Rivière La Grande, dans la région du lac Sakami (feuillelet SNRC 33F).

Dans le secteur du lac Shpogan, le Groupe de Yasinski est formé principalement de coulées de basalte et de basalte magnésien, interlitées d'horizons de formation de fer, de grès et de conglomérat polygénique. Le Groupe de Yasinski est partiellement répété par le jeu de deux failles de chevauchement (**Fig. 4**). Au sud, une faille chevauche la Formation d'Apple sur un assemblage déformé, composé principalement de basalte intercalé de formation de fer et de wacke, corrélé au Groupe Yasinski. Vers le sud, cet assemblage est recoupé par une intrusion de tonalite du Duncan (**Fig. 4**). L'extension vers l'ouest de cette faille de chevauchement est problématique compte tenu du peu d'affleurements près du lac Shpogan. La présence d'une zone de déformation intense à l'interface entre le Complexe de Langelier et la Formation d'Apple (voir la description de la Formation d'Apple) nous incite à prolonger la faille le long du contact entre ces deux ensembles lithotectoniques. Dans cette interprétation, le contact entre le Complexe de Langelier et la Formation d'Apple serait le site d'un décollement de base dans lequel s'imbriquerait les failles de chevauchement qui répètent partiellement le Groupe de Yasinski. Cette géométrie structurale est realitivement commune dans les ceintures orogéniques d'âge protérozoïque qui ont été déformées et chevauchées sur des socles archéens, tels que la Fosse du Labrador (Clark, 1994) et la Fosse de l'Ungava (Lamothe, 1994).

Plus au nord, une deuxième faille de chevauchement importante limite 2 blocs structuraux, répétant partiellement la séquence stratigraphique du Yasinski (**Fig. 4**). Cette faille de chevauchement forme un linéament visible sur les photos aériennes, occupant une vallée renfermant peu d'affleurements. La faille suit également le tracé d'un lac allongé, légèrement courbé, désigné informellement comme le lac

Nénuphar, elle a donc été nommée comme la faille du lac Nénuphar. Vers le NW, la faille du lac Nénuphar est recoupée, tout comme le complexe Langelier, la Formation d'Apple et le Groupe de Yasinki, par une intrusion de diorite du Duncan. Nous croyons que cette faille devrait s'imbriquer dans le décollement de base vers le NW tout comme la faille plus au sud. Par contre à cet endroit au nord du lac Shpogan, un pluton tardif de diorite, appartenant aux intrusions de Duncan, recoupe le Groupe de Yasinski et le complexe de Langelier.

Le premier bloc structural (A) (Figs. 4, 6), localisé au sud de la faille du lac Nénuphar, comprend les arénites et les conglomérats de la Formation d'Apple surmontés de coulées de basaltes interlités d'horizons, fortement plissés, de conglomérat polygénique, de formation de fer, de brèches basaltiques et de tufs mafiques à lapilli, le tout corrélatif au Groupe de Yasinski (Fig. 6). Le deuxième bloc (B) (Figs. 4, 6) est localisé au nord de la faille et renferme une séquence volcanosédimentaire corrélatrice au Groupe de Yasinski. Ce bloc est interprété comme étant chevauché sur le bloc A (Fig. 6). De la base au sommet, le bloc B comprend des coulées de basalte, un horizon de conglomérat polygénique et de grès grossier, des horizons de formation de fer injectés de multiples filons-couches de gabbro et, finalement, une séquence de coulées de basalte magnésien (Fig. 6). L'assemblage volcanosédimentaire est recoupé par des dykes et des filons-couches de gabbro, de péridotite et de pyroxénite, interprétés comme étant syn-volcanique.

La séquence supracrustale est également recoupée par des dykes tardifs de tonalite et de lamprophyre à hornblende. Le socle et le Groupe de Yasinski sont recoupés par un pluton tardif composé de diorite quartzifère, assigné aux intrusions de Duncan, datées à 2709  $\pm$  6/-4 Ma et 2716  $\pm$  3 Ma (Goutier *et al.*, 1999b). Le dernier épisode magmatique est marqué par des dykes de diabase, orientés N-S, d'âge protérozoïque.

Des échantillons géochimiques ont été prélevés principalement dans les basaltes, les gabbros et les ultramafites pour caractériser les compositions fraîches et altérées de ces lithologies. Ces données sont discutées dans une section séparée. Quelques analyses lithogéochimiques ont été prélevées dans les autres types de lithologies pour établir leurs compositions. Ces données sont incluses dans les descriptions lithologiques.

Compte tenu des variations de faciès et la présence restreinte de certaines lithologies, les unités sont décrites séparément pour chaque bloc structural. Les deux blocs structuraux ont ensuite été corrélés (Fig. 6), ils ont servi à l'élaboration d'une reconstruction schématique du développement du bassin (Fig. 30).

## 5.2) Le Complexe de Langelier

Cette unité n'affleure pas beaucoup dans le secteur du lac Shpogan, seulement quatre affleurements de ce complexe ont été visités lors de nos travaux. Tous les affleurements se composent de gneiss quartzo-feldspathique de composition modale tonalitique, localement recoupé de dykes mafiques déformés. L'unité la plus volumineuse du complexe, la tonalite à hornblende et à biotite (Goutier *et al.*, 1999b) n'a pas été observée dans ce secteur.

### 5.2.1) Gneiss tonalitique

Le gneiss tonalitique comprend un rubanement migmatitique plus ou moins bien défini et a une couleur beige en surface d'altération (Planche 1a). Le rubanement migmatitique est défini par l'alternance de bandes de leucosomes (40-60%) et de paléosomes. Le leucosome se présente en lits de 1 à 30 cm d'épaisseur et est composé principalement de plagioclase et de quartz avec moins de 4% de biotite. Les bandes de paléosome sont plus minces, à grain plus fin, plus riches en biotite ( $\leq$ 13%) et généralement en relief négatif. En lame mince (JM-98067-A1; Annexe 5), les bandes à grain fin sont caractérisées par l'assemblage plagioclase-quartz-microcline-biotite-muscovite $\pm$ chlorite. Le contact entre les deux types de bandes est généralement vague, mais est localement marqué par de minces lisérés de biotite de 2-3 mm

d'épaisseur. La foliation est exprimée par l'alignement de feuillets de biotite dans les 2 types de bandes. Cette foliation est parallèle au rubanement migmatitique. Près du contact avec les

### 5.2.2) Dykes de gabbro

Le gneiss est recoupé par des dykes de gabbro mésocrates foliés et déformés, localement boudinés, de 10 cm à 30 m d'épaisseur, sécants par rapport au rubanement des gneiss. Les dykes ont une patine d'altération vert très foncé et renferment environ 60% de hornblende et 40% de plagioclase. Une analyse (JM-98067-C1) révèle des teneurs en SiO<sub>2</sub> (49,5%) et en MgO (7,47%) normales pour un gabbro et une affinité tholéiitique (Zr/Y=2,53).

## 5.3) Bloc structural A

### 5.3.1) Formation d'Apple

Cette unité a été observée sur plusieurs affleurements dans le secteur du lac Shpogan. Une étude de maîtrise portant, en partie, sur les caractéristiques stratigraphiques et pétrographiques des arénites et des conglomérats de la Formation d'Apple a été récemment réalisé par Paquette (1998). Le lecteur peut consulter cette étude pour visualiser les coupes stratigraphiques accompagnées de descriptions sédimentologiques détaillées. La Formation d'Apple repose en contact de discordance déformé sur le socle gneissique du Complexe Langelier et mesure entre 25 et 400 m d'épaisseur (Goutier *et al.*, 1999b, 2000). Le contact de discordance est visible sur quelques affleurements. L'affleurement le plus au nord (97-JG-1592 de Goutier *et al.* (1999) ou JM-98067-68 de cette étude) est de forme elliptique et a un diamètre d'environ 60 mètres. C'est à cet endroit que nous avons fait une coupe stratigraphique (**Fig. 7**). Cet affleurement représente la meilleure localité où le contact inférieur de la Formation d'Apple peut être observé. Les coupes stratigraphiques de l'étude de Paquette et Gauthier (1997) et de Paquette (1998) ont été effectuées plus à l'est, dans la partie supérieure de la formation. Sur cet affleurement, le contact entre les gneiss migmatitiques de composition tonalitique du Complexe de Langelier est visible sur 2 m de longueur (**Planche 1b**). À cet endroit, les gneiss sont légèrement plus déformés que ceux localisés à quelques mètres sous le contact avec les arénites. Cette déformation se manifeste principalement par une réduction dans la granulométrie des minéraux du gneiss, par une intensification de la foliation et par l'aspect plus rectiligne des bandes migmatitiques. La séquence siliciclastique de la Formation d'Apple, composée principalement de grès, a une épaisseur de 26,5 m. Aucun lit granoclassé ou autres structures sédimentaires permettant d'établir une polarité n'ont été observés. La polarité de la séquence est basée sur la présence du socle gneissique, la décroissance dans la maturité des grès vers l'est et la baisse dans la granulométrie notée dans les derniers mètres de la séquence. De plus, il faut souligner que la déformation semble relativement intense sur cet affleurement avec la transposition complète des plans de litage dans la foliation sub-verticale et le développement marqué d'une linéation d'étirement tardive à fort pendage.

La première unité au-dessus de la discordance déformée est une arénite quartzitique de couleur jaune-vert pâle (**Fig. 7, Planche 1c**) d'une épaisseur de 1 m. Elle est généralement massive mais comporte quelques bandes lenticulaires de 3 à 10 mm d'épaisseur riches en fushite dans un niveau de 40 cm d'épaisseur. L'arénite se compose presque exclusivement de quartz à grain fin recristallisé et aucun grain détritique ne semble être préservé. On observe moins de 1% de grains de pyrite (<1 mm), généralement altérés en oxydes de fer. Une fabrique planaire très fine, parallèle au contact avec le gneiss, se distingue sur la patine d'altération. En lame mince (JM-98068-A2), ce grès renferme 85% de quartz fortement recristallisé en micro-mosaïque, mais aucun grain détritique n'est visible. Le reste de la roche est constitué de muscovite (14%) et de minéraux lourds, principalement du sphène en trace. Cet horizon d'arénite, interprété comme une mylonite quartzitique, renferme 86,1% SiO<sub>2</sub>, l'abondance de muscovite est reflétée par une teneur élevée en K<sub>2</sub>O (2,3%). Malgré la présence locale de fuchsite, cette unité de grès ne renferme pas de concentration élevée en chrome (81 ppm). Cette unité est interprétée comme une mylonite quartzitique.

La deuxième unité est formée d'une arénite quartzitique à subarkosique de couleur gris pâle de 14 m d'épaisseur. La roche est caractérisée par un rubanement défini par un fin litage ou des laminations transposées parallèlement à la foliation (**Fig. 7, Planche 1d**). La stratification est définie par l'alternance de bandes gris clair, riches en quartz, de 2 à 30 mm d'épaisseur, d'arénite quartzitique, et de bandes verdâtres, riches en cristaux prismatiques de 1-2 mm de hornblende (maximum de 30%), d'arénite subarkosique. Des cristaux xénomorphes de feldspath blanc se distinguent bien sur la patine d'altération. Leur pourcentage est variable, de 2 à 3% dans les lits quartzeux à environ 15% dans les lits riches en hornblende. Les cristaux prismatiques de hornblende sont alignés parallèlement au plan de stratification formant ainsi une fabrique composite schistosité/litage. Des taches d'oxydes de fer d'échelle centimétrique ont été observées dans les 7 m inférieurs de l'unité. En cassure fraîche, quelques grains de pyrite ont été observés. L'abondance de hornblende et de feldspath, comparativement à l'unité sous-jacente, est reflétée par des teneurs plus élevées en FeO, en MgO et en CaO (JM-98068-B2).

La troisième unité mesure 8,5 m d'épaisseur et est formée d'arénite sub-arkosique à quartzitique, généralement massive, avec localement une stratification diffuse de 5 à 10 cm d'épaisseur (**Fig. 7**). En surface d'altération, une micromosaïque de grains de quartz gris clair et de grains de feldspath blanc de 1 mm et moins peut être observée. Le pourcentage de feldspath est variable, de 3-5% à 30%. La stratification est définie par les variations dans le pourcentage de feldspath. En cassure fraîche, ce grès a une couleur jaune très pâle. En lame mince (JM-98068-D1), les arénites renferment du quartz (65-80%), du plagioclase (10-25%), de la microcline (4%) et de faibles quantités (1-4%) de chlorite et de muscovite. L'analyse révèle une teneur particulièrement élevée en SiO<sub>2</sub> (95,0%)

La quatrième unité a une épaisseur de 1,5 m et elle est composée de wacke lithique de couleur verdâtre (**Fig. 7**). Le grès est laminé à lité, la stratification est définie par une alternance de bandes verdâtres riches en actinote-épidote (15-25%) et de bandes grisâtres riches en quartz-plagioclase. Le pourcentage de feldspath de ces lits varie entre 5 et 15%. En lame mince (JM-98068-F1), on note la présence d'actinote (22%), de clinozoïsite (15%) et de sphène (3%) dans une matrice de quartz-plagioclase en micromosaïque. L'analyse indique des teneurs nettement plus faibles en SiO<sub>2</sub> (67%) et beaucoup plus fortes en FeO (4,93%), en MgO (4,51%), en MnO (0,24%) et en Cr (820 ppm) que les grès sous-jacents.

La cinquième et dernière unité mesure 1 m d'épaisseur et elle est composée d'un schiste à biotite (**Fig. 7, Planche 1e**) caractérisé par une alternance de bandes riches en biotite et de bandes riches en quartz-feldspath de 1 à 7 cm d'épaisseur. Les lits enrichis en quartz-feldspath ont une patine grise et sont en relief positif. Les lits plus riches en biotite sont plus minces, avec une patine d'altération brunâtre, et se présentent en relief négatif. La biotite atteint 25% dans ces lits. En lame mince (JM-98068-G1), ce schiste renferme du quartz (45%), du plagioclase (20%), de la biotite (25%), de la muscovite (7%) et des minéraux opaques (3%). Le protolithe de cette unité serait probablement un siltstone ou un wacke à grain fin relativement argileux. L'analyse montre la teneur la plus faible en SiO<sub>2</sub> (58,3%) de toutes les unités clastiques de cet affleurement la Formation d'Apple. L'abondance de biotite et de muscovite est reflétée par de fortes teneurs en K<sub>2</sub>O (3,47%) et en Na<sub>2</sub>O (2,74%).

Au-dessus des roches sédimentaires, l'affleurement JM-98068 renferme des filons-couches de gabbro, contenant des enclaves de grès (**Planche 1f**), recoupés de dykes ultramafiques. La section exposée sur cet affleurement est caractérisée par l'augmentation vers le sommet du pourcentage de grains détritiques autres que le quartz et une diminution de granulométrie dans les unités 4 et 5 (**Fig. 7**). La maturité des sédiments baisse aussi vers le sommet, ce qui serait compatible avec une augmentation de la profondeur d'eau. La présence d'arénite quartzitique déposée directement sur le gneiss tonalitique indique probablement un environnement de déposition de haute énergie, comme une plage, qui a rapidement été noyé lors de la transgression marine due au développement d'un bassin représenté par les roches du Groupe de Yasinski. Par contre, nous n'avons pas observé de textures compatibles avec un tel milieu, tels que lits entrecroisés ou de rides. Une hypothèse serait que les sédiments de haute maturité ont probablement été formés dans un milieu de haute énergie comme une plage mais ont pu être transporté dans un environnement plus profond par le biais de coulées de masse. L'augmentation progressive de la profondeur de l'eau aurait permis la déposition et la préservation successive de plagioclase, de microcline et finalement de minéraux mafiques. Cette section ne renferme pas les lentilles de conglomérat, localement uranifère, qui caractérisent la Formation d'Apple plus à l'est (Paquette, 1998), représentant un faciès plus distal par

rapport aux coupes types établies par Paquette (1998). Cet affleurement a probablement échappé aux travaux de prospection réalisés par Canico dans les années 1970 car il ne semble pas contenir d'anomalies radiométriques. Un relevé radiométrique effectué le long de la coupe de l'affleurement JM-98068, a enregistré des valeurs entre 35 et 150 c/s comparativement aux valeurs enregistrées le long des coupes plus à l'est (500-6000 c/s; Paquette et Gauthier, 1997; Paquette, 1998). Étant donné que les éléments radioactifs sont concentrés dans les lentilles conglomératiques (Paquette, 1998), absentes de notre coupe, les faibles valeurs notées le long de cette coupe sont normales.

En résumé, la séquence arénitique de la Formation d'Apple exposée sur cet affleurement semble représenter une séquence transgressive, formée directement sur un socle gneissique dans un milieu de haute énergie comme une plage. Les sédiments ont peut-être été transportés vers un milieu de déposition plus profond. La grande maturité des grès à la base de la séquence suggère qu'il y a eu plusieurs cycles de sédimentation et/ou le socle avait une couche régolithique. La décroissance vers le sommet de la granulométrie et de la maturité des grès suggèrent une augmentation de la profondeur de l'eau qui aurait noyé l'environnement de déposition.

Plus au sud-est, la Formation d'Apple affleure sur environ 10 km le long d'une crête orientée E-W entre les lacs Shpogan et Sakami. Sur cette crête, les arénites de la Formation d'Apple occupent généralement le flanc sud et les basaltes sus-jacents le sommet. Les affleurements que nous avons visités se situent dans le prolongement ouest de la séquence d'arénite quartzitique et de conglomérats pyriteux uranifères découverts par Canico en 1972 (Steward et al., 1973). Plus à l'est, Paquette (1998) a noté des lits granoclassés avec une polarité vers le nord. Sur le flanc sud de la crête, une section de 50 m d'épaisseur d'arénite quartzitique de couleur blanche est localement visible. Le contact inférieur de l'unité arénitique n'affleure pas. Une série de forages stratigraphiques effectués par la compagnie Canico à environ 2 km à l'est du lac Shpogan indique que l'épaisseur des arénites de la Formation d'Apple est d'environ 260 m (Gallop et Manson, 1976). Vers l'est, la séquence semble s'épaissir. Au sud, d'après ces forages, les arénites sont en contact avec une séquence de grauwacke d'environ 300 m d'épaisseur, interlitée d'un horizon de formation de fer d'environ 15 m d'épaisseur. Plus au sud, une bande d'amphibolites d'environ 100 m d'épaisseur sépare les grauwackes d'une intrusion tonalitique, assignée aux intrusions de Duncan (Goutier *et al.*, 1999b). La séquence de grauwackes, les horizons de formation de fer et les niveaux d'amphibolites sont corrélés au Groupe de Yasinski (Goutier *et al.*, 2000). Une faille de chevauchement est interprétée entre cet assemblage volcanosédimentaire et la séquence arénitique localisée plus au nord de la Formation d'Apple (Paquette et Gauthier, 1997; Goutier *et al.*, 2000).

Au nord de la séquence arénitique, le contact supérieur avec un gabbro ou une coulée de basalte massive est franc, relativement peu déformé et semble être stratigraphique. Nous n'avons pas observé d'évidence de cisaillement intense qui pourrait indiquer la présence d'une faille ou d'éléments permettant d'établir une discordance, tel que suggéré par Gauthier *et al.* (1997) et Paquette (1998).

Dans le secteur du lac Shpogan, l'unité prédominante de la Formation d'Apple est une arénite quartzitique à grain grossier à patine blanchâtre avec une couleur gris clair en surface fraîche. En lame mince, les grains de quartz semblent être fortement recristallisés. Localement, la patine d'altération est légèrement colorée par la présence d'oxydes de fer. Localement, du côté sud de certains affleurements, nous avons noté un horizon de 40 cm d'épaisseur d'arénite de couleur vert vif, riche en fuchsite à grain fin (**Planche 2a**). Cet horizon est en contact net avec l'arénite à patine blanche. Nous avons noté également des horizons d'environ 15 cm d'épaisseur de conglomérat monogénique, à matrice dominante, faiblement trié, à cailloux d'arénite quartzitique. Les cailloux (20%) sont aplatis dans le plan de la schistosité. L'allongement de certains fragments reflète peut-être aussi la forme originelle de ceux-ci. Ils pourraient être des fragments de lits arachés (intraclasts) redéposés à proximité. La matrice est soit de couleur beige, due à la présence de la biotite et d'oxydes de fer, ou verdâtre si elle est riche en fuchsite. De plus, on note localement des horizons mal définis, d'environ 1-2 m d'épaisseur, à patine d'altération légèrement rouillée qui renferment des cailloux d'arénite quartzitique fortement aplatis. La partie supérieure de l'unité arénitique comprend des intercalations de 1 à 8 m d'épaisseur de roches ultramafiques avec localement, des rubans centimétriques de quartzite blanc boudinés et fortement déformés. Localement, les horizons ultramafiques contiennent des niveaux de 10 à 30 cm constitués de 10 à 30 % de cristaux prismatiques noirs de tourmaline. Ces ultramafites semblent être des filons-couches et des dykes injectés dans les grès.

### 5.3.2) Groupe de Yasinski

Dans le bloc structural A (Fig. 6), le Groupe de Yasinski est formé d'un assemblage contenant principalement des coulées de basalte, généralement déformées, interstratifiées d'horizons de formation de fer fortement plissés. Cet assemblage repose en contact conforme sur les arénites sous-jacents de la Formation d'Apple. Localement, à la base du groupe, en contact avec la Formation d'Apple, de minces horizons de formations de fer et de conglomérats polygéniques ont été observés. Le conglomérat polygénique a une épaisseur variant entre 2 et 6 m et renferme des fragments d'arénite et de basalte (JM-98044).

#### Basalte

Les coulées de basalte forment l'unité sus-jacente aux arénites quartzitiques de la Formation d'Apple. Le contact entre les grès et les basaltes peut être observé sur plusieurs affleurements en fauchage de pente entre les lacs Shpogan et Sakami. L'épaisseur de l'unité de basalte est difficile à établir considérant la présence de la faille du lac Nénuphar, d'un grand pli serré synclinal et la présence d'un pluton tardif associé aux intrusions de Duncan. Dans plusieurs zones, les polarités sont difficiles à établir dû au manque de coussins ou à une déformation intense. Dans le bloc structural A, qui repose en contact de discordance sur le Complexe de Langelier, les observations fiables de polarités sont rares. L'épaisseur maximale de la séquence basaltique du bloc A est d'environ 1 300 m (Fig. 6). La présence de plissement complexe dans les horizons de formation de fer et le contact supérieur de faille de chevauchement dans l'unité de basalte, suggère que cette épaisseur doit être considérée comme une approximation. Vers l'est, l'unité de basalte du bloc A est progressivement tronquée le long de la faille du lac Nénuphar.

L'unité de basalte est formée de coulées coussinées, massives et localement d'horizons bréchiques. La déformation pénétrante, marquée par une schistosité bien développée, rend difficile l'identification des coussins, mais localement, des contours vert foncé se démarquent bien. Ces bordures sont typiquement aplaties et étirées dans le plan de la schistosité. Les coussins étirés (5 à 8 :1) ont des plongées abruptes. Plusieurs coussins sont être en forme de molaires, car la foliation est à un angle relativement fort avec le plan de stratification (Planche 2b). De très rares observations de polarité, répertoriées à proximité des horizons de formation de fer plissés, indiquent des sommets vers le NE et le SW, compatibles avec le plissement complexe observé dans les formation de fer. La partie inférieure de l'unité de basalte renferme des coulées massives schisteuses dont les contacts entre les coulées ne sont pas visibles. En lame mince, les basaltes les plus massifs et frais, de couleur vert sombre, sont composés de hornblende et d'une mosaïque de plagioclase-quartz. Les basaltes plus foliés renferment, en plus de la hornblende, des proportions variables d'épidote, d'actinote, de chlorite et de biotite. La partie sommitale de l'unité de basalte, à proximité des formations de fer, renferme quelques horizons de brèches de coulées. Ces horizons de brèches sont généralement minces, entre 0,5 et 3 m d'épaisseur, et peuvent être suivis latéralement sur une distance de quelques dizaines de mètres. Un autre horizon, localisé dans un nez de pli, semble avoir une épaisseur d'environ 30 m. Localement, les brèches renferment de faibles quantités de sulfures disséminés. Les fragments sont formés de lapilli et de blocs anguleux de basalte massif baignant dans une matrice chloriteuse en relief négatif.

#### Basalte altéré

Des zones d'altération importantes ont été reconnues dans l'empilement de coulées de basalte. Ces zones forment des horizons, variant de 1-2 m à plus de 100 m d'épaisseur, distribués sur une distance d'environ 6 km. La principale zone est localisée entre les lacs Nénuphar et Sakami. Ces zones d'altération se caractérisent par une patine d'altération plus claire que les basaltes frais et la présence, en proportions variables, de biotite, de chlorite, de grenat, de staurotide, d'andalousite et de tourmaline. Les contacts sont graduels avec les basaltes frais. La description détaillée de cette unité est présentée dans une section séparée. Cette unité avait été antérieurement cartographiée comme des grauwackes et des schistes

mafiques lors de la campagne d'exploration de Canico. Paquette et Gauthier (1997) ont identifié cette unité comme des roches métasomatiques calco-silicatées dont le protolite correspond à l'unité de basalte.

### **Formation de fer**

La partie supérieure de la séquence de basalte renferme plusieurs horizons de formations de fer. Les épaisseurs sont très variables, des horizons de 4 à plus de 30 m ont été observés. Certains des unités sont peut-être épaissis par la présence de plis. Un mince lit de formation de fer est localement présent à la base de la séquence basaltique (Goutier et al., 2000). Les formations de fer sont composées de lits de chert grisâtre alternant avec des lits riches en magnétite et localement des lits verdâtres riches en grunérite et en grenat. Localement, on note une diminution des silicates de fer et une augmentation de la magnétite de la base vers le sommet. En lame mince (JM-98030-C2, C3; 98031-A1, A2), les lits verdâtres sont formés de grunérite, de hornblende, de magnétite, de quartz et de traces de biotite.

### **5.4) Bloc structural B**

Une faille de chevauchement majeure, dont le tracé correspond en partie au lac Nénuphar, sépare le bloc structural B du bloc A au sud (**Figs. 4, 6**). Le bloc B est constitué d'une séquence volcanosédimentaire corrélée au Groupe de Yasinski (Goutier et al, 1999b). De la base au sommet, ce bloc comprend les unités suivantes :

- des coulées de basalte
- une séquence siliciclastique granodécroissante renfermant à la base un conglomérat polygénique, dans la partie médiane des grès grossiers et au sommet des siltstones et des wackes
- une unité de formation de fer injectée de filons-couches de gabbro
- une séquence de coulées de basaltes magnésiens.

Comparativement au bloc A, la déformation est nettement moins pénétrante, les textures primaires et les sommets stratigraphiques sont facilement observables sur plusieurs affleurements. L'épaisseur stratigraphique du bloc B est d'environ 1 700 m, ce qui représente une épaisseur partielle du Groupe de Yasinski dans ce secteur, car le contact inférieur correspond à la faille de chevauchement Nénuphar et la partie supérieure est recoupée et tronquée par une intrusion de diorite corrélée aux intrusions de Duncan.

#### **5.4.1) Groupe de Yasinski**

##### **Basalte**

L'unité inférieure de basalte affleure dans la partie ouest du bloc B. L'épaisseur maximale notée pour l'unité de basalte dans ce bloc est d'environ 400 m, ce qui représente une épaisseur minimale car le contact inférieur coïncide avec la faille de chevauchement du la Nénuphar. Vers l'est, l'unité inférieure de basalte, du bloc B, est complètement tronquée par cette faille de chevauchement. L'unité basale renferme principalement des coulées coussinées, dont plusieurs sont bien définis avec des bordures vertes très sombres et des cœurs plus pâles. Des cavités d'écoulement (chambres de quartz), simples ou multiples, localement remplies de quartz, sont communes (**Planche 2c**). Celles-ci définissent un paléohorizontal. Les cavités permettent, avec la forme des coussins, d'établir une polarité stratigraphique sans ambiguïté vers le NE. Ces cavités intercoussins suggèrent que plusieurs coussins représentent probablement des tubes plutôt que des sphères isolées (coussins). Les coulées massives forment des niveaux de 2 à 5 m d'épaisseur dans la séquence coussinée. En lame mince, les basaltes contiennent l'assemblage hornblende-épidote-plagioclase-quartz avec des quantités variables de sphène, de chlorite, de muscovite et de minéraux opaques. De minces horizons lenticulaires bréchiques composés de fragments de basalte ont été observés. Localement, les zones intercoussins sont soulignées par l'abondance d'épidote et de la pyrite disséminée ( $\leq 5\%$ ) (**Planche 2d**). En lame mince (JM-98004-A1, A4), ces zones se caractérisent par une abondance d'épidote au détriment de la hornblende mais le reste de l'assemblage est relativement semblable.

## Chert sulfuré

Localement, au sommet de l'empilement inférieur de basalte, près du contact avec les conglomérats polygéniques sus-jacents, deux horizons, de 1 à 2 m d'épaisseur, de chert sulfuré ont été observés sur une distance d'environ 50 m (**Fig. 8**). Ces horizons sont encaissés par un filon-couche de gabbro et formaient probablement seulement un lit originalement. Le chert a une patine rouillée et renferme environ 10-20% de PO (**Planche 2e**). Il est constitué principalement de quartz recristallisé montrant une texture granoblastique polygonale et de biotite, de muscovite, d'épidote et de sulfures (JM-98005-C1, C2). Le principal sulfure observé est la pyrrhotine avec des quantités mineures de pyrite, de sphalérite, de chalcopyrite et de marcassite. La pyrrhotine est partiellement altérée en marcassite, un processus relié à l'oxydation de l'horizon d'exhalite lors de son exposition durant la dernière glaciation. Ce genre de transformation est fréquemment observée dans les résidus miniers oxydés riches en pyrrhotine et elle est responsable de la génération de drainage minier acide (DMA). La coexistence, en équilibre métamorphique, de l'assemblage pyrrhotine-pyrite-sphalérite a été observée à plusieurs endroits dans la lame. La pyrite est idioblastique et forme des sections cubiques et triangulaires. La composition de la sphalérite sera discutée à la section portant sur la chimie minérale.

## Unité de conglomérat/grès

Dans le bloc structural B, une séquence sédimentaire siliciclastique granodécroissante, renfermant à la base un conglomérat polygénique et des grès dans la portion supérieure, surmonte les coulées de basalte. Cette unité a été observée sur une distance d'environ 3 km vers l'est et elle est tronquée le long de la faille du lac Nénuphar. Son épaisseur maximale est d'environ 260 m. Il n'existe pas de zone d'affleurements continus exposant cette unité. La partie inférieure, composée de conglomérats polygéniques, repose en contact concordant sur des coulées de basalte coussiné ou des filons-couches de gabbro. La portion supérieure contient une séquence de grès de divers types qui sont surmontés par une unité de formation de fer injectée de filons-couches de gabbro. Cette séquence sédimentaire est recoupée par de multiples filons-couches de gabbro mésocrates de 1 à 23 m d'épaisseur. Les strates sont orientées ESE-WNW avec un pendage de 60° à 80° vers le sud. Des lits granoclassés indiquent une polarité stratigraphique vers le nord.

À la base de la séquence, sur l'affleurement JM-98009 (**Figs. 9 et 10**), localisé au NW du lac Nénuphar, nous avons mesuré une section de 20 m de conglomérats polygéniques à fragments jointifs faiblement triés, généralement massifs. La taille des fragments subarrondis à anguleux est généralement de quelques centimètres mais atteint localement 25 cm. Dans les affleurements plus à l'est (JM-98005, 98001, 98003), les fragments sont dominés par 40% arénites quartzitiques (**Planche 2f**), les autres constituants comprennent des fragments mafiques (**Planche 3a**) soit des basaltes à grain fin (8%), des gabbros (5%), des gabbros à grenat (2%), des basaltes à grenats (1%), des grenatites (1%) (**Planche 3b**), des formations de fer composées de lamines de chert gris et de magnétite (2%) et des roches ultramafiques (1%). Il faut souligner que localement, les proportions des différents fragments sont très variables. Sur plusieurs affleurements (ex : JM-98009), ce sont les fragments mafiques de basalte et de gabbro qui prédominent sur les fragments d'arénites. Les fragments d'arénite quartzitique ont une couleur blanchâtre et sont identiques aux arénites de la Formation d'Apple. La présence de fragments de gabbro et de basalte à grenat indique que l'altération de ces roches est antérieure à la déposition du conglomérat. Le reste des fragments provient de lithologies visibles dans la séquence de basalte sous-jacente. La matrice est généralement de couleur vert, riche en chlorite à grain fin avec localement de 2-5% de grenat. Certains fragments ont des couronnes d'altération concentriques (**Planche 3c**), ce qui indique que l'altération s'est poursuivie pendant et après la déposition de l'unité de conglomérat. D'autres fragments altérés, renfermant des assemblages des zones d'altération alumineuses sous-jacentes, ont des bordures nettes (**Planches 3b,d**), ce qui suggère qu'ils n'ont pas ou peu subi d'altération post-déposition. Il semble que, du moins localement, la circulation des fluides hydrothermaux a persisté après la déposition du conglomérat. Ce conglomérat est surmonté par une séquence de grès massifs à laminés de couleur vert ou brun, de 3 m d'épaisseur. En lame mince, ces grès présentent en proportion variable l'assemblage quartz-actinote-chlorite-biotite-opaques.



Cette section est suivie par un intervalle de 120 m de dépôts meubles. La partie supérieure de la séquence de conglomérat/grès est composée d'environ 45 m de conglomérat polygénique, généralement massif, à fragments d'arénite quartzitique, de gabbro, de basalte et formation de fer. La matrice a une couleur variant de verdâtre, riche en hornblende (JM-98034-D1), à brunâtre, riche en biotite (JM-98034-B1). Le conglomérat est surmonté par une séquence, d'environ 100 m d'épaisseur, formée d'horizons de grès injectés par de nombreux filons-couches de gabbro. Les affleurements sont épars ce qui rend difficile l'estimation de l'épaisseur de la séquence gréseuse, elle serait d'environ 70 m. Les grès sont généralement de couleur brunâtre ou verdâtre (JM-98034-F1, G1, H1), et sont riches en hornblende et en biotite, particulièrement au sommet de la séquence près des horizons de formation de fer sus-jacentes.

Une autre section a été réalisée au NE du lac Nénuphar (**Fig. 11**; affleurement JM-98038) et mesure 152 m. Les strates sont orientées E-W avec des pendages de 70° à 80° vers le sud. À cet endroit, le contact inférieur de la séquence conglomératique/gréseuse n'affleure pas. À la base, cette section comprend une unité de 61 m d'épaisseur de conglomérat polygénique mal trié à fragments jointifs, renfermant principalement, en proportion variable des fragments de gabbro et d'arénite quartzitique. Localement, quelques fragments d'arénite quartzitique à magnétite et de gabbro à grenat, à biotite et à staurotide ont été observés (**Planche 3d**). La taille maximale des fragments de cette unité est de 15-25 cm. La matrice est riche en grains de quartz, et a une couleur variant de brun à vert. La matrice verte est formée par l'assemblage hornblende-quartz-épidote±grenat-chlorite tandis que la matrice brune comprend l'assemblage biotite-quartz±épidote±muscovite±calcite. L'unité sus-jacente a une épaisseur de 26 m et elle est composée de conglomérat polygénique à matrice dominante, modérément trié, à fragments subarrondis (15 à 20% de la roche) de gabbro, d'arénite quartzitique et localement de basalte. La taille maximale des fragments varie généralement entre 1 et 2 cm. La matrice a une couleur variant de vert à beige. L'unité suivante fait environ 10 m d'épaisseur et comprend une alternance d'horizons décimétriques faiblement stratifiés à massifs de grès et de conglomérat à granules. En lame mince, ces grès sont riches en quartz (≥75%) et présentent en proportion variable l'assemblage biotite-chlorite-minéraux opaques ±grenat±grunérite±calcite±épidote. Certains lits de grès sont de couleur vert très foncé (**Planche 3e**) et renferme l'assemblage quartz-hornblende-grenat-grunérite-chlorite-magnétite. Ces lits peuvent représenter des niveaux de formations de fer de faciès à silicates±oxydes qui ont été dilués par une sédimentation quartzitique détritique. La dernière unité de la séquence siliciclastique, d'une épaisseur d'environ 6 m, est composé d'un grès rouillé schisteux renfermant 2-3% de pyrite (**Planche 3f**). Au contact avec l'unité de formation de fer sus-jacente, des niveaux décimétriques de siltstone finement lités à laminés riches en biotite sont notés. En lame mince, le siltstone renferme environ 20% de biotite et 15% de minéraux opaques. L'unité sus-jacente est composée de filons-couches de gabbro et d'horizons de formation de fer.

Ces sections montrent des changements dans la partie sommitale de l'unité de conglomérat/grès. Les conglomérats montrent une diminution progressive de la taille des fragments, d'un maximum de 25 cm à la base à 2-4 mm au sommet. Vers le sommet, il y a également une augmentation du nombre d'interlits de grès et du contenu matriciel. Dans la partie supérieure, la séquence est dominée par des grès plus ou moins riches en feldspath et en biotite et le sommet est caractérisé par des sédiments plus fins, riches en biotite. L'unité de conglomérat/grès est donc une séquence granodécroissante dont la matrice devient moins mature (plus argileuse) vers le sommet. Il faut souligner que nous n'avons pas observé de fragments de granitoïdes ou de gneiss dans l'unité de conglomérat. Tous les fragments proviennent d'unités sous-jacentes de la Formation d'Apple et du Groupe de Yasinski. L'unité de conglomérat/grès a une étendue distribution relativement restreinte avec une extension latérale d'environ 3 km et une épaisseur maximale d'environ 260 m. Cette unité est interprétée comme s'étant déposée, par le biais de coulées de masse, à la base d'une faille normale majeure développée lors de l'ouverture du bassin. L'unité de conglomérat/grès pourrait représenter un dépôt de talus de pente. L'absence de fragments de granitoïdes ou de gneiss indique que le mouvement normal de la faille n'était probablement pas suffisant pour exposer le socle sous-jacent du Complexe de Langelier à l'érosion. Considérant que l'épaisseur de la Formation d'Apple varie entre 25 et 500 m, il n'est pas facile de quantifier un mouvement vertical minimal pour cette faille. En plus des fragments d'arénite quartzitique, le conglomérat renferme des fragments de basalte et de gabbro du Groupe de Yasinski. L'épaisseur minimale de la séquence basaltique sous le conglomérat est d'environ 400 m. Donc, le mouvement vertical minimal est estimé à 400 m, pour que la Formation d'Apple soit exposée à l'érosion. Cependant, en utilisant l'épaisseur des basaltes déterminée dans le bloc structural A plutôt que le B, le mouvement vertical minimal serait de 800 m. De plus, la présence de fragments d'arénite quartzitique

indique qu'une certaine épaisseur de la Formation d'Apple doit être ajoutée à ces valeurs. De ce fait, le mouvement vertical maximal correspondrait à l'épaisseur maximale de la Formation d'Apple (500 m) ajoutée à celle des basaltes (800 m). Les fragments présents dans le conglomérat polygénique impliquent la présence d'un relief topographique de quelques centaines de mètres, possiblement relié à la présence de failles normales syn-sédimentaires, présent lors de la formation du bassin. La nature granodécroissante de la séquence pourrait indiquer que le bassin s'est rempli progressivement alors que le relief topographique s'estompait.

L'épaisseur de la portion gréseuse de cette unité est d'environ 70 m au NW du lac Nénuphar (affleurements JM-98019 et 98025) et de 17 m au NE du lac Nénuphar (affleurement JM-98038) ce qui indique une baisse de granulométrie vers l'ouest au sommet de cette unité. La partie est de l'unité serait plus proximale que la partie ouest. À l'est, entre les lacs Nénuphar et Sakami, l'unité de conglomérat/grès est tronquée par la faille de chevauchement du lac Nénuphar. Il est possible que la faille du lac Nénuphar représente, du moins en partie, une faille normale qui a été réactivée en faille inverse lors de la déformation compressive.

### **Formation de fer/filons-couches de gabbro**

Cette unité est en contact conforme avec les grès et les siltstones de l'unité sous-jacente. Elle est composée de trois principaux horizons de formations de fer séparés par des filons-couches de gabbro, dont l'ensemble a une épaisseur approximative de 350-450 m. Dans la partie ouest du bloc structural B, cette unité est en contact stratigraphique avec des siltstones et des grès laminés riches en biotite. Plus à l'est, l'unité de formation de fer/gabbro est en contact avec la faille de chevauchement du lac Nénuphar. Le contact supérieur avec les coulées de basalte n'a pas été observé. À la base, le premier horizon de formation de fer a une épaisseur variant entre 30 et 50 m, mais il est épaissi par l'injection de plusieurs filons-couches de gabbro. Le deuxième horizon a une épaisseur variant entre 50 et 70 m. Le troisième horizon, stratigraphiquement plus élevé, affleure peu et semble avoir une épaisseur d'environ 10 m. Vers l'est, les horizons 1 et 2 se rejoignent. La formation de fer est principalement composée du faciès des oxydes de fer composé de lits ( $\leq 10$  cm) et de laminations de chert gris pâle, recristallisé et interlité avec des lamines gris foncé riches en magnétite (**Planche 4a**). En lame mince (JM-98026-A1,A2), ce faciès est dominé par du quartz et de la magnétite avec des quantités variables de hornblende, de grunérite et de grenat. L'autre faciès observé, celui des silicates de fer, est caractérisé par l'alternance de lits et de lamines de chert recristallisé avec des lits et des lamines à patine verdâtre à rouille (**Planche 4a**), riches en amphiboles et en grenat. En lame mince (JM-98026-A3; 98049-A2), ce faciès est constitué majoritairement par l'assemblage quartz-hornblende-grunérite-grenat $\pm$ magnétite $\pm$ chlorite. Il semble avoir une diminution du faciès des silicates de fer de l'ouest vers l'est.

### **Basalte magnésien**

Plus au nord, la formation de fer et les filons-couches de gabbro sont recouverts par une séquence de coulées de basalte de 1 à 1,5 km de large. Plusieurs chambres d'écoulement dans les coussins ont permis de mesurer les plans de litage. Le pendage des strates varie de  $40^{\circ}$  à  $80^{\circ}$ , avec une moyenne d'environ  $50^{\circ}$ . L'épaisseur de la séquence est estimée à environ 800 m, ce qui représente une épaisseur minimale car au nord les basaltes sont tronqués par une diorite tardive appartenant aux intrusions de Duncan (Goutier *et al.*, 1999b, 2000). La séquence est composée de coulées coussinées et massives interlitées de quelques rares niveaux de brèches de quelques mètres d'épaisseur. Le faciès coussiné domine sur le faciès massif. La composition magnésienne des basaltes ( $> 9\%$  MgO) est déterminée sur seulement 3 échantillons prélevés dans la partie inférieure de l'unité entre les lacs Nénuphar et Sakami. La composition magnésienne ne pourrait être qu'un faciès plus mafique à l'intérieur d'une unité basaltique semblable à celle du bloc A et à celle de la partie inférieure du bloc B. La déformation est relativement plus faible comparativement à la séquence localisée au sud lac Nénuphar, les formes originelles des coussins sont clairement visibles. Ceux-ci sont de couleur vert foncé et ont des formes ovoïdes variant en taille de 15 x 15 cm à 2 m x 50 cm. Ils ont des bordures vertes très sombres de 1 à 4 cm d'épaisseur. Localement, du

matériel fragmentaire hyaloclastique de moins de 1 cm de diamètre est visible entre les coussins, particulièrement dans les zones de forme triangulaires entre ces coussins. Il n'y a pas d'horizon distinct de matériel hyaloclastique. Des polarités déduites par la forme des coussins et la présence de pédoncules sont facilement observables. Plusieurs coussins renferment des chambres de vidange, vides ou remplies de quartz blanc laiteux, simples ou plus rarement multiples, qui se concentrent dans le tiers supérieur des coussins. Nos mesures de litage varient entre 95-130°/40-55 dans la séquence basaltique. La partie nord de la séquence est un peu plus déformée, marquée par une schistosité mieux développée et l'aplatissement des coussins. Seulement un renversement de polarité a été noté et le pli en question est probablement un pli parasitique de 20 m de longueur d'onde maximum dans une séquence monoclinale. Les coulées massives, moins abondante que le faciès coussiné se concentrent à la base de la séquence. Les contacts entre les coulées individuelles se distinguent mal, là où ils ont été reconnus ils semblent avoir des épaisseurs entre 2 et 15 m. Un horizon bréchique, de 20 cm à 1 m d'épaisseur par 50 m de longueur, est visible au sommet de la séquence affleurante, renferme des blocs et des lapilli de coussins. La matrice est fortement altérée en oxydes de fer et contient de 2 à 5 % de PY et de PO.

Plus au nord, il y a une zone de 500 m de large sans affleurements entre le sommet de la séquence basaltique et des affleurements de diorite massive assignés aux intrusions de Duncan (Goutier *et al.*, 1999b).

## 5.5) Intrusions

### 5.5.1) Intrusions syn-volcaniques

Les intrusions synvolcaniques comprennent les filons-couches et les dykes mafiques à ultramafiques qui recoupent les grès de la Formation d'Apple et les basaltes et grès du Groupe de Yasinski. Les observations suivantes nous incitent à interpréter ces intrusions comme étant syn-volcanique :

- Localement, la différence entre des coulées massives de basalte et les gabbros est nébuleuse
- Localement, les intrusions ultramafiques montrent des contacts graduels avec les gabbros et forment probablement des intrusions différenciées
- Des fragments de gabbro et de pyroxénite ont été observés dans le conglomérat polygénique
- Les intrusions ultramafiques sont absentes de l'unité sommitale de basalte magnésien. Ainsi, elles pourraient représenter les intrusions nourricières des basaltes magnésiens
- Les intrusions ultramafiques et de gabbro renferment les mêmes assemblages de minéraux d'altération présents dans les basaltes. Les zones d'altération, dont la plupart sont stratiformes, sont interprétées comme étant syn-volcanique (voir la section sur l'altération)
- L'intensité de déformation est généralement comparable aux basaltes encaissants

### Gabbro

Dans le bloc structural A, les intrusions de gabbro abondent dans la partie sommitale de la Formation d'Apple. À cet endroit, des filons-couches de gabbro, simples ou multiples, de 1 à 15 m d'épaisseur ont été notés. La séquence de basaltes renferme peu d'intrusions de gabbro. Des filons-couches de gabbros ont aussi été observés dans la partie sommitale de la séquence, à proximité des horizons de formations de fer plissés. À cet endroit, ils forment des horizons, de 5 à 40 m d'épaisseur, séparés par de plus minces niveaux de formations de fer et d'intrusions ultramafiques. La patine de ces gabbros massifs est de couleur noir à vert très sombre. En lame mince (JM-98044-B1; JM-98068-H1), l'assemblage caractérisant les gabbros est hornblende-plagioclase-quartz-sphène-épidote.

Dans le bloc B, les gabbros recoupent presque toutes les unités volcaniques et sédimentaires, mais sont particulièrement abondants dans la séquence conglomératique/gréseuse et dans les horizons de formation de fer. Ils semblent être absents de l'unité de basalte magnésien au sommet du bloc B. À la base, dans l'unité de coulées de basalte, des horizons lenticulaires de gabbro de 10 à 40 m d'épaisseur, ont été notés. Ils sont massifs, mésocrates et de couleur sombre. Pétrographiquement, ces gabbros (JM-98001-D1; 98005-A1, B1; 98006-F1; 98007-B2; 98015-D1) renferment l'assemblage hornblende-plagioclase-quartz-sphène-opaques. Au sommet des basaltes et en contact avec l'unité de conglomérat polygénique sus-

jacente, un filon-couche de gabbro de 1 à 30 m d'épaisseur a été suivi sur plus de 500 m (Figs. 9 et 10). Ce gabbro mésocrate renferme une zone d'altération en biotite-grenat±staurotide±tourmaline, de 1 à 4 m d'épaisseur, dont nous discuterons plus loin.

La partie supérieure de la séquence de conglomérat/grès est également envahie par de nombreux filons-couches de gabbro (Fig. 11). Ces filons-couches sont massifs mésocrates et ont entre 1 et 20 m d'épaisseur. Les horizons de formation de fer sus-jacents sont séparés les uns des autres par des filons-couches de gabbro massifs et grenus qui ont des épaisseurs variant entre 10 et 60 m d'épaisseur. En lame mince (JM-98021-A1), les cristaux de hornblende (60%) atteignent de 2 à 4 mm. Le reste de l'assemblage est composé de plagioclase-quartz-minéraux opaques. Au nord du lac Sakami, affleurements JM-98078, 98079, des horizons d'altération lenticulaires d'échelle métrique renfermant un schiste à grenat-biotite-muscovite-quartz ont été observés. Ces zones sont semblables aux gabbros altérés, localisés sous l'horizon de conglomérat/grès situé au NW du lac Nénuphar.

### **Intrusions ultramafiques**

Des dykes de composition ultramafique recoupent à plusieurs endroits la Formation d'Apple et la séquence basaltique des deux blocs structuraux, mais ces dykes sont plus rares dans l'unité de conglomérats/grès et dans l'unité de formation de fer sus-jacente. Ces dykes sont complètement absents de l'unité sommitale de basalte magnésien. Sur l'affleurement où la discordance entre le socle et la Formation d'Apple a été notée (Fig. 7), des dykes ultramafiques, de 1 à 4 m d'épaisseur, ont été observés recoupant un filon-couche de gabbro. En surface d'altération, ils sont de couleur vert pâle, gris ou brunâtre-orangé, lézardés de veinules de chlorite-serpentine et magnétique. En lame mince (JM-98068-I1), ils renferment l'assemblage trémolite-calcite-talc-serpentine-chlorite. Plusieurs intrusions ultramafiques sont injectées dans la séquence basaltique sus-jacente. Dans le bloc A au nord du lac Shpogan, ces dykes forment un horizon d'une largeur de 70 m, observé sur une distance de 1,5 km. Les intrusions forment des corps tabulaires, de 5 à 30 m d'épaisseur et d'environ 100-300 m de longueur, généralement parallèle au grain tectonique. Les intrusions ultramafiques sont séparés par des filons-couches de gabbro et des coulées de basaltes. Localement, un contact graduel avec une intrusion de gabbro a été noté. En lame mince (JM-98027-A1), ces intrusions renferment l'assemblage serpentine-talc-carbonate-chlorite-magnétite.

Dans le bloc B, les dykes de composition ultramafique qui recoupent la séquence basaltique inférieure ont de 0,5 à 20 m de large et une patine d'altération hétérogène variant de vert pâle à brunâtre. Ils sont magnétiques. Des fragments de roches ultramafiques (JM-98005-E1), riches en trémolite, ont été observés dans le conglomérat polygénique sus-jacent, indiquant que les intrusions ultramafiques sont syn-volcaniques. En lame mince (JM-98006-C1; 98015-A1, A2; 98016-A2), ces dykes sont caractérisés par des proportions variables de l'assemblage trémolite-chlorite-talc-serpentine-carbonates-magnétite. Ces intrusions sont plus riches en trémolite que ceux recoupant les volcanites du bloc A. Des zones d'échelle métrique très riches en cristaux prismatiques de tourmaline de couleur noir ont été notés. Les caractéristiques de ces zones sont décrites plus en détail dans une section séparée. Étant donné que nous n'avons pas observé d'intrusions ultramafiques dans l'unité de basalte magnésien dans la partie supérieure du bloc B, les intrusions ultramafiques à la base du bloc représentent possiblement les dykes nourriciers des basaltes magnésiens.

### **5.5.2) Dykes archéens tardifs**

#### **Lamprophyre**

Un dyke de lamprophyre massif, de 1 m de largeur et à patine grisâtre, recoupe des coulées de basalte coussiné, de l'unité de basalte magnésien dans la partie supérieure du bloc B. Il est légèrement porphyrique en hornblende et en biotite et il renferme des xénolites arrondis de tonalite. En lame mince (JM-98046-B1), il renferme des cristaux de quartz recristallisé (1%), de plagioclase (3%), de hornblende (7%), entouré d'une matrice riche en lattes de plagioclase et de hornblende. Pétrographiquement ce dyke

de lamprophyre serait une spessartite. L'analyse géochimique (JM-98046-B1) montre les teneurs en SiO<sub>2</sub> (58,9%) et en K<sub>2</sub>O (0,68%) compatible avec cette variété de lamprophyre.

### Dykes felsiques à grain fin

Des dykes felsiques massifs gris pâle à grain fin recourent les unités volcaniques du bloc B. Ils ont des largeurs variant entre 1 et 17 m. En lame mince (JM-98001-C1; 98047-B1), des petits pénécratiaux de quartz et de plagioclase baignent dans une matrice constituée de l'assemblage quartz-plagioclase-muscovite-biotite±hornblende±calcite. Les analyses géochimiques (JM-98001-C1; 98047-B1) indiquent des teneurs en SiO<sub>2</sub> de 67,6-77,0% et en K<sub>2</sub>O de 3,74-4,35%.

### 5.5.3) Intrusion de diorite/diorite quartifère

Un affleurement isolé de diorite à grain grossier a été noté à 500 m au nord de l'unité de basalte magnésien du bloc B. Cette unité est massive à légèrement foliée et contient des enclaves mafiques à grain fin. En lame mince (JM-98057-A1), l'assemblage plagioclase-hornblende-épidote-quartz-sphène-chlorite a été noté. Cette intrusion a été assignée aux intrusions de Duncan par Goutier *et al.* (1999b, 2000).

### 5.5.4) Dykes gabbro protérozoïques

Le secteur du lac Shpogan renferme quelques dykes de gabbro protérozoïques subverticaux de 3 à 60 m de large, orientés N-S à NNW, qui recourent toutes les unités. Ces dykes sont massifs, magnétiques et se distinguent par un relief positif, bien visible sur les photos-aériennes. Le gabbro a une patine d'altération brunâtre et une couleur vert foncé en surface fraîche. Ils se différencient facilement des gabbros archéens. Ces dykes avaient été corrélés avec les dykes Lac Esprit (Goutier *et al.*, 1999b), daté à 2069 ± 1 Ma (Ernst *et al.*, 1998), mais les données paléomagnétiques en cours indiquent qu'ils appartiendraient à une nouvelle famille de dykes protérozoïques.

## 6.0) Lithogéochimie

Plusieurs échantillons lithogéochimiques ont été prélevés dans les diverses lithologies constituant la Formation d'Apple et le Groupe de Yasinski, afin d'établir la signature géochimique de ces unités (**Annexes 4 et 6**). La majorité de ces échantillons proviennent des basaltes et des gabbros. Cette section représente principalement la composition des roches fraîches. La géochimie des roches altérées est discutée dans une autre section. Il faut souligner qu'une étude géochimique détaillée sur les roches volcaniques du Groupe de Yasinski (Richer-Lafleche *et al.*, 2000) a été effectuée dans le cadre des travaux de l'été 1998. Le lecteur devra consulter cette étude pour une obtenir une interprétation détaillée sur la géochimie et la pétrogenèse des roches volcaniques du Groupe de Yasinski. La section qui suit est essentiellement limitée à la classification des basaltes.

### 6.1) Basaltes

Les coulées de basaltes ont des teneurs en SiO<sub>2</sub> qui varient de 48,0 à 51,40% (**Fig. 12**). Seulement l'échantillon (JM-98001-A1) possède une composition d'andésite basaltique (SiO<sub>2</sub> 54,0%). Les basaltes sont tous tholéitiques (Zr/Y 2,17-3,00). Les coulées localisées au-dessus des horizons de formation de fer du bloc B (JM-98036-A1, 98077-A1, 98081-A1), ont des compositions plus mafiques de basalte magnésien, avec des teneurs plus élevés en MgO (10,70-11,00%) et en Cr (570-1100 ppm). Ces derniers ont des teneurs en TiO<sub>2</sub> de 0,46-0,53%. Un échantillon (JM-98027-E1), localisé dans la partie inférieure du bloc A, indique également une composition de basalte magnésien (9,11% MgO, 0,78% TiO<sub>2</sub>). Généralement, il semble que les basaltes les plus évolués (TiO<sub>2</sub> > 1%) sont localisés sous l'unité de

conglomérat polygénique du bloc B, ainsi que dans la partie supérieure de la séquence basaltique du bloc A.

Les échantillons de basaltes frais ont généralement des valeurs en Na<sub>2</sub>O supérieures à 2% et des valeurs en K<sub>2</sub>O inférieures à 0,5%, reflétant une faible abondance en chlorite et en biotite respectivement. Plusieurs indices d'altération ont été calculés (**annexes 6 et 8**). Les basaltes les plus frais ont des valeurs inférieures à 45, pour l'indice Ishikawa, et à 50, pour l'indice de chloritisation. L'indice de séricitisation est inférieur à 25 sauf pour l'échantillon JM-98053-A1.

## 6.2) Gabbros

Des échantillons ont été prélevés de dykes et de filons-couches de gabbro recoupant les grès de la Formation d'Apple, les coulées de basaltes, les horizons de formation de fer et l'unité de conglomérat/grès. Les gabbros sont d'affinité tholéitique (Zr/Y 1,94-4,84, moyenne 2,74) et pourraient être co-magmatiques aux basaltes du Groupe de Yasinski (**Fig. 13**).

Les échantillons de gabbros frais ont des valeurs en Na<sub>2</sub>O supérieures à 1% (moyenne 1,81%) et des valeurs en K<sub>2</sub>O inférieures à 0,5% (moyenne 0,33%), sauf pour certains dykes recoupant les grès de la Formation d'Apple. Ces gabbros ont des valeurs inférieures à 45, pour l'indice d'Ishikawa (moyenne 40), et à 55, pour l'indice de chloritisation (moyenne 49). L'indice de séricitisation est inférieur à 30 (moyenne 17).

## 6.3) Intrusions ultramafiques

Des échantillons ont été prélevés dans des intrusions ultramafiques recoupant la partie sommitale de la Formation d'Apple (JM-98032-C1, 98068-11) et les coulées de basalte, localisées sous l'horizon de conglomérat/grès du bloc B (JM-98006-C1, 980015-A1, A2, 98016-A2). De plus, un fragment de composition ultramafique localisé dans l'horizon de conglomérat polygénique du bloc B (JM-98005-E1) a été prélevé. Les intrusions ont des teneurs en MgO (12,90-23,60%), en Ni (290-1300 ppm) et en Cr (1700-6800 ppm) typiques de roches ultramafiques. Leurs ratios de Zr/Y sont variables, entre 1,00 et 5,71. L'unité de basalte magnésien, dans la partie supérieure de la séquence volcano-sédimentaire du bloc B, ne contient pas d'intrusion ultramafique, indiquant que cette unité représente peut être l'équivalent extrusif des intrusions ultramafiques observées plus bas dans la séquence stratigraphique.

Les intrusions ultramafiques ont généralement des valeurs en Na<sub>2</sub>O supérieures à 0,5% et des valeurs en K<sub>2</sub>O inférieures à 0,2%. Les ultramafites ont des valeurs inférieures à 80, pour l'indice Ishikawa, et à 75, pour l'indice de chloritisation. L'indice de séricitisation est inférieur à 23, sauf pour l'échantillon JM-98062-A1, prélevé dans le secteur gîte d'Apple, qui possède une teneur de 0,2% en K<sub>2</sub>O et contient 3% de BO.

## 7.0) Géologie économique

Dans le secteur du lac Shpogan, le Groupe de Yasinski renferme plusieurs zones d'altération contenant des quantités variables de sulfures et d'oxydes de fer. Nous avons prélevé un total de 31 échantillons des diverses zones pour établir leurs teneurs en métaux usuels et précieux (**Annexes 3 et 7**). Aucun des échantillons ne contient des teneurs supérieures aux seuils d'indices minéralisés du MRNQ. Quelques échantillons ont rapporté des valeurs anormales. Les minéralisations sulfurées ont été regroupées selon les types suivants.

### 7.1) Formation de fer sulfurée

Des zones rouillées, d'échelle métrique, ont été observées dans les horizons de formation de fer. Elles sont typiquement lenticulaires, allongées sub-parallèlement au litage et sont riches en oxydes de fer. La patine d'altération varie de rouille à bleutée avec localement des efflorescences blancâtre en amas et en veinules (oxydes de zinc ?). Due à une oxydation profonde, il est parfois difficile de reconnaître et de différencier les sulfures, là où ils ont pu être observé, ceux-ci sont constitués essentiellement de pyrite ou de pyrrhotine (1-5%). Les meilleures valeurs obtenues (JM-98020-A2) sont de 390 ppm Cu et 71 ppb Au. Les travaux de projection fait en 1999 par Mines d'Or Virginia ont permis de mettre jour un indice aurifère dans un horizon de formation de fer sulfuré, localisé dans le bloc A à 1,4 km au NE du lac Shpogan (Roy, 1999). Cet indice a rapporté une valeur de 2,59 g/t Au sur 3,5 m en rainure et jusqu'à 20,15 g/t Au pour les échantillons choisis (Roy, 1999). Les autres zones sulfurées des formations de fer du bloc A et B ont rapporté des valeurs de l'ordre de quelques dizaines à centaines (maximum 540) de ppb Au.

## **7.2) Grès et conglomérats sulfurés de la Formation d'Apple**

Plusieurs zones rouillées ont été observées dans les grès et les conglomérats de la partie sommitale de la Formation d'Apple, au sud du lac Nénuphar. Un échantillon (JM-98043-E1) dans une de ces zones n'a rapporté que de faibles valeurs (41 ppb Au et 157 ppm Cu), un autre affleurement dans le même secteur (98-JG-2053) a rapporté 610 ppm Cu et 250 ppb Pb. Des traces de galène et de sphalérite ont été rapportées au même endroit par Roscoe et Donaldson (1988). Des forages effectués par Canico, dans les arénites de la Formation d'Apple, au sud du lac Nénuphar, ont recoupé de minces horizons décimétriques minéralisés en pyrite-pyrrhotine-chalcopyrite-sphalérite-galène. Les valeurs comprennent 2,3% Cu sur 30 cm, 2,3% Zn sur 20 cm et 2,0% Zn sur 30 cm (Atkins, 1973).

## **7.3) Zones sulfurées dans la séquence basaltique**

Dans le secteur du lac Shpogan, les coulées de basalte du Groupe de Yasinski renferment plusieurs zones sulfurées dont la distribution semble être contrôlée par la porosité primaire de certains faciès. La plupart de ces zones sont localisées dans des horizons volcanoclastiques interstratifiées avec des coulées coussinées et massives. Ces horizons mesurent entre 50 cm et 3 m d'épaisseur et se caractérisent par une matrice à patine rouillée renfermant de 1 à 5% de pyrite et/ou pyrrhotine. Ces horizons sont concentrés dans la partie supérieure du bloc A, à proximité des horizons de formation de fer plissés, et dans l'unité de basalte magnésien, dans la partie supérieure du bloc B. Au NW du lac Nénuphar, les coulées coussinées, localisées sous la zone d'altération alumineuse au contact entre un filon-couche de gabbro et l'unité de conglomérat polygénique sus-jacent, contiennent une zone altérée mesurant 3 à 15 m de large. Cette zone est caractérisée par la silicification et l'épidotisation des cavités intercoussins avec, localement, la présence de 1 à 5% de pyrite. Ces zones d'altération sont en relief positif et ont une patine de couleur gris-vert pâle à rouille. Le cœur des coussins semble peu affecté par cette altération. Les meilleures valeurs d'analyses obtenues sont de 613 ppm Cu (JM-98046-A1) et de 350 ppm Zn (JM-98035-C2).

## **7.4) Chert sulfuré**

Au NW du lac Nénuphar, deux horizons de chert sulfuré intercalés dans un filon-couche de gabbro, situés en dessous de l'horizon de conglomérat polygénique, ont été notés. La patine d'altération est intensément rouillée avec localement des amas et des veinules blanches en efflorescence (hydrozincite ?). Trois échantillons ont été prélevés dans ces horizons (JM-98005-C1, C2 et C3) et les meilleures valeurs obtenues sont de 1 700 ppm Cu et de 300 ppm Zn. Les basaltes coussinés encaissants contiennent des zones d'altération (Si<sup>+</sup>, EP<sup>+</sup>, PY<sup>+</sup>) dans les interstices des coussins.

## **7.5) Zones d'altération alumineuse dans les basaltes et les gabbros**

Dans le bloc structural A, l'unité de basalte altéré en biotite-grenat±staurotide±andalousite renferme des zones rouillées de forme irrégulière, d'échelle métrique, qui renferment des traces de pyrite.

Au NW du lac Nénuphar, dans le bloc B, le filon-couche de gabbro altéré en biotite-grenat±staurotide±andalousite±tourmaline englobe également des zones minéralisées contenant des traces de pyrite. La meilleure valeur obtenue (JM-98033-B3) est de 110 ppb Au.

#### **7.6) Zones pyritisées dans l'unité de conglomérat/grès du bloc B**

Au NW du lac Nénuphar, l'unité de conglomérat polygénique/grès inclut des lentilles, de 0,5 à 2 m d'épaisseur, parallèles à la stratification constituées de faibles quantités de pyrite ( $\leq 2\%$ ). Ces lentilles sont localisées dans les grès de la partie supérieure de l'unité. Localement ces grès renferment aussi de la magnétite et du grenat. Les meilleures valeurs obtenues sont de 630 ppm Cu (JM-98019-D2) et 220 ppb As (JM-98038-A4).

#### **8.0) Zones d'altération dans la séquence basaltique**

Des zones d'altération caractérisées par l'abondance de certains minéraux du faciès amphibolite, tels que la biotite, le grenat, la staurotide, l'andalousite et la tourmaline, ont été observés à plusieurs endroits dans les roches volcanosédimentaires et intrusives du secteur du lac Shpogan. Nous avons effectué des travaux de cartographie détaillée (1 : 100) et d'échantillonnage sur ces sites pour établir les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de ces zones. L'étude de ces zones a été réalisée pour définir leur ressemblance avec des zones d'altération associées aux gîtes de Cu-Zn de type sulfures massifs volcanogènes métamorphisés au faciès des amphibolites. Quatre types de zones d'altération ont été reconnus dans le Groupe de Yasinski :

- 1) des zones épidotisées dans les coulées de basalte
- 2) une zone d'altération alumineuse enrichie en biotite-grenat±staurotide±andalousite dans les basaltes de la partie inférieure du bloc A
- 3) une zone d'altération alumineuse enrichie en biotite-grenat±staurotide±tourmaline dans un filon-couche de gabbro au contact entre les coulées de basalte et le conglomérat polygénique sus-jacent dans le bloc B
- 4) des zones enrichies en tourmaline, principalement concentrées dans les intrusions ultramafiques.

#### **8.1) Épidotisation dans les basaltes**

Des zones riches en épidote/clinozoïsite ont été notées localement dans la séquence de coulées de basalte. Celles-ci sont surtout concentrées dans l'unité de basalte, à la base du bloc B, localisé sous l'horizon de gabbro altéré. Localement, les zones intercoussins sont soulignées par une abondance d'épidote et de pyrite disséminée ( $\leq 5\%$ ). En lame mince (JM-9800-A3; 98004-A1, A4), ces zones se caractérisent par une abondance d'épidote/clinozoïsite (15-60%) par rapport à la hornblende, soit environ 30% de hornblende au lieu de 60% dans les basaltes frais. Le reste de l'assemblage minéralogique est relativement semblable.

Les basaltes épidotisés se différencient par de faibles teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\leq 1\%$ ) et des valeurs élevées en CaO (10,8-15,6%). Les valeurs des indices d'altération d'Ishikawa, de chloritisation et de séricitisation du basalte épidotisé sont comparables à celles des basaltes frais.

#### **8.2) Zone d'altération alumineuse dans les basaltes du bloc A**

Les coulées de basalte du bloc A comprennent des zones d'altération alumineuses enrichies principalement en biotite-grenat. Les filons-couches de gabbro injectés dans les horizons de formation de



fer du bloc B, à proximité de la faille de chevauchement du lac Nénuphar, renferment aussi localement de telles zones. Ces zones ont des dimensions variées, de moins de 1 m à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, avec des extensions latérales, de quelques décimètres à plusieurs centaines de mètres, le long de la stratification et/ou de la schistosité dominante. Les contacts avec les basaltes frais sont graduels sur quelques décimètres à quelques mètres. Au SE du lac Nénuphar, en contact avec les grès de la Formation d'Apple sous-jacente, les zones d'altération forment un réseau anastomosé complexe renfermant des enclaves de basalte frais ou peu altérés cernés par des bandes, d'épaisseurs métriques à décimétriques, altérées plus intensément. Dans son ensemble, cet horizon altéré a une épaisseur maximale de 200 m et peut être suivi latéralement sur une distance d'environ 4 km. En se déplaçant vers l'ouest, l'épaisseur de ces zones d'altération diminue progressivement et celles-ci deviennent discontinues. Des lambeaux isolés de quelques mètres d'épaisseur ont été observés jusqu'à l'horizon principal de la formation de fer à l'ouest du dyke de gabbro protérozoïque. Vers l'est et le nord, la faille du lac Nénuphar marque généralement la limite de cet horizon.

Une zonalité dans la distribution des minéraux d'altération a été observée. Les basaltes qui semblent frais, localisés à proximité des zones d'altération (JM-98001-A2; 98053-A1), se démarquent des basaltes frais localisés ailleurs dans la séquence, par la présence de biotite à grain fin (1-5%) et localement par une proportion plus importante de sphène et d'épidote et légèrement plus faible en hornblende. Ces basaltes ont aussi des teneurs plus élevées en  $K_2O$  ( $\geq 0,5\%$ ) comparativement à la moyenne des basaltes frais (0,23%). Les valeurs de l'indice de séricitisation (22-46%) sont plus élevées que la moyenne des basaltes frais (11%). Les valeurs des indices de chloritisation (45-49%) et d'Ishikawa (35-37%) sont comparables aux basaltes frais, soit 45% et 37% respectivement. Dans la zone d'altération reconnaissable sur le terrain, nous avons reconnu trois faciès distincts, basé sur des critères texturaux et minéralogiques.

#### **Faciès d'altération 1**

Généralement, le faciès d'altération 1, cartographié en contact avec les basaltes relativement frais, est constitué de biotite-muscovite. Il se présente en relief négatif par rapport aux basaltes frais et montre une alternance de lamines vert pâle et beige, parallèles à la schistosité (**Planche 4b**). En lame mince (JM-98033-B1; 98039-A1) on note l'assemblage actinote-hornblende-biotite-clinozoïsite-muscovite-quartz-plagioclase-minéraux opaques (**Planche 4c**). Les teneurs en  $K_2O$  (1,4-1,8%) sont nettement plus élevées que la moyenne des basaltes frais (0,23%). Les valeurs de l'indice de séricitisation sont nettement plus élevées (76-83%) que la moyenne des basaltes frais (11%).

#### **Faciès d'altération 2**

Le passage au faciès 2 est progressif. Celui-ci est caractérisé par une quantité variable (2-15%) de grenats idiomorphes, communément distribués en chapelet, dans une matrice schisteuse de couleur beige à vert pâle (**Planche 4d**). Localement, ce faciès a une texture rubanée avec des bandes riches en grenat-biotite alternant avec des bandes riches en quartz-plagioclase. En lame mince (JM-98033-C1; 98039-A2; 98073-C1), le faciès 2 se définit par l'assemblage chlorite-biotite-grenat-quartz-plagioclase-minéraux opaques±sphène±actinote±grunérite. La proportion de chlorite et de biotite est très variable dans ce faciès, ce qui se reflète dans les teneurs des éléments majeurs. Les valeurs des indices d'altération d'Ishikawa (44-90%), de chloritisation (57-95%) et de séricitisation (30-46%) sont beaucoup plus élevées que les moyennes des basaltes frais, 37%, 45% et 11% respectivement.

#### **Faciès d'altération 3**

Le faciès 3 est en contact graduel avec le faciès 2. Ce faciès se distingue par une patine d'altération brunâtre à localement rouille, une granulométrie plus grossière, une plus grande proportion de biotite et de grenat et l'apparition de staurotide (**Planche 4e**). Les cristaux de staurotide (5-25%), prismatiques et poeciloblastiques, possède un pléochroïsme intense jaune doré. Le grenat se présente en gros cristaux idioblastiques, faisant jusqu'à 1cm de diamètre, généralement craquelés et localement poeciloblastiques. Deux épisodes de cristallisation de la biotite semblent exister. Une première génération de biotite possède une exfoliation prononcée tandis que la seconde est intacte et présente un pléochroïsme intense brun-miel à brun rougeâtre. La cordiérite, observée en trace à deux endroits, est poeciloblastique et se distingue du quartz par une altération jaunâtre lui donnant un aspect tacheté et par l'extinction uniforme des grains. La particularité de ce faciès (JM-98033-C1; 98039-A4; 98073-B1; 98073-B2; 98084-D2) est définie par une augmentation dans les teneurs de  $SiO_2$  (61-64%), de  $Al_2O_3$  (12-20%), de  $K_2O$  (0,5-1,3%),

de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12-23%) et une baisse des teneurs de  $\text{MgO}$  (0,8-3,7%), de  $\text{CaO}$  (0,2-2,6%) et de  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,1-0,16%) comparativement à la moyenne des basaltes frais. Les valeurs des indices de d'Ishikawa (64-93%), de chloritisation (77-98%) et de séricitisation (70-90%) sont très élevés par rapport à celles des basaltes frais.

#### **Faciès d'altération 4**

Le faciès 4 forme des zones d'échelle métrique mal définies à l'intérieur du faciès 3 (**Planche 4f**). Ce faciès se distingue par des amas xénomorphes, de 0,2 à 2 cm de diamètre, d'andalousite de couleur gris-bleuté en surface d'altération. Le reste de l'assemblage est similaire au faciès 3. L'andalousite se présente en grains xénoblastiques et poeciloblastiques faisant <1 à 3mm (**Planche 5a**), mais les amas de grains peuvent atteindre jusqu'à 1 à 2 cm. Ce faciès (JM-98039-A3; 98060-C1,C2) est marqué par une augmentation dans les teneurs de  $\text{SiO}_2$  (54-70%), de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12-21%), de  $\text{K}_2\text{O}$  (1,4-3,3%), et une diminution des teneurs de  $\text{MgO}$  (1,3-2,6%), de  $\text{CaO}$  (0,02-0,4%) et de  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,3-0,6%), comparativement à la moyenne des basaltes frais. Les valeurs des indices de d'Ishikawa (78-95%), de chloritisation (88-98%) et de séricitisation (78-92%) sont également très élevées par rapport à celles des basaltes frais.

En lame mince, aucune orientation préférentielle n'a été observée dans la plupart des basaltes altérés alumineux. La cristallisation des assemblages de minéraux alumineux semble donc post-tectonique. La présence de l'andalousite, de la staurotide et de la chlorite prograde suggère un métamorphisme de basse pression. Les conditions du métamorphisme seront discutées en détail plus loin.

### **8.3) Zone d'altération alumineuse dans les gabbros du bloc B**

Un horizon d'altération alumineuse a été observé dans un filon-couche de gabbro localisé au NW du lac Nénuphar, dans le bloc B, au contact entre la séquence de basalte inférieure et l'horizon de conglomérat polygénique sus-jacent. Cet horizon, de 2 à 28 m de largeur sur une distance latérale de 650 m (**Figs. 8-9**), se distingue par la présence de minéraux d'altération alumineux, tels que la biotite, la muscovite et le grenat. Localement, la staurotide, l'andalousite et la tourmaline ont été reconnues dans les faciès les plus intensément altérés. La plus grande partie de l'altération, ainsi que les faciès les plus intensément altérés, sont confinés au filon-couche de gabbro. La partie basale du conglomérat polygénique sus-jacent contient une zone d'altération de 1 à 5 m d'épaisseur. Celle-ci contient des fragments de gabbros et de basaltes altérés (biotite-grenat±staurotide) à contours anguleux, identiques aux unités altérées sous-jacentes, ainsi que d'autres fragments avec des halos d'altération concentriques indiquant une altération in-situ après leur déposition. La matrice est localement riche en grenat-biotite. Ces deux types de fragments altérés ainsi que la présence de biotite et de grenat dans la matrice, suggèrent que le conglomérat a été déposé peu après le début du système hydrothermal qui a perduré quelque temps après la déposition des premières unités du conglomérat.

L'horizon d'altération dans le filon-couche de gabbro montre une zonalité dans la distribution des minéraux alumineux. Trois faciès d'altération ont été observés dans le filon-couche de gabbro.

#### **Faciès d'altération 1**

Le faciès 1 représente le gabbro le moins altéré de la zone d'altération. Il est caractérisé par une patine d'altération nettement plus pâle (**Planche 5b**) que le gabbro frais. La granulométrie grossière du gabbro, d'aspect poivre et sel, est bien visible avec des cristaux de hornblende bien démarqués. Ce faciès (JM-98005-B1, B2; JM-98009-B2) se distingue de l'assemblage typique des gabbros frais de la séquence volcanique par la présence, en proportion variable, de biotite-chlorite-sphène±cummingtonite±muscovite. Les minéraux micacés forment généralement moins de 10% des constituants. Dans les échantillons moins altérés de gabbro, la biotite forme souvent un enchevêtrement de feuillets entre les aiguilles de hornblende, tandis que la titanite est présente soit en gros grains ou en amas de petits grains sub-arrondis dans la matrice de plagioclase. La cummingtonite a été observée recoupant la hornblende dans un échantillon de gabbro faiblement altéré (JM-98005-B1), et se distingue de la hornblende par son faible pléochroïsme vert pâle et sa forme en fines aiguilles allongées. Le faciès 1 (JM-98005-B1, B2; 98009-B2) est caractérisé par une augmentation dans les teneurs de  $\text{K}_2\text{O}$  (0,14-1,7%) et une diminution à la fois des teneurs de  $\text{CaO}$  (5,5-

10,3%) et de Na<sub>2</sub>O (0,6-1,1%) comparativement à la moyenne des gabbros frais. Les valeurs des indices de d'Ishikawa (41-62%), de chloritisation (48-70%) et de séricitisation (20-74%) sont plus élevés que celles des gabbros frais.

### **Faciès d'altération 2**

Le faciès 2 correspond au gabbro moyennement altéré caractérisé par l'apparition du grenat et une plus grande abondance de biotite et de chlorite (**Planche 5c**). La texture poivre et sel à grain grossier est encore localement visible, mais les hornblendes ont été remplacées par des amas de chlorite-biotite. En lame mince (JM-98001-D2, D4; 98005-B3; 98007-B1; 98009-B3), l'assemblage biotite (5-35%)-grenat (5-25%)-chlorite (5-40%)-plagioclase-quartz±épidote (≤10%)±muscovite (≤10%) a été noté (**Planche 5d**). Les cristaux de grenats mesurent entre <1 et 5 mm de diamètre et n'ont pas subi de rotation durant la cristallisation. Seul un faible renflement de la schistosité S1 autour des grenats idiomorphiques est visible dans la lame 98007-B1 et suggère une croissance tardi-syn-tectonique dans un régime de faible aplatissement. Ce faciès (JM-98001-D2, D4; 98005-B3; 98007-B1; 98009-B3) est caractérisé par une légère augmentation dans les teneurs de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (moyenne 16,5%), de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (moyenne 17,1%) et une augmentation plus significative en K<sub>2</sub>O (moyenne 1,7%), ainsi que par une baisse dans les teneurs de MgO (moyenne 5%), et de CaO (4,1%), comparativement aux gabbros frais. Le Na<sub>2</sub>O dans ce faciès est très variable (0,1 à 2,0%). Les valeurs des indices d'Ishikawa (44-64%), de chloritisation (57-74%) et de séricitisation (26-95%) sont nettement plus élevées que celles des gabbros frais.

### **Faciès d'altération 3**

Le faciès 3 représente l'assemblage le plus altéré. Ce faciès se localise au sommet du filon-couche de gabbro, au contact avec le conglomérat polygénique et a une épaisseur de 2-6 m. Ce faciès (JM-98001-D3, D5; 98006-D1, D3; 98007-A1, A2; 98009-B4) est défini par l'abondance de biotite (20-40%) et de grenat (20-50%) et par l'apparition de la staurotide (0-10%) et, localement, de l'andalousite (0-5%) et de la tourmaline (0-10%). Ce faciès ne présente aucune texture primaire, l'assemblage minéral des gabbros frais, maintenant transformé en hornblende-plagioclase, a été complètement remplacé. La transition entre le faciès 2 et 3 est caractérisé par l'apparition de veinules très riche en quartz-grenat-biotite±staurotide±tourmaline, typiquement en relief positif (**Planche 5e**). Vers le contact gabbro-conglomérat, sur une distance de 1 à 4 m, la densité des veinules dans le gabbro augmente progressivement, les veinules s'amalgamant pour ne former qu'un horizon homogène typique de la partie sommitale du faciès 3 (**Planche 5f**). Ces veinules forment un réseau plus ou moins orthogonal, avec des veinules orientées perpendiculairement et parallèlement au plans de stratification/schistosité (S0/S1). Les veinules perpendiculaires au plan S0/S1 sont localement plissotées avec la schistosité S1 comme plan axial. Les zones riches en veinules forment localement des lentilles discontinues dans le faciès 2. La patine d'altération du faciès 3 est de couleur rosé à rouille.

Plusieurs textures ont pu être observées dans les gabbros les plus altérés du faciès 3. Le grenat n'a pas subi de rotation, ce qui suggère une croissance post-tectonique. Des niveaux riches en biotite et en cristaux idiomorphiques de staurotide ne possèdent pas de fabrique évidente. La staurotide mesure <1 à 6 mm de longueur dans le cas des sections prismatiques.

En fait, la plupart des échantillons de gabbros altérés du faciès 3 ne révèlent pas d'orientation préférentielle des micas, ni de fabrique bien définie. La biotite et la chlorite forme généralement des amas de feuillets qui s'enchevêtrent. Le grenat est idiomorphique et localement poeciloblastique, surtout dans le cœur des cristaux. Les cristaux de grenats, entre <1 et 5 mm de diamètre, n'ont pas subi de rotation durant la cristallisation et la plupart semblent post-tectoniques. La biotite est parfois exfoliée et altérée en chlorite ou en margarite (mica blanc calcique). Une chlorite rétrograde verte foncée a aussi été observée remplaçant le grenat le long de craquelures dans la lame mince de gabbro altéré 98007-A2. Cette lame contient également une tourmaline vert-foncé à brunâtre en cristaux allongés et à sections triangulaires sphériques généralement zonées.

Les traits typiques de ce faciès (JM-98001-D3, D5; 98006-D1, D3; 98007-A1, A2; 98009-B4) sont caractérisés par une augmentation des teneurs de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (moyenne 19,8%), de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (moyenne 26,4%), et

une baisse des teneurs de SiO<sub>2</sub> (moyenne 44,9%), de MgO (moyenne 2,5%), de CaO (moyenne 1,5%) et de Na<sub>2</sub>O (moyenne 0,6%) comparativement à la moyenne des gabbros frais. Les valeurs des indices de d'Ishikawa (78-95%), de chloritisation (88-98%) et de séricitisation (78-92%) sont très élevées par rapport à celles des gabbros frais.

#### 8.4) Zones d'altération riches en tourmaline associées aux intrusions ultramafiques

Des roches renfermant une quantité variable de tourmaline ont été observées en association avec les intrusions ultramafiques recoupant les séquences de basalte dans les parties inférieures des blocs A et B, localisées à l'W et au NW du lac Nénuphar. Les localités sont identifiées par le point 3 sur la figure 4. Dans le bloc B, à 500 m au NW du lac Nénuphar, des intrusions de composition ultramafique recoupent la séquence de coulées de basaltes. Ces roches se situent à un niveau stratigraphique inférieur par rapport à la zone d'altération alumineuse dans le gabbro. Les affleurements sont épars et ne permettent pas de bien définir la forme des intrusions et les contacts avec les gabbros et les basaltes encaissants. Localement, ils sont en contact graduel avec une intrusion de gabbro. Deux affleurements (JM-98015, 98016) possèdent une zone riche en cristaux prismatiques de tourmaline, de 1 à 3 m d'épaisseur, au contact entre une intrusion ultramafique de couleur vert pâle, plus ou moins schisteuse, et une roche ultramafique à patine brunâtre (**Planche 6a**). La roche ultramafique vert pâle (JM-98015-A1, A2) contient un assemblage riche en chlorite-trémolite-talc. La zone tourmalinisée (JM-98015-B2, B3, 98016-A1) est caractérisée par la présence de gros cristaux prismatiques de tourmaline noire (5-50%) de 2 à 8 cm de long, de couleur noir. Les cristaux ont une plongée abrupte dans le plan de la foliation. La matrice est de couleur vert pâle. Les cristaux de tourmalines sont idioblastiques à xénoblastiques et ils sont entourés par une matrice de fines aiguilles de trémolite ou de muscovite formant des amas enchevêtrés. La chlorite magnésienne à pléochroïsme vert pâle et à biréfringence grise est parfois présente (**Planche 6b**). La tourmaline a un pléochroïsme brun-miel à vert olive (zonée de la bordure vers le cœur) dans la lame JM-98015-B2 (**Planche 6c**) et vert foncé à bleuté (zonée de la bordure vers le cœur) dans la lame JM-98016-A3 (**Planche 6d**).

Dans le bloc A, la tourmaline (2-10%) a été observée dans les zones intercoussins dans les basaltes localisés à proximité de l'horizon de filons-couches de péridotite (JM-98027-E2). Elle a également été observée dans un horizon lenticulaire, de 40 cm de large par 15 m de long (JM-98031-B1), intercalé dans l'horizon de formation de fer localisé à proximité des filons-couches de péridotite. Cet horizon renferme de 30 à 70% de cristaux de tourmaline xénoblastiques, de 3 à 15 mm de diamètre, de couleur noir dans une matrice pâle à grain fin de couleur vert-jaune. En lame mince, la matrice est formée de muscovite et d'épidote. La tourmaline montre un pléochroïsme vert foncé à noirâtre (**Planche 6e**). Le protolite de cet horizon est incertain, il n'y a pas de contact graduel avec la formation de fer encaissante et aucune trace de tourmaline n'a été observée dans cette lithologie. Les échantillons prélevés dans cette unité contiennent 10,5% MgO, ce qui est moins élevé que les échantillons prélevés dans la zone d'altération en tourmaline, dans les roches ultramafiques du bloc B (13,2 à 17,4% MgO). Néanmoins, le protolite le plus plausible serait un dyke de composition mafique à ultramafique. La tourmaline a été observée dans les interstices entre de coussins de basalte (JM-98027) localisés près de l'horizon ultramafique au nord du lac Shpogan. Des dykes ultramafiques injectés dans les arénites de la partie sommitale de la Formation d'Apple (JM-98032), à l'est du lac Nénuphar, refement des cristaux de tourmaline (5-25%).

#### 9.0) Indices géochimiques d'altération et de la minéralogie

Certains indice d'altération ont été formulés pour déterminer l'intensité de l'altération hydrothermale des roches volcaniques altérées. Les plus utilisés sont détaillés ci-dessous et ont été calculés pour l'ensemble des roches analysées provenant du secteur du lac Shpogan.

Indice ISHIKAWA:  $100 * \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}$

Indice CHLORITE:  $100 * (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + 2\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$

Indice SÉRICITE:  $100 * \text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$

## Indice SÉRICITE 2: $(K_2O/Na_2O) * 10$

Les résultats obtenus pour les gabbros et les basaltes frais et altérés sont comparés aux pourcentages de minéraux alumineux, estimés lors de l'étude pétrographique des roches du secteur du lac Shpogan à l'aide de diagrammes binaires présentés à la **figure 14**. Le pourcentage des minéraux alumineux est défini en fonction de la somme des pourcentages de biotite, de chlorite, de grenat, de muscovite, d'andalousite et de staurotide, estimés dans les lames minces étudiées.

Généralement, on constate qu'il y a une relation positive entre le pourcentage des minéraux alumineux et les index d'Ishikawa et de chlorite, ainsi que pour les deux indices de séricite et le pourcentage de la somme de la biotite et de la muscovite. La meilleure corrélation est obtenue entre le pourcentage de minéraux alumineux et l'indice de chlorite, car c'est le seul indice d'altération qui tient compte de l'enrichissement en  $Fe_2O_3$ . Ces indices sont très utiles pour évaluer l'intensité de l'altération hydrothermale, particulièrement pour les roches métavolcaniques aux faciès schistes verts, où le développement des minéraux d'altération est moins spectaculaire que dans les équivalents de grades métamorphiques plus élevés.

### 10.0) Caractéristiques géochimiques des roches altérées

Les changements de composition de masse survenus à la suite des processus d'altération hydrothermale, peuvent être déterminés en utilisant le diagramme binaire d'éléments immobiles  $Al_2O_3$ -Zr ou encore  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  (MacLean et Kranidiotis, 1987; Bernier et MacLean, 1989). Ces diagrammes permettent de définir les patrons d'altération et de différenciation magmatique (**Fig. 15**). Par exemple, dans le cas d'une roche parentale (précurseur ou protolite) ayant subi divers degrés d'altération hydrothermale, les équivalents altérés de cette roche seront distribués selon une droite qui passera par l'origine et recoupera la ligne de différenciation magmatique vis à vis la composition du précurseur. Habituellement, les roches altérées qui ont subi une perte de masse contiennent des concentrations plus élevées en éléments immobiles que le précurseur, comparativement à celles qui enregistrent un gain de masse. Dans ce dernier cas, les concentrations en éléments immobiles diminuent (dilution) par rapport au précurseur.

L'ensemble des analyses de gabbros et de basaltes frais et altérés du secteur du lac Shpogan est présenté sur un diagramme  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  (**Fig. 15**). Les lignes de différenciation magmatique (L.D.) des gabbros et des basaltes frais sont sub-horizontales avec une légère pente positive, ce qui est généralement le cas pour les roches volcaniques mafiques (Bernier et Maclean, 1989).

La **Figure 15A** démontre que la plupart des gabbros altérés se répartissent suivant la même ligne d'altération (A1), sauf pour un échantillon de gabbro plus différencié (A2). La séquence de gabbros altérés (affleurements JM-98005 à 009) semble donc dérivée essentiellement du même protolite ou précurseur peu différencié ( $TiO_2=0.5-0.6\%$ ). Mentionnons que deux échantillons de gabbros titanifères ( $TiO_2=2.80-2.88\%$ ), provenant de l'affleurement JM-98001, n'ont pas été inclus dans le diagramme de la **Figure 15A**.

La composition des basaltes frais et altérés est représentée à la **Figure 15B**. Les basaltes frais se distribuent suivant une ligne de différenciation magmatique sub-horizontale à faible pente positive comme dans le cas des gabbros. La plupart des basaltes altérés définissent une ligne d'altération (L.A.) qui recoupe la ligne de différenciation magmatique à environ 0,85%  $TiO_2$ . L'affleurement JM-98039 contient une série de basaltes altérés caractérisés par la présence de minéraux métamorphiques alumineux. Il est à noter que les équations de régression des gabbros et des basaltes altérés n'interceptent pas l'origine mais l'ordonnée à 3,95 et 3,13 %  $Al_2O_3$  respectivement. Ceci peut être attribuable à une faible variation de composition du précurseur, ou encore, à la présence de plusieurs protolites ayant des degrés de différenciation légèrement distincts.

L'emphase de l'étude de changements de masse portera principalement sur des séquences d'altération dans le gabbro (JM-98004 à 009) et le basalte (JM-98039), dont les faciès d'altération se distinguent par l'abondance de minéraux métamorphiques alumineux (grenat, staurotide, andalousite, tourmaline, biotite, muscovite). Cette caractéristique minéralogique reflète l'enrichissement des gabbros et

des basaltes altérés, en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  suite à une perte de masse due au lessivage des éléments mobiles lors de l'altération hydrothermale. La minéralogie détaillée et les caractéristiques chimiques des minéraux d'altération sont décrites à la section suivante.

## 11.0) Chimie minérale

Cette section présente les principales caractéristiques chimiques des minéraux analysés à la microsonde électronique dans une perspective pétrologique et de géologie économique, en ce qui a trait au développement des minéraux alumineux d'altération.

### **Biotite**

La biotite est un minéral pratiquement omniprésent dans tous les faciès d'altération observés, aussi bien dans les gabbros et les basaltes. La biotite a un pléochroïsme qui varie de brun miel à brun rougeâtre. Elle montre parfois des signes d'altération (chloritisation) donnant lieu à une apparence d'exfoliation ou de gonflement le long des plans de clivage. Cette texture est très apparente au MEB dans les basaltes altérés JM-98039A2 et A3 (**Fig. 16**).

La composition des micas ferromagnésiens du type biotite est représentée à la **Figure 17**. Le diagramme  $\#K$  vs  $\#Ti^{IV}$  (**Fig. 17**) illustre une relation positive entre ces deux éléments. En fait, il s'agit d'une tendance reliée à la chloritisation de la biotite qui engendre un appauvrissement en Ti et en K, deux éléments absents du chimisme de la chlorite. Le graphique de classification des biotites  $\#Al^{IV}$  vs  $X_{Fe}$  est présenté à la **Figure 17**. Deer *et al.* (1966) utilise une valeur de  $X_{Fe} < 0,33$  pour déterminer le champ de composition des micas du type phlogopite à eastonite du domaine des micas du type annite à sidérophylite. De ce fait, les biotites des gabbros et basaltes altérés, ont des compositions intermédiaires entre l'annite et la sidérophylite. Par ailleurs, deux compositions de biotite sont observées dans les gabbros, soit une biotite ayant un  $X_{Fe}$  autour de 0,45, et une autre ayant un  $X_{Fe}$  autour de 0,63 (**Fig. 17**). La biotite est riche en  $\text{H}_2\text{O}$  et contient très peu d'éléments halogénés (F, Cl) substitués au groupe hydroxyle (OH).

### **Muscovite**

Le mica du type muscovite est moins présent que la biotite et a été analysé dans trois lithofaciès distincts, soit : 1) le basalte altéré à chlorite-grenat-biotite (JM-98039-A2), 2) le gabbro altéré à biotite-grenat-chlorite (JM-98005-B4) et à biotite-grenat-staurotide (JM-98007-A2), et 3) la roche à tourmaline (JM-98031-B1) qui contient la tourmaline vert foncé à noirâtre. La muscovite des roches mafiques altérées est paragonitique ( $\text{Na}_2\text{O} = 0,06-1,5$  % poids) tandis que celle dans la roche à tourmaline ne l'est pas ( $\text{Na}_2\text{O} < 0,05$  %). Toutes les muscovites analysées dans les roches mafiques altérées contiennent des concentrations variables en FeO (0,74 à 5,63 % pds), en MgO (0,04-0,42 % pds) et en  $\text{TiO}_2$  (0,01-0,35 pds). Toutefois, la muscovite dans la roche à tourmaline est plus magnésienne ( $\text{MgO} = 0,57-1,18$  % pds) et moins titanifère ( $\text{TiO}_2 = 0-0,02$  %pds). Tout comme la biotite, la muscovite est riche en  $\text{H}_2\text{O}$  et pauvre en F (<0.09 % pds) et Cl (<0.01 % pds).

### **Fuchsite :**

Un mica, à pléochroïsme vert pâle, a été analysée dans un échantillon d'arénite quartzitique (JM-98032-A1) et s'est avérée être chromifère ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,80-2,28$  % pds), titanifère ( $\text{TiO}_2 = 0,31-0,79$  % pds) et légèrement vanadifère ( $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,08-0,31$  % pds). Ce mica présente les caractéristiques chimiques de la fuchsite. Par ailleurs, ce mica est plus riche en F (0-0,5 % pds) que la muscovite.

## Chlorite

La chlorite est présente dans plusieurs basaltes et gabbros altérés et également dans un échantillon de roche à tourmaline (JM-98015-B2). La composition des chlorites analysées est représentée à la **Figure 18**. La quantité d'aluminium tétraédrique ( $Al^{IV}$ -1) permet d'estimer le faciès métamorphique (**Fig. 18A**) d'après Laird (1988). Ainsi, la chlorite formée dans le faciès amphibolite est plus alumineuse ( $Al^{IV}>1$ ) que la chlorite au faciès des schistes verts ( $Al^{IV}<1$ ). La plupart des chlorites analysées se sont formées au faciès des amphibolites et sont du type ripidolite, dans les basaltes et gabbros altérés, et du type clinochlore pour la roche à tourmaline-trémolite. Toutefois, quelques chlorites, surtout dans les basaltes altérés, sont rétrogrades et semblent avoir des compositions compatibles avec un métamorphisme au faciès des schistes verts. Ces chlorites sont du type brunsvigite (**Fig. 18B**).

## Grenat

Le grenat est omniprésent dans les échantillons de gabbros et de basaltes les plus altérés. Les grenats sont du type pyralspite (pyrope-almandin-spessartite). Le grenat est manganésifère et généralement zoné avec des cœurs riches en MnO. Le grenat le plus manganifère a été analysé dans les échantillons de gabbro altéré à grenat-chlorite-biotite JM-98005-B3 et B4 (cœur : 5,4-10 % pbs MnO; bordure : 1,5-3,4 % pbs MnO). Le grenat dans le gabbro altéré à grenat-biotite-staurotide est moins manganifère et les cœurs des grains ont moins de 2,5 % pds MnO. Les basaltes altérés JM-98039-A2 et A3 contiennent également du grenat dont le cœur est riche en MnO (3,5-7,5 % pds) comparativement aux bordures (0,9-2,3 % pds MnO).

Une cartographie par rayons-X des éléments Fe, Mn, Mg et Ca a été réalisée à la microsonde et est présentée à la **Figure 19**. Cette cartographie montre une zonation normale, en forme de cloche, où le Mn décroît vers la bordure, tandis que le Fe et le Mg augmentent vers la bordure. La fin de la période de croissance du cœur riche en Mn est marquée par une zone de croissance de grenat plus calcique comme l'indique la carte du Ca (**Fig. 19**). Les zones en gris pâle sont plus riches en l'élément cartographié.

Les variations de composition chimique du grenat sont montrées à la **Figure 20**. Les changements de composition se font essentiellement entre le Fe et le Mn (**Figure 20A**) comme l'indique le diagramme ternaire cationique Mn-Fe-Mg de la **Figure 20B**.

## Staurotide

La staurotide est présente dans certains échantillons de gabbros (JM-98007-A1, A2 et 98006-D1) et basaltes altérés (JM-98039-B3, B4). La staurotide des gabbros altérés est légèrement plus zincifère (0,2-0,9 % pds ZnO) que celle des basaltes altérés (0,03-0,21 % pbs ZnO). La staurotide nécessite un environnement alumineux et riche en Fe pour faciliter sa croissance durant le métamorphisme.

## Amphibole calcique

L'amphibole incolore présente dans les échantillons de roche à tourmaline et dénotée précédemment comme de la trémolite a été analysée. Le diagramme de classification XMg vs Si<sup>IV</sup> (**Fig. 21**, d'après Leake, 1978) indique qu'il s'agit en fait d'actinote.

## Tourmaline

La tourmaline est présente dans plusieurs lithofaciès du secteur du lac Shpogan bien que les horizons les plus spectaculaires soient les roches à actinolite-tourmaline associées aux roches ultramafiques. Les variations de composition chimique des tourmalines sont illustrées à la **Figure 22**.

La tourmaline a une composition relativement homogène au sein d'un même type de roche ce qui explique la distribution en amas sur le diagramme de la **Figure 22**. La composition de la tourmaline peut être comparée à la composition des roches encaissantes dans un diagramme XMgO (MgO/MgO+FeO+MnO) de la tourmaline versus XMgO de la roche (**Fig. 23**). Il existe une excellente corrélation ( $r=0.97$ ) entre la composition de la tourmaline et la composition de la roche encaissante. La tourmaline la plus magnésienne (dravitique, XMgO=0,6-0,7) provient des roches à actinolite associées aux roches ultramafiques, tandis que la tourmaline la plus riche en Fe (XMgO=0,32) provient d'un gabbro altéré. La tourmaline prélevée d'un échantillon de grès altéré (JM-98009-C1) à chlorite-andalousite-biotite a une composition semblable à celle d'une ultramafite riche en muscovite (JM-98031-B1; XMgO=0,45).

### Sphalérite

Un horizon faiblement minéralisé d'exhalite siliceuse porteuse de sulfures (JM-98005-C1, C2), intercalé entre des coulées de basalte et un filon-couche de gabbro, renfermant le cortège de minéraux d'altération alumineuse du bloc B, contient principalement de la pyrrhotine. La pyrite, la sphalérite et la chalcopryrite sont en concentrations mineures. La sphalérite analysée est riche en zinc et contient peu d'éléments mineurs comme Hg et Cd. La formule générale moyenne est :  $(Zn_{0,876}Fe_{0,117}Mn_{0,003}Cd_{0,001})S$ .

Il n'y a pas de variation systématique de composition entre les cœurs et les bordures des grains analysés. Par contre, la composition de la sphalérite varie en fonction de l'assemblage minéralogique avec lequel elle coexiste (**Figure 24**). La sphalérite la moins riche en Fe coexiste avec la pyrite (PO dans la matrice) ou elle est seule (PO-PY dans la matrice). La sphalérite la plus riche en Fe coexiste avec PO-PY ou PO-CP. Ces variations de composition sont semblables à celles rapportées par Scott (1973). Toutefois, la sphalérite qui coexiste seulement avec la pyrrhotine a une composition qui varie d'un extrême à l'autre. Ces variations de composition en fonction de l'assemblage minéralogique indiquent que des équilibres locaux ont existé dans la lame et que la composition de la sphalérite était tamponnée par les minéraux coexistants.

### Pentlandite

La pentlandite a été identifiée dans l'échantillon de gabbro altéré à biotite-grenat-staurotide-tourmaline (JM-98006-D1) lors des travaux à la microsonde électronique en utilisant le mode MEB. La pentlandite est associée à la chalcopryrite et semble remplacer un grain de pyrite. La pentlandite est très rare et n'a été observée qu'à deux endroits dans cette lame mince polie.

## 12.0) Calculs de balance de masse

Le développement de minéraux silicatés alumineux lors du métamorphisme régional est l'expression des changements de masses engendrés par l'altération hydrothermale pré-métamorphique des roches volcaniques mafiques. Ainsi, tel que mentionné, la plupart des roches altérées du secteur du lac Shpogan montrent un enrichissement en éléments immobiles tels que  $Al_2O_3$ , Zr,  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ , et Nb. Cet enrichissement en éléments immobiles résulte d'une perte de masse par lixiviation des éléments mobiles comme les alcalis. Dans le cas d'un ajout de masse (ex : + MgO, +FeO), les éléments immobiles subiraient une dilution qui résulterait en des baisses de concentration. Ces changements de masses peuvent être quantifiés par un calcul de balance de masse (Bernier et MacLean, 1989) en utilisant un élément immobile, dans notre cas le  $TiO_2$ . Le rapport de la concentration de cet élément immobile dans le protolite frais et dans l'équivalent altéré permet de calculer un facteur de changement de masse qui permettra de recalculer la concentration des autres éléments de la roche altérée sur une base anhydre de 100 g de précurseur en utilisant l'équation suivante :

$$M_x = C_x A (C_i P / C_i A)$$



Où M représente la masse en gramme d'un élément, C quantifie la concentration d'un élément, i réfère à l'élément immobile utilisé, x corespond à l'élément choisi pour le calcul, A est la roche altérée et P, le précurseur. Le changement de masse total peut être dérivé directement du rapport (CiP/CiA) qui définit un indice de gain ou de perte de masse en utilisant l'équation qui suit :

$$\Delta Mt = [(CiP/CiA)-1]$$

Ces calculs de balance de masse ont été effectués pour la séquence de gabbros altérés des affleurements JM-98005 à JM-98009 et pour les basaltes altérés de l'affleurement JM-98039.

### 12.1) Changements de masses des gabbros altérés du bloc B

Les calculs de balance de masse des gabbros font référence à la séquence d'altération (A1) montrée à la **Figure 15A**. Le gabbro le plus frais utilisé comme précurseur dans les calculs est l'échantillon JM-98007-B2. Les résultats des calculs de balance de masse sont donnés au **tableau 1**.

Les résultats indiquent des pertes de masses variant entre 9 et 41%. Deux échantillons montrent un gain de masse entre 3 et 13 % dû à une silicification. La corrélation entre la perte de masse totale et la concentration en  $Al_2O_3$  ( $r=0,96$ ,  $n=11$ ) explique le développement de minéraux alumineux lors du métamorphisme. Il s'agit en fait d'une concentration par perte de masse. De façon générale, les principaux éléments qui ont été lessivés sont : Si, Fe, Mg, Ca, Na, Ba, Zn, Ni. Le seul élément enrichi dans tous les échantillons altérés est le K. Plusieurs échantillons montrent un enrichissement en Fe et en Mn et d'autres indiquent un faible enrichissement en Cu (1-181ppm) et en Au (12-30 ppb). Les changements principaux sont illustrés à la **Figure 25**.

### 12.2) Changements massiques des basaltes altérés du bloc A

Les changements de masse affectant les basaltes altérés ont été calculés pour les échantillons de l'affleurement 98039. Le diagramme  $Al_2O_3$  vs  $TiO_2$  est présenté à la **Figure 26** pour les échantillons concernés, et l'ensemble des analyses de basaltes frais et altérés est montré à la **Figure 15**.

La corrélation ( $r=0,98$ ) entre  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$  est excellente et dénote un enrichissement de ces deux éléments immobiles par perte de masse durant l'altération hydrothermale des basaltes. Le basalte le moins altéré de cet affleurement (JM-98039-A1) contient toutefois de la biotite ce qui indique une altération potassique probable. Le protolite choisi pour les calculs de balance de masse est l'échantillon de basalte JM-98027-E1, provenant d'un affleurement plus à l'ouest au nord du lac Shpogan mais approximativement au même niveau stratigraphique. Cet échantillon se projette un peu à gauche de la série JM-98039 et reflète probablement un précurseur légèrement moins différencié. Les résultats du calcul de balance de masse sont présentés au **tableau 2**.

Comme dans le cas des gabbros altérés, les échantillons ont une distribution linéaire, définie par un enrichissement en  $Al_2O_3$  et  $TiO_2$  (**Fig. 26**) attribuable à une perte de masse par lixiviation d'éléments mobiles (Si, Fe, Mg, Na, Ca ...). Tous les échantillons altérés ont un enrichissement en K (**Fig. 27**), et un léger enrichissement en Cu (**Tableau 2**). L'échantillon à grenat-biotite-chlorite montre une perte de silice, tandis que les deux échantillons porteur de staurotide ont été silicifiés (**Fig. 27**). Les pertes de masses totales varient entre 6 et 38% (**Tableau 2, Fig. 27**).

### 13.0) Minéralogie d'altération hydrothermale pré-métamorphique

Les transformations géochimiques lors de l'altération hydrothermale des gabbros et des basaltes, du secteur du lac Shpogan, et le métamorphisme, ont permis de former des assemblages de minéraux silicatés alumineux tel que la biotite, le grenat, l'andalousite, la staurotide et la muscovite. La nature des

minéraux formés lors de l'altération hydrothermale peut être estimée en utilisant une série de diagrammes cationiques présentés à la **Figure 28**.

De ce fait, les gabbros altérés semblent être influencés par deux tendances principales d'altération, soit la séricitisation et la chloritisation (**Figure 28**). Les basaltes altérés montrent deux tendances principales, la séricitisation et la silicification, la chloritisation étant mineure. Ainsi, les assemblages d'altération hydrothermale étaient principalement composés de quartz, de séricite et de chlorite en quantité moindre. Deux échantillons, l'un de basalte et l'autre de gabbro moins altéré, illustrent une tendance vers l'épidotisation (diagramme Ca vs Fe+Mg). La titanite, généralement observée dans ces échantillons, pourrait expliquer cette tendance. Ainsi, les réactions métamorphiques, lors du métamorphisme régional au faciès des amphibolites, ont induit la formation des assemblages alumineux, maintenant observés dans les roches mafiques altérées du secteur du lac Shpogan. Les conditions du métamorphisme sont discutées à la section suivante.

#### 14.0) Pétrologie métamorphique

Les conditions du métamorphisme peuvent être estimées à partir des assemblages minéralogiques déterminés lors de l'examen pétrographique. Une approche en trois volets a été retenue : 1) utilisation d'une grille pétrogénétique, 2) utilisation des géothermomètres grenat-biotite et grenat-chlorite et 3) utilisation de la méthode des équilibres multiples et du logiciel TWEEQ (Berman, 1991). La présence de l'andalousite et de la cordiérite (Goutier et *al.*, 2000), dans les basaltes altérés et certains échantillons de métasédiments, indique un métamorphisme de basse pression. Les échantillons choisis et leurs assemblages minéralogiques correspondants, ainsi que la méthode utilisée, sont énumérés ci-dessous.

Échantillon	Assemblage	Méthode
JM-98039-A2	Grenat-chlorite	2
JM-98039-A3	Grenat-biotite-andalousite-staurotide-plagioclase	1, 3
JM-98039-A4	Grenat-chlorite-biotite-staurotide-andalousite	1, 2, 3
JM-98007-A2	Grenat-muscovite-staurotide-andalousite	3
JM-98007-A1	Grenat-biotite-staurotide	2
JM-98005-B3, B4	Grenat-biotite-chlorite	2
JM-98006-D1	Grenat-biotite-staurotide	2

##### 14.1) Grille pétrogénétique

La présence d'assemblages minéralogiques univariants (JM-98039-A3 et A4) permet de restreindre l'espace P-T dans la grille pétrogénétique choisie, (Spear et Cheney, 1989). Ainsi, les réactions métamorphiques suivantes sont utilisées pour délimiter les conditions P-T du secteur du lac Shpogan dans la grille pétrogénétique de la **Figure 29**.

- (1) Grenat + muscovite + chlorite = biotite + staurotide
- (2) Staurotide + muscovite = grenat + biotite + andalousite

Ces assemblages métamorphiques imposent une limite de température entre 500 et 575 °C et l'absence de la sillimanite restreint la pression entre 0 et 3 kbar (0-300MPa), ce qui correspond au faciès amphibolite inférieur.

##### 14.2) Géothermométrie

Les géothermomètres biotite-grenat (Ferry et Spear, 1978 (FS78); Pigage et Greenwood, 1982 (PG82); Perchuck et Lavrent'eva, 1983 (PL83); Hodges et Spear, 1982 (HS82); Williams et Grambling,

1990 (WG90) et grenat-chlorite (Grambling, 1990) ont été utilisés pour calculer la température du métamorphisme en assumant une pression de 1 kbar (100 MPa).

### Géothermomètre biotite-grenat

Ce géothermomètre est basé sur l'échange cationique Fe-Mg entre la biotite et le grenat lors d'une réaction divariante. De nombreuses calibrations existent pour ce géothermomètre, nous avons retenu celles indiquées ci-dessus, car elles incorporent un facteur de correction pour la présence du Mn dans le grenat, ce qui affecte l'équilibre Fe-Mg. La calibration expérimentale de Ferry et Spear (1978) ne corrige pas pour la présence du Mn, mais est utilisée comme référence. Les résultats sont résumés au **tableau 3**.

La calibration qui produit les plus faibles écarts types entre les températures calculées est celle de Perchuk et Lavrent'eva (1983), ce qui a également été observé dans les travaux de Bernier (1992). Notez également comment la teneur en Mn (XMn) affecte le calcul de la température lorsque aucun facteur de correction n'est incorporé dans la calibration du géothermomètre. Plus le grenat est riche en Mn, plus la température calculée est basse. Ainsi, considérant les résultats obtenus en utilisant P=1 kbar avec le géothermomètre PL83, on obtient des températures variant entre 534 et 606 °C pour les cœurs des grenats et entre 568 et 588 °C pour les bordures.

### Géothermomètre chlorite-grenat

Le géothermomètre chlorite-grenat est également basé sur l'échange cationique Fe-Mg entre le grenat et la chlorite. Le géothermomètre utilisé repose sur la calibration de Grambling (1990). Il est important de mentionner que ce géothermomètre n'incorpore pas de facteur de correction pour la présence du Mn dans le grenat ou la chlorite. Les températures calculées doivent donc être considérées comme minimales dans le cas des grenats les plus manganifères. Les résultats sont présentés au **tableau 4**.

Ainsi, les températures minimales calculées varient entre 440 à 515 °C pour le cœur des grenats et entre 490 et 512 °C pour les bordures. Les températures obtenues pour les gabbros altérés JM-98005-B3 et B4 se comparent très bien avec les températures biotite-grenat de Ferry et Spear (1978) du **tableau 3** qui représentent aussi des températures minimales puisqu'elles sont non corrigées pour le Mn du grenat. Nous pouvons donc affirmer que l'assemblage grenat-biotite-chlorite dans ces échantillons était à l'équilibre.

### TWEEQ et la méthode des équilibres multiples

L'approche des équilibres multiples et le logiciel TWEEQ ont été élaborés par Berman (1991). La méthode consiste à calculer une série d'équilibres métamorphiques de façon à pouvoir circonscrire un point d'intersection dans l'espace P-T. Cette approche a été utilisée pour les échantillons de basaltes altérés (JM-98039-A3 et A4). Les réactions utilisées sont les suivantes pour l'échantillon (JM-98039-A3):

- 1:  $2 \text{ And} + \text{ Gr} + \text{ aQz} = 3 \text{ An}$
- 2:  $\text{ Phl} + \text{ Alm} = \text{ Ann} + \text{ Py}$
- 3:  $6 \text{ St} + 25 \text{ aQz} = 8 \text{ Alm} + 46 \text{ And} + 12 \text{ W}$
- 4:  $25 \text{ Gr} + 96 \text{ And} + 8 \text{ Alm} + 12 \text{ W} = 75 \text{ An} + 6 \text{ St}$
- 5:  $6 \text{ St} + 48 \text{ aQz} + 23 \text{ Gr} = 8 \text{ Alm} + 69 \text{ An} + 12 \text{ W}$
- 6:  $6 \text{ St} + 25 \text{ aQz} + 8 \text{ Phl} = 46 \text{ And} + 8 \text{ Ann} + 8 \text{ Py} + 12 \text{ W}$
- 7:  $8 \text{ Py} + 25 \text{ Gr} + 8 \text{ Ann} + 96 \text{ And} + 12 \text{ W} = 75 \text{ An} + 8 \text{ Phl} + 6 \text{ St}$
- 8:  $6 \text{ St} + 48 \text{ aQz} + 8 \text{ Phl} + 23 \text{ Gr} = 8 \text{ Ann} + 69 \text{ An} + 8 \text{ Py} + 12 \text{ W}$

Ces réactions s'intersectent à  $T=510 \pm 37$  °C et à  $P=0,96 \pm 0,19$  kbar pour la bordure du grenat et à  $T=486 \pm 20$  °C et à  $P=0,79 \pm 0,14$  kbar pour le cœur riche en Mn du grenat. Ces valeurs sont consistantes avec les déterminations précédentes, mais sont toutefois minimales car il n'y a pas de correction pour le Mn du grenat dans le calcul de l'équilibre biotite-grenat.

Aucun point d'intersection significatif n'a pu être calculé pour l'échantillon JM-98039-A4. Toutefois, la température est estimée à 500–525 °C en utilisant les réactions verticales.

La température de formation de l'assemblage staurotide-grenat-andalousite-quartz a été déterminée avec TWEEQ pour le gabbro altéré (JM-98007-A2). Ainsi, à P=1 kbar, la température serait de 510 et 520 °C pour la bordure et le cœur du grenat respectivement.

### Conditions P-T et gradient géothermique

Les conditions du métamorphisme du secteur du lac Shpogan ont été déterminées par différentes méthodes pétrologiques à environ T=500-550 °C et P=1-2 kbar, ce qui correspond au faciès amphibolite inférieur. Un épisode de métamorphisme rétrograde est suggéré par la transformation de l'andalousite en séricite, dans l'échantillon de grès altéré JM-98009-C1, par la chloritisation locale du grenat et de la biotite, dans certains échantillons de roches altérées, et par la présence de chlorite du type brunsvigite, caractéristique du faciès des schistes verts. Dans le secteur du gîte d'Apple, les conditions du métamorphisme ont également été déterminées par différentes méthodes pétrologiques à environ T=500-550 °C et P< 3 kbar (Bernier, 1999b).

Ces conditions de P-T sont typiques d'un métamorphisme régional de basse pression qui correspond à un gradient géothermique d'environ 100 °C/km. L'origine de ce genre de métamorphisme régional de basse pression demeure incertaine. Certains auteurs interprètent ce type de métamorphisme comme étant attribuable aux nombreuses sources intrusives, présentes dans ces ceintures volcanosédimentaires, et au gradient géothermique anormalement élevé de ces ceintures (Fowler et Nisbet, 1988; Kerrick, 1990). La présence de titanite datée à 2605 ± 3 Ma dans le secteur du gîte d'unranium d'Apple (Goutier *et al.*, 2000) appuie l'hypothèse d'un métamorphisme régional de basse pression associé au refroidissement des grandes masses granitiques datées à 2618 ± 18/-13 Ma et 2618 ± 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999, 2000).

## 15.0) Discussion et conclusion

### 15.1) Synthèse lithostratigraphique

Le secteur du lac Shpogan comprend un assemblage volcanosédimentaire divisé en deux parties distinctes. La portion inférieure, la Formation d'Apple, est dominée par une séquence détritique composée d'arénite quartzitique et de conglomérats à cailloux d'arénite. Elle repose en contact de discordance déformé sur des gneiss de composition tonalitique et granitique appartenant au Complexe de Langelier (Goutier *et al.*, 1999b). La partie supérieure de l'assemblage volcanosédimentaire est formée d'une séquence, dominée par des coulées de basalte, corrélée au Groupe de Yasinski (Goutier *et al.*, 1999b). Cette séquence repose en contact concordant sur les arénites et comprend des niveaux de formations de fer, de conglomérats et de grès. L'évolution du bassin est représenté schématiquement à la **Figure 30**. Elle débute par une phase d'extension du socle gneissique, le Complexe de Langelier ( $\geq 2788 \pm 4/-3$  Ma), sur lequel s'est déposée la séquence arénitique de la Formation d'Apple. La grande maturité des grès indique probablement que la source dans le socle était altérée et que l'environnement de formation des arénites était fortement énergétique, correspondant probablement à une plage. L'absence de textures sédimentaires propres à ce type d'environnement suggère la possibilité que les arénites ont été redéposées dans un bassin plus profond. La présence de failles normales pourrait expliquer les changements latéraux dans l'épaisseur de la Formation d'Apple. Au sommet de la formation, les unités siliciclastiques moins matures et à granulométrie plus faible sont compatibles avec une augmentation de la profondeur de l'eau. Les basaltes du Yasinski ( $\sim 2732 \pm 8/-6$  Ma) ont recouvert les sédiments de la Formation d'Apple. Quelques interlits de formation de fer marquent des pauses dans l'épanchement des coulées de basalte. Un interlit de sédiments siliciclastiques granodécroissants, renfermant à la base des conglomérats polygéniques et au sommet des grès, est interprété comme le produit d'une sédimentation à l'aplomb d'une faille normale, de plusieurs

centaines de mètres de rejet, qui a recoupé la séquence sous-jacente (**Fig. 30**). Des zones d'altération alumineuses stratiformes se sont développées localement dans la partie inférieure de la séquence de basalte et dans les basaltes et les gabbros sous l'horizon de conglomérat/grès. La partie supérieure du Groupe de Yasinski est marquée par la déposition de plusieurs horizons décimétriques de formation de fer, utilisés comme des horizons repères dans les blocs structuraux A et B, suivi d'autres coulées de basaltes. Une zonalité existe dans les basaltes épanchés au-dessus de l'horizon supérieur de formation de fer, ceux à l'ouest (bloc A) sont des basaltes (<9% MgO), tandis que ceux plus à l'est (bloc B) sont magnésiens (>10% MgO). Le grand nombre de filons-couches de gabbro qui envahissent la partie supérieure de l'unité de conglomérat/grès et les formations de fer sus-jacentes suggère que la faille normale listriqué présumée a peut-être agi comme une structure nourricière pour la séquence volcanique. Les basaltes magnésiens, épanchés au-dessus de l'unité de formation de fer/gabbro du bloc B, plus primitifs que le reste de la séquence basaltique, pourraient aussi indiquer la proximité d'un conduit nourricier. Il est possible que la faille normale qui a permis la formation de l'unité de conglomérat/grès a été ractivée en faille inverse lors de la déformation compressive. L'épaisseur du conglomérat polygénique semble augmenter vers l'est, ce qui suggère la portion est de l'unité de conglomérat/grès, à l'est du lac Nénuphare, serait plus proximale que la portion à l'ouest.

## 15.2) Synthèse métallogénique

L'objectif premier de cette étude a été la caractérisation des roches mafiques altérées et métamorphosées de la séquence du secteur du lac Shpogan (33F/02, F/03) de façon à préciser le potentiel économique de minéralisation du type SMV. Une altération hydrothermale stratiforme hétérogène affecte la séquence de roches mafiques et les roches sédimentaires au contact du gabbro. Les faciès altérés sont distingués par la présence de minéraux alumineux silicatés (chlorite, biotite, grenat, tourmaline, andalousite, staurotide, muscovite) qui se sont formés lorsque les roches des zones d'altération associées ont été affectées par le métamorphisme régional de basse pression au faciès inférieur des amphibolites (T=500-550 °C, P=1-2 kbar).

Les minéraux alumineux des zones d'altération reflètent l'enrichissement en Al (élément immobile) par une perte de masse lors de la lixiviation des éléments mobiles (Si, Fe, Mg, Ca, Na, Zn ...) durant l'altération hydrothermale volcanogène. Les principales caractéristiques minéralogiques et géochimiques des gabbros et basaltes altérés sont les suivantes :

- Les gabbros et les basaltes frais et altérés sont d'affinité tholéiitique.
- Les zones d'altérations sont essentiellement stratiformes et ne comprennent que quelques zones discordantes d'échelle métrique.
- Les roches mafiques les moins altérées sont caractérisées par la présence de biotite, d'épidote et de titanite (sphène) dans des proportions diverses.
- Le calcul de balance de masse indique une perte de masse pour tous les échantillons de gabbros (9-48%) et de basaltes (6-38%) altérés étudiés.
- Ces pertes de masses sont attribuables à la lixiviation d'éléments mobiles (Si, Fe, Mg, Ca, Na, Zn, Ni...).
- Le seul élément qui montre un enrichissement systématique est le K, qui résulte d'une altération potassique.
- Quelques échantillons de gabbros altérés montrent un enrichissement en Fe, en Mn et parfois en Si.
- Certains éléments en traces (Ba, Sr, Cu, Ni, Li, Au, Ag) sont soit faiblement enrichis ou appauvris, ce qui ne peut dans certains cas que refléter une variation de composition interne du précurseur.
- Il existe une très bonne corrélation linéaire positive entre la perte de masse et l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- Les basaltes altérés, porteurs de staurotide et d'andalousite, ont été silicifiés. L'andalousite n'a pas été observée dans les gabbros altérés.
- Le grenat le plus manganifère (jusqu'à 10% MnO) est présent dans les gabbros et basaltes altérés à chlorite-grenat.
- Une staurotide légèrement zincifère (<1% ZnO) est présente dans certains échantillons de gabbros et de basaltes altérés.
- Les assemblages minéralogiques pré-métamorphiques étaient caractérisés principalement par la présence de séricite (séricitisation) et de quartz (silicification ou silice résiduelle) et d'un peu de chlorite, dans le cas

des échantillons les plus altérés, ou de l'épidote, dans le cas des moins altérés. Quelques gabbros altérés étaient dominés par la présence de chlorite (chloritisation).

- Pour la zone d'altération stratiforme du bloc B au contact d'un filon-couche de gabbro et de l'unité de conglomérat polygénique, la présence de fragments de gabbros altérés dans le conglomérat indique que l'altération avait débuté avant la déposition du conglomérat, la présence d'une matrice altérée et de fragments altérés in-situ suggèrent que l'altération a perduré après la déposition des premiers mètres du conglomérat.

Est-ce que cette zone d'altération est compatible avec une minéralisation du type SMV? Pour le confirmer, nous pouvons comparer les caractéristiques présentées ci-dessus avec celles des zones d'altération volcanogènes classiques. Premièrement, la très grande majorité des gisements de sulfures massifs archéens à récents sont encaissés dans des roches volcaniques ou volcanoclastiques intermédiaires à felsiques bi-modales. Les cheminées d'altération discordantes sont généralement caractérisées par un cœur fortement chloritisé impliquant un enrichissement en Fe et en Mg, et sont entourées d'une enveloppe séricitisée et localement silicifiée (Franklin *et al.*, 1981; Chartrand et Cattalani, 1990). Cette signature d'altération est absente du secteur du lac Shpogan.

En fait, bien peu de gisements de sulfures massifs sont encaissés dans des roches mafiques tholéiitiques. Un exemple bien étudié est le gisement de SMV polymétallique métamorphisé de Winston Lake (2,7 Mt, 17,8%Zn, 0,96%Cu, 25,3 g/t Ag, 0,85 g/t Au). Ce gîte est contenu dans une séquence volcano-sédimentaire renfermant une altération stratiforme affectant les coulées mafiques et les volcanoclastiques intermédiaires. Les roches altérées sont caractérisées par la présence de quartz, muscovite, biotite, chlorite, grenat manganifère, anthophyllite, cordiérite, sillimanite et staurotide zincifère dans des proportions diverses (Severin et Balint, 1984). De plus, d'épais filons-couches de gabbro sont présents dans la stratigraphie de ce gisement. La lentille de sulfures massifs (Zn, Cu) est associée à un chert tufacé localisé à l'interface entre une intrusion de gabbro (éponte supérieure) et une coulée basaltique altérée (éponte inférieure). Toutefois, la signature géochimique de cette altération stratiforme est typique des zones d'altération du type SMV.

Le gisement de sulfures massifs de Kvikne (0,25 Mt, 5% Cu) dans le district de Trondheim, dans les Calédonides de la Norvège, fait parti des gisements de SMV du Groupe Storen qui contient le gisement de Lokken, le plus gros gisement des Calédonides. Ces gisements sont encaissés dans des roches mafiques parfois coussinées et métamorphisées. À Kvikne, l'éponte inférieure immédiate est un quartzite à hornblende, grenat, cummingtonite qui contient des formations de fer aux faciès des oxydes et des silicates. Ce quartzite est en contact avec une amphibolite à grenat sus-jacente. Dans le cas du gisement Lokken, la base de la séquence mafique est l'hôte de filons-couches de gabbro (Franklin *et al.*, 1981). En fait, ces gisements sont localisés dans des terrains à prédominance sédimentaire contenant des laves mafiques qui montrent très peu d'évidences de zones d'altération hydrothermales asymétriques. Ces gisements s'apparentent aux gisements du type Besshi ou Kieslager et pourraient s'être formés loin des centres exhalatifs. Outre les similitudes entre les lithofaciès du secteur du lac Shpogan et ceux du gisement Kvikne, il serait hasardeux de tenter tout autre rapprochement.

Les roches mafiques altérées du secteur du lac Shpogan ont une signature minéralogique et géochimique qui se compare très bien avec celles d'Atik Lake au Manitoba (Bernier et Maclean, 1989). La ceinture de roches vertes archéennes d'Atik Lake est constituée d'une séquence stratigraphique marquée par l'abondance de basaltes coussinés et massifs tholéiitiques, de filons-couches de gabbro et de roches sédimentaires détritiques (conglomérats, grès, shales graphitiques) et chimiques (formation de fer aux faciès des oxydes et des silicates). Les laves mafiques de la stratigraphie supérieure contiennent de petites zones d'altération discordantes et des zones stratiformes mesurant plus d'un kilomètre de long. Ces basaltes altérés ont donné lieu à des assemblages de minéraux alumineux (biotite, muscovite, grenat, staurotide, andalousite, cordiérite, gédrite, anthophyllite, tourmaline) qui se sont développés lors du métamorphisme régional au faciès inférieur des amphibolites ( $T=550\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=2,5\text{ kbar}$ ). Tout comme dans le cas de l'altération stratiforme du secteur du lac Shpogan, l'altération stratiforme dans les basaltes d'Atik Lake est caractérisée par un enrichissement en K et un appauvrissement en Si, Ca, Fe, Mg et Na. Toutefois, les zones d'altération discordantes d'Atik Lake, enrichies en K et en Fe, contiennent des assemblages à cordiérite-orthoamphiboles-biotite (Bernier et Maclean, 1989). Cette signature d'altération

hydrothermale est atypique des zones d'altération associées aux gisements SMV. Aucun gisement de SMV économique n'a été répertorié dans la ceinture d'Atik Lake. Des formations de fer aurifères non-économiques sont localisées au sommet des zones d'altération stratiformes dans les basaltes.

L'altération stratiforme du secteur du lac Shpogan représente également l'altération du type I dans le district minier de Red Lake, Ontario (Mathieson et Hodgson, 1984). En effet, des zones d'altération hydrothermales pré-métamorphiques dans les basaltes de ce district ont permis le développement d'assemblages de minéraux alumineux (biotite, chlorite, grenat, staurotide, andalousite, cordiérite, orthoamphiboles, actinote) lors du métamorphisme régional au faciès amphibolite moyen ( $T=520-540\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=3,8-4,2\text{ kbar}$ ). Ces basaltes altérés dénotent un appauvrissement en Na, Ca, Mg et un enrichissement en K, Fe et Mn. Cette altération hydrothermale des roches métavolcaniques mafiques n'est pas associée au développement de la minéralisation aurifère épigénétique tardive (Mathieson et Hodgson, 1984). La distribution des faciès d'altération dans les roches mafiques indique un contrôle par des structures perméables primaires, comme des bordures de coussins, ce qui suggère que l'épisode d'altération a eu lieu avant la déformation et le métamorphisme.

La tourmaline a souvent été utilisée comme minéral pétrogénétique et comme métallotecte potentiel pour des minéralisations du type SMV et SEDEX (Ethier et Campbell, 1977; Taylor et Slack, 1984; Palmer et Slack, 1989; Hellingwerf *et al.* 1994). La composition des tourmalines du secteur du lac Shpogan a été comparée à celles rapportées dans les roches associées aux gisements SMV et SEDEX (Fig. 31). Ainsi, les tourmalines des roches à actinote, associées aux roches ultramafiques, ont des compositions qui se situent dans le champ SMV et SEDEX. Toutefois, la nature du protolithe de ces roches à tourmaline-actinote est incertaine. Elles peuvent représenter des horizons calco-silicatés, d'origine sédimentaire, ou encore des roches ultramafiques altérées et métamorphisées. Quoiqu'il en soit, cet horizon renferme une minéralogie semblable aux roches à tourmaline-actinote dans la zone d'altération du gisement Sullivan (C.B.) d'après les descriptions produites par Ethier et Campbell (1977). Par contre, la tourmaline poéclitique du schiste à muscovite est distincte et ne se projette pas dans les champs de composition SEDEX et SMV. Une étude systématique des isotopes du bore pourrait permettre d'identifier la source du bore selon les travaux de Palmer et Slack (1989) et ainsi, préciser la nature des différents protolithes porteur de tourmaline.

L'altération stratiforme dans les roches mafiques du secteur du lac Shpogan apparaît comme atypique des zones d'altération associées aux gisements de type SMV. De telles zones d'altération stratiformes pourraient refléter les zones de recharges hydrothermales (zones semi-conformes d'après Franklin, 1981) formant des fluides hydrothermaux minéralisateurs qui alimentent les zones d'altération discordantes. De ce fait, ces fluides ont probablement pu transporter certains métaux usuels comme le Zn et le Cu, appauvris dans plusieurs échantillons altérés, vers des zones de décharge, situées stratigraphiquement plus haut. Les épisodes de décharges hydrothermales de fluides minéralisateurs en métaux usuels ont pu se produire lors d'un hiatus dans la séquence volcanosédimentaire, probablement en association avec la mise en place de formations de fer, qui ont une composante hydrothermale très importante (Richer-Lafèche *et al.*, 2000). Un horizon d'exhalite siliceuse, riche en pyrrhotine et pyrite et faiblement minéralisée en métaux usuels (chalcopyrite, 0,02-0,17% Cu; sphalérite, 0,01-0,03%Zn), est présent au contact entre des coulées de basalte et le filon-couche de gabbro altéré. Conséquemment, dans la mesure où ces fluides auraient pu être focalisé vers un point de décharge restreint en présence d'un piège, un gîte de sulfures massifs aurait pu se former au sein de ces formations de fer. Une prospection des horizons de formation de fer pourrait révéler la présence de zones sulfurées pouvant contenir des métaux usuels. Les levés électromagnétiques disponibles pour ce secteur devraient être utilisés pour détecter la présence de conducteurs au sein des formations de fer.

Les zones d'altération alumineuse stratiformes du secteur du lac Shpogan sont caractérisées par des pertes de masse par lixiviation des éléments mobiles, un enrichissement systématique en K et localement par un apport de Si ou en Fe et en Mn. Dans les basaltes ou gabbros altérés, le Zn est appauvri ou stable, les teneurs de Cu et de Au sont localement faiblement enrichies ou appauvries, comparativement aux protolithes frais. Certains gîtes de sulfures massifs ou en filonets aurifères de type SMV ont des zones d'altération de type argilique avancé, soit des phases sulfurées à forte activité en soufre et des teneurs de divers métaux élevés (Sillitoe *et al.*, 1996). Ces gîtes, désignés comme des gîtes de haute sulfuration,

sont présents à diverses époques géologiques et ont dans bien des cas des teneurs économiques en or et en argent (Sillitoe *et al.*, 1996). Les gîtes de SMV plus classiques sont caractérisés par des teneurs plus élevées en Cu-Zn et plus faibles en métaux précieux, ainsi que par des zones d'altération riches en chlorite et en séricite, et localement en silice et en carbonates. Dans l'étude de Sillitoe *et al.* (1996), ceux-ci sont désignés comme des gîtes de SMV à faible activité en soufre. Dans les terrains métamorphisés, des zones d'altération argilique avancée sont caractérisées par l'abondance de séricite et d'aluminosilicates. L'altération stratiforme observée dans les basaltes et les gabbros du secteur du lac Shpogan ressemble plus aux altérations associées aux gîtes de SMV du type à forte activité en soufre que ceux à faible activité en soufre. Par contre, dans le secteur du lac Shpogan, aucun centre volcanique felsique n'a été observé. Ces zones d'altération sont typiquement associées aux gîtes de SMV de type à forte activité en soufre (Sillitoe *et al.*, 1996). Les fluides chauds acides, qui ont altéré certains horizons, ont été produit lors de l'extension du bassin et focalisés par la présence de failles normales. Malgré l'absence de valeurs nettement anormales en métaux usuels ou précieux associées à ces zones d'altération alumineuse, un échantillonnage plus systématique pourrait révéler des zones plus riches. Il faut souligner que les forages fait par Canico dans les années 70 dans la Formation d'Apple au sud du lac Nénuphar, sous la zone d'altération alumineuse dans les basaltes, ont recoupé plusieurs zones d'échelle métrique riches en PY et en PO qui localement contiennent des teneurs intéressantes en Cu et en Zn (ex : 2,3% Cu/0,3 m et 2,3% Zn/0,2 m; Atkins, 1973). Ces zones sulfurées devraient être rééchantillonnées pour les métaux précieux.

En conclusion, les zones d'altérations stratiformes dans les gabbros et les basaltes se distinguent de celles localisées sous les gîtes de SMV à faible activité en soufre de l'archéen et ne représentent pas l'expression proximale de ce type de gîte. La possibilité qu'elles représentent des zones d'altération distales (zones de recharge) est plausible et pourrait impliquer qu'il y a eu une reconcentration des métaux à des niveaux exhalatifs stratigraphiquement plus haut. Par contre, les zones d'altération alumineuses sont comparables avec les zones d'altération argilique avancée notées dans plusieurs gîtes de SMV de type à forte activité en soufre (Sillitoe *et al.*, 1996). Malgré l'absence de volcanisme felsique, le secteur du lac Shpogan peut être une cible d'exploration pour les gîtes de SMV riches en or ou épithermaux aurifères de type à forte activité en soufre. La présence de ces zones d'altération alumineuse dans les volcanites peut servir de guide d'exploration pour des minéralisations de métaux usuels et précieux dans d'autres secteurs de cette portion de la Sous-Province de La Grande.



## Références

- ATKINS, W. M., 1973 - Report on induced polarization survey, DDH and bedrock sampling and 16 DDH logs. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 29760, 154 pages et 1 plan.
- ATKINS, W. M. - LEE, H. A. – JAMIESON, R. A. – ROBERTSON, D. S.- DEBICKI, E. J., GOODALE, D. H., 1974a – Reports on electromagnetic (V L F), magnetic, induced polarization, geological & geochemical (heavy minerals) surveys with 34 logs of boreholes 55304-0, 306 to 338 and logs of diamond drilling holes SL-1 to SL-35, Sakami property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 29772, 238 pages et 65 plans.
- ATKINS, W. M. - GALLOP, A. - MANSON, W. - WEBSTER, B., 1974b - Report on exploration works done for 1974. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 30772, 230 pages et 20 plans.
- BENN, K. – SAWYER, E.W. – BOUCHEZ, J.L., 1992. Orogen parallel and traverse shearing in the Opatica belt, Quebec : implications for the structure of the Abitib Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, p. 2429-2444.
- BERMAN, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations : a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, vol. 29, p. 833-855.
- BERNIER, L. R., 1999a. Étude minéralogique et lithogéochimique des zones d'altération métamorphisées du secteur des vents, Baie James, Québec. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, rapport interne non-publié, 48 pages.
- BERNIER, L.R., 1999b. Géothermobarométrie sur 5 échantillons des secteurs lac Sakami et lac Village, Baie James, Québec. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, rapport interne non-publié, 12 pages.
- BERNIER L.R. - MACLEAN, W.H., 1989. Auriferous chert, banded iron formation and related volcanogenic hydrothermal alteration, Atik Lake, Manitoba. *Can. J. Earth Sci.*, v. 26, p. 2676-2690.
- BERNIER L. R., 1992. Lithogeochemistry and geothermobarometry of mineralized cordierite-orthoamphibole and related rocks at Atik Lake, Manitoba, Némiscau and Montauban, Québec. Unp. PhD Thesis, 386 p.
- BONIWELL, J. B., 1965a - Report on magnetic, electromagnetic and geological surveys. Zulapa Mining Corporation limited. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 16839, 12 pages et 7 plans.
- BONIWELL, J. B., 1965b - Report on magnetic, electromagnetic and geological surveys. Godfrey A. Clarke. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 16902, 12 pages et 6 plans.
- BONIWELL, J. B., 1965c - Report on magnetic, electromagnetic and geological surveys. St-Mary's Exploration limited. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 17060, 15 pages et 8 plans.
- BONIWELL, J. B., 1966a – Report on magnetic, electromagnetic surveys, Clarke claims. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 17288, 9 pages.

- BONIWELL, J. B., 1966b – Report on magnetic and electromagnetic surveys, Zulapa Mining Corp. Ltd.. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 17303, 16 pages.
- BONIWELL, J. B., 1966c – Report on diamond drilling, 5 logs and assay results, Zulapa Mining Corp. Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM18241, 25 pages.
- CHARTRAND, F. - VERPAELST, P. - CLARK, T. - PERREAULT, S. - LAMOTHE, D. - GAUDREAU, R. - SIMARD, A., 1995 - Vers une meilleure connaissance du potentiel minéral du Moyen-Nord québécois. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; PRO 95-02, 6 pages.
- CHARTRAND F. - CATTALANI S., 1990. Massive sulfide deposits in northwestern Quebec. *Dans : La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois.* ICMM vol. spec. 43. P. 77-91.
- CLARK, T., 1994. Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. *Dans: Géologie du Québec*, p. 47-65, Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 94-02, 154 pages.
- CLARK, T., 1984. Géologie de la région du lac Cambrien – Territoire du Nouveau- Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources. ET 83-02, 71 pages.
- CORFU, F. – ANDREWS, A.J., 1986. A U-Pb age for mineralized Nippising diabase, Gowganda, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, p. 107-109.
- DAVID, J., 1996. Géochronologie du Moyen-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne, 29 pages.
- DAVID, J. – PARENT, M., 1997. Géochronologie du Moyen-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne, 88 pages.
- DEER, W.A. - HOWIE, R.A. - ZUSSMAN, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London, England, 538p.
- DOUCET, R., 1995 – Rapport sur le projet Sakami. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53750,
- EADE, K. E. - HEYWOOD, W. W. - LEE, H. A., 1957 - Sakami Lake area, New Quebec. Geological Survey of Canada ; Map 23-1957.
- EADE, K. E., 1966 - Fort George and Kaniapiskau river (west half) map-areas, New Quebec. Geological Survey of Canada ; Memoir 339, 84 pages.
- ERNST, R. E. - BUCHAN, K. L. - GOUTIER, J. - LECLAIR, A. - LAMOTHE, D., 1998 - Reconnaissance paleomagnetic study of diabase dykes of James Bay and Ashuanipi regions of Quebec. Programme et résumés, réunion conjointe : Association géologique du Canada, Association minéralogique du Canada, Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, Association internationale des hydrogéologues et Union géophysique canadienne ; page A-53.
- ETHIER V.G. - CAMPBELL, F.A., 1977. Tourmaline concentrations in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Can. J. earth Sci.*, 14, p. 2348-2363.
- FALLARA, F. – MOORHEAD, J. – ROSS, P-S. – GOUTIER, J., 1999 – Caractéristiques de centres volcaniques et de minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes des séquences volcaniques du lac Sakami et de la rivière Eastmain, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 99-37, 35 pages.

- FERRY, J.M. - SPEAR, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 66, p. 113-117.
- FOWLER, C.M.R. - NISBET, E.G., 1988. Geotherms in the continental crust and metamorphism. *Dans : Short Course on Heat, Metamorphism and Tectonics*. MAC, 14, p. 34-50.
- FRANKLIN, J.M. - LYDON, J.W. - SANGSTER, D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 75<sup>th</sup> Anni. Vol. , p. 485-627.
- FRANCONI, A., 1978. La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure. Rapport géologique final. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 574, 184 pages.
- GALLOP, A. M., 1975 – Geological report and sketch of claim holding. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 31354, 9 pages et 6 plans.
- GALLOP, A. M., 1976 – 2 DDH logs. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 32119, 21 pages et 3 plans.
- GALLOP, A. M. – MANSON, W. O., 1976 – Report on exploration program, 15 DDH logs with summary. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 31873, 147 pages et 16 plans.
- GAUTHIER, M. – CHARTRAND, F., 1995. L'or dans le bassin de la La Grande Rivière, Baie James : typologie et cadre géologique. Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés 1995. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 95-04, p. 4.
- GAUTHIER, M. – CHARTRAND, F. – LAROCQUE, M., 1996 - Géologie de la région du lac Sakami, SNRC 33F. Carte de compilation au 1:250 000. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 96-13, une carte annotée.
- GAUTHIER, M. - LAROCQUE, M. - CHARTRAND, F., 1997 - Cadre géologique, style et répartition de minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 97-30, 65 pages.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M., 1998. Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de la Basse et Moyenne Eastmain, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles. MB 98-10, 86 pages.
- GEHRISCH, W., 1987. Late Archean Syngenetic Uranium Mineralization at Gayot Lake, Northern Quebec, Canada. *Monograph Series on Mineral Deposits*, vol. 27, p. 49-57; Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- GEREGHTY, G. J., 1975 – Report on a radiometric survey with a sketch of claim holding. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 31354, 5 pages et 6 plans.
- GOUTIER, J. - DOUCET, P. - DION, C. - BEAUSOLEIL, C. - DAVID, J. - PARENT, M. - DION, D.-J., 1998a - Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 98-16, 48 pages.
- GOUTIER, J. - DOUCET, P. - DION, C. - BEAUSOLEIL, C. - DION, D.-J., 1998b - Géologie de la région du lac Esprit (33F/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 98-09, 39 pages.
- GOUTIER, J. - DION, C. - DAVID, J. - DION, D.-J., 1999a - Géologie de la région de la passe Chimusumini et du lac Vion (SNRC 33F/11 et 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 98-17, 41 pages.

- GOUTIER, J. - DION, C. - LAFRANCE, I. - DAVID, J. - PARENT, M. - DION, D.-J., 1999b - Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 98-18, 52 pages.
- GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.-C. - DAVID, J. - PARENT, M., 2000a - Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 99-15, 38 pages.
- GOUTIER, J. - OUELLET, M.-C. - MOORHEAD, J., 2000b - Lac Guillaumat (33F02). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-33F02-C3C-2000.
- GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M. C. - MERCIER-LANGEVIN, P., en préparation - Géologie de la région de la colline Masson et de la passe Awapakamich (SNRC 33F/09 et 33F/10). Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- GRAMBLING, J.A., 1990. Internally-consistent geothermometry and H<sub>2</sub>O barometry in metamorphic rocks : the example garnet-chlorite-quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, p. 617-628.
- HELLINGWERF, R.H. - GATEDAL, K. - GALLAGHER, V. - BAKER, J.H., 1994. Tourmaline in the central Swedish ore district. *Mineral. Deposita*, 29, p. 189-205.
- HOCQ, M., 1994. La Province du Supérieur. Dans: *Géologie du Québec*, Ministère des Ressources naturelles, Québec, MM 94-01, p. 7-20.
- HODGES, K.V. - SPEAR, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, v. 67, p. 1118-1134.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.Q., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, p. 523-548.
- JAMIESON, R.A. - STEWART, 1973 - Report on geology, magnetic and electromagnetic surveys and 23 drill hole logs. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 28527, 37 pages.
- JENSEN, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, miscellaneous Paper, 66.
- JOHNSON, J., 1974 - Report on magntic survey and 4 DDH logs. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 30047, 10 pages et 8 plans.
- KERRICK, D.M., 1990. The Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs. Review in *Mineralogy*, MSA vol. 22, 406p.
- LAIRD, J., 1988. Chlorites : Metamorphic petrology. Review in *Mineralogy*, MSA vol. 19, p. 405-453.
- LAMOTHE, D., 1994. Géologie de la Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec. Dans: *Géologie du Québec*, p. 67-74, Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 94-02, 154 pages.
- LEAKE, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, v. 63. P. 1023-1053.
- MACLEAN, W.H. ET KRANIDIOTIDIS, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration, Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 82, p. 951-952.
- MATHIESON, N.A., ET HODGSON, J., 1983. Alteration, mineralization, and metamorphism in the area of the East South C ore zone, 24<sup>th</sup> level of the Dickenson mine, Red Lake, northwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 21, p. 35-52.

- MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, p. 207-218.
- MILLS, J. P., 1965 - Sakami Lake (South area). Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec ; DP-100, 16 pages et une carte.
- MILLS, J. P., 1967 - Long Lake Map Area. Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec ; DP-141, 10 pages et une carte.
- MILLS, J. P., 1973 - Sakami Lake (North area). Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec ; DP-148, 7 pages et une carte.
- MILLS, J. P., 1974 - Petrological studies in the Sakami-Lake greenstone belt of northwestern Quebec. University of Kansas ; thèse de doctorat, 190 pages et 2 plans.
- MOORHEAD, J. – BEAUMIER, M. – LEFEBVRE, D. – BERNIER, L. – MARTEL, D., 1999. Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 99-35, 50 pages.
- MOORHEAD, J. - FALLARA, F. - LAFLÈCHE, M. - BERNIER, L.R., 1998. Caractéristiques et potentiel des séquences volcaniques des rivières La Grande et Eastmain, secteurs centraux, pour les minéralisations de type SMV. Programmes et résumés, 1998, DV 98-05, p. 47.
- MORTENSEN, J. K. - CIESIELSKI, A., 1987 - U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. *In* : Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1. Geological Survey of Canada ; Paper 87-2, pages 129-134.
- NOBLE, S.R. – LIGHTFOOT, P.C., 1992. U-Pb baddeleyite ages of the kerns and triangle mountain intrusion, Nipissing Diabase, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, p.1424-1429.
- OLIVO, G.R., 1994. - Rapport sur le projet Sakami; Mines Dynacor inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53599, 35 pages.
- PALMER, M.R. - SLACK, J.F., 1989. Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, p. 434-451.
- PAQUETTE, L., 1998 – Étude stratigraphique et métallogénique d'une séquence arénitique archéenne à conglomérats pyriteux et uranifères, Baie James, Québec. Université du Québec à Montréal ; mémoire de maîtrise, 80 pages.
- PAQUETTE, L. - GAUTHIER, M., 1997 - Séquences archéennes du lac Sakami, baie James. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 97-02, 34 pages.
- PARENT, M., 1998. Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord, phase II. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne, 61 pages.
- PERCHUCK, L.L. - LAVRENT'ÉVA, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *Advances in Geochemistry*, v. 3, p. 198-240.
- PIGAGE, L.C. - GREENWOOD, H.J., 1982. Internally consistent estimates of pressure and temperature : the staurotide problem. *Am. J. Sci.*, 282, p. 943-969.
- PORTELLA, P., 1980. Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de

- satellites et cartes aéromagnétiques. Thèse de doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, 197 pages.
- RICHARD, LINDA R., 1998. Minpet Geological Software version 2.02.
- RICHER-LAFLÈCHE, M. – MOORHEAD, J. – GOUTIER, J. – FALLARA, F., 2000. Géochimie et pétrogénèse des roches volcaniques du Groupe de Yasinski, Sous-Province de La Grande. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 2000-XX.
- ROSCOE, S. M. - DONALDSON, J. A., 1988 - Uraniferous pyritic quartz pebble conglomerate and layered ultramafic intrusions in a sequence of quartzite, carbonate, iron formation and basalt of probable Archean age at Lac Sakami, Quebec. *In* : Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; Paper 88-1C, pages 117-121.
- ROY, M.S., 1999 – Rapport des travaux de terrain, propriété Apple (SNRC 33F/02-33F/03), Mines d'Or Virginia Inc. Rapport interne 20 pages
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1993. Structure of the high-grade Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince; an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, p. 1443-1458.
- SCOTT, S.D., 1973. Experimental calibrations of the sphalerite geobarometer. *Econ. Geol.*, 68, p. 466-474.
- SÉGUIN, M. – SHARMA, K.N.M. – WOUSSEN, G., 1981. Étude paléomagnétique des roches protérozoïques de la Formation de Sakami, région de la Grande Rivière, Territoire du Nouveau-Québec, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, vol. 18, p. 1893-1899.
- SEVERIN, P.W.A. - ET BALINT, F., 1984. Geological setting of the Winston Lake massive sulfide deposit. CIM Geology Division, district 4, field trip oct. 1-4, 1984. P. B-1-B17.
- SHARMA, K. N. M., 1996. Légende générale de la carte géologique, édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 96-28, 88 pages.
- SHARMA, K. N. M., 1977 - Région de La Grande Rivière. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RG-184, 75 pages et trois cartes.
- SHARMA, K. N. M., 1974 - La Grande River Area (1974 project), New Quebec Territory. Ministère des Richesses naturelles, Preliminary Geological Report, DP-275.
- SHARMA, K. N. M., 1973 - La Grande River Area (1973 project), New Quebec Territory. Ministère des Richesses naturelles, Interim Geological Report, DP-221.
- SILLITOE, R.H. – HANNINGTON, M. – THOMPSON, J.F.H., 1996 – High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic Geology*, vol. 91, p. 204-212.
- SPEAR, F.S. - CHENEY, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schist in the system SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-MgO-K<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 149-164.
- STEWART, H. F. – FISHER, P. E. – JAMIESON, R. A., 1973 – Report on geological, electromagnetic (V L F), magnetic & radiometric surveys with 25 logs of boreholes 49866 to 882, 84 & 85, 887 to 900, 55301 to 303, Sakami Property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 29067, 172 pages et 47 plans.
- ST-HILAIRE, C., 1998 – Levé électromagnétique et magnétique hélicoptéré, bloc Apple, claims McKenzie, Mines d'Or Virginia inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 56268, 45 pages.

- TAYLOR, B.E. - SLACK, J.F., 1984. Tourmalines from Appalachian-caledonides massive sulfide deposits : textural, chemical and isotopic relationships. *Econ. Geol.*, 79, p. 1703-1726.
- WILLIAMS, M.L. - GRAMBLING, J.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *American Mineralogist.*, vol. 75, p. 886- 908.
- WINCHESTER, J. A. - FLOYD, P. A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* ; volume 20, pages 325-343.

## **FIGURES ET TABLEAUX**





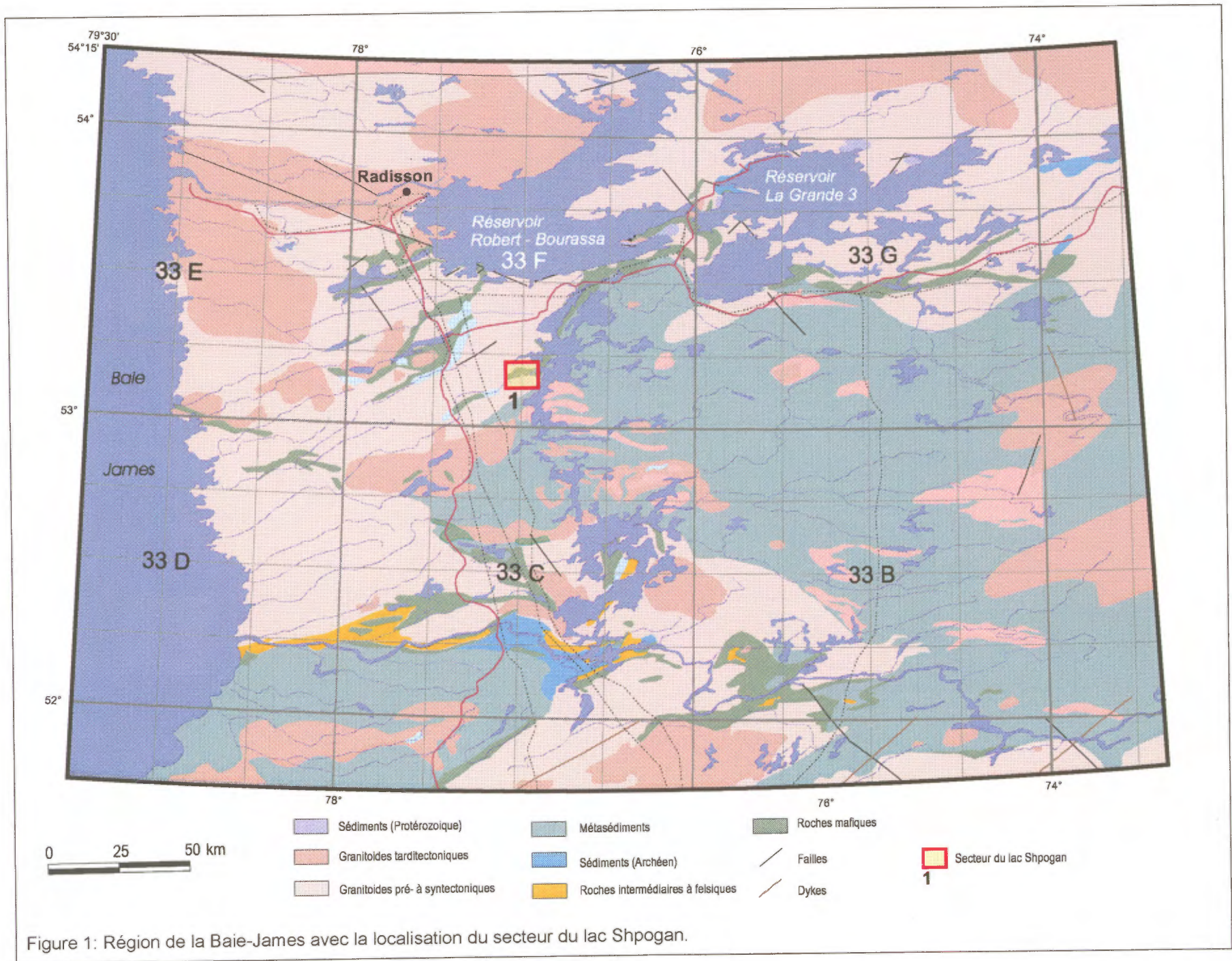
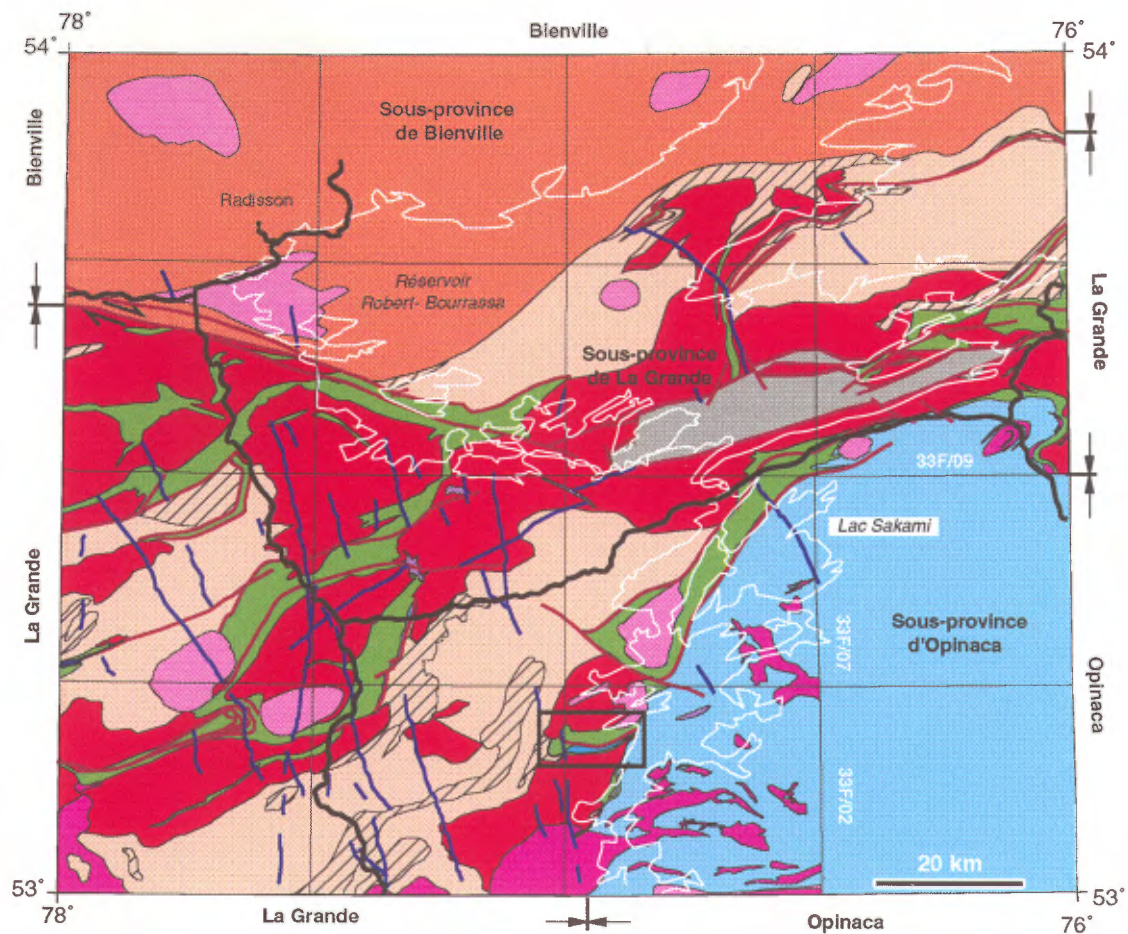


Figure 1: Région de la Baie-James avec la localisation du secteur du lac Shpogan.





### Protérozoïque

■ Dykes de gabbro (2,07 Ga et 2,22 Ga)

Formation de Sakami (< 2,07 Ga)

■ Grès rouges, conglomérat, arénite quartzitique et mudrocks

### Archéen

Granite du Vieux Comptoir (2618 Ma)

■ Granite à biotite et pegmatite à tourmaline

Granite du Lac Taylor (2699 Ma), Pluton de Tipitipisu et intrusions tardives

■ Granite, tonalite porphyrique, granodiorite et monzonite

### Sous-province d'Opinaca

Groupe de Laguiche

■ Paragneiss à biotite, wacke feldspathique, arénite arkosique et conglomérat polygénique

### Sous-province de Bienville

Pluton de Radisson (2712 Ma)

■ Monzonite et monzonite quartzifère, porphyriques

□ Secteur du lac Shpogan

### Sous-province de La Grande

Complexe de Menarik et Pyroxénite de Baie Chapus

■ Périidotite, pyroxénite et chromitite

Intrusions de Duncan, Pluton d'Amisach Wat et Syénite du Lac Bruce (~2709 à 2716 Ma)

■ Tonalite à hornblende et biotite, diorite, monzodiorite, monzonite et syénite

Groupe de Yasinski (2732 Ma), Formation de Shabudowan et Formation d'Ekomiak

■ Basalte tholéitique, andésite, dacite, pyroclastites, formation de fer, wacke, arénite feldspathique, et conglomérats polygéniques

Formation d'Apple

■ Arénite quartzitique et conglomérat monogénique à PY et U

Complexe de Langelier

■ Tonalite à biotite et hornblende (2788 - 2794 Ma)

■ Gneiss tonalitique et granitique (2811 Ma)

# Unités stratigraphiques

# Unités lithologiques

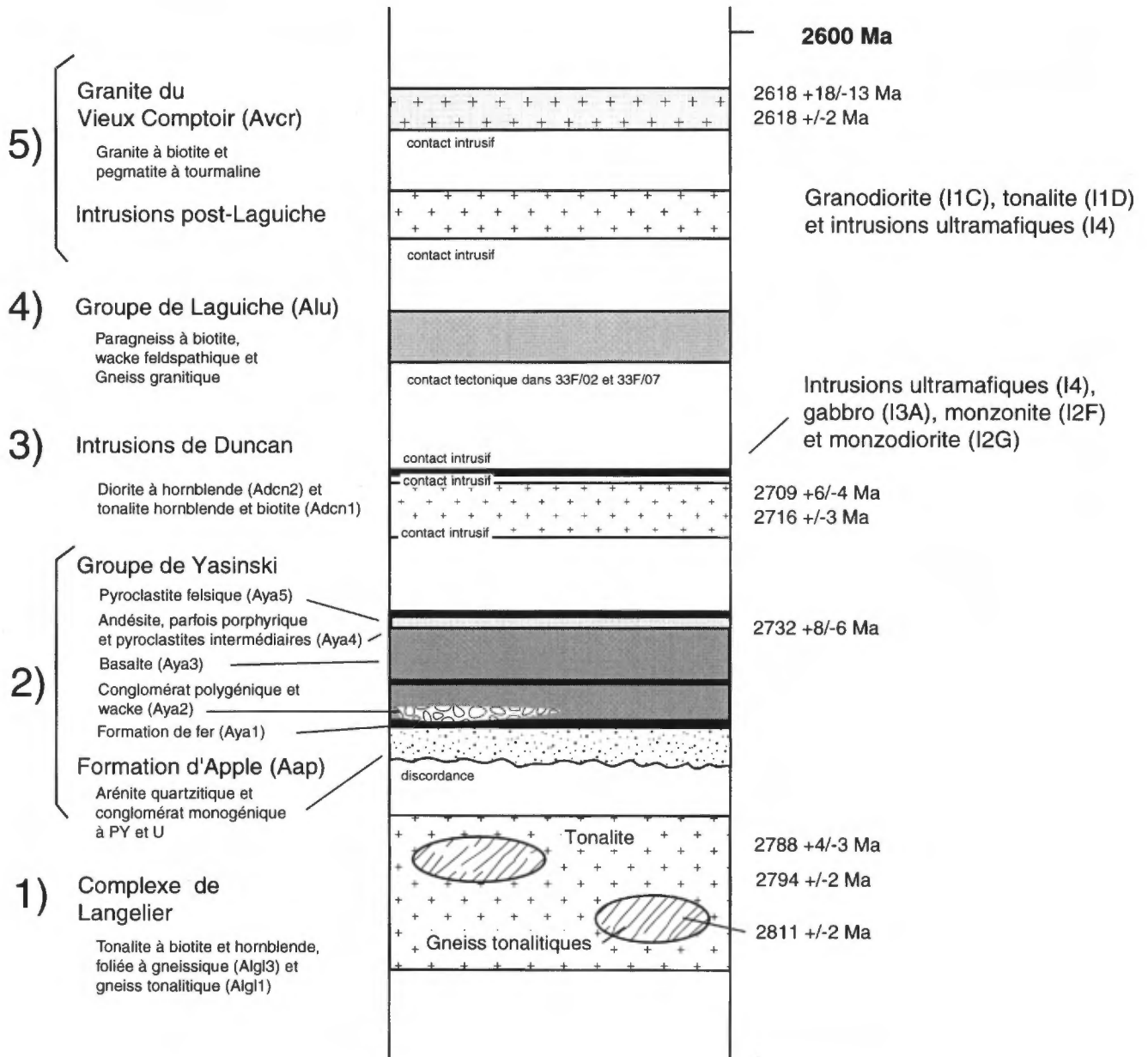


Figure 3 : Colonne lithostratigraphique de la région des lacs Guillaumat (33F/02) et Sakami (33F/07) (modifié de Goutier *et al.*, 2000)



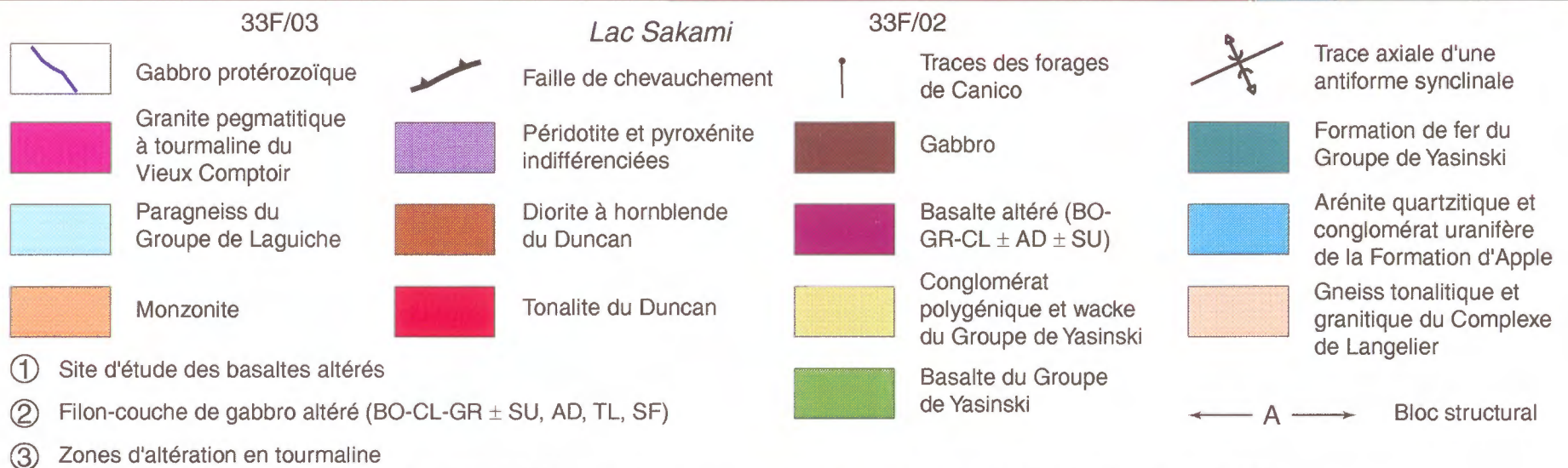
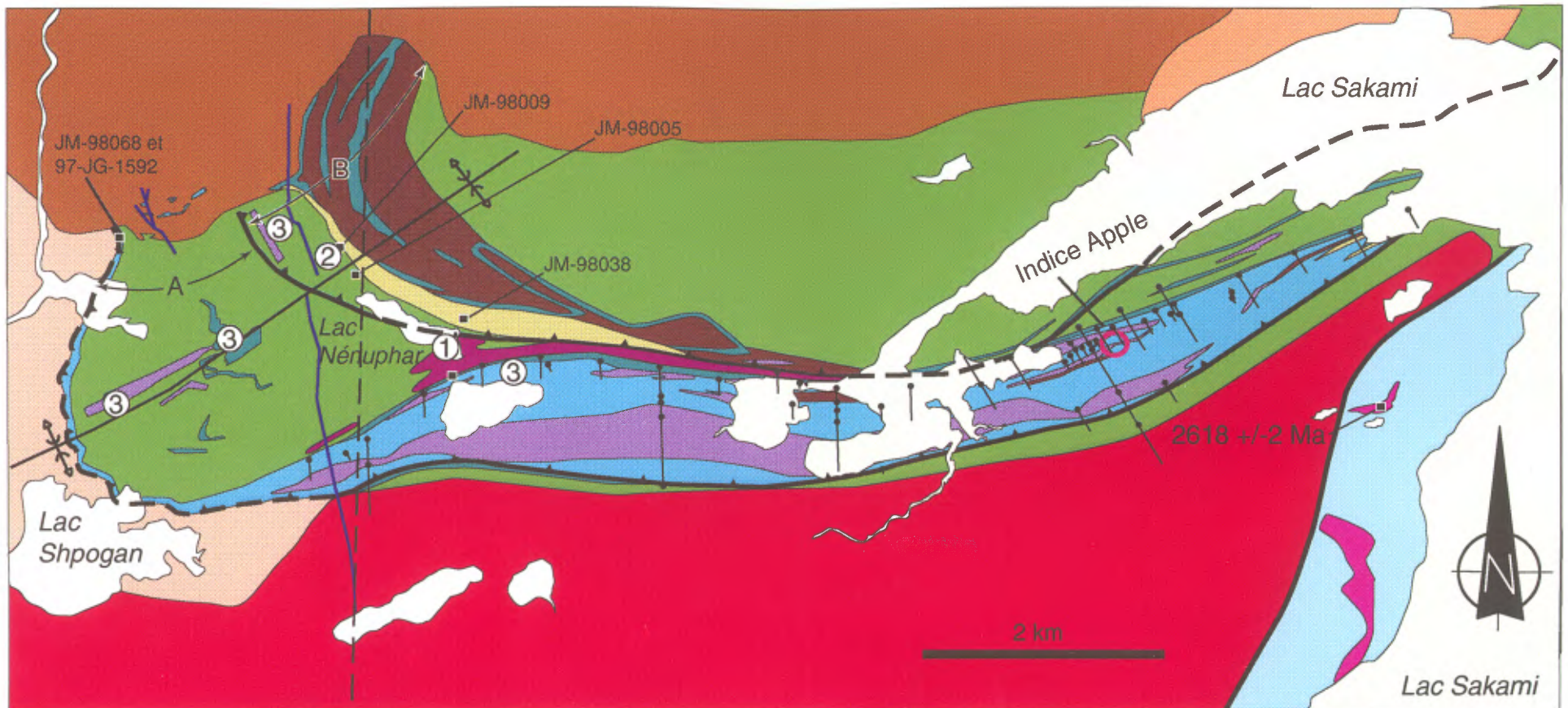


Figure 4 : Carte géologique du secteur du lac Shogon (modifié de Goutier *et al.*, 2000)

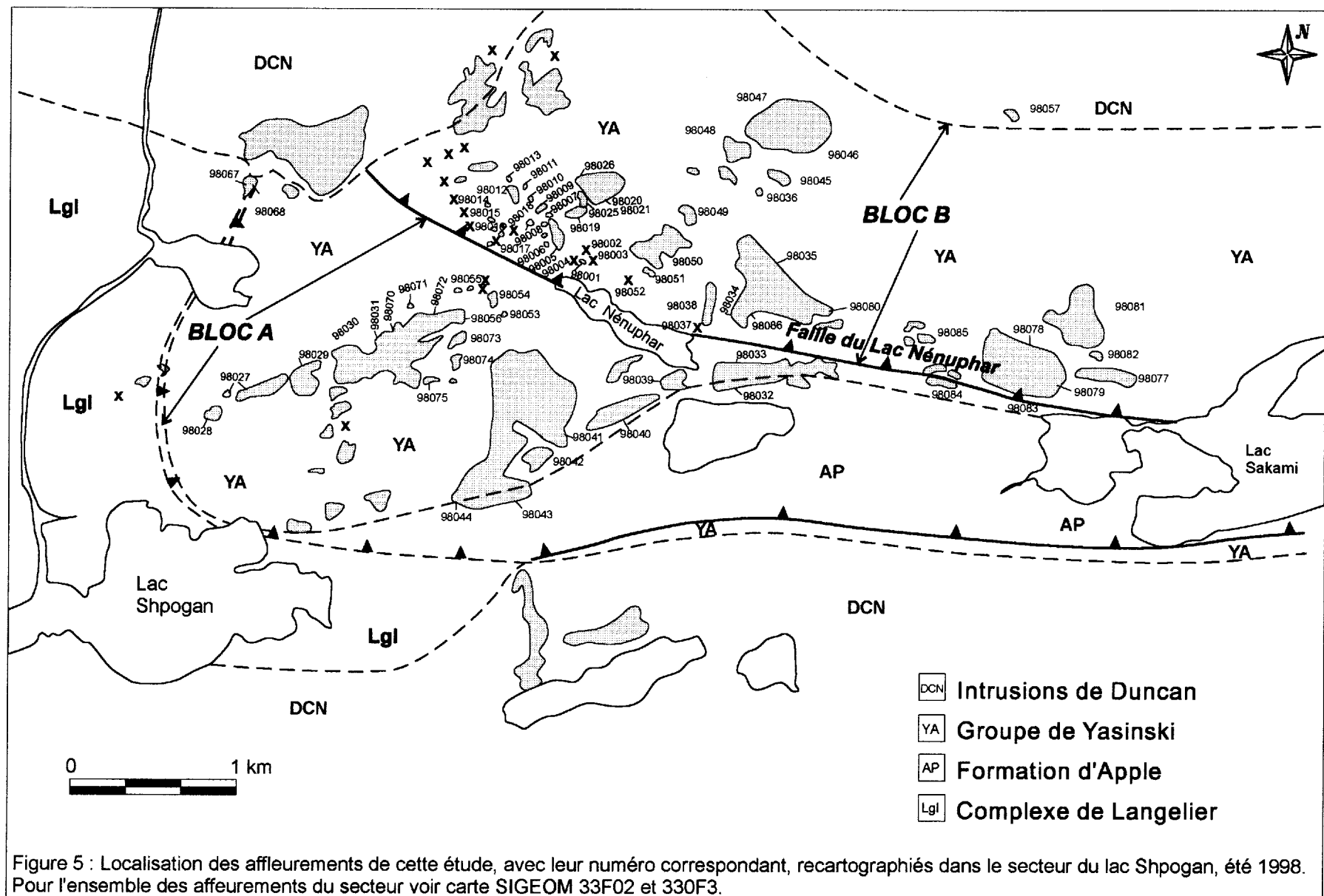


Figure 5 : Localisation des affleurements de cette étude, avec leur numéro correspondant, recartographiés dans le secteur du lac Shpogan, été 1998. Pour l'ensemble des affleurements du secteur voir carte SIGEOM 33F02 et 330F3.

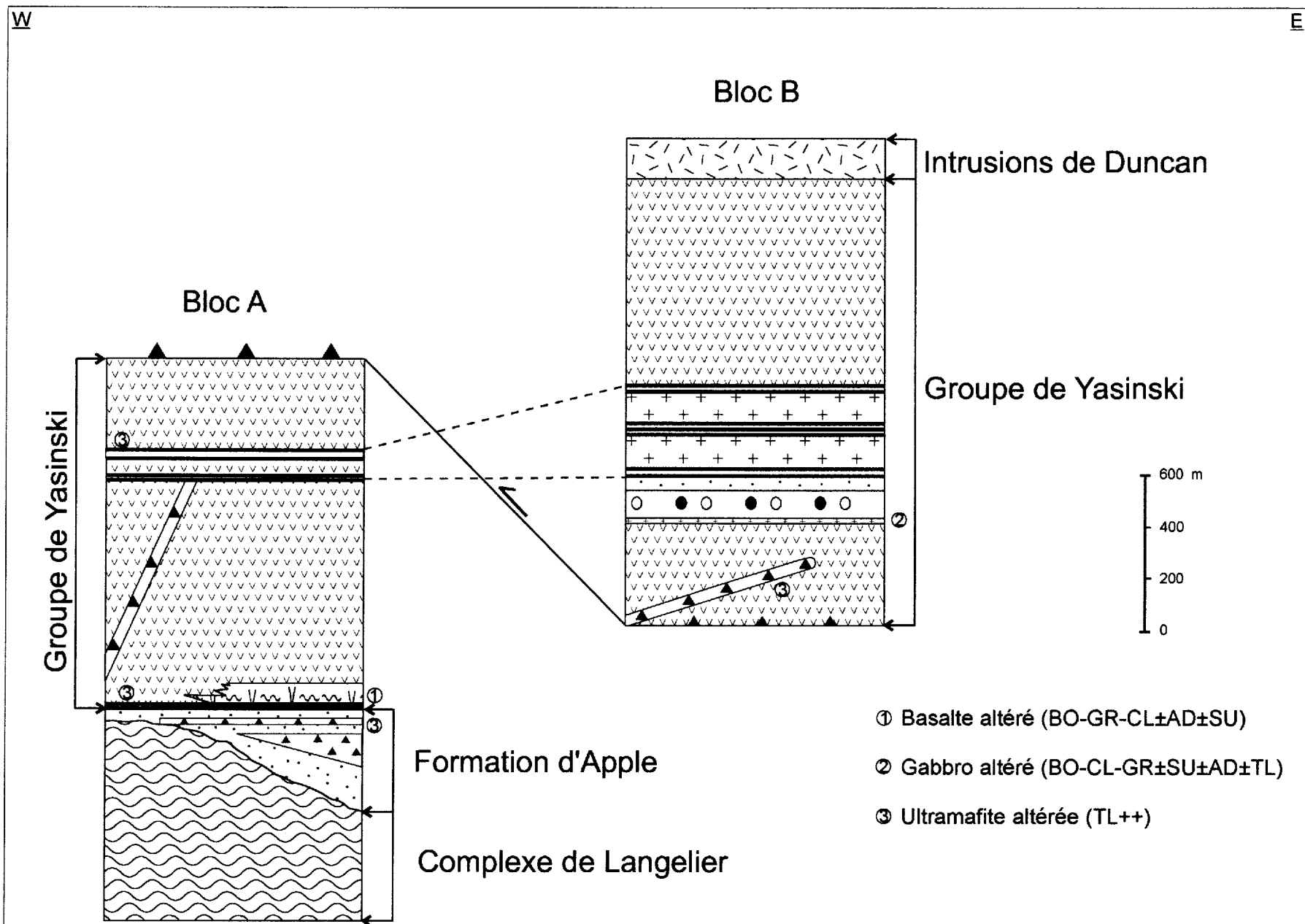


Figure 6 : Coupes stratigraphiques schématiques des blocs structuraux A et B (figure 4; légende voir annexe 10). La zone riche en interlits de formation de fer est interprétée comme un horizon repère servant à corréliser ces deux blocs structuraux.

Affleurement de la discordance  
 Complexe de Langelier/  
 Formation d'Apple  
 Affleurement JM-98068

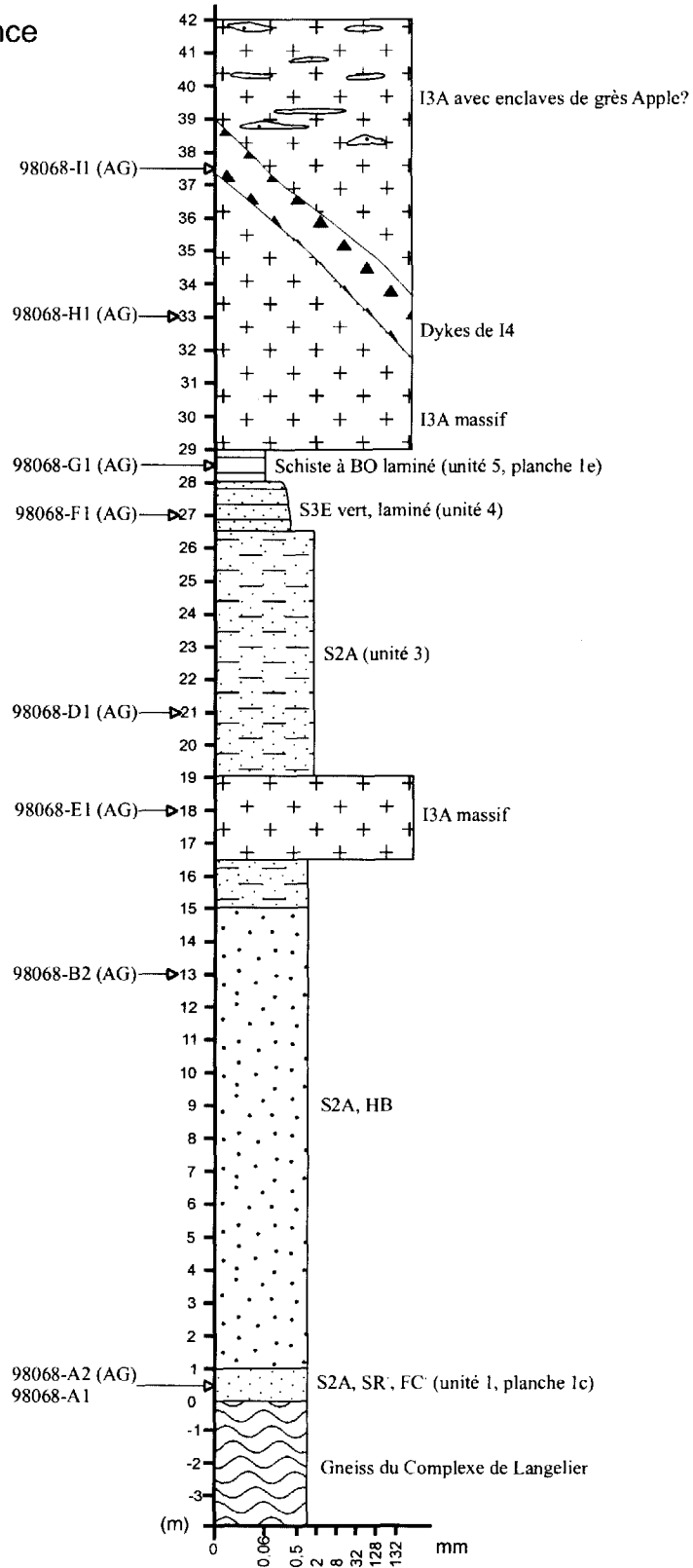
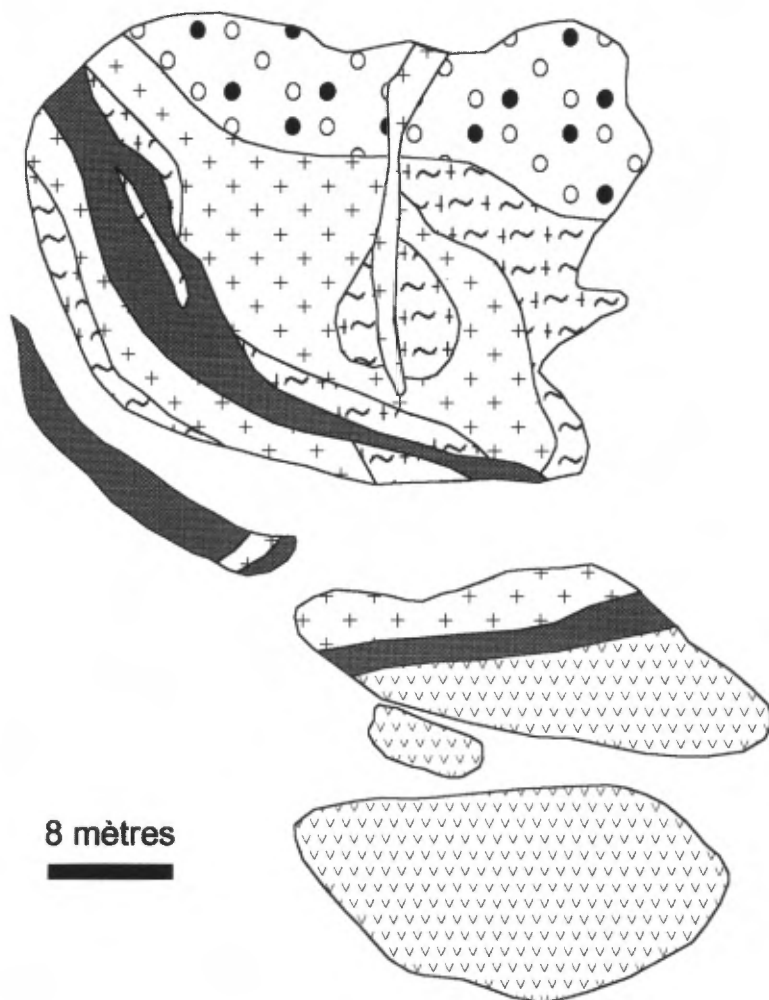
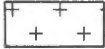


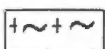
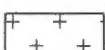
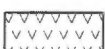


Figure 7 : Colonne stratigraphique de l'affleurement JM-98068 où affleure le contact de discordance entre les gneiss du Complexe de Langelier et les arénites de la Formation d'Apple sus-jacente. À cet endroit, vers le sommet, les grès de la Formation d'Apple semblent moins matures et l'on note une diminution de la granulométrie. AG = analyse globale.



# Affleurement JM-98005



-  Dyke de gabbro
-  Conglomérat polygénique
-  Exhalite et gabbro sulfuré
-  Gabbro altéré (BO-GR±SU±TL)
-  Filon-couche de gabbro
-  Basalte tholéiitique coussiné

8 mètres

Figure 8 : Croquis de l'affleurement JM-98005, appartenant au bloc structural B, montrant le filon-couche de gabbro au contact entre la séquence inférieure de basalte et l'unité de conglomérat/grès sus-jacent. À cet endroit, les zones d'altération aluminées sont distribuées de façon hétérogène. Deux horizons rouillés, dont le centre renferme des horizons de chert rouillé, sont visibles dans le gabbro.

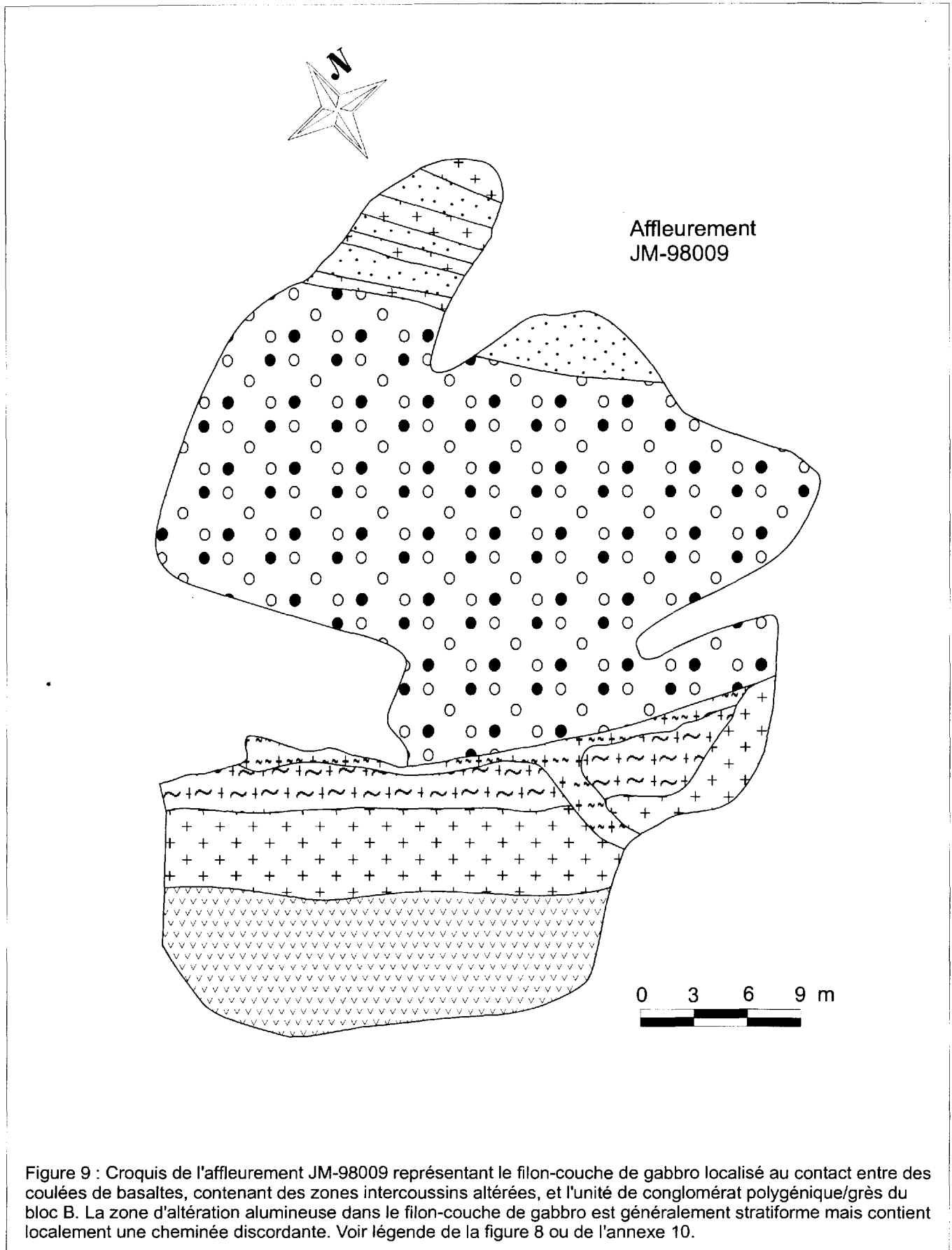


Figure 9 : Croquis de l'affleurement JM-98009 représentant le filon-couche de gabbro localisé au contact entre des coulées de basaltes, contenant des zones intercoussins altérées, et l'unité de conglomérat polygénique/grès du bloc B. La zone d'altération alumineuse dans le filon-couche de gabbro est généralement stratiforme mais contient localement une cheminée discordante. Voir légende de la figure 8 ou de l'annexe 10.

**Zone d'altération dans le gabbro  
(bloc B), contact inférieur de l'horizon  
de conglomérat polygénique  
Affleurement JM-98009**

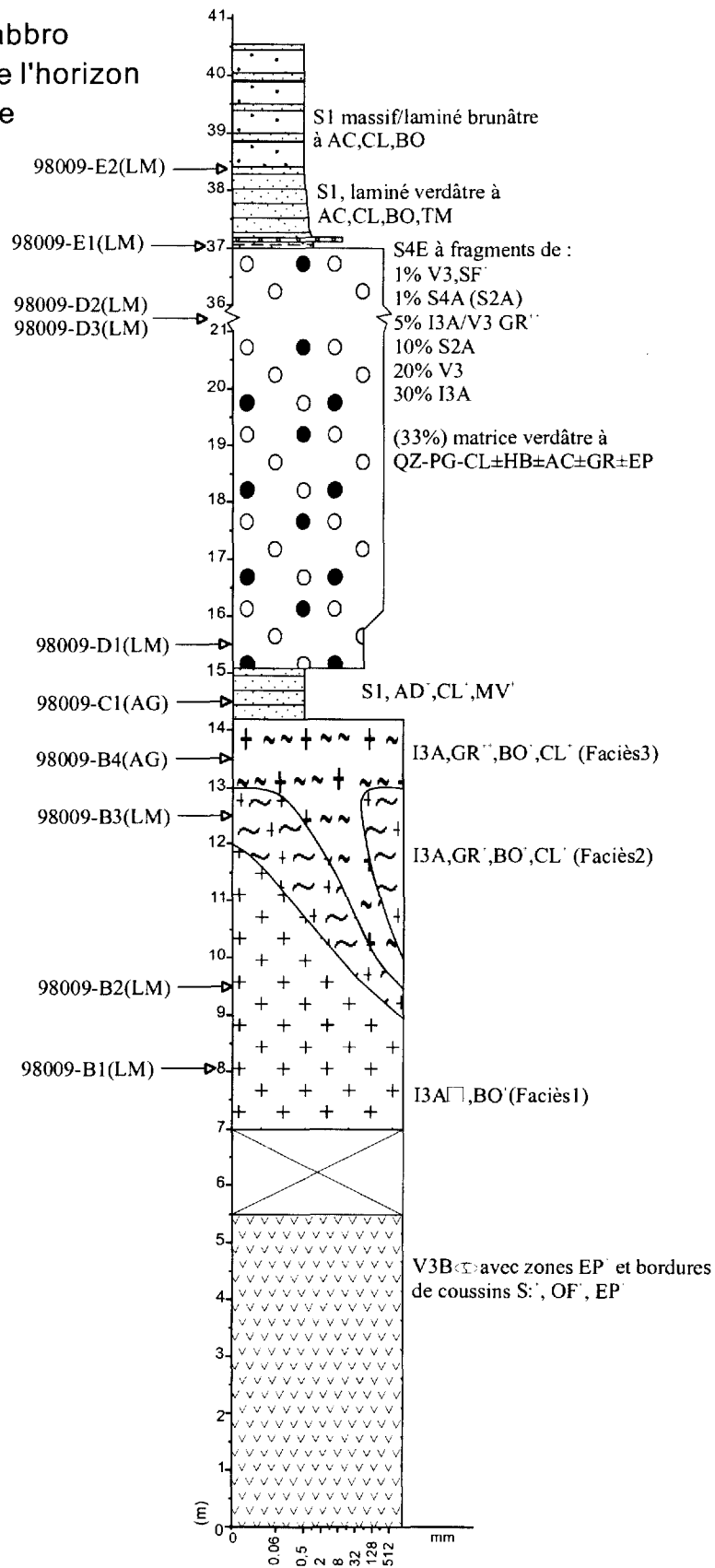


Figure 10 : Coupe stratigraphique de l'affleurement JM-98009. À cet endroit, le faciès 3 de la zone d'altération alumineuse est localement discordante, formant une mince cheminée s'évasant au sommet dans le faciès 2. Au contact entre le filon-couche de gabbro altéré et le conglomérat polygénique sus-jacent, il y a un horizon de grès verdâtre altéré riche en andalousite-chlorite-muscovite.

Coupe stratigraphique de  
la partie supérieure de l'unité  
de conglomérat/grès du bloc B  
Affleurement JM-98038

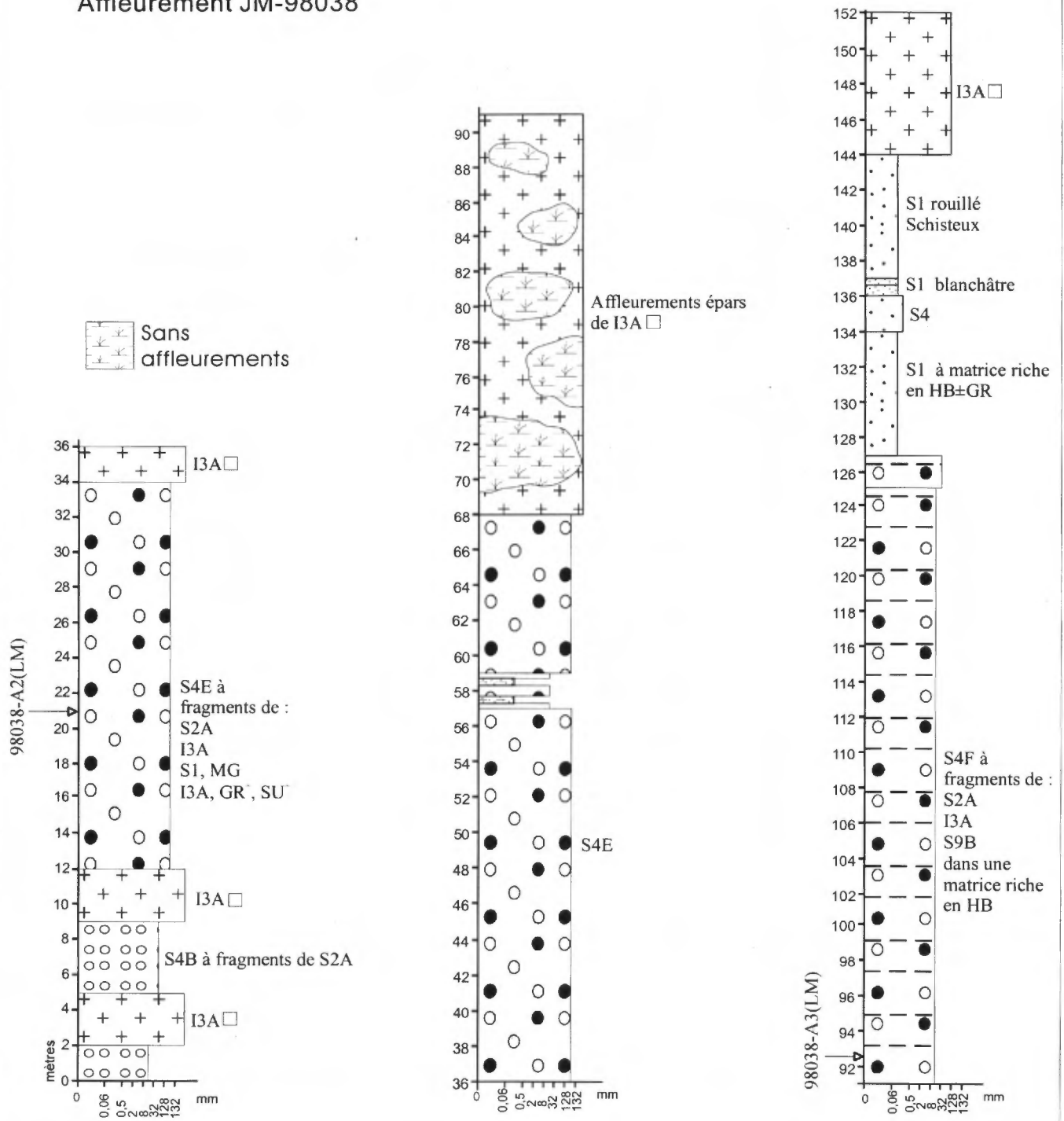
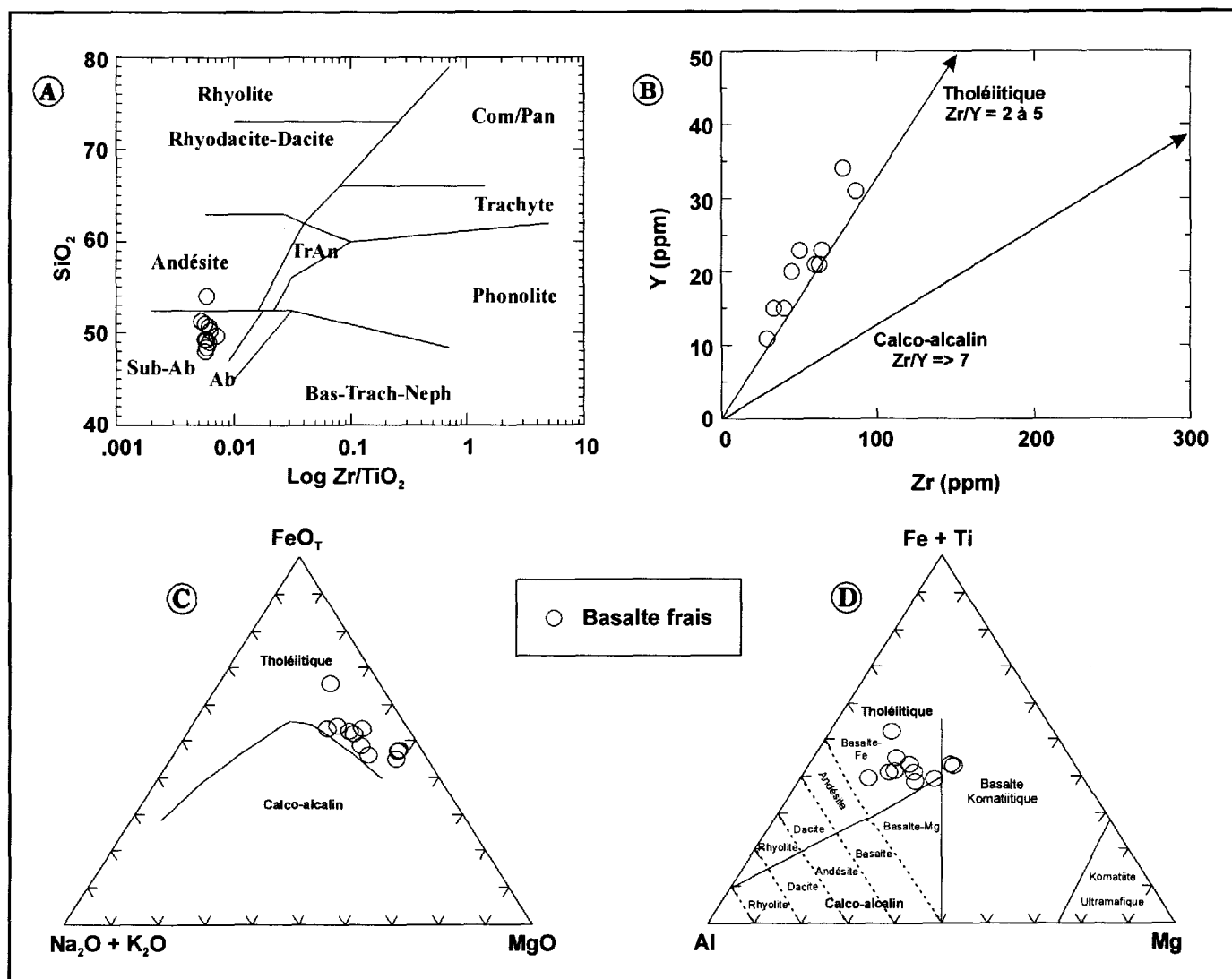
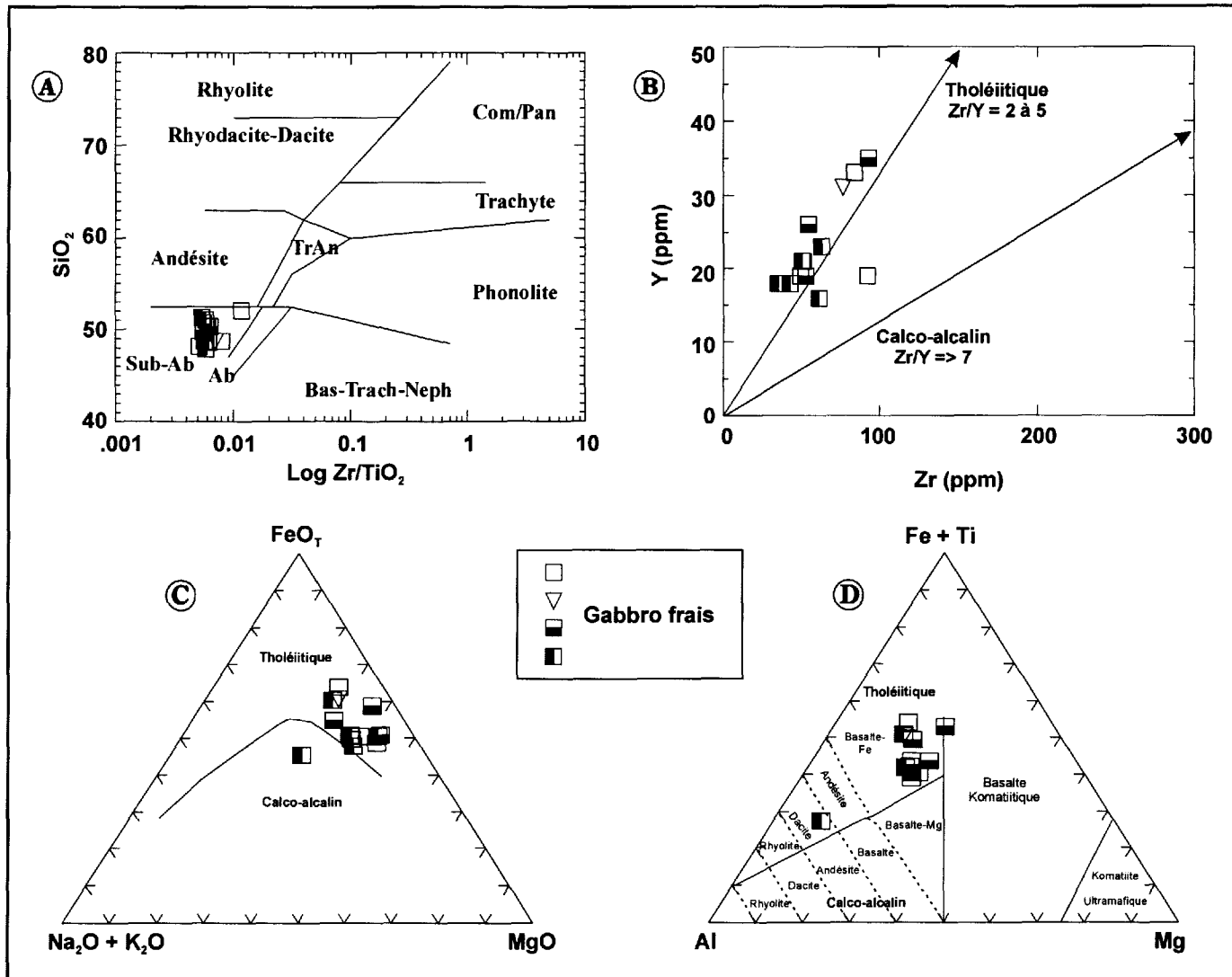


Figure 11 : Coupe stratigraphique de l'affleurement JM-98038 localisé au NE du lac Nénuphar. À cet endroit, les parties médiane et supérieure de l'unité de conglomérat/grès sont exposées. Voir le texte pour les explications.



**Figure 12:** Graphiques illustrant la composition et l'affinité géochimique des basaltes du secteur du lac Shpogan: a) Classification des roches selon Winchester et Floyd (1977); b) Éléments immobiles-incompatibles Y versus Zr; c) Diagramme ternaire AFM selon Irvine et Baragar (1971); d) Diagramme ternaire AFM de Jensen (1976).



**Figure 13:** Graphiques illustrant la composition et l'affinité géochimique des gabbros du secteur du lac Shpogan: a) Classification des roches selon Winchester et Floyd (1977); b) Éléments immobiles-incompatibles Y versus Zr; c) Diagramme ternaire AFM selon Irvine et Baragar (1971); d) Diagramme ternaire AFM de Jensen (1976).

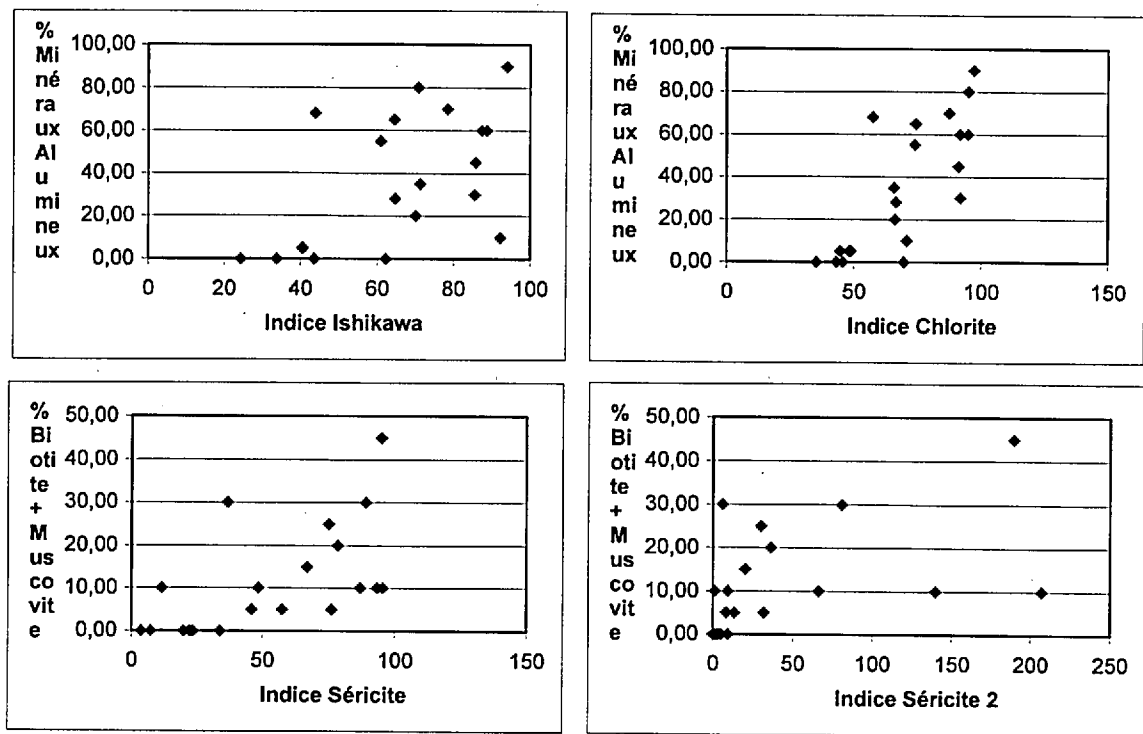


Figure 14 : Diagrammes binaires représentant la relation entre les différents indices géochimiques d'altération et les pourcentages des minéraux alumineux estimés dans les basaltes et les gabbros frais et altérés.

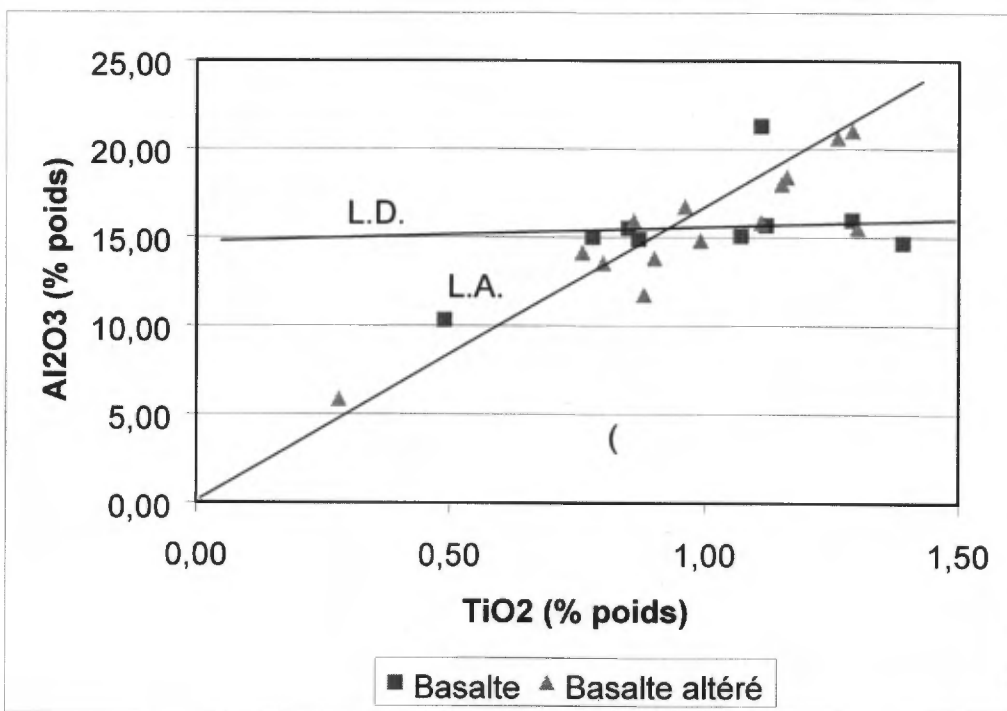
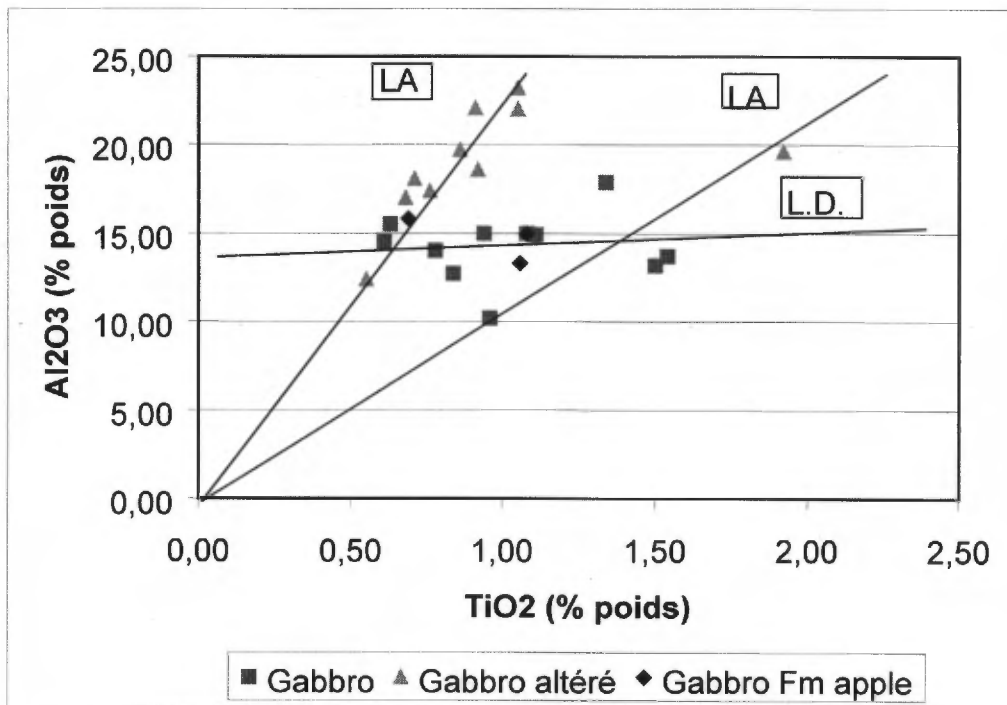


Figure 15 : Diagrammes Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> des gabbros (A) et des basaltes (B), frais et altérés. L.A.=Ligne d'altération, L.D.= Ligne de différenciation.



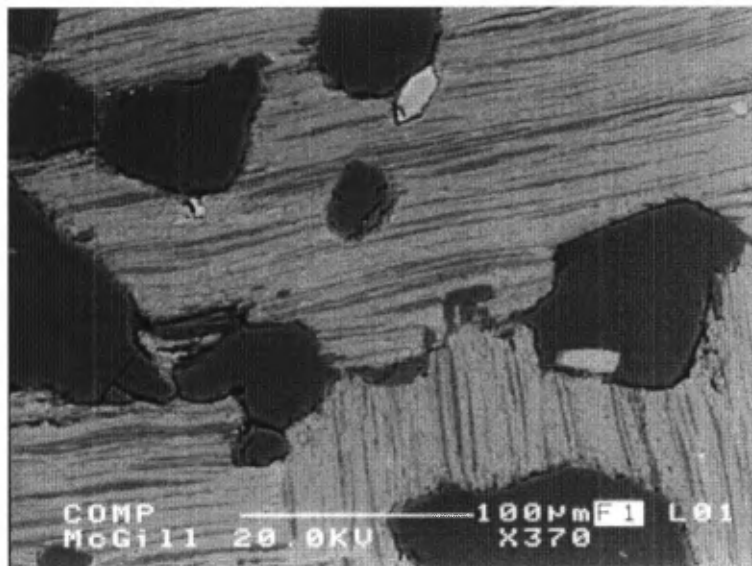


Figure 16 : Biotite chloritisée dans le basalte altéré JM-98039-A3. Image en électrons rétrodiffusés (BSE) au MEB. Les zones gris foncé sont formées de chlorite dans la biotite (gris pâle).

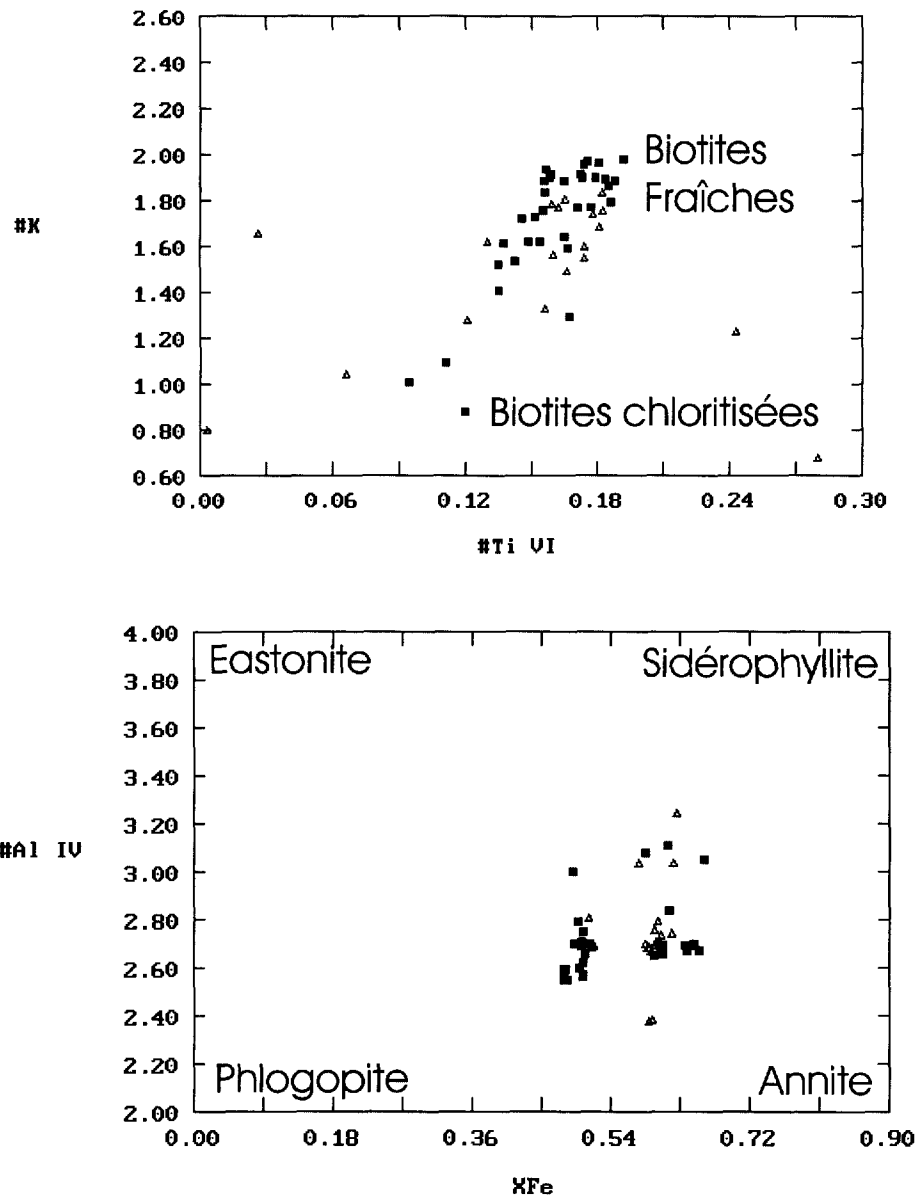


Figure 17 : A) Diagramme K vs Ti montrant l'effet de la chloritisation. B) Diagramme de classification des biotites. Triangle ouvert = basaltes altérés, carré plein = gabbros altérés.

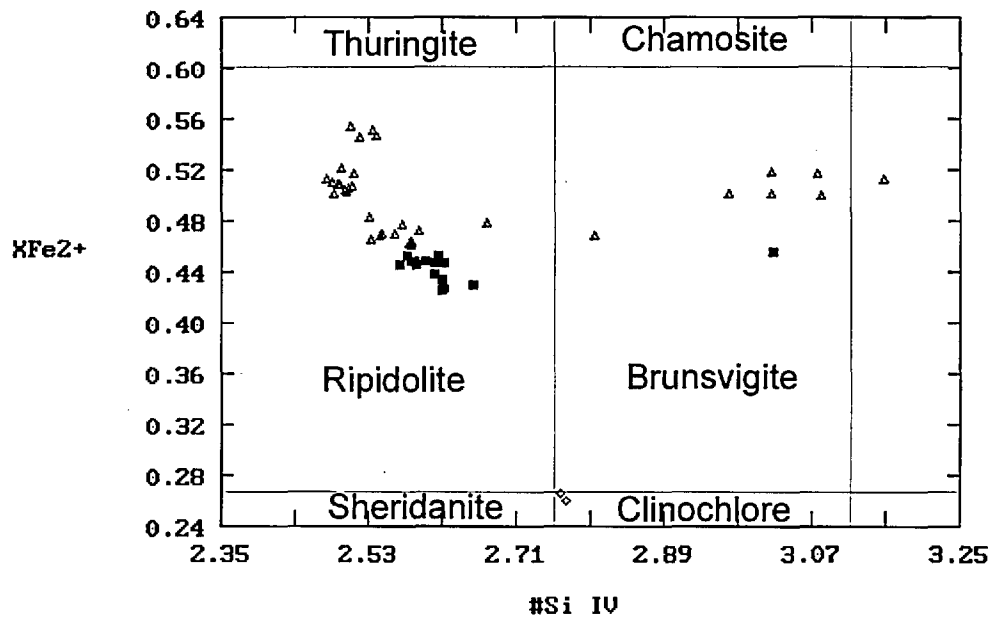
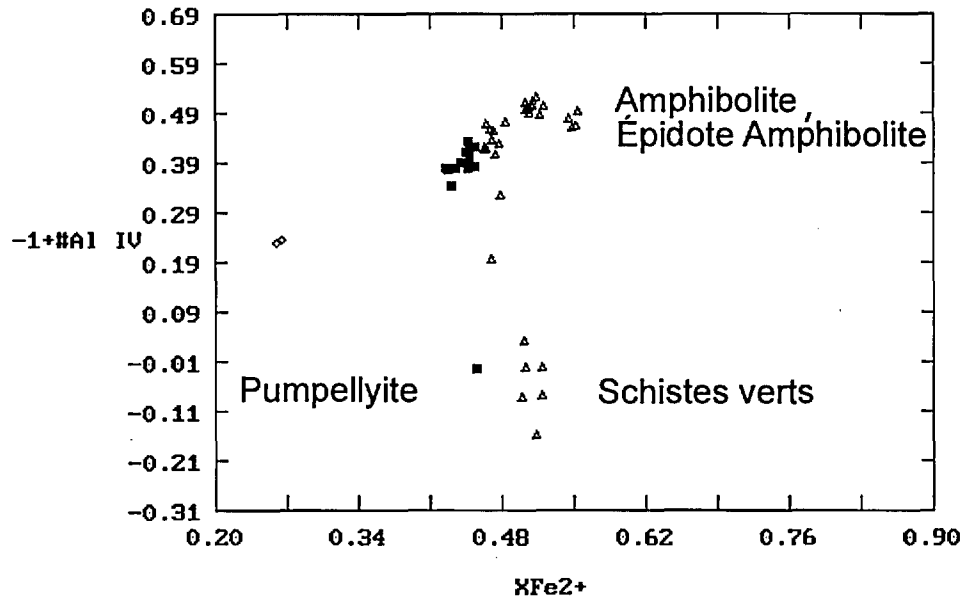


Figure 18 : Composition chimique des chlorites provenant des basaltes et des gabbros altérés.

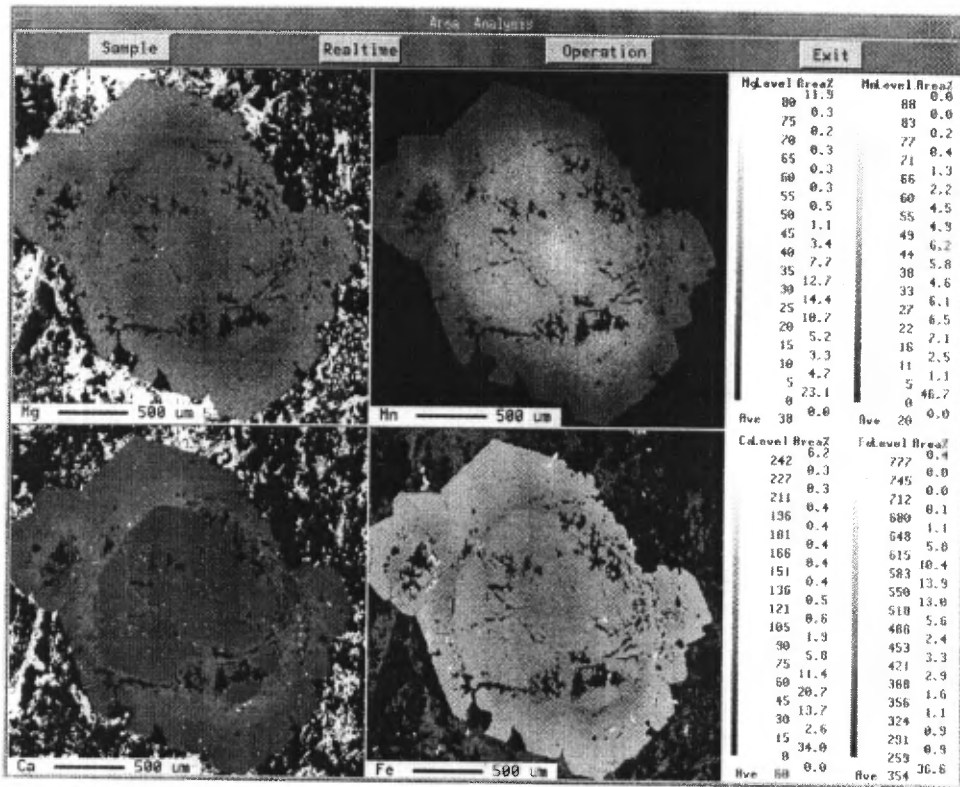


Figure 19 : Cartographie par rayons-X d'un grenat zoné (JM-98005-A2).

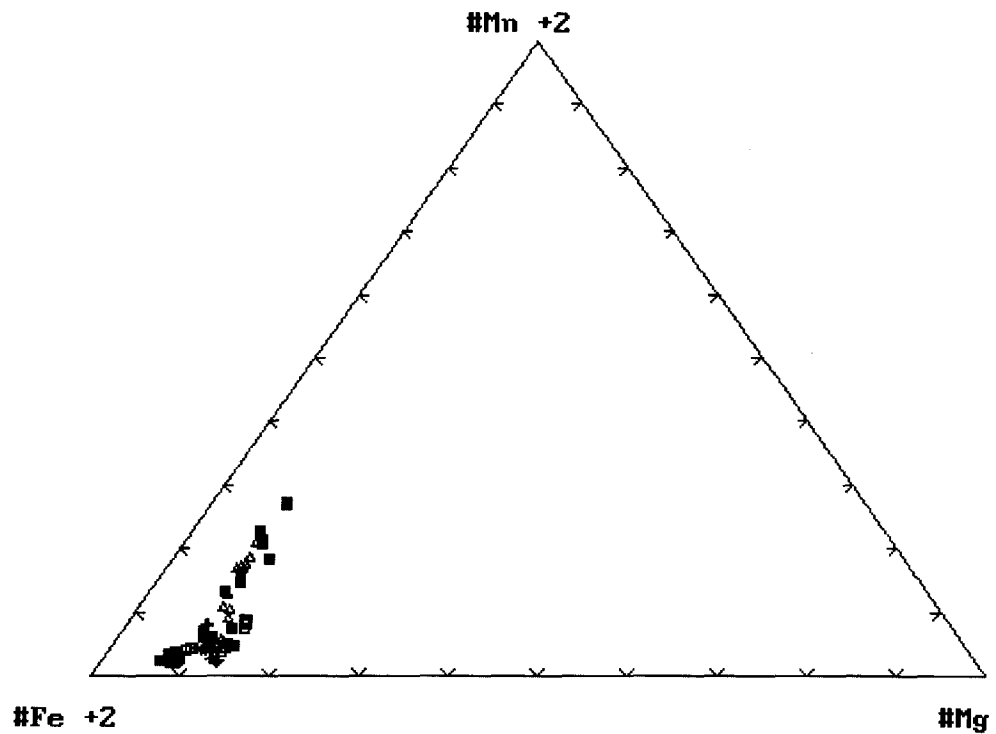
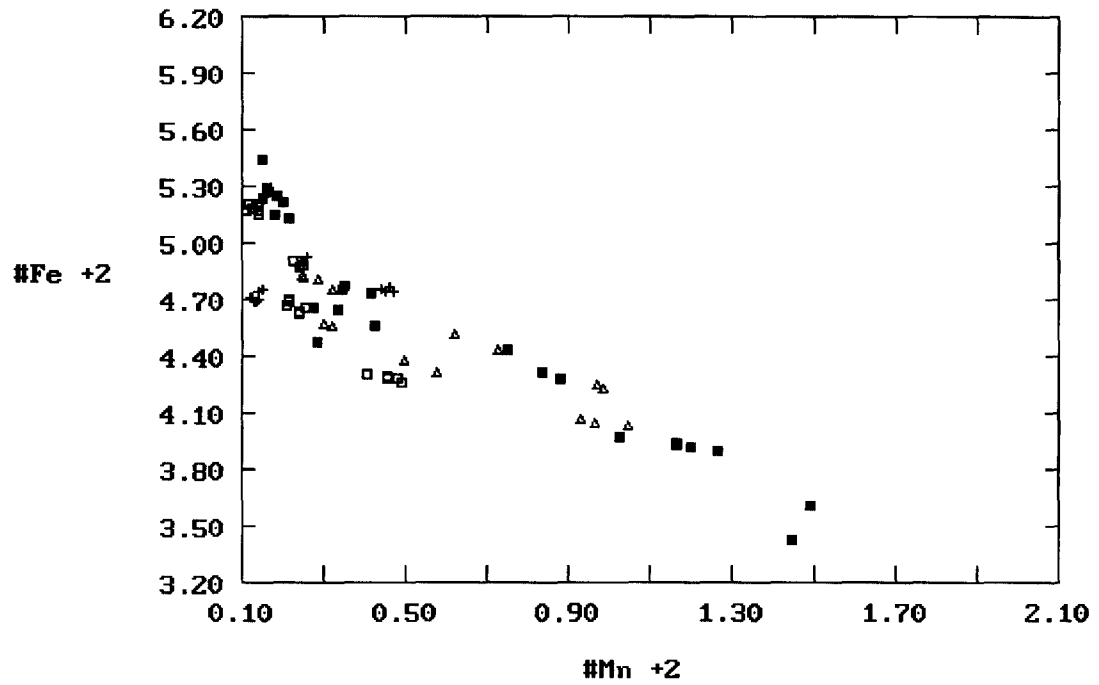


Figure 20 : Diagrammes de composition du grenat. Symboles (cœur, bordure) : gabbros altérés (carré plein, carré vide), basaltes altérés (triangle, croix).

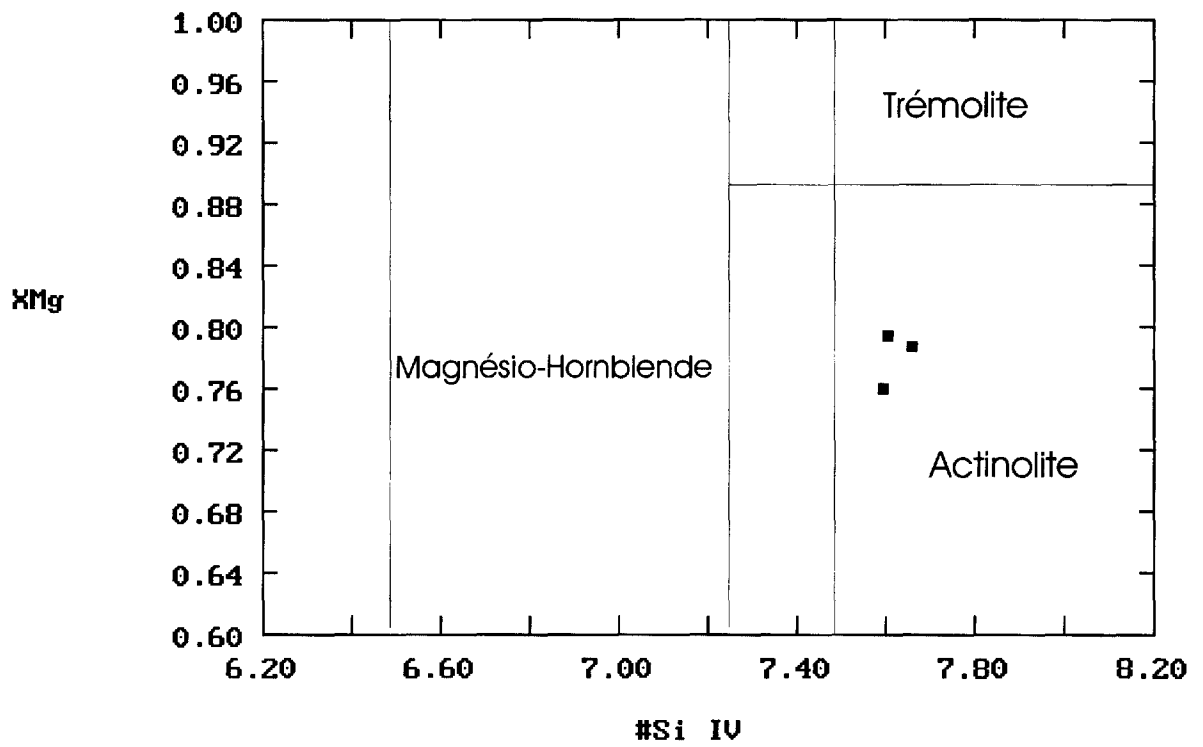


Figure 21 : Diagramme de classification des amphiboles calciques.

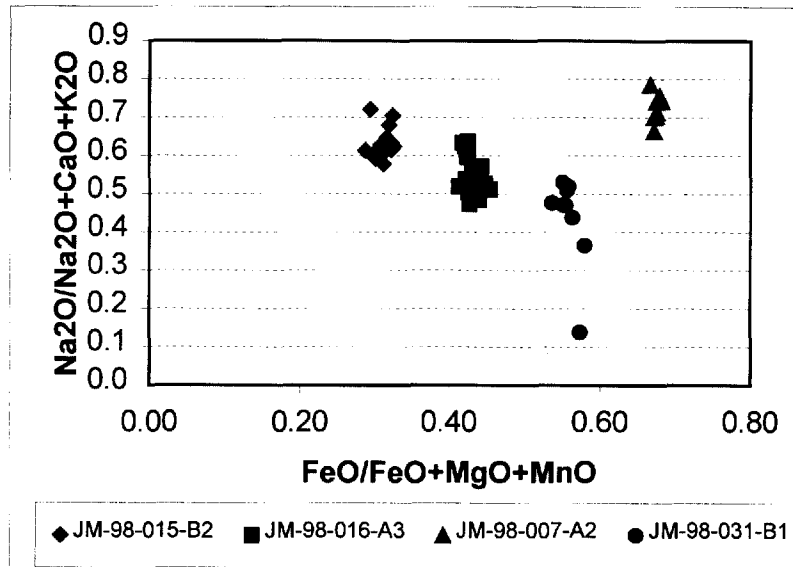


Figure 22 : Diagramme montrant la composition des tourmalines (les éléments des ratios sont en % poids)

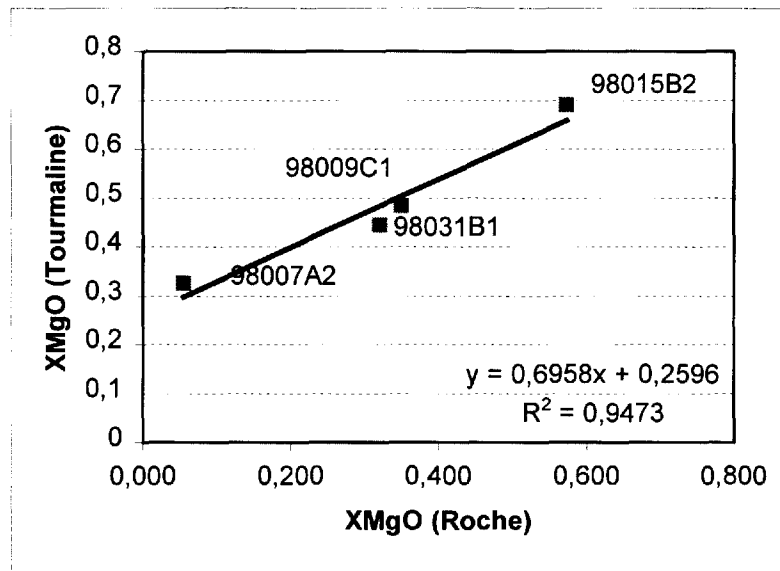


Figure 23 : Relation entre la composition de la tourmaline et de la roche encaissante.



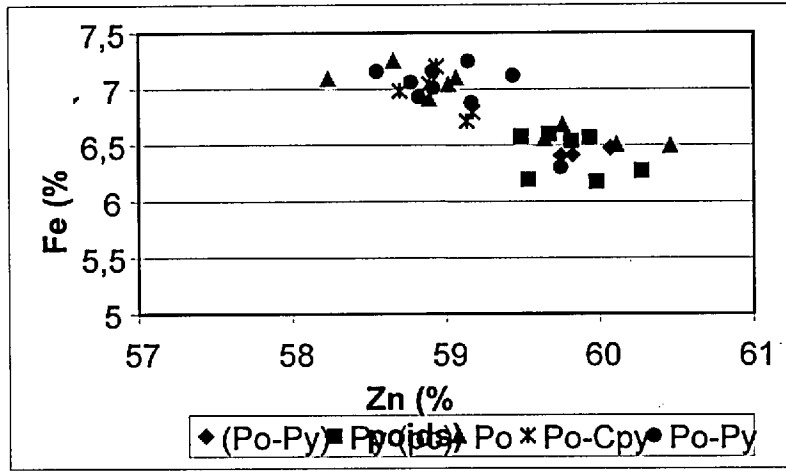


Figure 24 : Variation de composition de la sphalérite dans la lame JM-98005-C2, en fonction des assemblages de sulfures co-existants.

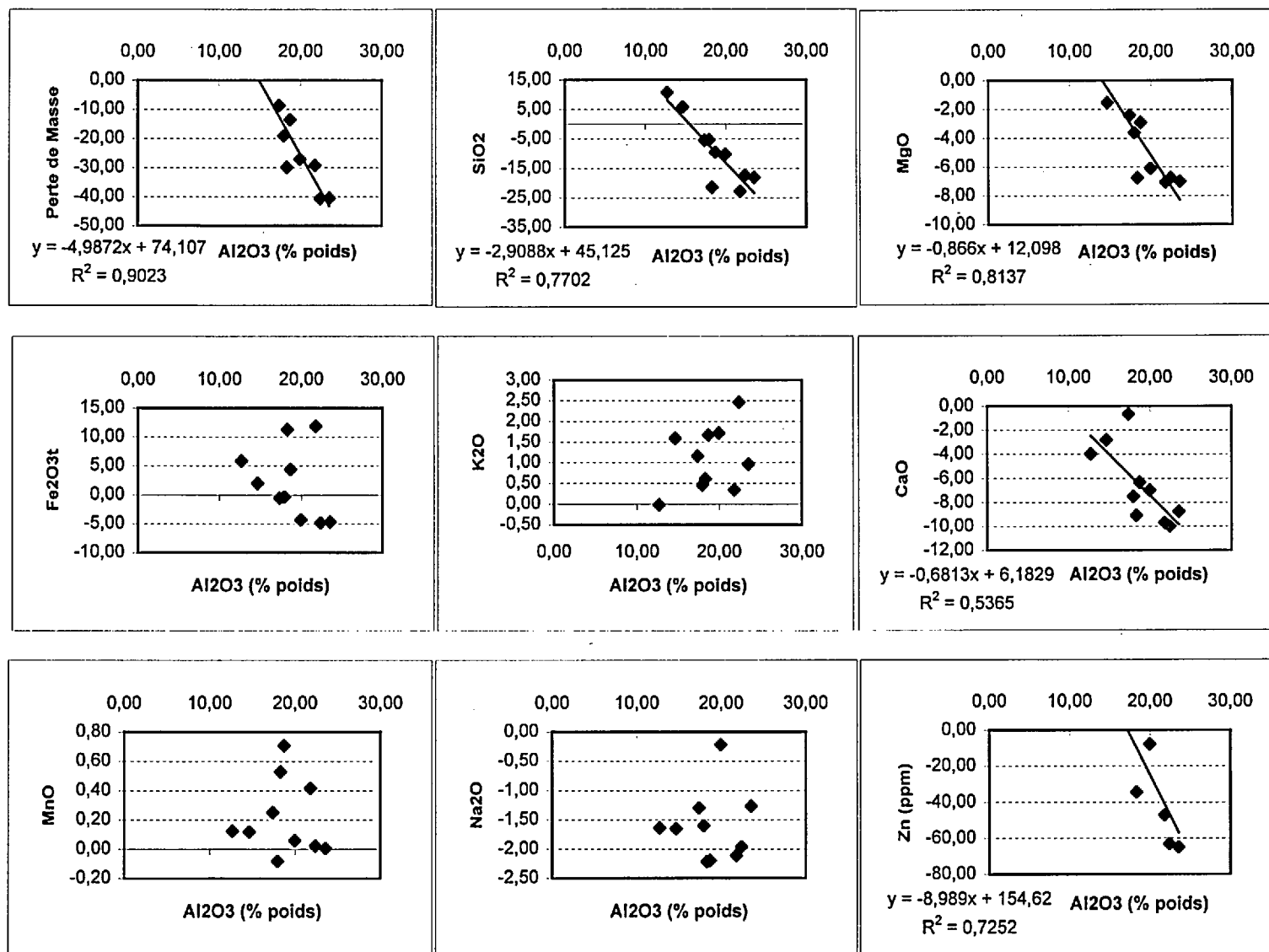
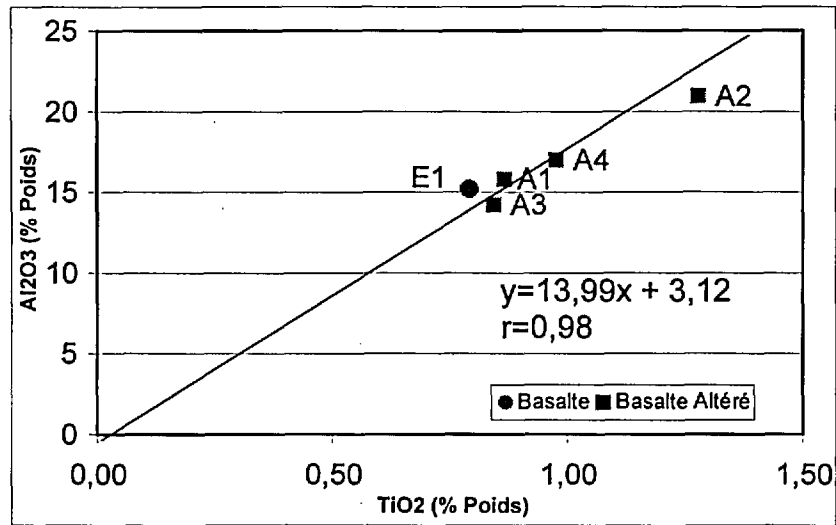


Figure 25. Changements de masse versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> utilisé comme index d'altération.



- 1: Basalte altéré à biotite
- 2: Basalte altéré à grenat chlorite biotite
- 3: Basalte altéré à grenat staurolite andalousite biotite
- 4: Basalte altéré à grenat staurolite chlorite biotite

Figure 26 : Diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> montrant la composition des basaltes frais et altérés (JM-98039). L'échantillon E1 représente un basalte plus frais que l'échantillon A1, il est localisé plus à l'ouest, approximativement au même niveau stratigraphique.

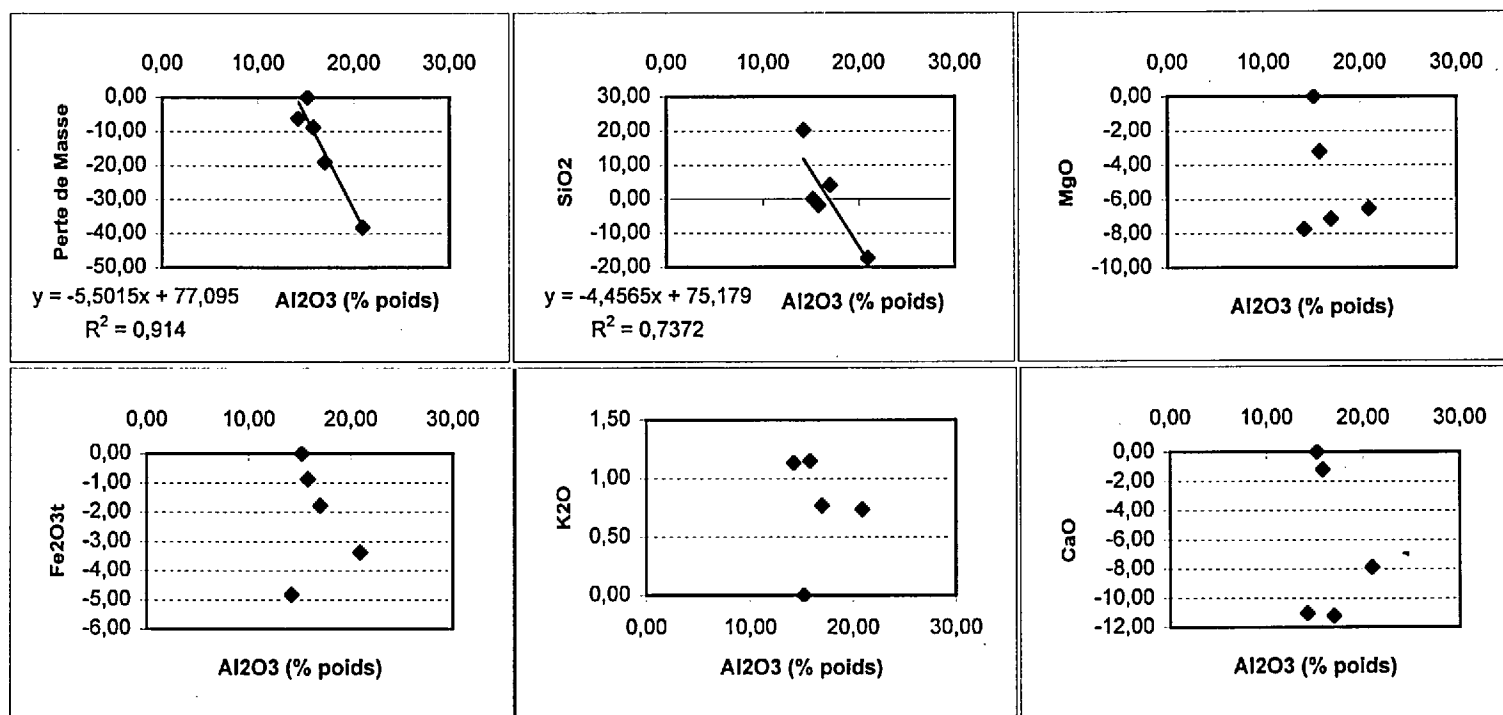


Figure 27. Changements de masse versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> utilisé comme index d'altération.

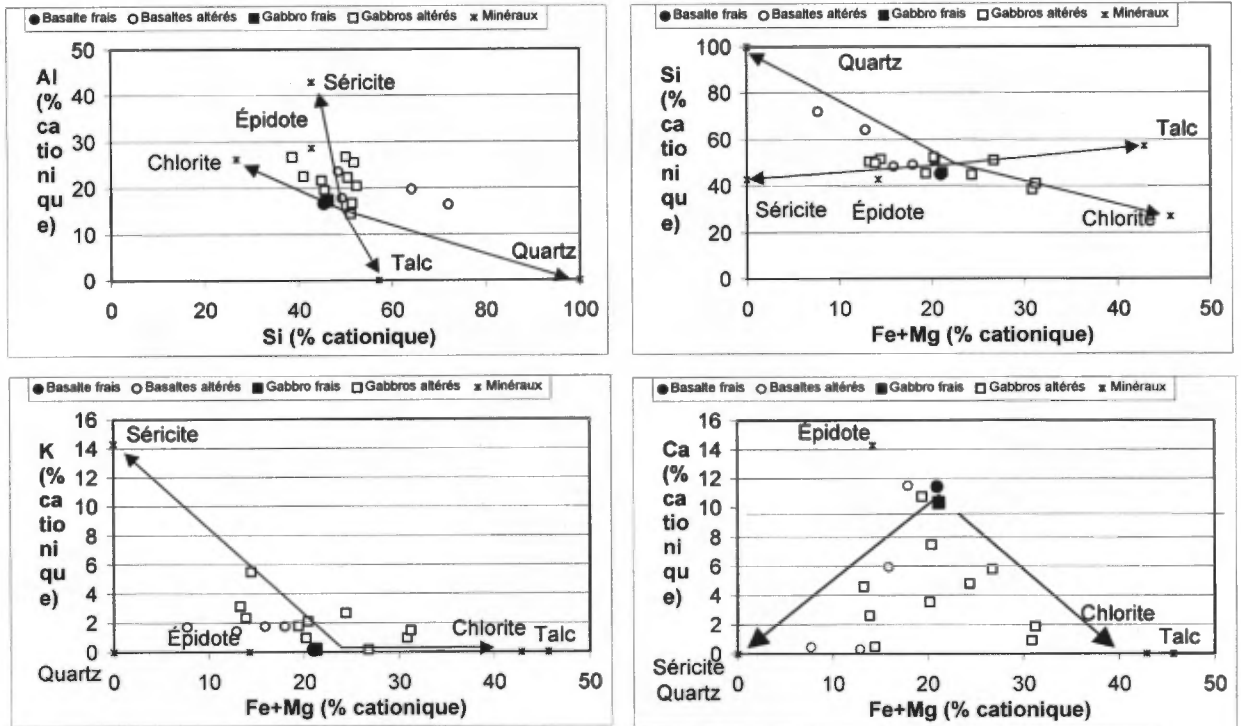


Figure 28 : Diagrammes cationiques montrant les assemblages de minéraux d'altération, présents au faciès des schistes verts.

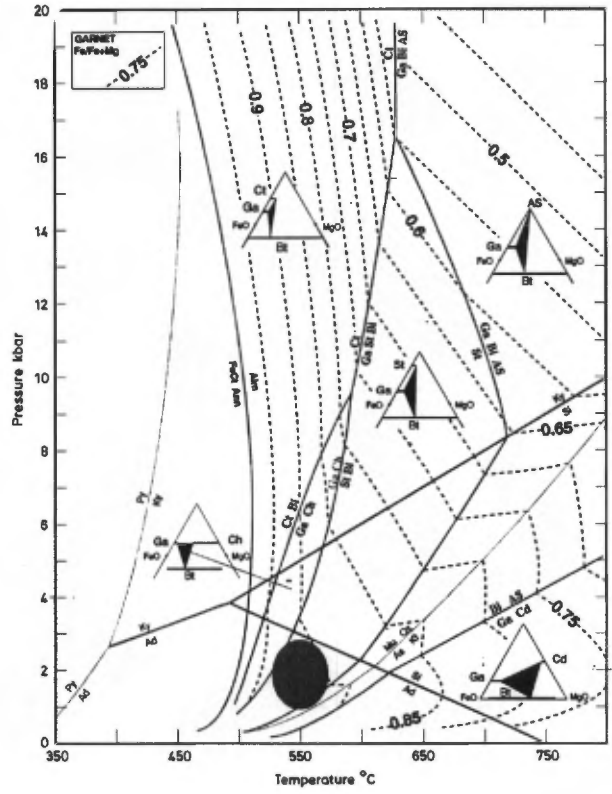
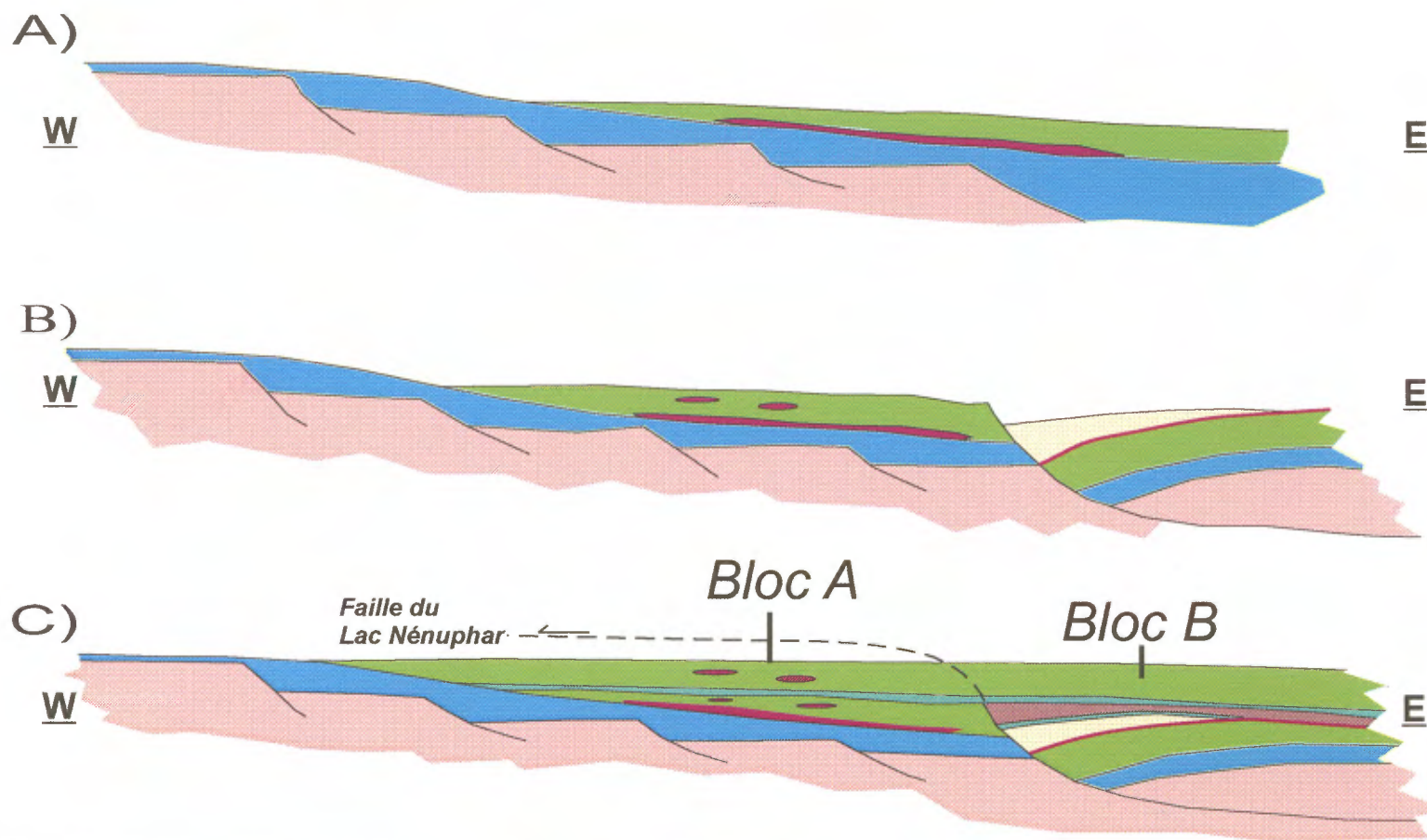


Figure 29: Grille pétrogénétique montrant les conditions P-T du secteur du lac Shpogan (ellipse en gris foncé) (d'après Spear et Cheney, 1989). La muscovite et le quartz sont en excès.

## Développement de la séquence stratigraphique Secteur du lac Shpogan



**Figure 30 :** Représentation schématique du développement du bassin volcanosédimentaire dans le secteur du lac Shpogan : **A)** phase d'extension du socle gneissique du Complexe de Langelier (>2788±4/-3Ma) suivie du dépôt de la séquence arénitique de la Formation d'Apple. La présence de failles normales pourrait expliquer les changements latéraux dans l'épaisseur de la Formation d'Apple. Les basaltes du Yasinski (~2732±8/-6Ma) ont recouvert les sédiments du Apple. La zone d'altération alumineuse stratiforme est interprétée comme étant contemporaine de l'effusion des basaltes. **B)** Développement d'une faille normale listrique recoupant l'assemblage volcanosédimentaire, le bassin à l'aplomb de la faille a été rempli par l'unité granodécroissante de conglomérats/grès. **C)** Ce bassin est progressivement rempli et est suivi par la déposition de plusieurs horizons de formation de fer qui sont interprétés comme une unité repère. Les formations de fer sont recouvertes par une séquence de basalte à l'ouest et de basalte magnésien à l'est.

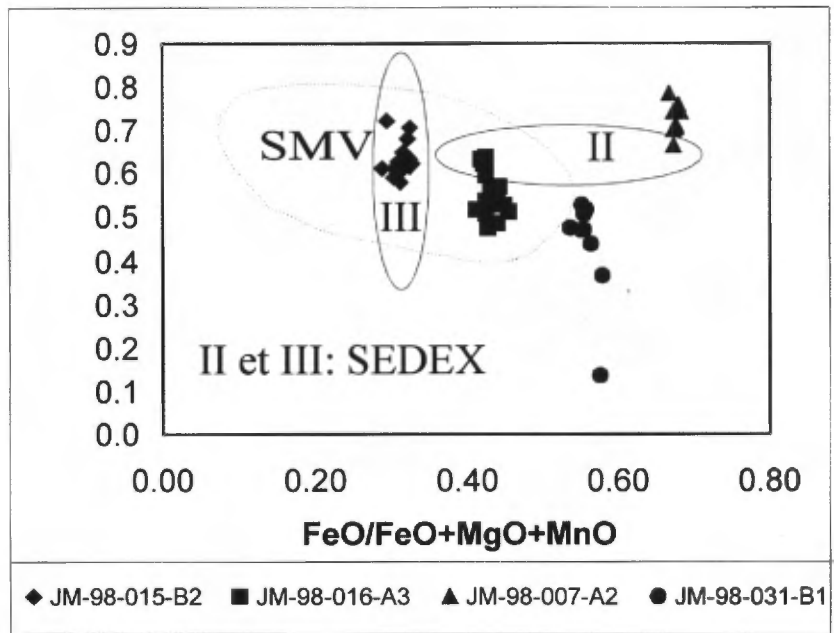


Figure 31 Diagramme  $\text{XNa}_2\text{O}$  vs  $\text{XFeO}$  montrant la composition des tourmalines du secteur des vents et les champs de composition des tourmalines dans les gisements SMV et SEDEX.



Tableau 1 : Changements de masse en grammes dans les gabbros altérés.

Echantil lon	JM- 98007- B2	JM- 98009- B2	JM- 98005- B2	JM- 98005- B3	JM- 98007- A2	JM- 98007- B1	JM- 98005- B1	JM- 98009- B3	JM- 98009- B4	JM- 98006- D1	JM- 98006- D3
SiO2	0.00	5.87	-5.47	-9.46	-22.82	-5.30	10.71	-10.24	-21.45	-17.32	-18.10
Al2O3	0.00	-0.53	0.25	0.56	-0.20	-1.08	-1.31	-1.08	-2.78	-2.32	-1.59
Fe2O3t	0.00	2.00	-0.52	4.39	11.84	-0.37	5.87	-4.32	11.29	-4.81	-4.69
MgO	0.00	-1.52	-2.42	-2.92	-7.05	-3.62	2.90	-6.09	-6.76	-6.74	-7.00
CaO	0.00	-2.81	-0.66	-6.33	-9.68	-7.50	-3.97	-6.99	-9.10	-9.98	-8.75
Na2O	0.00	-1.65	-1.30	-2.20	-2.11	-1.60	-1.64	-0.22	-2.22	-1.96	-1.26
K2O	0.00	1.59	1.16	1.67	0.34	0.46	-0.02	1.71	0.60	2.46	0.96
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.12	0.25	0.71	0.42	-0.08	0.12	0.06	0.53	0.02	0.00
P2O5	0.00	0.01	0.01	0.00	-0.03	0.02	0.01	0.02	-0.03	0.00	0.01
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	-0.02	-0.01	-0.01
Total	0.00	3.07	-8.70	-13.55	-29.30	-19.07	12.68	-27.14	-29.94	-40.66	-40.44
Ga	0.00	0.50	-0.18	1.87	0.93	2.42	2.20	0.39	-2.69	0.60	-0.60
Nb	0.00	0.07	-0.15	-0.23	-0.62	-0.34	0.29	-0.54	-0.63	-0.81	-0.81
Rb	0.00	15.45	7.33	24.63	-18.82	-10.49	-22.57	11.91	-5.81	16.92	-1.21
Sr	0.00	-53.45	3.26	-45.93	-80.47	-54.18	-79.10	-3.64	-80.49	-80.75	-39.67
Y	0.00	-5.55	4.04	-6.85	-4.41	-11.13	1.92	0.25	-5.29	-10.27	-5.44
Zr	0.00	-17.03	-13.10	-20.08	-19.28	-19.63	-17.90	-15.95	-19.63	-19.94	-15.71
Ba	0.00	1.65	-3.70	-5.67	-8.52	12.25	7.32	16.78	-15.87	124.85	16.11
Cr	0.00	-21.62	-58.78	20.70	-61.96	-58.29	-38.26	-48.59	-154.09	-134.92	-86.59
Cs	0.00	2.93	5.28	16.47	0.19	1.25	0.07	2.37	0.32	1.25	0.52
Hf	0.00	-0.17	-0.07	-0.20	-0.10	-0.09	-0.08	-0.20	-0.18	-0.10	-0.16
Sc	0.00	-6.37	-8.10	-3.12	-7.13	-11.00	-7.51	-12.20	-7.00	-11.68	-7.45
Ta	0.00	0.02	-0.04	-0.06	-0.15	-0.09	0.07	-0.13	-0.16	-0.20	-0.20
Th	0.00	0.01	-0.12	-0.12	0.05	-0.14	-0.07	-0.15	-0.16	-0.12	-0.06
U	0.00	0.02	-0.04	-0.06	-0.15	-0.09	0.07	-0.13	-0.16	-0.20	-0.20
W	0.00	4.23	-0.15	1.56	-0.62	-0.34	1.45	1.67	2.81	4.63	2.22
Cu	0.00	24.43	-83.70	-108.07	-13.17	114.60	-85.38	-92.31	-81.11	-81.76	-93.23
Li	0.00	-9.14	-17.74	15.34	-28.50	-17.39	-17.50	-10.97	-25.85	-23.16	-25.57
Ni	0.00	-18.80	0.65	14.58	-25.02	-9.17	22.70	-4.12	-64.36	-55.18	-73.30
V	0.00	-1.82	-19.25	6.24	-66.61	21.99	38.08	11.12	-6.68	-8.05	-56.38
Zn	0.00	8.75	8.37	10.14	-47.24	23.63	29.58	-7.93	-34.46	-63.23	-65.04
Ag	0.00	0.07	-0.15	-0.23	-0.62	-0.34	0.29	-0.54	-0.63	-0.81	-0.81
As	0.00	-0.27	-0.46	-0.76	4.30	-0.21	-0.05	1.59	2.58	-0.91	-0.91
Au	0.00	13.58	-0.15	-0.23	0.08	33.88	0.29	0.20	-0.63	-0.81	-0.20

Note : Les éléments majeurs sont en g par 100 g de roche (précurseur JM-98007-B2),  
les traces sont en ppm par 100 g sauf Au qui est en ppb.

Tableau 2 : Changements de masse dans les basaltes altérés (JM-98039).

Echantillon	JM-98027- E1	JM-98039- A1	JM-98039- A2	JM-98039- A3	JM-98039- A4
SiO2	0,00	-1,78	-17,36	20,24	4,14
Al2O3	0,00	-0,79	-2,28	-1,86	-1,45
Fe2O3t	0,00	-0,87	-3,38	-4,83	-1,78
MgO	0,00	-3,21	-6,53	-7,75	-7,14
CaO	0,00	-1,22	-7,89	-11,05	-11,22
Na2O	0,00	-2,06	-1,42	-2,11	-2,32
K2O	0,00	1,15	0,74	1,13	0,77
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	-0,02	-0,02	0,00
P2O5	0,00	0,00	-0,02	0,06	0,04
Cr2O3	0,00	-0,01	-0,01	0,00	-0,01
Ga	0,00	-3,20	-3,67	-2,38	-3,04
Nb	0,00	-0,17	-0,77	-0,05	-0,38
Rb	0,00	41,64	25,22	39,49	27,45
Sr	0,00	-34,25	-47,92	-82,60	-96,94
Y	0,00	-3,53	-0,19	-2,49	-1,33
Zr	0,00	-2,83	1,45	0,84	-0,32
Ba	0,00	191,30	43,47	97,64	-2,09
Cr	0,00	-63,97	-54,58	-47,68	-60,86
Cs	0,00	3,59	9,54	4,73	3,78
Hf	0,00	-0,11	-0,06	-0,13	-0,16
Sc	0,00	0,90	-4,83	-9,05	-9,38
Ta	0,00	-0,04	-0,19	-0,01	-0,10
Th	0,00	-0,02	-0,08	0,09	-0,04
U	0,00	-0,04	-0,19	-0,01	-0,10
W	0,00	0,85	0,24	0,96	0,63
Cu	0,00	7,90	46,95	51,71	39,18
Li	0,00	7,63	15,36	15,60	18,89
Ni	0,00	17,07	-43,96	-32,97	-70,88
V	0,00	7,88	-29,95	-6,09	-29,16
Zn	0,00	7,35	-21,88	-58,10	-60,74
Ag	0,00	-0,17	-0,77	-0,05	-0,38
As	0,00	2,23	-0,28	0,07	-0,31
Au	0,00	-1,18	-1,79	0,91	-1,39
DM tot	0,00	-8,76	-38,16	-6,19	-18,97

Note : Les éléments majeurs sont en g par 100 g de roche (précurseur JM-98027-E1), les traces sont en ppm par 100 g sauf Au qui est en ppb.

Tableau 3 : Températures ( $^{\circ}\text{C}$ ) calculées avec le géothermomètre biotite-grenat en assumant  $P=1$  kbar.

Échantillon		XMn (grenat)	FS78	PG82	PL83	HG82	WG90
JM005B4	Cœur	0,10	479,1	561,6	548,7	564,6	569,0
	(écart type)	0,04	36,5	30,7	22,8	23,9	32,4
	Bordure	0,03	509,1	567,2	567,6	558,4	583,7
	(écart type)	0,00	11,3	11,5	6,8	11,2	11,0
JM005B3	Cœur	0,17	456,6	586,3	534,4	600,6	575,2
	(écart type)	0,07	37,8	38,8	24,4	39,7	35,1
	Bordure	0,07	534,9	625,2	582,8	615,8	628,5
	(écart type)	0,00	25,5	26,5	14,8	24,4	25,9
JM006D1	Cœur	0,06	574,2	642,6	605,6	636,4	658,5
	(écart type)	0,00	17,6	18,2	9,9	17,8	17,0
	Bordure	0,04	523,6	578,8	576,3	572,1	602,2
	(écart type)	0,00	12,7	14,3	7,5	13,7	14,0
JM007A1	Cœur	0,03	515,8	548,5	575,8	547,3	579,9
	(écart type)	0,00	30,0	33,8	22,9	33,1	33,1
	Bordure	0,02	543,3	574,1	588,0	569,8	606,7
	(écart type)	0,00	7,2	6,6	4,2	6,2	6,7

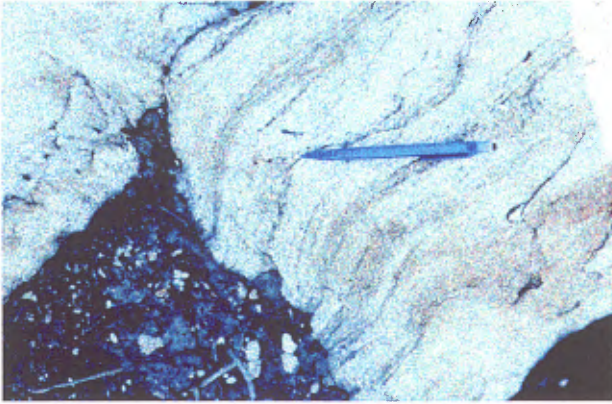
Tableau 4 : Températures ( $^{\circ}\text{C}$ ) calculées avec le géothermomètre chlorite-grenat de Grambling (1990).

Échantillon		XMn (grenat)	T ( $^{\circ}\text{C}$ )
JM005B4	Cœur	0,08	486,2
	(écart type)	0,05	35,3
	Bordure	0,04	489,4
	(écart type)	0,00	8,4
JM005B3	Cœur	0,21	440,1
	(écart type)	0,04	36,0
	Bordure	0,08	511,5
	(écart type)	0,01	9,8
JM039A4	Cœur	0,05	514,91
	(écart type)	0,01	6,65
	Bordure	0,04	500,9
	(écart type)	0,00	18,8
JM039A2	Cœur	0,13	465,5
	(écart type)	0,06	29,8
	Bordure	0,02	534,3
	(écart type)	0,00	33,2

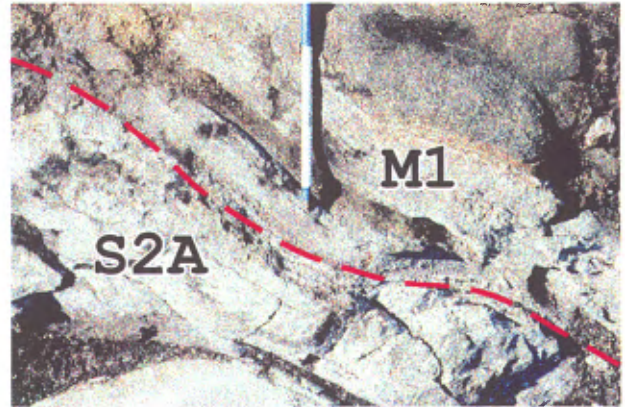
## **PLANCHES PHOTOS**



# Planche 1



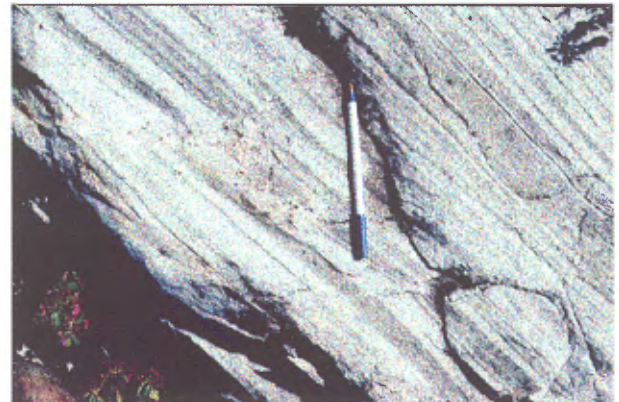
**A : (98067)** Gneiss tonalitique du Complexe de Langelier.



**B : (98068)** Contact entre les gneiss tonalitiques (M1) du Complexe de Langelier, et les arénites quartzitiques (S2A) de la Formation d'Apple au bas de la photo.



**C : (98068)** Unité 1 (figure 7), arénite quartzitique de la Formation d'Apple.



**D : (98068)** Unité 2 (figure 7), arénite subarkosique montrant une alternance de lits riches en quartz-feldspath et de lits riches en hornblende.



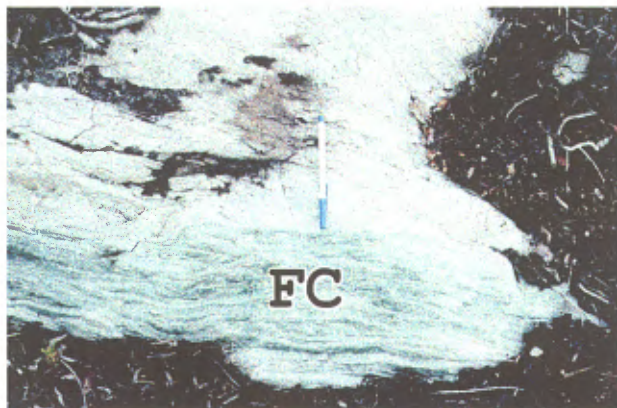
**E : (98068)** Unité 5 (figure 7), schiste à biotite (Wacke ou siltstone) composé de lits riches en quartz-plagioclase et de lits riches en biotite-muscovite.



**F : (98068)** Enclaves de lits d'arénite dans un filon-couche de gabbro.



## Planche 2



**A : (98032)** Lit de couleur vert vif, riche en fuchsite (FC) intercalé dans une séquence d'arénite quartzitique au sommet de la Formation d'Apple.



**B : (98054)** Coussin en forme de molaire, localisé dans une coulée de basalte, au sommet du bloc structural A, à proximité du dyke de diabase protérozoïque.



**C : (98077)** Cavité d'écoulement localisée dans la partie supérieure d'un coussin. La partie sommitale de la cavité a une forme concave comparativement au plancher de la cavité qui est plat. La polarité est vers le haut de la photo.



**D : (98001)** Bordure de coussin altérée, caractérisée par une silicification et une épidotisation et localement la présence de pyrite. Ce coussin est dans une coulée localisée sous le filon-couche contenant la zone d'altération alumineuse du bloc B.



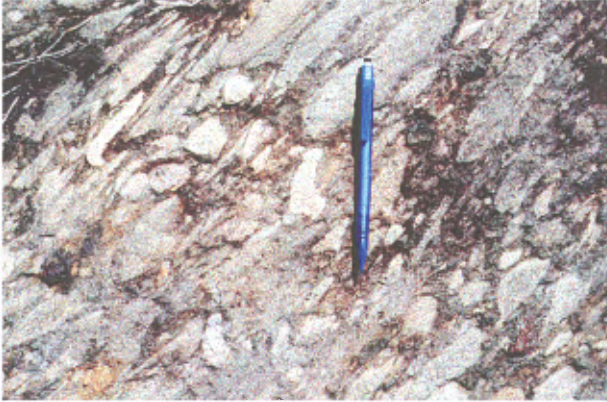
**E : (98005)** Horizon de chert ou d'exhalite fortement rouillé, localisé au sommet de la séquence de coulées de basalte, au contact avec le filon-couche de gabbro, renfermant la zone d'altération alumineuse du bloc B.



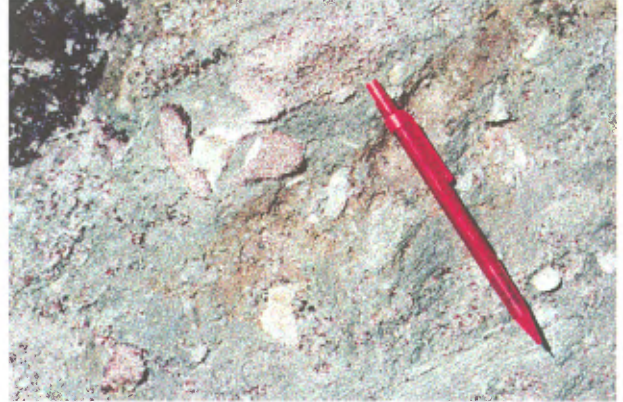
**F : (98009)** Fragment d'arénite quartzitique (S2A) à la base de l'horizon de conglomérat polygénique.



## Planche 3



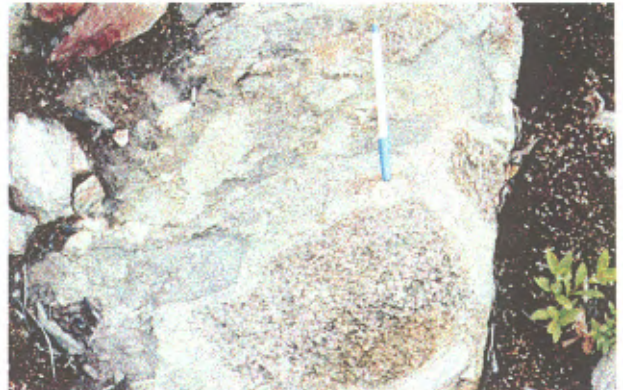
**A : (98010)** Fragments de basalte et de gabbro dans l'horizon de conglomérat polygénique.



**B : (98001)** Fragments très riches en grenat, dans une matrice chloriteuse renfermant de 1 à 5% de cristaux idiomorphes de grenat, dans la partie inférieure de l'horizon de conglomérat polygénique au contact avec le filon-couche de gabbro altéré sous-jacent.



**C : (98005)** Fragment de gabbro avec une couronne d'altération concentrique silicifiée en relief positif.



**D : (98038)** La partie médiane de l'horizon du conglomérat polygénique montrant un fragment de gabbro altéré, renfermant un assemblage de grenat-staurotide-biotite, dans une matrice d'arénite quartzitique.



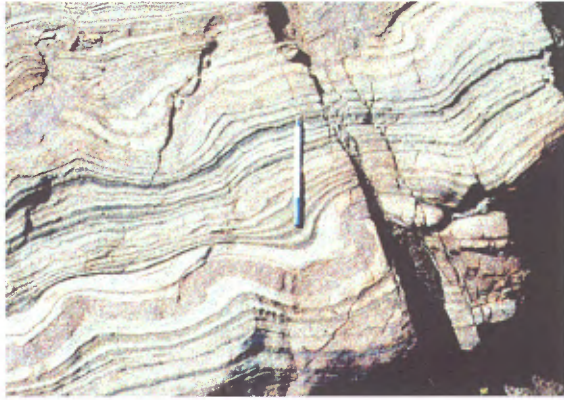
**E : (98038)** Horizon de grès grossier à litage diffus, localisé au-dessus de l'horizon de conglomérat polygénique, avec lits de conglomérats à cailloux et à granules d'arénite quartzitique. La matrice de couleur verdâtre est riche en hornblende.



**F : (98038)** Lits de grès arkosiques localisés, au sommet de la séquence gréseuse qui surmonte l'horizon de conglomérat polygénique. Le sommet stratigraphique est vers la gauche de la photo. Dans la partie sommitale, les lits deviennent plus minces et moins grenus. Des lits de wacke riche en biotite (S3 à BO) surmontent les grès arkosiques (S1D).



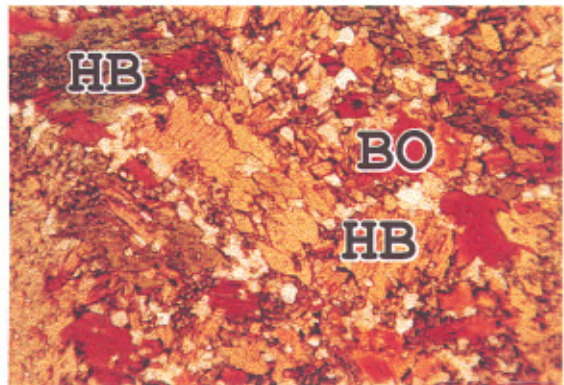
# Planche 4



**A : (98026)** Horizon de formation de fer localisé au-dessus de l'unité de conglomérat-grès du bloc B. Le faciès à oxydes de fer, marqué par les fines lamines noires, riche en magnétite intercalées dans des lits et lamines de chert, est visible sous le crayon. Le faciès à silicates de fer est représenté par le lit rougeâtre, riche en grenat et en hornblende, situé en bas du crayon.



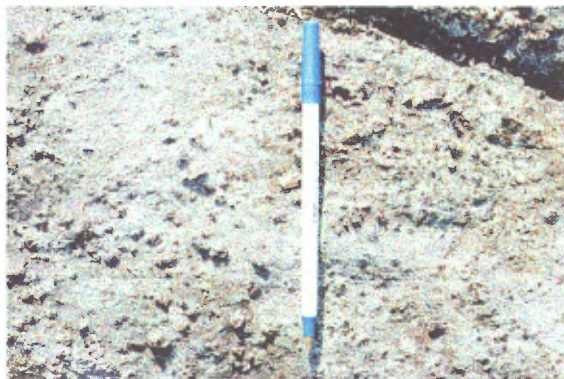
**B : (98033)** Coulée coussinée et bréchique du faciès d'altération 1, localisée au-dessus des grès de la Formation d'Apple, au SE du lac Nénuphar. Le coeur des coussins et des fragments est de couleur beige du à l'abondance de la muscovite. La matrice verdâtre est riche en actinote et en chlorite.



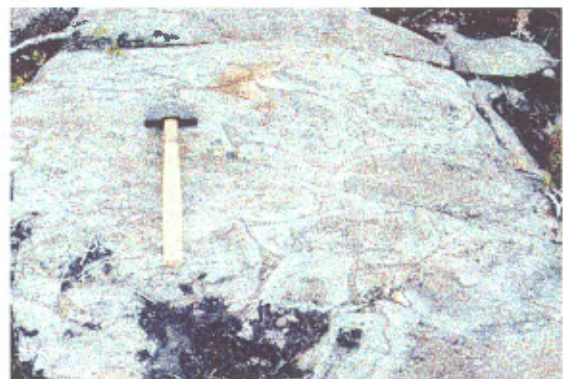
**C : (98039-A1)** Basalte altéré du faciès 1. Noter la biotite brune (BO) et les sections losangiques de hornblende (HB) montrant une variation du pléochroïsme de jaunâtre à vert. LP, 80X.



**D : (98033)** Basalte coussiné altéré du faciès 2, caractérisé par la présence de cristaux idiomorphes de grenat dans une matrice verdâtre riche en chlorite, en actinote et en biotite.



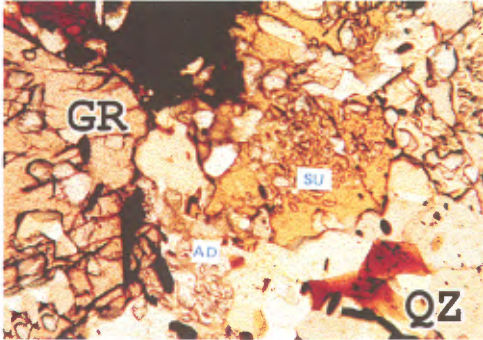
**E : (98033)** Basalte altéré du faciès 3, caractérisé par la présence de cristaux idiomorphes de grenat et de staurolite en relief positif entourés d'une matrice de couleur beige riche en biotite-muscovite-chlorite.



**F : (98039)** Basalte coussiné altéré du faciès 4, caractérisé par des zones lessivées de couleur gris-pâle, concentrées sur les pourtours des coussins ainsi que dans le matériel hyaloclastique intercoussin. Ces zones sont différenciées par une silicification intense, une abondance d'andalousite et de grenat et une plus faible concentration de minéraux micacés que le faciès 3. Le coeur des coussins, de couleur brunâtre renferme l'assemblage caractéristique du faciès 3.



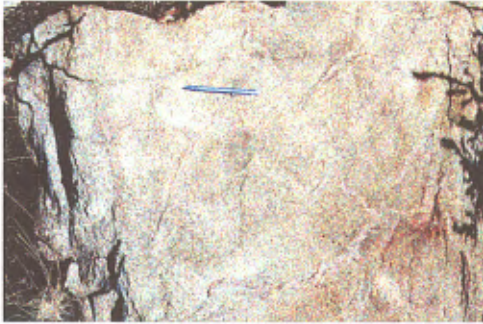
# Planche 5



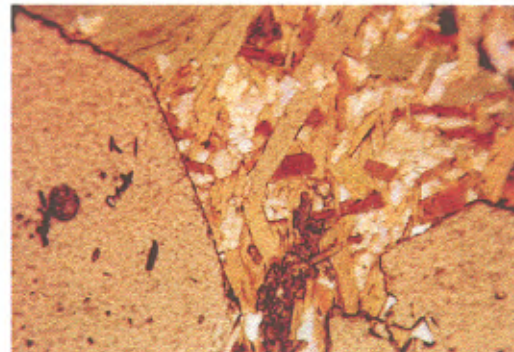
**A : (98039-A3)** Assemblage univariant grenat (GR)-staurotite (SU)-andalousite (AD)-quartz (QZ) qui définit le faciès d'altération 4 dans les basaltes.



**B : (98005)** Faciès d'altération 1 du filon-couche de gabbro, localisé dans l'unité de conglomérat/grès du le bloc structural B. Ce faciès contient une patine d'altération nettement plus pâle que le gabbro frais ainsi que des veinules foncées, riches en chlorite±grenat. La texture ignée est préservée, la hornblende est partiellement recristallisée en biotite-chlorite.



**C : (98005)** Faciès d'altération 2 du filon-couche de gabbro est caractérisé par une patine d'altération brunâtre. La texture primaire est complètement absente, la hornblende a été remplacée par de la biotite, du grenat et de la chlorite. Les cristaux originels de plagioclase sont remplacés par des amas micro-mosaïques de quartz-plagioclase-épidote.



**D : (98005-B4)** Gabbro du faciès d'altération 2 montrant l'assemblage biotite-chlorite-grenat. LP, 80X.



**E : (98001)** Veinules riches en grenat-quartz-biotite recoupant le faciès d'altération no.2 du filon-couche de gabbro du bloc B. Les veinules montrent deux directions préférentielles, plus ou moins orthogonales. Celles orientées parallèlement aux bordures verticales de la photo sont perpendiculaires au litage. Localement, ces veinules se ramifient sur de courtes distances parallèlement au litage (la veinule à droite de l'aimant rouge).



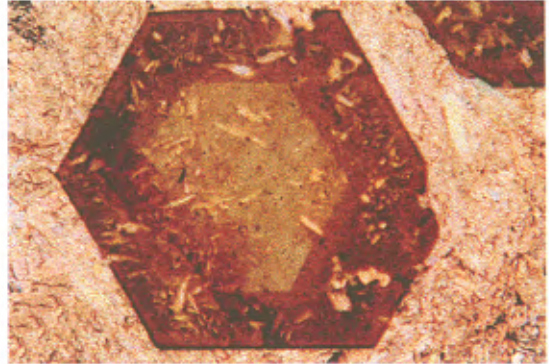
**F : (98007)** Faciès d'altération 3 du filon-couche du bloc B. Ce faciès se distingue par son aspect massif et l'abondance de grenat lui confère une patine d'altération rougeâtre. Localement, l'abondance de biotite et/ou de pyrite disséminée lui attribue une patine rouillée. Il se différencie du faciès 2 par l'abondance de grenat et de biotite ainsi que par l'apparition de la staurotite et localement de l'andalousite et de la tourmaline. Sur cette photo, les tourmalines sont les agrégats noirs en relief positif. Les zones rosées sont formées d'agrégats de cristaux xénomorphes de grenat.



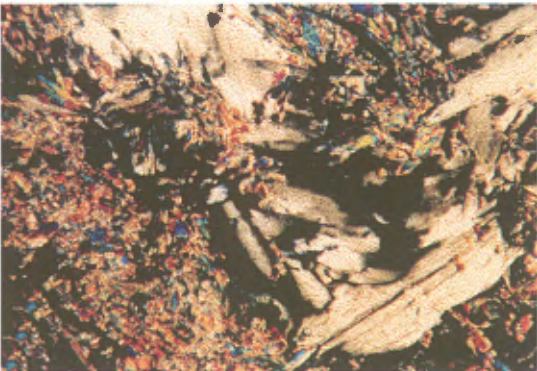
## Planche 6



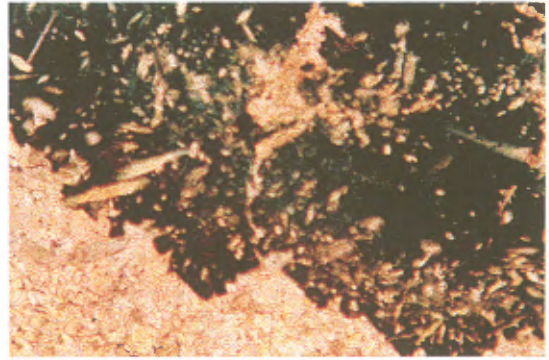
**A : (98015)** Cristaux prismatiques et aciculaires de tourmaline visibles sur un plan de schistosité dans une intrusion ultramafique altérée. Les cristaux sont majoritairement orientés parallèlement à la linéation d'étirement à plongée abrupte.



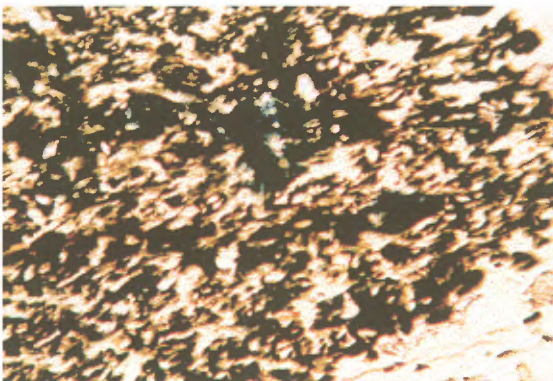
**B : (98015-B2)** Gros cristal idioblastique de tourmaline zonée dans une matrice riche en trémolite et muscovite. Noter le coeur verdâtre et la bordure brunâtre. Plusieurs inclusions d'aiguilles de trémolite sont présentes dans le cristal. LP, 80X.



**C : (98015-B2)** Vue montrant la chlorite magnésienne à biréfringence grise pâle dans une matrice de trémolite. LPN, 80X.



**D : (98016-A3)** Gros cristal de tourmaline poécilitique zonée dans une matrice riche en trémolite. La bordure est de couleur vert olive foncé tandis que le coeur est vert bleuté. De nombreuses inclusions d'aiguilles de trémolite sont présentes dans la tourmaline. LP, 80X.



**E : (98031-B1)** Gros grain xénoblastique et poéciloblastique de tourmaline verte foncée à noire dans une matrice riche en muscovite. LP, 80X.

## **ANNEXES**



## Annexe 1

### CODES MINÉRALOGIQUES

AC	actinote
AD	andalousite
AP	apatite
BO	biotite
CC	calcite
CD	cordiérite
CL	chlorite
CP	chalcopyrite
CZ	clinozoïsite
EP	épidote
GN	grunérite
GP	graphite
GR	grenat
HB	hornblende
MG	magnétite
MI	mica
ML	microcline
OF	oxyde de fer
MV	muscovite
PG	plagioclase
PO	pyrrhotine
PY	pyrite
QZ	quartz
QZ-PG	mosaïque granoblastique de quartz-plagioclase
RB	riebeckite
RL	rutile
SE	stilpnomélane
SF	sulfures
SN	sphène
SP	sphalérite
SR	séricite
ST	serpentine
SU	staurotide
TC	talc
TM	trémolite
TL	tourmaline
ZC	zircon
ZS	zoïsite

Annexe 2. Symboles MINPET utilisés sur les diagrammes géochimiques.

- |    |   |  |
|----|---|--|
| 1  | ○ | Basalte frais  |
| 2  | □ | Gabbro frais   |
| 3  | ■ | Gabbro altéré (BO-GR+/-SU, TO)   |
| 4  | + | Grès à HB (unité de conglomérat/grès)  |
| 5  | × | Arénite de la Formation d'Apple  |
| 7  | ● | Basalte altéré (BO+/-GR,SU,AD)   |
| 9  | ▣ | Fragment ultramafique dans le conglomérat polygénique de l'unité de conglomérat/grès |
| 10 | ▤ | Fragment de basalte dans le conglomérat polygénique de l'unité de conglomérat/grès   |
| 11 | ◉ | Basalte épidotisé  |
| 12 | ◐ | Basalte tourmalinisé   |
| 13 | ▣ | Dyke de gabbro dans la Formation d'Apple   |
| 14 | ▤ | Dyke de gabbro dans l'unité de conglomérat/grès                                      |
| 17 | ◇ | Dyke felsique  |
| 18 | ◆ | Dyke de lamprophyre recoupant le basalte   |
| 19 | ▽ | Filon-couche de gabbro dans la fm. de fer au-dessus l'unité de conglomérat/grès      |
| 21 | ◁ | Dyke/filon-couche ultramafique   |
| 22 | ◑ | Dyke/filon-couche ultramafique tourmalinisé  |
| 23 | ▷ | Dyke de gabbro dans le socle (Complexe de Langelier)                                 |

**Annexe 3: Description des échantillons altérés et rouillés analysés**

No. Échantillon	BAROQ 1998-	Description
jm-98001-E1	19501	S4E, PY++, fragment SF+ dans une matrice GR+, SF+
jm-98004-A2	19502	Matériel intercoussin, hyaloclastique, avec une patine riche en OF+
jm-98005-A1	19503	V3B ? frais ou SF+
jm-98005-A2	19504	Bordure de coussin riche en OF+ et PY
jm-98005-C1	19505	Bande de chert? de 1 à 2 m de large fortement altérée en OF++, orientée à 330 discordant par rapport au contact avec le S4E, sur lequel il va buter. 5% de PY visible sur la surface fraîche gris pâle
jm-98005-C2	19521	Idem une autre bande séparé par 2-4 m de gabbro altéré en grenat
jm-98005-C3	19506	Idem
jm-98006-A1	19507	V3B coussiné avec une patine fortement OF+++
jm-98006-A2	19508	Idem
jm-98019-A3	19509	Niveaux rouillés de grès de 30 cm, aucun sulfure visible
jm-98019-D2	19510	grès vert à 10% grenat+magnétite à OF+
jm-98020-A2	19511	Même horizon de Formation de Fe de 1 m large avec tache blanche
jm-98020-A1	19517	Zone rouillée de 2 m de large avec taches blanchâtres.
jm-98025-F1	19512	Arénite rouillée riche en BO, GR et QZ détritique visible. Peu de sulfure visible (odeur de soufre)
jm-98026-A4	19513	Form. de fer oxydée à sulfure, surface altérée orangée à bleutée, avec trace de poudre blanchâtre (en surface fraîche, quartz gris ni aucun sulfure).
jm-98029-B1	19522	V3B tufs à lapilli ou tuf lité fortement altéré avec une patine laminée, alternance de bandes orangées et de couloir noir, non-magnétique. Roche riche en graphite?
jm-98029-B2	19514	Zone intensément altérée en oxyde de fer, surface d'altération de couleur bleu avec des traces de poudre blanche, 5% de PY visible en cassure fraîche.
jm-98030-A1	19515	V3B, zone rouillée en surface d'altération, de 3 à 4 m d'épaisseur, trace de PY visible.
jm-98031-A3	19516	Zone de 15 m de long par 40 cm de large, rouillée en surface d'altération, patine de couleur bleu et orange, non-magnétique aucun SF visible en cassure fraîche.
jm-98033-B3	19518	Zone rouillée irrégulière de 1 à 3 m de diamètre ou forme des bandes lenticulaires de 1 m par 10 m max. Surface d'altération orange et bleue avec poudre blanche. L'unité encaissante est un basalte fortement altéré et déformé
jm-98035-C1	19519	V3B OF+
jm-98035-C2	19520	V3B OF+
jm-98038-A4	20901	Grès rouillé schisteux, avec une patine riche en OF++, 2% de PY en surface fraîche
jm-98040-A1	20909	Zone de 2 à 4 m de large par 10 m de long avec une patine rouillée, dans cette zone on note une roche schisteuse noire en surface fraîche avec 2-5 % de PY en contact avec des basaltes CL+, et lessivés. Représente un tuf?, shale noir?



**Annexe 3: Description des échantillons altérés et rouillés analysés**

No. Échantillon	BAROQ 1998-	Description
jm-98043-E1	20902	Échantillon provenant d'un horizon de 50 cm d'épaisseur à patine rouillée, qui semble être une arénite quartzitique rouillée, possiblement un conglomérat à fragments cisailés et cryptiques, encaissés par un S2A à FC.
jm-98046-A1	20903	V3B
jm-98047-A1	20904	V3B à grain plus schisteux qu'au début de 98046.
jm-98050-C1	20905	Zone de S9B à OF++ d'une épaisseur de 21 m
jm-98064-B1	20906	Zone de S9B à OF+++ d'une épaisseur de 3 m. Présence de PY.
jm-98071-A1	20907	Zone de cisaillement de 10 à 40 cm d'épaisseur rouillée.
jm-98078-A1	20924	Formation de fer à MG, totalement oxydée, aucun sulfure visible.
jm-98083-A1	20926	Formation de fer à MG, totalement oxydée, aucun sulfure visible.

#### Annex 4: Description des analyses lithogéochimiques

No. Échantillon	codes Minpet	BAROQ 1998-	Description
JM-98001-A1	1	19523	V3B massif et frais à grain fin
JM-98001-A2	1	19524	V3B fracturé et altéré Si +(?) en relief (-) semble être de la biotite
JM-98001-A3	7	19526	V3B altéré massif ou coussiné. Texture micro-gabbro. Faiblement GR+, à cet endroit le V3B est en contact direct avec le S4E. Zone de GR+ moins bien développée que dans les gabbros. GR disséminé max. de 10-20% pas de veinules de GR.
JM-98001-C1	17	19527	I1D, roche grise claire à 10% CL
JM-98001-D1	2	19528	I3A massif frais, plus ou moins en place mésocrate à grain moyen HB-PG. Texture distincte de micro-gabbro
JM-98001-D2	3	19529	I3A à grain moyen. BO avec 10% de cristaux de GR à teinte verte-brune
JM-98001-D3	3	19530	I3A fortement altéré GR++ BO (30%) GR (25%)
JM-98001-D4	3	19531	I3A verdâtre texture de micro-gabbro à 2% GR
JM-98001-D5	3	19597	Veinule massive de GR-BO de 1-2 cm de large composé de 50% GR, 30% BO dans un gabbro
JM-98001-F1	14	19532	Roche verte à grain fin. Texture microgabbro frais, dyke de gabbro recoupant le conglomérat polygénique
JM-98002-A1	4	19533	S1E à 30% HB à grain grossier. Texture gabbroïque.
JM-98002-B1	14	19534	I3A vert foncé mélanocrate à aiguilles de HB dans une matrice gris-vert, recoupant le S4E
JM-98003-A3	10	19535	Échantillon d'un fragment mafique HB.EP++ dans le S4E. La matrice se compose de grains de quartz de 1 à 3 mm dans une pâte verte foncée.
JM-98004-A1	11	19536	Basalte fracturé à 30% EP, HB à grain très fin.
JM-98004-A3	1	19537	Basalte coussiné vert foncé frais, texture de microgabbro à 2-3% PY
JM-98005-A1	1	19538	Basalte frais vert foncé. Texture de microgabbro frais,
JM-98005-B1	3	19539	I3A, vert foncé à grain fin. Gabbro frais de couleur vert très foncé en surface altérée, de couleur noir en surface fraîche
JM-98005-B2	3	19540	I3A, vert moyen à grain grossier. Gabbro altéré à grain très grossier avec une texture poivre et sel diffuse (40% HB)
JM-98005-B3	3	19541	I3A altéré, vert moyen à texture gabbroïque diffuse 5 à 30% GR. Patine d'altération brune à localement rouillée.
JM-98005-E1	9	19542	Fragment I4? dans S4E 100% cristaux aciculaires à prismatiques 2-4cm par 0.5 à 1cm. Échantillon de rainure
JM-98006-B1	2	19543	Vert foncé I3A, très frais, texture gabbroïque, co-magmatique avec les V3B?. Granulométrie moyenne ( HB 1mm).
JM-98006-C1	21	19544	Dyke vert moyen légèrement MG+, probablement ultramafique.
JM-98006-D1	3	19545	I3A à veines de GR de 2 à 5 mm. Matrice vert pâle, 20% BO, 5-10% de staurotide
JM-98006-D3	3	19546	I3 roche brune riche en BO, 15% de staurotide . Fractures avec altération en GR.
JM-98007-A1	3	19547	I3A fortement altéré, 40% BO, 25% GR, 10% staurotide.
JM-98007-A2	3	19548	I3A fortement altéré, GR++ (50%), matrice verdâtre avec une bande de 1cm avec 10% TL, 10% staurotide à matrice pâle (blanche verte).
JM-98007-B1	3	19549	Gabbro vert moyen grain fin. 3% de beaux GR de 1 à 2mm.
JM-98007-B2	2	19551	I3A massif et frais, mélanocrate. HB de 1 mm très foncé.
JM-98009-B2	3	19552	Gabbro à grain moyen, texture poivre et sel HB/PG mal définie, biotite visible.
JM-98009-B3	3	19553	Gabbro altéré à 10% GR matrice à grain fin riche en BO (20%).
JM-98009-B4	3	19554	Gabbro fortement altéré en GR++. 60% GR dans une matrice schisteuse à BO, CL.
JM-98009-C1	4	19555	Grès vert à BO 5-10%, CL 30% et 10% de gros amas gris pâle en relief (+) de 1 cm de diamètre andalousite.
JM-98015-A1	21	19556	Roche verte, peu schisteuse, molle (talc?).
JM-98015-A2	21	19557	Roche verte schisteuse et molle.
JM-98015-B2	22	19558	Roche spectaculaire verte pâle à 25% de cristaux prismatiques de TL allongés dans S1.
JM-98015-B3	22	19559	I4 à patine brune, à 15% de BO et 1% de TL.

#### Annex 4: Description des analyses lithogéochimiques

No. Échantillon	codes Minpet	BAROQ 1998-	Description
JM-98015-D1	2	19560	I3A massif, mésocrate.
JM-98016-A1	22	19561	Zone à CB+ brun rubanné avec bancs verts à TL
JM-98016-A2	21	19562	Dyke ou zone vert pâle de 1m à 100% de cristaux verts pâles. Ressemble beaucoup à des fragments I4 dans le S4E
JM-98019-B1	14	16563	I3A recoupant les grès et les conglomérats polygéniques
JM-98019-D1	4	19564	Sédiment (grès) vert à 10% GR, MG+ au dessus du conglomérat polygénique.
JM-98021-A1	19	19565	Filon-couche de gabbro au-dessus de la formation de fer (bloc structural B), mélanocrate avec cristaux de HB 65% de 2 à 3mm avec PG interstitiel,
JM-98027-E1	1	19566	Basalte coussinée, relativement frais
JM-98027-E2	12	19567	Matériel intercoussin de couleur vert foncé à brun en relief négatif avec un pourcentage variable de tourmaline
JM-98027-E3	12	19568	V3B plus pâle, relief (-)
JM-98031-B1	22	19569	Lit lenticulaire dans la Formation de Fer à faciès AM verte et GR, composé de 15-70 % de TL de 3-15 mm de diamètre, qui s'amalgame dans une matrice à grain fin quartzuse jaune
JM-98032-A1	5	19570	S2A à FC roche verdâtre (Formation d'Apple)
JM-98032-C1	21	19571	I4, dans les grès de la Formation d'Apple
JM-98033-B1	7	19572	Basalte fortement altéré, schisteux et cisailé avec rubanement vert et blanchâtre. Présence de coussins localement.
JM-98033-B5	7	19573	Même phase que B4 au nord de l'affleurement, V3B ou I3A altéré en GR (15-20%) SU(25%) de 1 à 3mm dans une matrice schisteuse (verte pâle) 7% BO de 2-3mm
JM-98033-C1	7	19574	V3B à 30 % de GR en chapelets dans la schistosité, près des zones TO++
JM-98036-A1	1	19576	V3B frais vert-foncé, coussiné, unité au-dessus de la formation de fer (bloc B).
JM-98039-A1	7	19577	Basalte coussiné relativement frais, avec centre de coussin vert pâle à chamois et des bordures de coussins vert foncé riche en HB
JM-98039-A2	7	19578	Basalte coussinée de couleur beige à vert pâle, généralement plus schisteux avec 5-10% de GR généralement concentré dans les coeurs des coussins
JM-98039-A3	7	19579	Bordures de coussins soulignées par une bande de couleur gris-bleu pâle à grain fin en relief +, possiblement de la cordiérite. Localement remplace des coussins au complet
JM-98039-A4	7	19580	Le coeur des coussins avec les bordures gris-bleu pâle, sont typiquement riches en GR (10-15%), BO (15%) et SU (10-25%)
JM-98044-B1	13	19581	Dyke ou filon-couche de I3A mésocrate dans la séquence d'arénite (Formation d'Apple), possiblement co-magmatique aux V3B sus-jacents
JM-98046-B1	18	19582	Dyke de lamprophyre de 1 m de large à PG 7%, HB 12%, QZ 1%, recoupant la séquence de basaltes frais au-dessus de la formation de fer (bloc B)
JM-98047-B1	17	19583	Dyke blanchâtre, alignement de SR qui définit une S1, très pâle, 2% de HB, recoupant la séquence de basaltes au-dessus de la formation de fer.
JM-98053-A1	1	19584	V3 à grain grossier ou I3A, forme de coussin cisailé ou fracturé irrégulièrement.
JM-98060-C1	7	19585	V3? Niveau de 2-6 m cerné par du S2A (formation d'Apple site du gisement d'U de Canico) composé de schiste rubanné à BO, GR, SU avec bandes riches en CD (max 30%)
JM-98060-C2	7	19586	Idem
JM-98062-A1	21	19587	V3, roche verdâtre rubannée à grain grossier riche en HB de 1 mm, secteur du gisement de Canico
JM-98065-B1	13	19588	I3A, dans la Formation d'Apple, secteur du gîte de Canico
JM-98066-A1	13	19589	V3, amphibolite à HB de 1 à 3 mm, amas de forme irrégulière blanchâtre, secteur du gîte d'INCO
JM-98067-C1	23	20917	Gabbro mésocrate, 40% HB, 60% PG-QZ, dans le socle tonalitique, affleurement de la discordance

#### Annex 4: Description des analyses lithogéochimiques

No. Échantillon	codes Minpet	BAROQ 1998-	Description
JM-98068-A2	5	20867	S2A de couleur gris-jaune avec bandes des 2 à 10 mm de FC (15% de la roche), Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-B2	5	20868	S2 de couleur gris-beige avec lits de 3 à 10 mm de couleur vert riche en HB (25% de la roche). Grains blancs crème plus petits que 1 mm (5-30%) visible dans les bandes gris-beige de 5 à 25 mm. Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-D1	5	20869	Arénite de couleur gris-jaune pâle en surface fraîche, massif et non lité. 5-15% de PG plus petit que 0,5 mm visible. Localement sur la patine d'altération, 25% de PG visible. Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-E1	13	19590	Filon-couche de I3A HB, PG dans la Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-F1	5	20870	Grès vert à grain fin, laminations diffuses de 1 à 5 mm, 30% de HB à grain fin, sommet de la Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-G1	5	20871	Grès riche en BO, 30% et porphyroblastes de 2 à 4 mm blancs de PG? (10%). Couleur brun foncé. Sommet de la Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-H1	13	19591	Filon-couche d'I3A plus au sud qui contient des lambeaux de S2A de 10 à 30 cm, Formation d'Apple, affleurement de la discordance
JM-98068-I1	21	19592	Roche verte pâle, localement lézardée et schisteuse. I4, CB+ et MG+, recoupant la partie sommitale de la Formation d'Apple, affleurement de la discordance.
JM-98073-A1	1	19593	Zone de V3B coussin ou massif: les coussins se distinguent mal, bloc A.
JM-98073-B1	7	19594	Zone d'altération en GR et BO dans le basalte coussiné. Roche rubanée blanche (riche QZ) et zones plus riches en GR et BO. La CD serait des amas de 3 à 5 cm de large par 30 à 40 cm.
JM-98073-B2	7	19595	idem
JM-98073-C1	7	19596	Basalte lessivé dans lequel on note de vagues formes de coussins.
JM-98076-A1	1	20918	V3, HB grenue de 1 à 2 mm, zone sur le lac Sakami au sud de la Formation d'Apple
JM-98076-B1	17	20919	Tonalite, 10% BO, 25% de PG visibles gris-blanc, recoupant le basalte, zone sur le lac Sakami au sud de la Formation d'Apple .
JM-98076-D1	4	20920	Roche felsique gris pâle à grain fin avec zone légèrement magnétique de couleur noire, zone sur le lac Sakami au sud de la Formation d'Apple
JM-98077-A1	1	20921	Basalte à grain fin, vert foncé, au dessus de la formation de fer, bloc B
JM-98081-A1	1	20922	Basalte à grain fin, vert foncé, au dessus de la formation de fer, bloc B
JM-98084-D2	7	20923	Schiste à 20% GR, 20% BO, 20% SU(?) matrice gris-brun, basalte altéré ?, au dessus de la Formation d'Apple.















**Annexe 5:**

No. Éch.	JM-98028-A2	JM-98029-B1	JM-98030-C2	JM-98030-C3	JM-98031-A1	JM-98031-A2	JM-98031-B1	JM-98032-A1	JM-98032-A2	JM-98032-B1	JM-98032-C1	JM-98032-D1	JM-98033-B1
Type	GLO	PLO	PLP	PLP	PLP	PLO	PLP	PLP	PLO	PLO	PLO	PLO	PLO
<b>Minéraux</b>													
AC	10										78		20
AD													
AP													
BO	5	7	2						1		5		45
CC													
CG													
CL	5												
CP													
CZ													10
EP							15						
GN			58	70	65	33							
GP		20											
GR			15		5				1				
HB	46		5	5	25	65							
IM							5						
MG			15	15	5								
MI													
ML													
MV							30	10	20				8
OPAQUES	4					2					2	3	3
PD													
PG								15					
PO													
PY							tr						
QZ			5	10					75	75			
QZ-PG	30	71							75		5	22	14
RB													
RL													
SE													
SN													
SP													
SR													
ST													
SU													
TC													
TM		2											30
TL							50		1		10	45	
ZC											<1		
ZS													
<b>TOTAL</b>	100	100	100	100	100	100	100	100	100	0	100	100	100













**Annexe 6: analyses lithogéochimiques**

codes MINPET	1	1	7	17	2	3	3	3	3
Lithologie	V3B FRAIS	V3B FRAIS	V3B ALTÉRÉ	I1D, dyke	I3A frais	I3A altéré	I3A altéré	I3A altéré	I3A altéré
altération			EP+			faciès 2	faciès 3	faciès 2	faciès 3
Echantillon	JM-98001-A1	JM-98001-A2	JM-98001-A3	JM-98001-C1	JM-98001-D1	JM-98001-D2	JM-98001-D3	JM-98001-D4	JM-98001-D5
BAROQ	1998019523	1998019524	1998019526	1998019527	1998019528	1998019529	1998019530	1998019531	1998019597
SiO2	54,00	51,40	51,90	67,60	52,00	54,90	45,90	47,50	46,20
Al2O3	15,10	15,70	16,00	14,30	14,00	13,90	17,30	13,50	15,70
Fe2O3t	10,60	11,70	11,70	3,13	10,50	16,90	25,20	20,60	32,10
MgO	5,93	6,84	5,23	0,93	7,86	3,03	3,46	7,14	1,59
CaO	9,88	10,50	10,80	2,68	12,00	2,49	1,70	5,80	1,61
Na2O	2,04	1,84	0,99	4,26	1,36	2,00	1,21	1,59	0,13
K2O	0,16	0,51	0,52	3,74	0,26	2,29	2,86	0,55	0,21
TiO2	1,07	1,12	1,29	0,47	0,78	2,80	1,29	2,88	2,45
MnO	0,21	0,23	0,45	0,02	0,34	0,53	1,09	0,36	1,58
P2O5	0,09	0,10	0,12	0,22	0,38	0,31	0,18	0,31	0,29
Cr2O3	0,05	0,05	0,05	0,01	0,08	0,02	0,05	0,02	0,02
PAF	0,49	0,77	1,39	1,86	0,85	0,19	0,65	0,03	2,20
Ga	16,00	17,00	19,00	25,00	18,00	23,00	22,00	25,00	11,00
Nb	2,00	2,00	3,00	2,00	3,00	7,00	2,00	7,00	6,00
Rb	3,00	15,00	13,00	68,00	4,00	65,00	79,00	12,00	8,00
Sr	80,00	59,00	67,00	1100,00	170,00	238,00	105,00	3,00	3,00
Y	21,00	21,00	28,00	3,00	19,00	61,00	38,00	56,00	115,00
Zr	63,00	60,00	77,00	239,00	92,00	195,00	72,00	177,00	166,00
Ba	55,00	130,00	50,00	1900,00	50,00	190,00	420,00	83,00	50,00
Cr	230,00	220,00	230,00	20,00	470,00	41,00	260,00	45,00	46,00
Cs	0,50	1,50	4,10	*	1,80	81,00	96,00	13,00	14,00
Hf	1,40	1,60	2,00	*	2,10	5,10	2,00	4,70	4,90
Sc	50,00	51,00	54,00	3,90	31,00	58,00	59,00	55,00	69,00
Ta	0,50	0,50	0,50	*	0,50	0,60	0,60	0,90	0,50
Th	0,30	0,20	0,40	5,90	2,80	1,10	0,50	1,00	0,50
U	0,50	0,50	0,50	1,30	1,00	0,60	0,50	0,50	0,50
W	1,00	1,00	2,00	*	1,00	3,00	2,00	2,00	6,00
Cu	*	62,00	22,00	1,00	1,00	25,00	1,00	1,00	1,00
Li	*	20,00	21,00	*	11,00	67,00	80,00	29,00	20,00
Ni	*	58,00	59,00	*	71,00	49,00	80,00	30,00	128,00
V	*	300,00	310,00	*	170,00	350,00	370,00	350,00	231,00
Zn	*	73,00	72,00	87,00	86,00	110,00	90,00	170,00	16,00
Pb	*	*	*	1,00	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	0,80	1,10	0,70	2,60	2,80	0,80	2,40	1,40	38,00
Au	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00
B	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1 (Zr/Y)	3,00	2,86	2,75	79,67	4,84	3,20	1,89	3,16	1,44
2 Na2O	2,04	1,84	0,99	4,26	1,36	2,00	1,21	1,59	0,13
3 K2O	0,16	0,51	0,52	3,74	0,26	2,29	2,86	0,55	0,21
4 ISHIKAWA	33,81	37,33	32,78	40,22	37,80	54,23	68,47	50,99	50,85
5 CHLORITE	43,13	44,80	42,84	29,68	41,99	74,06	86,14	67,77	90,96
6 SERICITE 1	7,27	21,70	34,44	46,75	16,05	53,38	70,27	25,70	61,76
7 ZN&ALK	#VALEUR!	3,97	7,27	2,04	6,32	5,50	7,44	10,69	12,31
8 SERICITE 2	0,78	2,77	5,25	8,78	1,91	11,45	23,64	3,46	16,15
9 SPITZ	7,40	8,53	16,16	3,36	10,29	6,95	14,30	8,49	120,77

## Annexe 6: a

codes MINPET	14	4	14	10	11	1	1	3	3
Lithologie	I3A, dyk Nén	S1E	I3A	Frag V3	V3B, EP++	V3B FRAIS	V3B FRAIS	I3A altéré	I3A altéré
altération					EP++			faciès 1	faciès 1
Echantillon	JM-98001-F1	JM-98002-A1	JM-98002-B1	JM-98003-A3	JM-98004-A1	JM-98004-A3	JM-98005-A1	JM-98005-B1	JM-98005-B2
BAROQ	1998019532	1998019533	1998019534	1998019535	1998019536	1998019537	1998019538	1998019539	1998019540
SiO2	50,40	51,30	49,70	51,70	53,50	51,00	48,50	51,80	46,70
Al2O3	12,70	12,70	10,20	12,60	14,80	14,90	17,90	12,40	17,00
Fe2O3t	12,90	15,40	16,90	13,00	9,77	12,90	10,60	16,70	13,80
MgO	9,10	9,66	9,26	9,48	3,07	6,34	4,99	9,76	6,36
CaO	10,90	1,91	10,80	10,10	15,60	9,70	12,90	5,46	10,30
Na2O	1,01	0,89	0,92	0,90	0,33	2,82	2,80	0,56	1,06
K2O	0,47	0,09	0,27	0,30	0,06	0,10	0,11	0,14	1,44
TiO2	0,84	1,19	0,96	0,82	0,99	1,11	1,34	0,55	0,68
MnO	0,24	0,38	0,36	0,32	0,16	0,21	0,28	0,23	0,42
P2O5	0,07	0,04	0,24	0,06	0,24	0,09	0,11	0,05	0,07
Cr2O3	0,10	0,17	0,06	0,10	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
PAF	1,15	1,66	0,90	0,90	1,38	0,83	0,75	2,61	1,76
Ga	15,00	17,00	19,00	16,00	25,00	15,00	19,00	15,00	16,00
Nb	2,00	2,00	7,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00
Rb	11,00	4,00	4,00	7,00	3,00	3,00	3,00	4,00	37,00
Sr	91,00	19,00	3,00	15,00	178,00	112,00	68,00	3,00	92,00
Y	19,00	26,00	26,00	18,00	49,00	23,00	34,00	20,00	27,00
Zr	53,00	68,00	54,00	50,00	61,00	64,00	78,00	29,00	41,00
Ba	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00
Cr	580,00	640,00	290,00	630,00	200,00	220,00	250,00	220,00	250,00
Cs	2,00	*	1,00	1,40	0,50	0,60	0,50	0,50	6,20
Hf	1,40	*	1,50	1,10	1,60	1,70	2,10	0,80	1,00
Sc	42,00	27,00	69,00	43,00	47,00	50,00	59,00	45,00	55,00
Ta	0,50	*	0,70	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Th	0,30	1,50	0,70	0,40	0,20	0,30	0,20	0,20	0,20
U	0,50	0,50	0,60	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
W	2,00	*	3,00	1,00	2,00	4,00	3,00	3,00	2,00
Cu	1,00	150,00	1,00	1,00	2,00	120,00	72,00	22,00	29,00
Li	19,00	*	17,00	17,00	6,00	13,00	8,00	18,00	22,00
Ni	130,00	*	77,00	140,00	41,00	70,00	82,00	100,00	100,00
V	230,00	*	320,00	230,00	320,00	280,00	350,00	260,00	260,00
Zn	78,00	140,00	150,00	100,00	57,00	120,00	150,00	92,00	91,00
Pb	*	1,00	*	*	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	1,30	5,10	4,50	2,10	1,10	1,30	2,70	1,00	0,80
Au	2,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
B	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1 (Zr/Y)	2,79	2,62	2,08	2,78	1,24	2,78	2,29	1,45	1,52
2 Na2O	1,01	0,89	0,92	0,90	0,33	2,82	2,80	0,56	1,06
3 K2O	0,47	0,09	0,27	0,30	0,06	0,10	0,11	0,14	1,44
4 ISHIKAWA	44,55	77,69	44,85	47,06	16,42	33,97	24,52	62,19	40,71
5 CHLORITE	49,10	84,18	53,74	51,58	28,94	46,41	35,28	69,74	48,21
6 SERICITE 1	31,76	9,18	22,69	25,00	15,38	3,42	3,78	20,00	57,60
7 ZN&ALK	7,72	15,73	16,30	11,11	17,27	4,26	5,36	16,43	8,58
8 SERICITE 2	4,65	1,01	2,93	3,33	1,82	0,35	0,39	2,50	13,58
9 SPITZ	12,57	14,27	11,09	14,00	44,85	5,28	6,39	22,14	16,04

## Annexe 6: a

codes MINPET	3	9	2	21	3	3	3	3	3
Lithologie	I3A altéré	I4 frag	I3A frais	I4	I3A altéré	I3A altéré	I3A altéré	I3A altéré	I3A altéré
altération	faciès 2				faciès 3	faciès 3	faciès 3	faciès 3	faciès 2
Échantillon	JM-98005-B3	JM-98005-E1	JM-98006-B1	JM-98006-C1	JM-98006-D1	JM-98006-D3	JM-98007-A1	JM-98007-A2	JM-98007-B1
BAROQ	1998019541	1998019542	1998019543	1998019544	1998019545	1998019546	1998019547	1998019548	1998019549
SiO2	44,30	54,70	50,70	45,40	52,50	51,20	41,20	37,60	52,40
Al2O3	18,10	1,44	13,20	7,29	22,00	23,20	19,60	22,10	17,40
Fe2O3t	19,90	9,78	16,60	15,40	14,20	14,40	26,90	36,20	15,60
MgO	6,09	20,20	5,86	16,30	2,67	2,25	3,64	1,88	5,68
CaO	4,41	10,60	9,76	10,50	0,48	2,51	0,28	0,84	3,32
Na2O	0,10	0,14	1,87	0,67	0,54	1,69	0,26	0,25	0,82
K2O	2,07	0,03	0,16	0,08	4,37	1,89	4,93	0,75	0,77
TiO2	0,71	0,04	1,50	1,30	1,05	1,05	1,92	0,91	0,76
MnO	0,95	0,60	0,23	0,21	0,27	0,24	0,32	0,80	0,07
P2O5	0,06	0,03	0,14	0,13	0,09	0,10	0,09	0,03	0,08
Cr2O3	0,07	1,00	0,03	0,28	0,06	0,06	0,04	0,07	0,06
PAF	3,18	1,96	0,56	2,54	1,54	0,89	0,48	1,59	3,07
Ga	19,00	2,00	16,00	13,00	26,00	24,00	33,00	23,00	21,00
Nb	2,00	2,00	2,00	8,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00
Rb	58,00	3,00	3,00	3,00	73,00	43,00	117,00	12,00	20,00
Sr	41,00	3,00	65,00	3,00	3,00	71,00	3,00	3,00	34,00
Y	16,00	6,00	33,00	14,00	18,00	26,00	24,00	24,00	12,00
Zr	35,00	6,00	84,00	80,00	52,00	59,00	105,00	46,00	38,00
Ba	50,00	50,00	50,00	50,00	290,00	110,00	120,00	60,00	75,00
Cr	350,00	6800,00	110,00	1800,00	260,00	340,00	130,00	330,00	280,00
Cs	19,00	0,50	0,50	0,50	2,90	1,70	10,00	1,00	2,10
Hf	0,90	0,50	2,20	2,10	1,50	1,40	2,90	1,30	1,10
Sc	63,00	5,40	51,00	30,00	79,00	86,00	68,00	75,00	58,00
Ta	0,50	0,50	0,50	0,90	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Th	0,20	0,20	0,40	1,50	0,30	0,40	0,60	0,50	0,20
U	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
W	4,00	1,00	3,00	1,00	11,00	7,00	4,00	2,00	2,00
Cu	3,00	1,00	32,00	160,00	48,00	29,00	34,00	140,00	270,00
Li	60,00	3,00	9,00	10,00	25,00	21,00	32,00	14,00	25,00
Ni	120,00	1000,00	64,00	820,00	62,00	32,00	87,00	97,00	100,00
V	300,00	37,00	340,00	180,00	420,00	340,00	508,00	280,00	340,00
Zn	97,00	179,00	110,00	83,00	22,00	19,00	56,00	42,00	120,00
Pb	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	0,50	1,50	0,90	2,40	0,50	0,50	1,50	7,90	1,20
Au	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	3,00	43,00
B	*	*	*	*	*	*	10,00	1400,00	10,00
1 (Zr/Y)	2,19	1,00	2,55	5,71	2,89	2,27	4,38	1,92	3,17
2 Na2O	0,10	0,14	1,87	0,67	0,54	1,69	0,26	0,25	0,82
3 K2O	2,07	0,03	0,16	0,08	4,37	1,89	4,93	0,75	0,77
4 ISHIKAWA	64,40	65,32	34,11	59,46	87,34	49,64	94,07	70,70	60,91
5 CHLORITE	74,45	58,42	51,22	59,40	91,83	71,28	97,39	95,18	74,04
6 SERICITE 1	95,39	17,65	7,88	10,67	89,00	52,79	94,99	75,00	48,43
7 ZN&ALK	97,00	127,86	5,88	12,39	4,07	1,12	21,54	16,80	14,63
8 SERICITE 2	207,00	2,14	0,86	1,19	80,93	11,18	189,62	30,00	9,39
9 SPITZ	181,00	10,29	7,06	10,88	40,74	13,73	75,38	88,40	21,22

## Annexe 6: a

codes MINPET	2	3	3	3	4	21	21	22	22
Lithologie	I3A frais	I3A altéré	I3A altéré	I3A altéré	S1E	I4	I4	I4 TO++	I4 TO++
altération		faciès 1	faciès 2	faciès 3				TO++	TO++
Echantillon	JM-98007-B2	JM-98009-B2	JM-98009-B3	JM-98009-B4	JM-98009-C1	JM-98015-A1	JM-98015-A2	JM-98015-B2	JM-98015-B3
BAROQ	1998019551	1998019552	1998019553	1998019554	1998019555	1998019556	1998019557	1998019558	1998019559
SiO2	48,70	52,80	52,60	40,00	51,90	46,40	45,70	46,60	49,70
Al2O3	15,50	14,50	19,70	18,60	17,30	6,55	8,21	11,50	13,40
Fe2O3t	13,30	14,80	12,30	35,80	14,30	10,50	11,10	11,10	10,90
MgO	8,30	6,57	3,07	2,32	6,96	23,60	21,00	17,40	13,20
CaO	10,20	7,17	4,45	1,70	0,59	5,66	8,21	6,93	4,41
Na2O	2,27	0,61	2,80	0,10	0,84	0,10	0,30	0,68	3,28
K2O	0,18	1,70	2,57	1,14	1,71	0,03	0,04	0,35	0,94
TiO2	0,63	0,61	0,86	0,92	1,16	0,21	0,29	0,41	0,46
MnO	0,14	0,25	0,27	0,97	0,10	0,17	0,20	0,18	0,18
P2O5	0,05	0,06	0,09	0,03	0,08	0,02	0,03	0,04	0,04
Cr2O3	0,05	0,05	0,07	0,04	0,08	0,32	0,26	0,09	0,08
PAF	0,84	1,48	0,74	2,23	5,01	5,54	4,82	3,62	3,62
Ga	15,00	15,00	21,00	18,00	18,00	6,00	7,00	9,00	11,00
Nb	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Rb	27,00	41,00	53,00	31,00	28,00	5,00	3,00	17,00	43,00
Sr	82,00	28,00	107,00	3,00	11,00	3,00	3,00	14,00	72,00
Y	21,00	15,00	29,00	23,00	26,00	3,00	7,00	14,00	13,00
Zr	51,00	33,00	48,00	46,00	70,00	10,00	14,00	24,00	28,00
Ba	50,00	50,00	91,00	50,00	130,00	50,00	50,00	95,00	84,00
Cr	290,00	260,00	330,00	200,00	450,00	2100,00	1700,00	430,00	410,00
Cs	0,50	3,30	3,90	1,20	*	0,50	1,50	58,00	160,00
Hf	1,00	0,80	1,10	1,20	*	0,50	0,50	0,50	0,70
Sc	59,00	51,00	64,00	76,00	53,00	32,00	41,00	40,00	49,00
Ta	0,50	0,50	0,50	0,50	*	0,50	0,50	0,50	0,50
Th	0,30	0,30	0,20	0,20	1,20	0,20	0,20	0,20	0,20
U	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
W	2,00	6,00	5,00	7,00	*	1,00	1,00	1,00	3,00
Cu	110,00	130,00	25,00	43,00	1,00	21,00	1,00	1,00	4,00
Li	38,00	28,00	37,00	18,00	*	3,00	30,00	54,00	66,00
Ni	92,00	71,00	120,00	41,00	*	660,00	290,00	81,00	77,00
V	260,00	250,00	370,00	370,00	*	110,00	160,00	140,00	210,00
Zn	76,00	82,00	93,00	61,00	99,00	52,00	58,00	59,00	58,00
Pb	*	*	*	*	1,00	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	1,20	0,90	3,80	5,50	13,00	300,00	6,50	0,60	0,50
Au	2,00	15,00	3,00	2,00	2,00	2,00	3,00	8,00	7,00
B	10,00	*	*	*	*	10,00	10,00	4800,00	73,00
1 (Zr/Y)	2,43	2,20	1,66	2,00	2,69	3,33	2,00	1,71	2,15
2 Na2O	2,27	0,61	2,80	0,10	0,84	0,10	0,30	0,68	3,28
3 K2O	0,18	1,70	2,57	1,14	1,71	0,03	0,04	0,35	0,94
4 ISHIKAWA	40,48	51,53	43,75	65,78	85,84	80,40	71,20	69,99	64,77
5 CHLORITE	48,79	58,84	56,78	91,59	91,32	74,91	65,75	66,22	66,57
6 SERICITE 1	7,35	73,59	47,86	91,94	67,06	23,08	11,76	33,98	22,27
7 ZN&ALK	3,35	13,44	3,32	61,00	11,79	52,00	19,33	8,68	1,77
8 SERICITE 2	0,79	27,87	9,18	114,00	20,36	3,00	1,33	5,15	2,87
9 SPITZ	6,83	23,77	7,04	186,00	20,60	65,50	27,37	16,91	4,09

## Annexe 6: a

codes MINPET	2	22	21	14	4	19	1	12	12
Lithologie	I3A frais	I4 TO++	I4	I3A, dyk Nén	S1E	I3A, fm fer	V3B FRAIS	V3B TO++	V3B TO++
altération		TO++						TO++	TO++
Échantillon	JM-98015-D1	JM-98016-A1	JM-98016-A2	JM-98019-B1	JM-98019-D1	JM-98021-A1	JM-98027-E1	JM-98027-E2	JM-98027-E3
BAROQ	1998019560	1998019561	1998019562	1998019563	1998019564	1998019565	1998019566	1998019567	1998019568
SiO2	48,20	41,60	47,00	50,30	35,70	48,70	48,00	46,50	48,40
Al2O3	15,00	11,20	3,65	13,70	9,69	15,00	15,00	15,90	18,40
Fe2O3t	13,30	14,40	11,20	14,80	32,90	16,40	11,50	12,20	10,20
MgO	8,04	17,00	16,20	7,19	7,95	6,48	9,11	8,85	7,37
CaO	11,00	8,46	15,20	7,43	9,18	9,14	11,30	10,70	5,39
Na2O	2,72	0,70	0,42	3,12	1,01	2,22	2,43	2,14	1,27
K2O	0,25	0,16	0,06	0,45	0,53	0,32	0,16	0,71	4,66
TiO2	0,94	1,44	0,25	1,54	0,52	1,08	0,78	0,86	1,16
MnO	0,21	0,20	0,24	0,20	1,05	0,22	0,18	0,20	0,19
P2O5	0,07	0,10	0,02	0,14	0,05	0,09	0,06	0,06	0,10
Cr2O3	0,07	0,03	0,30	0,04	0,03	0,03	0,06	0,06	0,05
PAF	0,64	4,38	5,39	0,64	1,71	0,70	0,78	1,19	2,21
Ga	15,00	16,00	7,00	18,00	11,00	18,00	16,00	16,00	20,00
Nb	2,00	5,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Rb	4,00	4,00	3,00	12,00	18,00	7,00	3,00	4,00	104,00
Sr	88,00	3,00	12,00	117,00	20,00	134,00	98,00	141,00	36,00
Y	19,00	34,00	9,00	35,00	37,00	31,00	20,00	15,00	21,00
Zr	49,00	95,00	17,00	93,00	54,00	76,00	45,00	36,00	67,00
Ba	78,00	85,00	50,00	50,00	110,00	59,00	50,00	76,00	470,00
Cr	350,00	75,00	2000,00	180,00	100,00	79,00	320,00	360,00	280,00
Cs	2,00	2,80	0,50	0,60	2,70	0,70	0,50	6,50	9,20
Hf	1,20	2,40	0,50	2,40	1,40	2,10	1,30	1,30	2,10
Sc	44,00	57,00	23,00	45,00	36,00	42,00	45,00	49,00	59,00
Ta	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,90	0,50
Th	0,20	0,50	0,20	0,40	3,50	0,20	0,20	0,60	0,90
U	0,50	0,50	0,50	0,50	1,20	0,50	0,50	0,50	0,50
W	6,00	4,00	1,00	6,00	4,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Cu	13,00	45,00	1,00	65,00	40,00	43,00	28,00	67,00	2,00
Li	24,00	53,00	8,00	9,00	6,00	15,00	9,00	19,00	60,00
Ni	110,00	170,00	690,00	76,00	57,00	76,00	130,00	130,00	140,00
V	260,00	310,00	170,00	330,00	140,00	257,00	240,00	240,00	310,00
Zn	68,00	85,00	78,00	91,00	140,00	121,00	68,00	75,00	140,00
Pb	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	8,60	13,00	470,00	0,50	2,00	1,50	1,20	1,30	0,50
Au	2,00	7,00	3,00	2,00	5,00	2,00	3,00	120,00	2,00
B	*	410,00	*	*	*	*	35,00	62,00	21,00
1 (Zr/Y)	2,58	2,79	1,89	2,66	1,46	2,45	2,25	2,40	3,19
2 Na2O	2,72	0,70	0,42	3,12	1,01	2,22	2,43	2,14	1,27
3 K2O	0,25	0,16	0,06	0,45	0,53	0,32	0,16	0,71	4,66
4 ISHIKAWA	37,66	65,20	51,00	42,00	45,42	37,44	40,30	42,68	64,37
5 CHLORITE	46,33	64,06	47,06	55,02	67,83	52,74	45,16	47,21	59,32
6 SERICITE 1	8,42	18,60	12,50	12,61	34,42	12,60	6,18	24,91	78,58
7 ZN&ALK	2,50	12,14	18,57	2,92	13,86	5,45	2,80	3,50	11,02
8 SERICITE 2	0,92	2,29	1,43	1,44	5,25	1,44	0,66	3,32	36,69
9 SPITZ	5,51	16,00	8,69	4,39	9,59	6,76	6,17	7,43	14,49

## Annexe 6: a

codes MINPET	22	5	21	7	7	7	1	7	7
Lithologie	I4 TO++	S1, fm appl	I4	V3B ALTÉRÉ	V3B ALTÉRÉ	V3B ALTÉRÉ	V3B FRAIS	V3B ALTÉRÉ	V3B ALTÉRÉ
altération	TO++			faciès 1	faciès 3	faciès 2		faciès 1	faciès 2
Échantillon	JM-98031-B1	JM-98032-A1	JM-98032-C1	JM-98033-B1	JM-98033-B5	JM-98033-C1	JM-98036-A1	JM-98039-A1	JM-98039-A2
BAROQ	1998019569	1998019570	1998019571	1998019572	1998019573	1998019574	1998019576	1998019577	1998019578
SiO2	45,30	92,20	49,70	56,00	61,00	57,70	49,40	50,40	49,90
Al2O3	12,00	4,78	10,30	14,10	15,50	5,81	10,30	15,50	20,60
Fe2O3t	24,60	0,29	12,60	12,00	15,00	27,10	12,60	11,60	13,20
MgO	10,50	0,05	16,20	6,20	3,27	7,15	10,90	6,48	4,31
CaO	1,22	0,02	6,20	5,81	0,20	0,79	13,60	11,00	5,69
Na2O	0,62	0,10	0,61	0,38	0,10	0,10	0,84	0,44	1,67
K2O	0,36	1,40	0,58	1,81	0,50	0,07	0,26	1,41	1,43
TiO2	0,73	0,21	0,50	0,76	1,30	0,28	0,49	0,85	1,26
MnO	0,17	0,01	0,14	0,24	0,28	0,50	0,24	0,21	0,26
P2O5	0,11	0,02	0,05	0,08	0,12	0,19	0,05	0,07	0,07
Cr2O3	0,05	0,19	0,29	0,05	0,03	0,09	0,17	0,06	0,08
PAF	0,54	0,74	2,49	2,72	2,29	0,20	1,51	2,13	2,26
Ga	16,00	5,00	13,00	14,00	19,00	5,00	11,00	14,00	20,00
Nb	2,00	2,00	2,00	2,00	4,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Rb	11,00	35,00	20,00	48,00	18,00	3,00	9,00	48,00	45,00
Sr	3,00	4,00	67,00	15,00	3,00	3,00	125,00	70,00	82,00
Y	21,00	5,00	18,00	20,00	25,00	17,00	11,00	18,00	32,00
Zr	42,00	17,00	42,00	48,00	76,00	27,00	29,00	46,00	75,00
Ba	50,00	480,00	73,00	190,00	50,00	50,00	50,00	260,00	150,00
Cr	130,00	1200,00	1500,00	240,00	100,00	560,00	1100,00	280,00	430,00
Cs	1,20	*	39,00	9,30	5,90	5,10	0,50	4,40	16,00
Hf	0,70	*	0,90	1,30	2,10	0,60	0,60	1,30	2,00
Sc	25,00	16,00	30,00	41,00	46,00	28,00	45,00	50,00	65,00
Ta	0,50	*	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Th	0,20	0,30	1,30	0,80	0,40	0,90	0,20	0,20	0,20
U	0,50	0,60	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
W	1,00	*	2,00	1,00	3,00	1,00	1,00	2,00	2,00
Cu	1,00	2,00	56,00	99,00	160,00	37,00	1,00	39,00	120,00
Li	10,00	*	22,00	38,00	38,00	9,00	9,00	18,00	39,00
Ni	76,00	*	400,00	99,00	74,00	550,00	230,00	160,00	140,00
V	120,00	*	150,00	207,00	240,00	120,00	200,00	270,00	340,00
Zn	110,00	2,00	85,00	47,00	24,00	97,00	55,00	82,00	75,00
Pb	*	1,00	*	*	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	200,00	3,50	240,00	120,00	0,50	130,00	40,00	3,70	1,50
Au	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	10,00	2,00	2,00	2,00
B	8500,00	*	*	*	*	*	*	*	*
1 (Zr/Y)	2,00	3,40	2,33	2,40	3,04	1,59	2,64	2,56	2,34
2 Na2O	0,62	0,10	0,61	0,38	0,10	0,10	0,84	0,44	1,67
3 K2O	0,36	1,40	0,58	1,81	0,50	0,07	0,26	1,41	1,43
4 ISHIKAWA	85,51	92,36	71,13	56,41	92,63	89,03	43,59	40,82	43,82
5 CHLORITE	91,98	70,83	68,88	60,26	97,34	95,32	45,60	44,62	57,30
6 SERICITE 1	36,73	93,33	48,74	82,65	83,33	41,18	23,64	76,22	46,13
7 ZN&ALK	17,74	2,00	13,93	12,37	24,00	97,00	6,55	18,64	4,49
8 SERICITE 2	5,81	140,00	9,51	47,63	50,00	7,00	3,10	32,05	8,56
9 SPITZ	19,35	47,80	16,89	37,11	155,00	58,10	12,26	35,23	12,34

## Annexe 6: a

codes MINPET	7	7	13	18	17	1	23	5	5
Lithologie	V3B ALTÉRÉ	V3B ALTÉRÉ	I3A dyk appl	I3O	I1D, dyke	V3B FRAIS	I3A socle	S1, fm appl	S1, fm appl
altération	faciès 4	faciès 3							
Échantillon	JM-98039-A3	JM-98039-A4	JM-98044-B1	JM-98046-B1	JM-98047-B1	JM-98053-A1	JM-98067-C1	JM-98068-A2	JM-98068-B2
BAROQ	1998019579	1998019580	1998019581	1998019582	1998019583	1998019584	1998020917	1998020867	1998020868
SiO2	69,70	64,10	47,90	58,90	77,00	49,00	49,50	86,10	89,10
Al2O3	13,50	16,70	14,70	15,70	13,30	14,70	13,70	8,69	4,32
Fe2O3t	6,91	12,00	12,40	8,41	0,96	15,80	14,10	0,32	1,02
MgO	1,51	2,55	9,13	3,84	0,17	5,06	7,47	0,16	0,82
CaO	0,42	0,30	12,50	7,73	0,09	10,20	10,90	0,02	1,13
Na2O	0,36	0,17	1,25	3,25	3,85	1,19	1,42	0,16	0,10
K2O	1,31	1,13	0,42	0,68	4,35	1,03	1,20	2,30	1,71
TiO2	0,80	0,96	0,59	0,76	0,04	1,39	0,82	0,25	0,07
MnO	0,16	0,22	0,24	0,14	0,01	0,20	0,22	0,01	0,07
P2O5	0,12	0,12	0,04	0,16	0,03	0,13	0,06	0,02	0,03
Cr2O3	0,06	0,06	0,08	0,03	0,01	0,04	0,06	0,02	0,02
PAF	0,85	1,76	1,10	0,50	0,68	1,18	1,41	1,24	0,32
Ga	14,00	16,00	15,00	18,00	16,00	19,00	15,00	9,00	5,00
Nb	2,00	2,00	2,00	5,00	17,00	2,00	2,00	4,00	2,00
Rb	43,00	37,00	11,00	34,00	130,00	28,00	78,00	50,00	39,00
Sr	17,00	3,00	40,00	176,00	39,00	66,00	41,00	17,00	28,00
Y	18,00	23,00	18,00	20,00	13,00	31,00	19,00	9,00	4,00
Zr	47,00	55,00	35,00	130,00	54,00	86,00	48,00	110,00	60,00
Ba	150,00	59,00	70,00	270,00	600,00	170,00	60,00	1200,00	1500,00
Cr	280,00	320,00	420,00	120,00	20,00	130,00	270,00	81,00	20,00
Cs	5,30	5,20	5,10	1,10	*	2,30	0,50	*	*
Hf	1,20	1,40	1,00	3,10	*	2,10	1,10	*	*
Sc	37,00	44,00	55,00	23,00	3,10	44,00	49,00	2,40	1,00
Ta	0,50	0,50	0,50	0,70	*	0,50	0,60	*	*
Th	0,30	0,20	0,50	3,30	6,70	0,50	1,00	17,00	7,90
U	0,50	0,50	0,50	0,50	2,40	0,50	0,50	4,50	0,90
W	2,00	2,00	1,00	1,00	*	2,00	1,00	*	*
Cu	81,00	82,00	29,00	19,00	1,00	190,00	86,00	1,00	1,00
Li	25,00	34,00	20,00	9,00	*	9,00	9,00	*	*
Ni	100,00	74,00	110,00	55,00	*	84,00	88,00	*	*
V	240,00	260,00	250,00	130,00	*	310,00	260,00	*	*
Zn	11,00	10,00	120,00	70,00	11,00	88,00	77,00	1,00	8,00
Pb	*	*	*	*	1,00	*	*	1,00	3,00
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	1,30	1,10	4,20	1,90	5,00	2,80	0,50	0,90	0,50
Au	4,00	2,00	2,00	2,00	5,00	3,00	2,00	2,00	2,00
B	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1 (Zr/Y)	2,61	2,39	1,94	6,50	4,15	2,77	2,53	12,22	15,00
2 Na2O	0,36	0,17	1,25	3,25	3,85	1,19	1,42	0,16	0,10
3 K2O	1,31	1,13	0,42	0,68	4,35	1,03	1,20	2,30	1,71
4 ISHIKAWA	78,33	88,67	40,99	29,16	53,43	34,84	41,31	93,18	67,29
5 CHLORITE	87,53	94,97	45,06	39,57	21,90	49,14	48,16	70,59	43,81
6 SERICITE 1	78,44	86,92	25,15	17,30	53,05	46,40	45,80	93,50	94,48
7 ZN&ALK	3,06	5,88	9,60	2,15	0,29	7,39	5,42	0,63	8,00
8 SERICITE 2	36,39	66,47	3,36	2,09	11,30	8,66	8,45	143,75	171,00
9 SPITZ	37,50	98,24	11,76	4,83	3,45	12,35	9,65	54,31	43,20

## Annexe 6: a

codes MINPET	5	13	5	5	13	21	1	7	7
Lithologie	S1, fm appl	I3A dyk appl	S1, fm appl	S1, fm appl	I3A dyk appl	I4	V3B FRAIS	V3B ALTÉRÉ	V3B ALTÉRÉ
altération								faciès 3	faciès 3
Échantillon	JM-98068-D1	JM-98068-E1	JM-98068-F1	JM-98068-G1	JM-98068-H1	JM-98068-I1	JM-98073-A1	JM-98073-B1	JM-98073-B2
BAROQ	1998020869	1998019590	1998020870	1998020871	1998019591	1998019592	1998019593	1998019594	1998019595
SiO2	95,00	51,10	67,00	58,30	48,80	42,30	49,30	63,30	54,90
Al2O3	2,67	13,30	10,20	19,00	15,30	2,78	14,90	11,70	15,80
Fe2O3t	0,35	14,70	4,93	5,71	12,40	7,53	12,50	14,40	23,40
MgO	0,39	5,86	4,51	3,33	7,70	22,10	8,77	3,73	2,75
CaO	0,10	10,20	8,25	3,92	10,80	13,00	9,74	2,66	1,02
Na2O	0,47	1,87	0,58	2,74	1,91	0,10	2,67	0,16	0,11
K2O	1,00	0,80	2,04	3,47	0,94	0,03	0,15	1,37	0,43
TiO2	0,04	1,06	0,24	0,60	0,87	0,12	0,87	0,88	1,11
MnO	0,01	0,24	0,24	0,08	0,20	0,13	0,19	0,18	0,48
P2O5	0,02	0,09	0,05	0,07	0,07	0,02	0,07	0,07	0,07
Cr2O3	0,01	0,03	0,13	0,05	0,06	0,45	0,06	0,04	0,04
PAF	0,33	0,85	1,05	2,16	1,35	10,90	0,87	1,33	0,58
Ga	2,00	16,00	11,00	22,00	15,00	3,00	15,00	15,00	19,00
Nb	2,00	2,00	2,00	6,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Rb	24,00	18,00	42,00	119,00	28,00	3,00	3,00	42,00	14,00
Sr	20,00	63,00	92,00	158,00	84,00	6,00	61,00	3,00	3,00
Y	3,00	23,00	7,00	18,00	21,00	5,00	23,00	23,00	20,00
Zr	52,00	63,00	95,00	148,00	50,00	11,00	50,00	49,00	56,00
Ba	1100,00	160,00	3200,00	1500,00	71,00	50,00	51,00	85,00	50,00
Cr	20,00	110,00	820,00	250,00	320,00	3000,00	290,00	140,00	190,00
Cs	*	0,50	*	*	0,70	0,50	1,80	3,10	0,60
Hf	*	1,70	*	*	1,30	0,50	1,40	1,20	1,70
Sc	0,40	51,00	14,00	16,00	46,00	13,00	47,00	48,00	65,00
Ta	*	0,50	*	*	0,50	0,50	0,60	0,50	0,50
Th	5,70	1,40	12,00	20,00	0,30	0,20	0,20	0,30	0,20
U	0,50	0,50	6,50	2,70	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
W	*	1,00	*	*	1,00	1,00	2,00	1,00	2,00
Cu	1,00	23,00	7,00	81,00	110,00	44,00	100,00	250,00	3,00
Li	*	4,00	*	*	7,00	2,00	16,00	33,00	23,00
Ni	*	43,00	*	*	110,00	1300,00	120,00	61,00	79,00
V	*	290,00	*	*	240,00	54,00	240,00	240,00	260,00
Zn	3,00	86,00	43,00	37,00	56,00	38,00	75,00	97,00	27,00
Pb	6,00	*	16,00	1,00	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	0,60	0,50	1,00	0,50	0,60	1,40	1,00	1,30	9,10
Au	2,00	2,00	2,00	2,00	4,00	2,00	2,00	2,00	3,00
B	*	*	*	*	*	*	*	*	*
1 (Zr/Y)	17,33	2,74	13,57	8,22	2,38	2,20	2,17	2,13	2,80
2 Na2O	0,47	1,87	0,58	2,74	1,91	0,10	2,67	0,16	0,11
3 K2O	1,00	0,80	2,04	3,47	0,94	0,03	0,15	1,37	0,43
4 ISHIKAWA	70,92	35,56	42,59	50,52	40,47	62,82	41,82	64,39	73,78
5 CHLORITE	52,48	48,00	35,60	46,08	46,09	53,17	48,99	76,79	92,40
6 SERICITE 1	68,03	29,96	77,86	55,88	32,98	23,08	5,32	89,54	79,63
7 ZN&ALK	0,64	4,60	7,41	1,35	2,93	38,00	2,81	60,63	24,55
8 SERICITE 2	21,28	4,28	35,17	12,66	4,92	3,00	0,56	85,63	39,09
9 SPITZ	5,68	7,11	17,59	6,93	8,01	27,80	5,58	73,13	143,64



## Annexe 6: a

codes MINPET	7	1	17	4	1	1	7
Lithologie	V3B ALTÉRÉ	V3B FRAIS	I1D, dyke	S1E	V3B FRAIS	V3B FRAIS	V3B ALTÉRÉ
altération	faciès 2						faciès 3
Échantillon	JM-98073-C1	JM-98076-A1	JM-98076-B1	JM-98076-D1	JM-98077-A1	JM-98081-A1	JM-98084-D2
BAROQ	1998019596	1998020918	1998020919	1998020920	1998020921	1998020922	1998020923
SiO2	51,30	49,70	70,50	82,90	50,40	50,70	63,60
Al2O3	13,80	14,10	14,70	8,24	10,90	13,30	19,60
Fe2O3t	16,20	12,70	2,17	1,66	13,10	12,10	14,90
MgO	9,44	7,56	0,62	0,95	11,00	10,70	0,81
CaO	5,53	12,60	3,29	1,16	12,30	9,64	0,13
Na2O	1,55	1,75	5,84	2,80	1,13	1,44	0,10
K2O	0,67	0,24	0,74	0,93	0,05	0,04	0,23
TiO2	0,90	0,56	0,21	0,14	0,46	0,53	1,35
MnO	0,31	0,31	0,03	0,02	0,25	0,18	0,39
P2O5	0,07	0,04	0,05	0,14	0,02	0,03	0,09
Cr2O3	0,06	0,07	0,02	0,03	0,18	0,10	0,06
PAF	0,26	0,79	1,45	0,91	0,87	0,77	0,23
Ga	15,00	14,00	27,00	8,00	10,00	12,00	25,00
Nb	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Rb	18,00	7,00	22,00	37,00	3,00	3,00	12,00
Sr	10,00	154,00	361,00	286,00	86,00	44,00	3,00
Y	18,00	15,00	6,00	5,00	11,00	15,00	16,00
Zr	48,00	40,00	110,00	85,00	29,00	33,00	75,00
Ba	50,00	50,00	300,00	97,00	50,00	54,00	50,00
Cr	300,00	400,00	20,00	20,00	1100,00	570,00	330,00
Cs	1,10	0,60	*	*	0,50	0,50	0,50
Hf	1,50	0,90	*	*	0,70	0,60	1,90
Sc	44,00	49,00	3,90	2,70	46,00	50,00	47,00
Ta	0,50	0,50	*	*	0,60	0,50	0,50
Th	0,20	0,50	0,20	0,20	0,50	2,40	12,00
U	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,40	3,10
W	2,00	3,00	*	*	1,00	1,00	1,00
Cu	1,00	1,00	3,00	6,00	140,00	120,00	53,00
Li	20,00	34,00	*	*	4,00	4,00	13,00
Ni	190,00	81,00	*	*	230,00	130,00	82,00
V	250,00	210,00	*	*	200,00	230,00	150,00
Zn	96,00	70,00	85,00	29,00	66,00	63,00	11,00
Pb	*	*	*	*	*	*	*
Ag	2,00	2,00	2,00	4,00	2,00	2,00	2,00
As	44,00	320,00	36,00	1300,00	1,80	0,60	2,50
Au	2,00	49,00	9,00	230,00	2,00	2,00	2,00
B	*	*	*	*	*	*	*
1 (Zr/Y)	2,67	2,67	18,33	17,00	2,64	2,20	4,69
2 Na2O	1,55	1,75	5,84	2,80	1,13	1,44	0,10
3 K2O	0,67	0,24	0,74	0,93	0,05	0,04	0,23
4 ISHIKAWA	58,81	35,21	12,96	32,19	45,14	49,22	81,89
5 CHLORITE	67,03	42,91	18,34	33,76	48,36	52,39	97,76
6 SERICITE 1	30,18	12,06	11,25	24,93	4,24	2,70	69,70
7 ZN&ALK	6,19	4,00	1,46	1,04	5,84	4,38	11,00
8 SERICITE 2	4,32	1,37	1,27	3,32	0,44	0,28	23,00
9 SPITZ	8,90	8,06	2,52	2,94	9,65	9,24	196,00

Annexe 7: Analyses économiques

Échantillon	BAROQ		Ag	As	Au	Br	Cs	Cu	Pb	Sb	Se	Tm	U	W	Zn
JM-98001-E1	1998019501	S4E, PY++	0,96	3	25	<1	<1	240	<1	0,2	<10	<2	0,3	7	110
JM-98004-A2	1998019502	V3B, tuf OF+	<0,5	<1	<5	<1	2	150	<1	1,3	<10	<2	<0,2	<1	100
JM-98005-A1	1998019503	V3B, SF+	0,59	<1	<5	<1	9	170	12	1,1	<10	3	<0,2	3	250
JM-98005-A2	1998019504	V3B, SF+	<0,5	4	6	<1	<1	53	<1	0,3	<10	<2	0,3	<1	250
JM-98005-C1	1998019505	S10D, PY 5%	0,60	<1	7	<1	6	<b>360</b>	<1	1,6	<10	<2	<0,2	<1	220
JM-98005-C2	1998019521	S10D, PY 5%	0,69	<1	<5	<1	5	210	<1	0,4	<10	<2	<0,2	<1	<b>300</b>
JM-98005-C3	1998019506	S10D, PY 5%	0,98	3	<b>34</b>	<1	<1	<b>1 700</b>	<1	0,2	<10	5	<0,2	<1	120
JM-98006-A1	1998019507	V3B, OF++	<0,5	<1	<5	<1	<1	156	<1	1,0	<10	<2	<0,2	<1	150
JM-98006-A2	1998019508	V3B, OF++	<0,5	2	9	<1	2	270	<1	0,8	<10	<2	<0,2	<1	240
JM-98019-A3	1998019509	S1, OF+	0,71	2	32	<1	<1	280	<1	<0,1	<10	<2	1,8	<1	260
JM-98019-D2	1998019510	S1, GR, MG, OF	1,00	3	35	<1	<1	<b>630</b>	<1	0,7	<10	<2	1,3	<1	96
JM-98020-A1	1998019517	S9, OF	0,56	6	<5	<1	<1	130	4	<0,1	<10	4	0,3	<1	270
JM-98020-A2	1998019511	S9, OF	<0,5	4	<b>71</b>	<1	<1	<b>390</b>	<1	<0,1	<10	<2	<0,2	30	78
JM-98025-F1	1998019512	S1, SF	0,80	<1	21	<1	<1	280	<1	<0,1	<10	<2	2,2	<1	260
JM-98026-A4	1998019513	S9, OF	<0,5	<1	<5	<1	<1	8	<1	0,2	<10	<2	<0,2	<1	53
JM-98029-B1	1998019522	V3B, tuf OF+	<0,5	7	<5	<1	19	63	8	0,8	<10	<2	0,8	<1	<b>320</b>
JM-98029-B2	1998019514	V3B, tuf PY	0,55	<1	<5	<1	28	110	30	0,7	<10	<2	1,5	<1	61
JM-98030-A1	1998019515	V3B, PY	<0,5	2	<5	<1	2	140	<1	0,4	<10	<2	1,0	<1	160
JM-98031-A3	1998019516	S9, OF	<0,5	2	6	<1	<1	44	<1	0,4	<10	<2	<0,2	<1	130
JM-98033-B3	1998019518	V3B, GR, BO, PY	<0,5	6	<b>110</b>	<1	66	38	<1	0,6	<10	<2	<0,2	<1	120
JM-98035-C1	1998019519	V3B, OF++	<0,5	<1	<5	<1	<1	120	<1	0,3	<10	<2	<0,2	<1	160
JM-98035-C2	1998019520	V3B, OF++	<0,5	<1	6	<1	<1	110	<1	0,3	<10	<2	<0,2	<1	<b>350</b>
JM-98038-A4	1998020901	S1, OF, PY2%	<0,5	<b>220</b>	8	<1	<1	23	<1	1,2	<10	5	0,8	<1	253
JM-98040-A1	1998020909	V3?, 2-5% PY	1,50	35	7	<1	10	122	10	0,4	<10	4	1,2	<1	27
JM-98043-E1	1998020902	S2A, OF+	1,70	17	41	<1	<1	157	21	0,3	<10	3	1,8	<1	93
JM-98046-A1	1998020903	V3B, OF	<0,5	<1	<5	<1	<1	<b>613</b>	<1	0,7	<10	6	<0,2	<1	99
JM-98047-A1	1998020904	V3B, tuf PY	<0,5	<1	12	<1	<1	227	<1	0,7	<10	4	<0,2	<1	81
JM-98050-C1	1998020905	S9B, OF++	<0,5	<1	<5	<1	<1	67	<1	0,3	<10	5	0,3	<1	112
JM-98064-B1	1998020906	S9B, OF++	<b>2,50</b>	<b>110</b>	37	<1	<1	<b>3 100</b>	4	3,8	<10	7	4,3	<1	235
JM-98071-A1	1998020907	V3B, OF++	<0,5	<1	<5	<1	<1	133	<1	0,5	<10	<2	<0,2	<1	90
JM-98078-A1	1998020924	S9B, OF++	<0,5	12	<5	<1	<1	16	5	3,8	<10	<2	0,3	3	57
JM-98083-A1	1998020926	S9B, OF++	<0,5	7	<5	<1	<1	14	5	0,7	<10	<2	<0,2	<1	77

Les valeurs jugées anormales sont en gras

## Annexe 8: Coordonnées UTM des affleurements

<b>AFFLEUREMENT</b>	<b>ESTANT</b>	<b>NORDANT</b>	<b>SNRC</b>
JM-98001	366475	5894706	33 F03
JM-98002	366500	5894701	33 F03
JM-98003	366544	5894691	33 F03
JM-98004	366402	5894702	33 F03
JM-98005	366585	5901962	33 F03
JM-98006	366296	366296	33 F03
JM-98007	366231	5894916	33 F03
JM-98008	366121	5894892	33 F03
JM-98009	366172	5894968	33 F03
JM-98010	366116	5895025	33 F03
JM-98011	366069	5895115	33 F03
JM-98012	366006	5895066	33 F03
JM-98013	365967	5895145	33 F03
JM-98014	365840	5894995	33 F03
JM-98015	365864	5894919	33 F03
JM-98016	365909	5894855	33 F03
JM-98017	365896	5894789	33 F03
JM-98018	366045	5894855	33 F03
JM-98019	366585	5901962	33 F03
JM-98020	366585	5901962	33 F03
JM-98021	366472	5895153	33 F03
JM-98022	364492	5893826	33 F03
JM-98025	366585	5901962	33 F03
JM-98026	366585	5901962	33 F03
JM-98027	364282	5893788	33 F02
JM-98028	364195	5893648	33 F02
JM-98029	364479	5893901	33 F02
JM-98030	365019	5894003	33 F02
JM-98031	365314	5894079	33 F02
JM-98032	367385	5893966	33 F02
JM-98033	367547	5894066	33 F02
JM-98034	367496	5894473	33 F02
JM-98035	367578	5894712	33 F02
JM-98036	367555	5895209	33 F02
JM-98037	367100	5894175	33F02
JM-98038	376225	5894325	33F02
JM-98039	366925	5893775	33F02
JM-98040	366650	5893550	33F02
JM-98041	366275	5893425	33F03
JM-98042	366125	5893250	33F03
JM-98043	365950	5892975	33F03
JM-98044	365750	5893050	33F03
JM-98045	367675	5895025	33F02
JM-98046	367825	5895300	33F02
JM-98047	367600	5895400	33F02
JM-98048	367350	5895100	33F02

JM-98049	367025	5894800	33F02
JM-98050	366875	5894650	33F02
JM-98051	366725	5894500	33F02
JM-98052	366625	5894375	33F02
JM-98053	365975	5894150	33F03
JM-98054	365900	5894225	33F03
JM-98055	365700	5894300	33F03
JM-98056	365175	5894150	33F03
JM-98057	368800	5895500	33F02
JM-98058	373550	5894400	33F02
JM-98059	373550	5894525	33F02
JM-98060	373450	5894500	33F02
JM-98061	373575	5894700	33F02
JM-98062	373625	5894750	33F02
JM-98063	373475	5894725	33F02
JM-98064	373300	5894450	33F02
JM-98065	373100	5894375	33F02
JM-98066	371900	5894275	33F02
JM-98067	364250	5894900	33F03
JM-98068	364250	5894900	33F03
JM-98069	364875	5893975	33F03
JM-98070	365100	5894075	33F03
JM-98071	365300	5894300	33F03
JM-98072	365450	5894175	33F03
JM-98073	365550	5893925	33F03
JM-98074	365550	5893750	33F03
JM-98075	365375	5893600	33F03
JM-98076	375425	5894925	33F02
JM-98077	369500	5894100	33F02
JM-98078	369350	5893900	33F02
JM-98079	369275	5893975	33F02
JM-98080	368000	5894125	33F02
JM-98081	369425	5894300	33F02
JM-98082	369550	5894175	33F02
JM-98083	368650	5893925	33F02
JM-98084	368650	5893900	33F02
JM-98085	368450	5894125	33F02
JM-98086	367525	5894175	33F02

**Annexe 9:** Tableau des analyses globales accompagnées des calculs d'indices d'altération suivants: affinité magmatique, valeur du sodium, valeur du potassium, indice d'Ishikawa, indice de chlorite, indice de séricite, mobilité du zinc et des alcalis, indice de séricite no. 2 et indice Spitz.

Indices d'altérations:

- 1) Affinité magmatique  $\{Zr/Y\}$ ;
- 2) Valeur du sodium  $\{Na_2O\}$ ;
- 3) Valeur du potassium  $\{K_2O\}$ ;
- 4) [IAI]: Indice d'Ishikawa<sup>1</sup>  $\{100*(MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+Na_2O+CaO)\}$ ;
- 5) [IAC]: Indice de chlorite<sup>2</sup>  $\{100*(Fe_2O_3+MgO)/(Fe_2O_3+MgO+2CaO+Na_2O)\}$ ;
- 6) [IAS]: Indice de séricite<sup>3</sup>  $\{100*K_2O/(K_2O+Na_2O)\}$ ;
- 7) Mobilité du zinc et des alcalis  $\{Zn(ppm)/Na_2O*10\}$ ;
- 8) Indice de séricite no. 2  $\{(K_2O/Na_2O)*10\}$ ; et
- 9) Indice Spitz<sup>4</sup>  $\{Al_2O_3/Na_2O\}$ .

<sup>1</sup> Ishikawa *et al.* (1976);

<sup>2</sup> Saeki et Date (1980);

<sup>3</sup> Saeki et Date (1980);

<sup>4</sup> Spitz (1975)

Annexe 10 : Trames et codes lithologiques utilisés sur les figures.

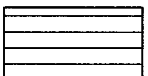
## Protérozoïque



Gabbro

## Archéen

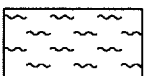
### Textures



Stratification/lamination nette

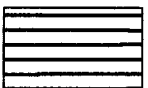


Stratification diffuse



Schiste

## Roches sédimentaires



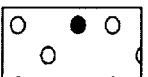
Formation de fer rubanée à chert-magnétite et chert-grunérite



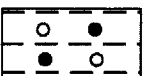
Mudrocks : siltstone (S6A), mudstone (S6D),  $\text{Ø} \leq 0,06 \text{ mm}$



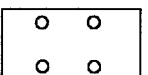
Grès (S1, S2, S3)  
 $0,06\text{mm} < \text{Ø} < 2\text{mm}$



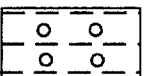
Conglomérat polygénique, fragments jointifs (S4E)  
 $\text{Ø} \geq 2\text{mm}$



Conglomérat polygénique, matrice dominante (S4F)  
 $\text{Ø} > 2\text{mm}$

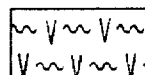


Conglomérat monogénique, fragments jointifs (S4B)  
 $\text{Ø} \geq 2\text{mm}$



Conglomérat monogénique, matrice dominante (S4C)  
 $\text{Ø} > 2\text{mm}$

## Volcanites

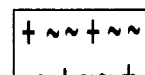


Laves mafiques altérées  
(V3B, BO\*, GR\*, SU\*, AD\*, Si\*)

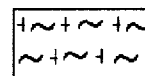


Laves mafiques (Basalte)(V3B)

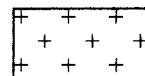
## Intrusions



Gabbro fortement altéré  
(I3A, BO\*\*, GR\*\*, SU\*, SF\*)



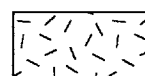
Gabbro altéré (I3A, BO\*, GR\*)



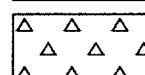
Gabbro (I3A)



Ultramafites (I4), péridotite et pyroxénite

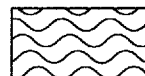


Diorite (I2J) et tonalite (I1D)



Dyke felsique (I1)

## Socle gneissique



Gneiss tonalitique (M1(I1D)) et  
granitique (M1(I1B))