

ET 93-04

PETROLOGIE DES FILONS-COUCHES GABBROIQUES MINERALISES DE LA REGION DU LAC BLEU (FOSSE DU LABRADOR)

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.

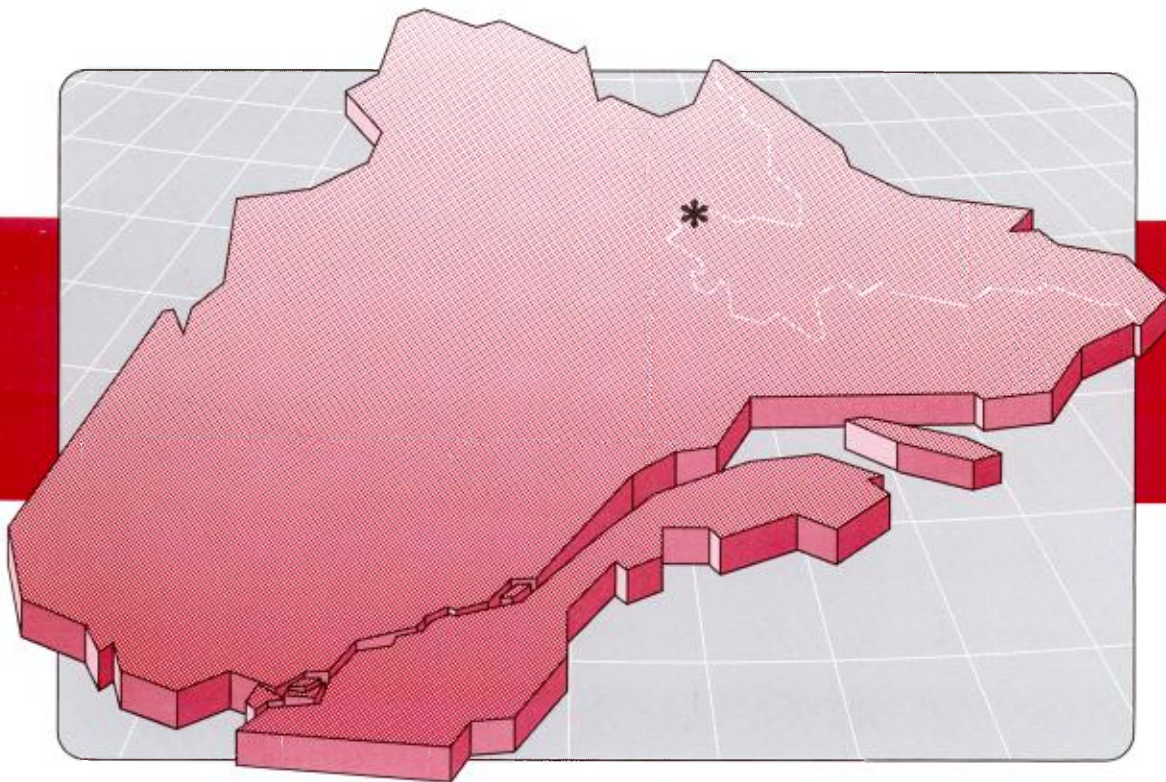
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Pétrologie des filons-couches gabbroïques minéralisés de la région du lac Bleu (Fosse du Labrador)

Roger Laurent

ET 93-04



**Pétrologie
des filons-couches
gabbroïques minéralisés
de la région du Lac Bleu
(Fosse du Labrador)**

Roger Laurent

ET 93-04

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : A. Simard

Accepté pour publication le : 93-09-08

Lecteur critique

T. Clark

Édition

Sidam

C. Dubé

F. Dompierre

Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DAEM)

Le présent projet est financé par Ressources naturelles Canada
et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'Entente
auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral

RÉSUMÉ

Ce rapport concerne l'étude du filon-couche médian dans les zones Centre et Pogo (Fosse du Labrador) et de la minéralisation en sulfures de Fe-Cu-Ni-Pd-Pt qui lui est associée.

La composition moyenne du filon-couche est celle d'un mélagabbro picritique différencié, avec des wehrlites plagioclasiques et des webstérites plagioclasiques à olivine à la base et des gabbros-norites et des gabbros à hornblende au toit. Les wehrlites et webstérites sont d'origine cumulative; elles ont une texture d'hétéradcumulat avec l'olivine et le clinopyroxène comme phases cumulus et le clinopyroxène, le plagioclase et un peu d'orthopyroxène comme phases intercumulus principales. Les sulfures disséminés remplacent partiellement ces silicates primaires qui sont également altérés en serpentines, chlorites et amphiboles. La pyrrhotite constitue plus de 90% de cette minéralisation. Elle s'accompagne d'un peu de chalcopyrite et de pentlandite. Les sulfures sont associés à de la magnétite. Ce même assemblage constitue des lentilles de sulfures massifs logées à la base ou près de la base du filon-couche. Les sulfures massifs ont été déformés plastiquement et ont complètement recristallisé avec une fabrique de tectonite. Ils contiennent de rares minéraux du groupe du platine (MGP). Au contact des sulfures massifs avec la péridotite encaissante, une zone chloriteuse s'est formée où sont concentrés les MGP, surtout de l'antimoniure de Pd (sudburyite) avec de la chalcopyrite. La teneur moyenne en Pd + Pt des sulfures massifs est d'environ 1 ppm (1 g/t) avec un rapport Pd: Pt de 4. Dans la zone chloriteuse, qui n'a que quelques centimètres de largeur, les teneurs en Pd + Pt peuvent atteindre 10 ppm (10 g/t) avec un rapport Pd: Pt > 10.

Une étude chimique comparative entre les roches non minéralisées du filon-couche inférieur et celles du filon-couche médian minéralisé montre que leur composition est identique à l'exception des teneurs en S et en Cu beaucoup plus élevées dans les roches minéralisées. La localisation ponctuelle de ces dépôts suggère que la minéralisation est d'origine volcanogénique. Les sulfures ont partiellement remplacé les silicates primaires et précipité à partir de solutions canalisées par des événements hydrothermaux. Au cours de l'orogénèse hudsonienne, les sulfures massifs ont été déformés. Une partie du Cu et du Pd qu'ils contenaient a été remobilisée et ces éléments ont formé les concentrations de chalcopyrite et de MGP observées au contact des lentilles de sulfures massifs.

Les intrusions gabbroïques sont comagmatiques avec les basaltes de la Formation de Willbob, dans lesquels elles sont en partie encaissées. Les gabbros et les basaltes dérivent d'un magma tholéiitique à tendance komatiitique. Ce magmatisme indique que l'ancienne bordure continentale a été étirée et fragmentée il y a environ 1,9 Ga.

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Buts de l'étude	1
Cadre géologique	1
Remerciements	1
STRUCTURE ET COMPOSITION DES FILONS-COUCHES INFÉRIEUR ET MÉDIAN	5
Caractères généraux	5
L'unité « ultramafique »	5
L'unité gabbroïque	6
Les zones de trempe	6
Le filon-couche inférieur	6
LE FILON-COUCHE MÉDIAN	7
Divisions lithologiques	7
Analyse des variations lithologiques	8
COMPARAISONS CHIMIQUES DES FILONS-COUCHES	11
Les éléments majeurs et Zr	11
Soufre et éléments de transition	11
Éléments du groupe du platine (EGP)	12
Conclusion	12
BASALTES DE LA FORMATION DE WILLBOB ET GABBROS DES ZONES DE TREMPE	13
Filons-couches et roches volcaniques	13
Caractéristiques géochimiques	13
Magma parent et modélisation	15
MINÉRALISATIONS	17
Caractères généraux	17
Composition minéralogique	18
Les minéraux du groupe du platine (MGP)	19
Autres indices de minéralisation étudiés	
Minéralisation du lac Bleu (gîte N° 1)	19
Minéralisation du lac Berry	19
Minéralisation du lac Chance	19

CONCLUSIONS	21
Le magmatisme dans son contexte structural	21
Le problème de l'origine de la minéralisation	21
Paragenèses	22
Origine volcanogénique des sulfures	23
RÉFÉRENCES	25
ANNEXE A - Analyses chimiques	27
ANNEXE B - Analyses à la microsonde	39
ANNEXE C - Diagrammes montrant la distribution d'éléments majeurs et mineurs pour les filons-couches médian et inférieur	45
ANNEXE D - Diagrammes montrant la distribution d'éléments majeurs et mineurs pour les basaltes de la Formation de Willbob, les zones de trempe et les gabbros à grain fin	47

Généralités

Ce rapport présente les résultats d'une étude complémentaire au travail de Beaudoin et Laurent (1989) sur les indices minéralisés des zones Centre et Pogo situées à proximité du lac Bleu dans la Fosse du Labrador. Les échantillons étudiés sont surtout des carottes provenant de sondages réalisés par la compagnie Le Groupe Platine de la Fosse inc. Cependant, un petit nombre d'échantillons ont aussi été prélevés sur le terrain dans la zone Centre ainsi que sur les indices minéralisés du lac Berry et du lac Chance.

Buts de l'étude

Les principaux buts de cette étude étaient les suivants:

- 1) compléter les analyses de Beaudoin et Laurent (1989) en vue de mieux caractériser la composition des roches ultramafiques et gabbroïques des filons-couches et celle des coulées basaltiques de la Formation de Willbob;
- 2) établir une coupe lithochimique détaillée du filon-couche médian dans la zone Centre;
- 3) faire une comparaison systématique des caractéristiques minéralogiques et chimiques entre les roches du filon-couche inférieur non minéralisé et celles du filon-couche médian porteur de la minéralisation en sulfures massifs de Fe-Cu-Ni-Pd-Pt;
- 4) vérifier et compléter la détermination minéralogique et chimique des minéraux du groupe du platine associés aux sulfures massifs et disséminés;
- 5) analyser la minéralisation des indices des lacs Chance et Berry;
- 6) déterminer l'origine de la minéralisation en vue de permettre la définition d'un métalotecte utilisable pour l'exploration des gîtes de sulfures massifs dans la Fosse du Labrador.

De plus, le rapport permet de présenter une synthèse de nos observations sur la structure et la composition des filons-couches et d'établir une base de données pétrologiques détaillée de ces roches et des basaltes associés. Il permet également de donner une description élaborée de la minéralisation, de la situer dans les paragenèses minérales successives et de proposer pour son origine une hypothèse volcanogénique. Enfin, le cadre de ce magmatisme est défini sur la base de la géologie régionale et de la nature des roches magmatiques étudiées.

Cadre géologique

Le lac Bleu est situé dans la Fosse du Labrador à proximité du lac Retty (figures 1 et 2), soit à environ 65 km au NE de Schefferville.

La séquence de la Fosse est constituée par des roches volcanosédimentaires aphébiennes reposant en discordance sur un socle gneissique archéen. Dans la région du lac Bleu, on reconnaît deux formations principales (Frarey, 1967) : la Formation de Thompson Lake et celle de Willbob (figure 2). La Formation de Thompson Lake comprend environ 600 m de pélites et d'argilites dans lesquelles sont interstratifiées des coulées de basalte. La Formation de Willbob est stratigraphiquement superposée à celle de Thompson Lake; elle est essentiellement volcanique et son épaisseur peut atteindre localement 5,5 km (Rohon, 1989). Cette formation volcanique comprend surtout des basaltes massifs et en coussins. Entre certaines coulées, s'intercalent des lits d'ardoises. Les roches plutoniques sont représentées par trois filons-couches principaux appartenant au Groupe de Montagnais (Dimroth, 1978) qui sont intrusifs dans ces deux formations. À l'échelle régionale, ces filons-couches sont concordants avec leurs roches encaissantes et, en conséquence, on les désigne par leur position stratigraphique respective: 1) le filon-couche inférieur (>250 m d'épaisseur) fait intrusion près du sommet de la Formation de Thompson Lake ; 2) le filon-couche médian (environ 160 m d'épaisseur) occupe l'interface séparant le sommet de la Formation de Thompson Lake de la base de la Formation de Willbob; et 3) le filon-couche supérieur (>250 m d'épaisseur) est intrusif dans la Formation de Willbob.

Les roches du secteur sont plissées et faillées. La déformation principale date de l'orogénèse hudsonienne dont l'âge est d'environ 1,8 Ga (Dimroth, 1978). Les zones Centre et Pogo sont localisées dans le filon-couche médian qui dessine un pli d'entraînement le long du flanc nord-est d'un synclinal d'extension régionale (figures 1 et 2). La base des filons-couches est faillée et correspond à un plan de décollement.

Remerciements

Je remercie Daniel Ohnenstetter du CRNS-BRGM à Orléans pour les analyses à la microsonde des sulfures et MGP, ainsi que la compagnie Le Groupe Platine de la Fosse inc. pour son appui logistique sur le terrain et pour avoir mis à ma disposition ses résultats de sondage ainsi que les échantillons étudiés.

La recherche commencée en collaboration avec Georges Beaudoin et les discussions avec Thomas Clark (MER), Marie-Luce Rohon et Guy Roger de l'Université de Paris VI ont contribué pour beaucoup au présent travail.

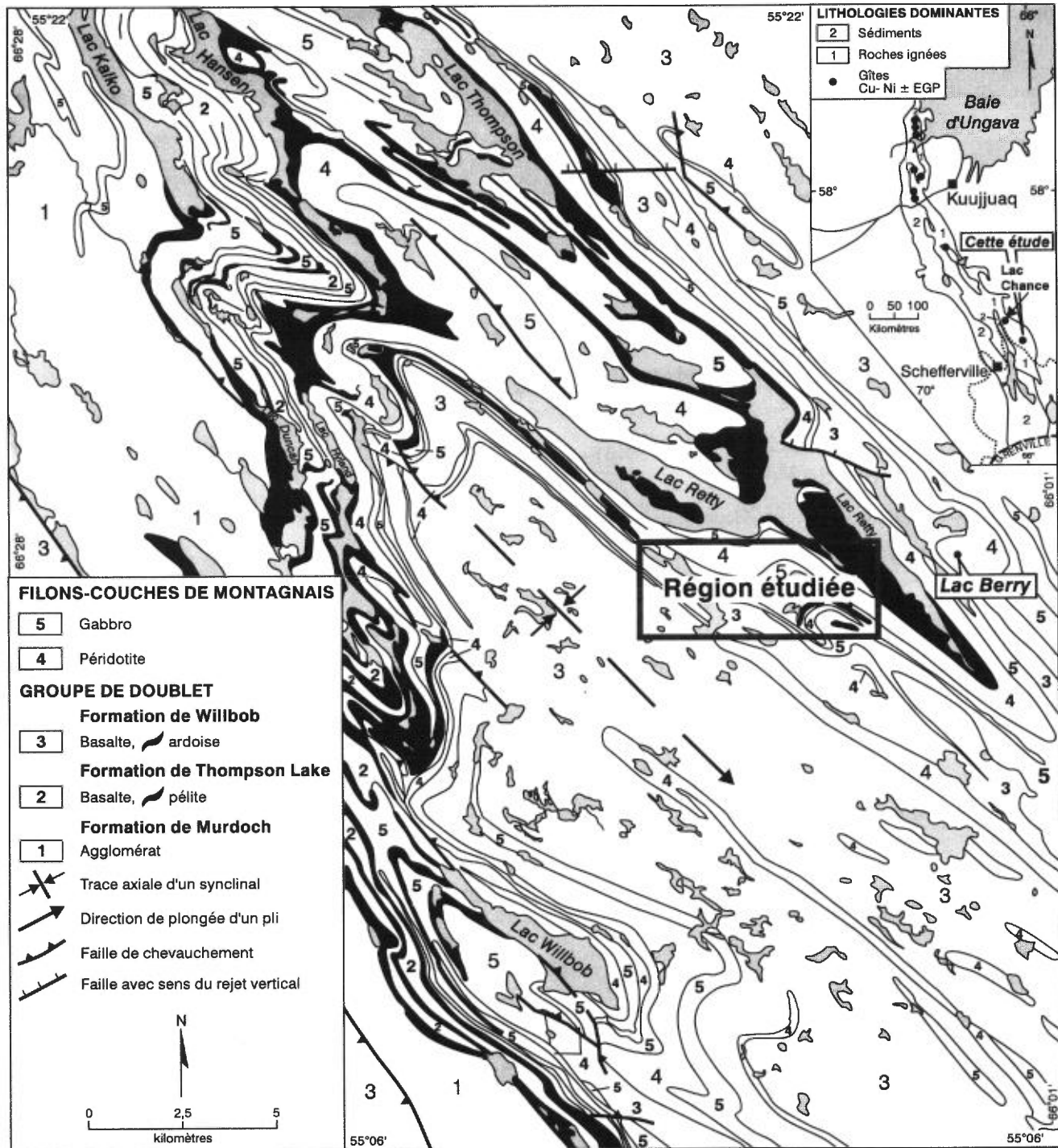


FIGURE 1 : Localisation de la région étudiée. Modifiée à partir de Dimroth, 1978.

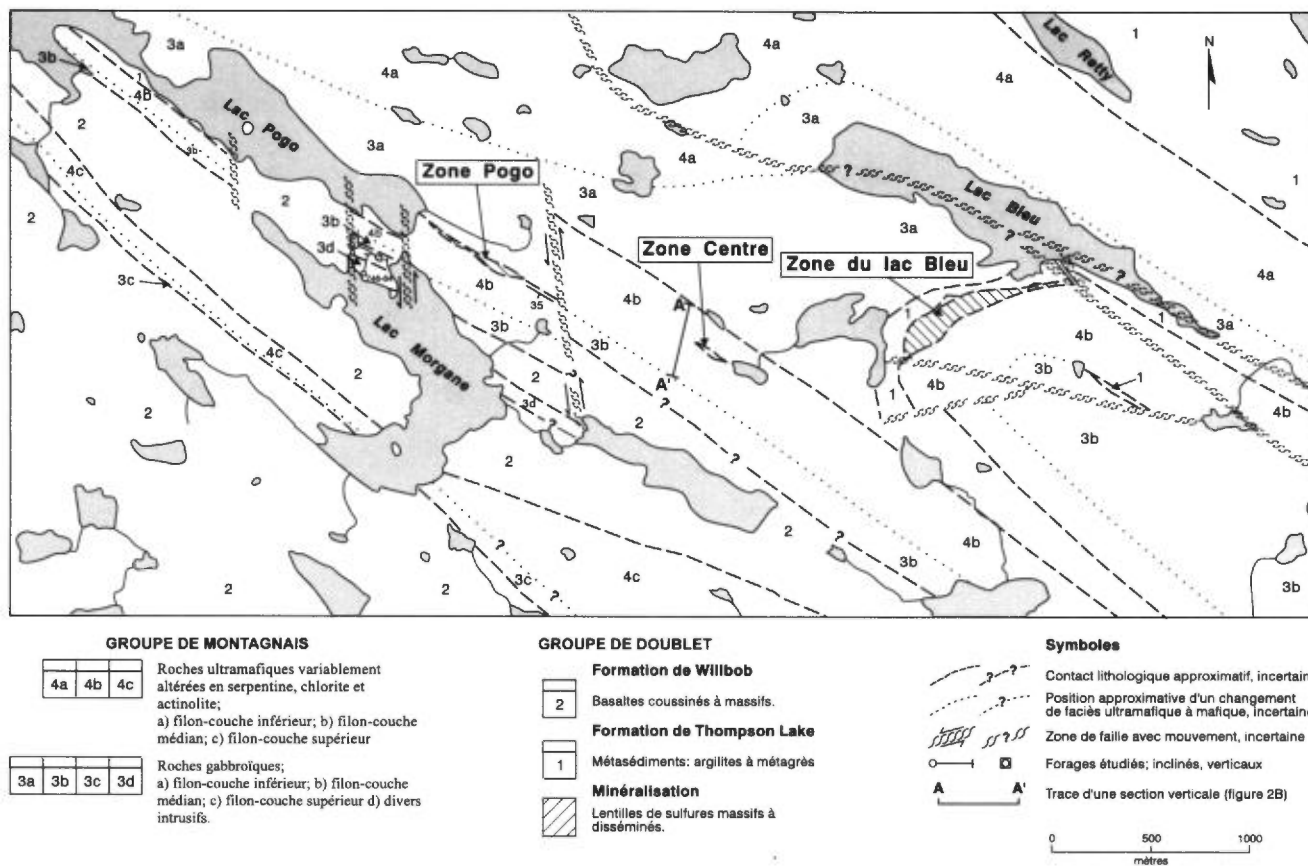


FIGURE 2 A : Carte géologique de la région du lac Bleu avec localisation des sondages (tirée de Beaudoin et Laurent, 1987)

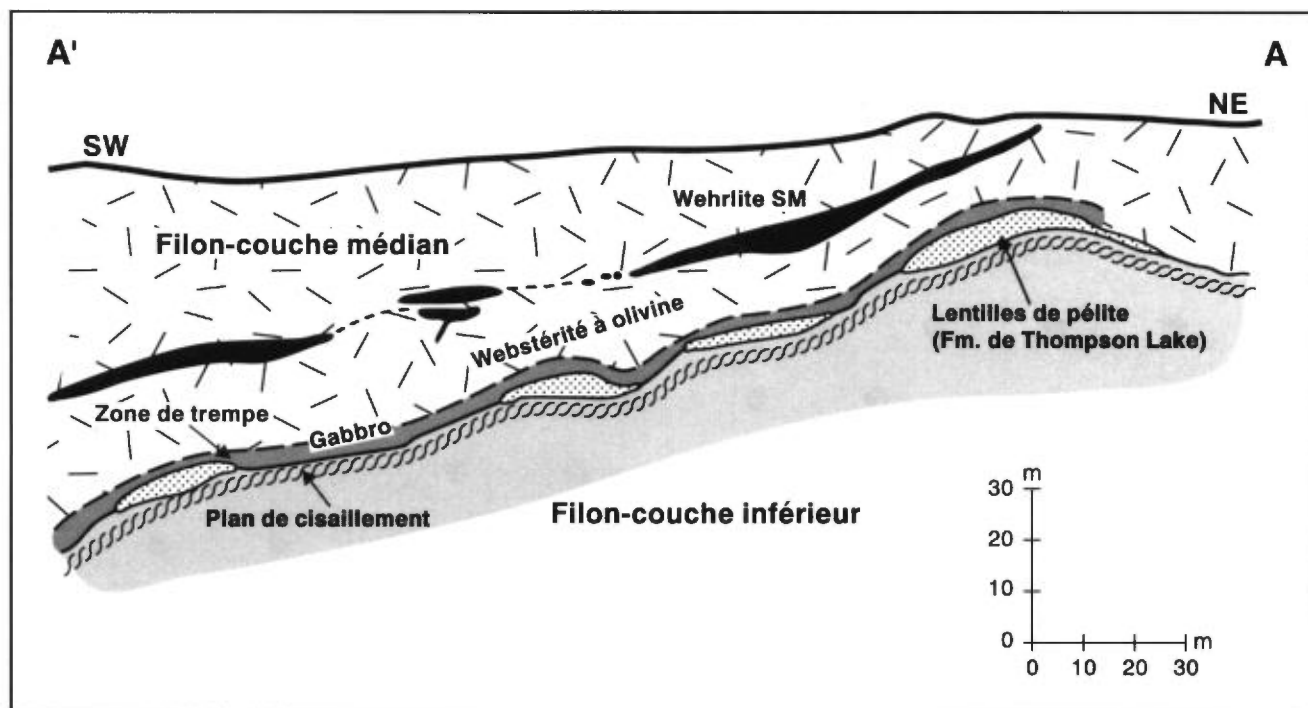


FIGURE 2 B : Coupe du filon-couche médian, zone Centre. SM= sulfures massifs

Structure et composition des filons-couches inférieur et médian

Caractères généraux

Dans les zones Centre et Pogo, le filon-couche inférieur a une puissance évaluée approximativement à 280 m, tandis que l'épaisseur du filon-couche médian est d'environ 170 m. Le filon-couche inférieur est stérile, tandis que le filon-couche médian contient des lentilles de sulfures massifs de Ni et de Cu. À cette minéralisation sont associées des teneurs variables en éléments du groupe du platine (EGP).

La distribution des principales unités lithologiques dans les filons-couches inférieur et médian est semblable. Au plancher et au toit des deux filons-couches, on observe une zone de trempe constituée d'une roche gabbroïque à texture aphanitique. Cette zone de trempe a moins de 5 m d'épaisseur au plancher des filons-couches et elle est surmontée directement par une pyroxénite plagioclasique ou d'une wehrlite plagioclasique à grain fin ou à grain moyen. Par contre, au toit du filon-couche, la zone de trempe gabbroïque passe progressivement vers le bas, sur 10 à 20 m, à un gabbro à hornblende à texture diabasique. L'intérieur des filons-couches se subdivise en deux unités principales d'importance inégale, soit une unité « ultramafique » et une unité gabbroïque. L'unité « ultramafique » occupe la base et la partie centrale formant plus de 70 % de l'intrusion, tandis que l'unité gabbroïque constitue le sommet de cette séquence. Les lentilles de sulfures massifs dans le filon-couche médian sont concentrées à la base ou près de la base dans l'unité « ultramafique ».

L'unité « ultramafique » des deux filons-couches, échantillonnée par sondages, est complètement altérée. Tous les minéraux magmatiques primaires sont remplacés par des produits secondaires, à l'exception de quelques rares reliques de clinopyroxène. La composition chimique de ces roches, particulièrement leur teneur en Al_2O_3 (le plus souvent supérieure à 4 %), indique qu'elles contiennent plus de 10 % de plagioclase normatif et, par conséquent, que la plupart des roches de cette unité n'étaient pas ultramafiques. Leur composition moyenne correspond à celle d'un mélagabbro picritique. Nous utilisons cependant une nomenclature de composition ultramafique qui est adaptée aux observations de terrain, car il n'existe aucun vestige reconnaissable du plagioclase originel qui constituait sans doute une phase interstitielle dans ces cumulats. L'unité pseudo-ultramafique ainsi définie comprend une suite de dunités wehrlitiques, de lherzolites et de webstérites à olivine contenant entre 5 et 25 % de plagioclase normatif. L'unité gabbroïque du sommet est constituée de gabbro-norite et de gabbro

à hornblende. Ce dernier contient des passées granophyriques de composition granitique et des poches de gabbro pegmatitique à amphiboles.

Tous les minéraux primaires sont altérés plus ou moins complètement. Les relations texturales des minéraux secondaires indiquent que ces roches ont subi deux épisodes distincts d'altération à basse température et en présence d'eau. Par exemple, l'olivine est pseudomorphosée par une première génération de serpentine (chrysotile et lizardite + magnétite). Cet assemblage est lui-même partiellement remplacé non pseudomorphiquement par une seconde génération de chlorites et/ou d'antigorite lamellaire. L'olivine est aussi remplacée localement par de la pyrrhotite et la pyrrhotite elle-même est recouverte par de l'antigorite, de la magnétite et des amphiboles secondaires. Les spinelles primaires (chromites ?) sont remplacés par une magnétite chromifère (analyses dans Rohon 1989, p. 124). Le clinopyroxène est remplacé par des amphiboles de la famille des actinolites. Quelques reliques plus ou moins bien préservées indiquent qu'il s'agit d'une augite magnésienne ($2 V_z = 52^\circ$). L'orthopyroxène est altéré variablement en serpentine, talc, chlorites et amphiboles. Les produits d'altération du plagioclase ne sont pas distinguables de ceux des minéraux mafiques dans la majeure partie de l'unité « ultramafique ». Par contre, au sommet de l'unité, quand la proportion de plagioclase normatif atteint environ 30 %, il devient reconnaissable comme phase minéralogique distincte. Il est rodingitisé, c'est-à-dire remplacé par un mélange d'hydrogrossulaire, d'épidote, d'actinolite, de calcite et localement par du diopside.

L'unité « ultramafique »

Cette unité ne montre ni litage, ni rubanement nettement exprimés; elle est structuralement homogène. Les variations de composition minéralogique et de granulométrie sont progressives à l'intérieur de l'unité. Même à l'échelle de la lame mince, il est rare d'observer une lamination planaire magmatique. D'autre part, aucune foliation tectonique ou schistosité métamorphique pénétrante n'oblitére les textures magmatiques primaires. La déformation est localisée dans des zones de cisaillement au plancher des filons-couches (zones de décollement) et dans des failles qui recoupent ces intrusions (Beaudoin et Laurent, 1988).

La base de l'unité « ultramafique » repose sur la zone gabbroïque de trempe du plancher de l'intrusion. Cette base est constituée des lithologies les plus mafiques du filon-couche; ce sont surtout des webstérites à olivine

ou des wehrlites à grain moyen (1-5 mm) contenant de 5 à 15 % de plagioclase normatif. Les minéraux dominants sont l'olivine et le clinopyroxène accompagnés d'un peu d'orthopyroxène et de magnétite chromifère. La texture de ces roches était originellement de type hétéradcumulus avec l'olivine comme phase cumulus principale et les pyroxènes comme phase intercumulus (plus un certain pourcentage de plagioclase calcique). Dans les wehrlites, le clinopyroxène constitue fréquemment une phase cumulus; il apparaît alors en amas glomérporphyriques. Le clinopyroxène dans les webstérites à olivine est poecilitique; il tend à présenter un habitus d'oïcristal d'une taille de 5 à 15 mm englobant les cristaux plus petits d'olivine et de magnétite chromifère. Les webstérites à olivine sont hétérogranulaires. L'olivine et la magnétite chromifère en petits grains sont souvent englobées dans les cristaux de 5 à 20 mm de clinopyroxène et d'orthopyroxène. En relation réactionnelle pour former de l'orthopyroxène, l'olivine pouvait être partiellement résorbée mais, en raison du remplacement complet de ces minéraux, il est difficile de démontrer ce point. Au sommet de l'unité « ultramafique », de la hornblende brune apparaît comme phase intercumulus dans les webstérites avec du plagioclase calcique qui est complètement rodingitisé. Le passage de l'unité « ultramafique » à l'unité gabbroïque est court mais progressif. Cette zone de transition, de 10 à 30 m d'épaisseur, est caractérisée par le développement d'un litage grossier dû à l'alternance de webstérite à olivine et de gabbro-norite en lits d'épaisseur métrique.

L'unité gabbroïque

La base de l'unité gabbroïque est composée majoritairement de gabbro-norite grossièrement litée avec quelques lits de webstérite à olivine. En se rapprochant du toit, la séquence gabbroïque litée passe à un gabbro à hornblende massif à grain fin et à texture diabasique. Les sondages indiquent que des dykes composés exclusivement d'un gabbro à hornblende identique, variant en épaisseur de quelques mètres à plus de 27 m, recoupent les roches sédimentaires de la Formation de Thompson Lake au-dessous du filon-couche médian.

Le gabbro-norite est une roche porphyrique et à texture hypidiomorphe composée de gros grains allotriomorphes (50 %) de clinopyroxène et d'orthopyroxène et de petits cristaux subidiomorphes de plagioclase (40 %). Le clinopyroxène est une augite tandis que l'orthopyroxène est de l'hypersthène (rares reliques; $2V_x = 50-57^\circ$). Ces minéraux essentiels s'accompagnent d'un peu d'olivine en petits grains arrondis, partiellement résorbés, de hornblende brune ou verte et d'oxydes de fer et de titane (titanomagnétite). Localement, ces oxydes montrent un habitus cruciforme et squelettique; ils sont remplacés par du sphène qui s'altère lui-même en leucoxène, magnétite et calcite. Le plagioclase à la base de l'unité gabbroïque est rodingitisé. Plus haut

dans la séquence, il est remplacé par des épidotes, de l'actinolite et par un peu de quartz et d'albite. L'augite et la hornblende sont altérées en actinolite, épidotes et oxydes de fer tandis que l'olivine et l'orthopyroxène sont serpentinisés ou chloritisés.

Le gabbro à hornblende est une roche à grain fin et à texture diabasique. Les plagioclases forment un réseau intersertal de lattes allongées constituant environ 50 % de la roche. De la hornblende avec un peu de pyroxènes et des oxydes de fer se logent entre les lattes de plagioclase. Les interstices entre ces minéraux sont cimentés par du feldspath alcalin et du quartz en intercroissance granophyrique. Ce gabbro contient des poches de gabbro pegmatitique riche en gerbes de grandes amphiboles aciculaires et des passées de granite granophyrique à biotite. Localement, le gabbro s'enrichit en quartz limpide et bleuté; ce minéral se présente en gros grains associés à de la pyrrhotite.

Les zones de trempe

Les zones de trempe au plancher et au toit des filons-couches sont aphyriques à grain très fin. Elles ont une texture intersertale microlitique. Leur composition est semblable à celle du gabbro à hornblende. La phase originellement vitreuse (?) est probablement remplacée par un matériel argileux riche en potassium (type illite) ce qui confère à cette roche une teneur anormalement élevée en K_2O . Cet enrichissement en potassium peut être attribué à un échange métasomatique hydrothermal post-mise en place avec la roche sédimentaire encaissante. Au cours de sa mise en place, le magma aurait assimilé une fraction des roches encaissantes, permettant éventuellement le développement des faciès granophyriques à biotite.

Les zones de trempe au plancher sont inégalement préservées ce qui, dans le cas du filon-couche médian, est dû à la présence de lentilles de sulfures massifs et à des causes tectoniques. Le contact basal de ce filon-couche est faillé; les sulfures et leurs roches encaissantes sont déformés par cisaillement.

Le filon-couche inférieur

Le sondage 746-32, foré dans la zone Centre, donne une coupe continue de 240 m dans cette intrusion. Ce sondage a traversé la zone de trempe du toit, la totalité de l'unité gabbroïque et une grande partie de l'unité « ultramafique ». Seuls la base et le plancher ne sont pas documentés; la section manquante représente environ 40 m, si notre évaluation de 280 m pour l'épaisseur maximum de ce filon-couche dans la zone Centre est correcte. La description détaillée de cette coupe a été donnée dans un rapport antérieur (Beaudoin et Laurent, 1989). Nous utiliserons plus loin les données de ce sondage pour comparer le filon-couche médian minéralisé au filon-couche inférieur stérile.

Le filon-couche médian

Divisions lithologiques

Le filon-couche médian minéralisé a été étudié dans les zones Pogo et Centre (figure 1) qui sont distantes l'une de l'autre d'environ 1 km. Aucun sondage ne traverse entièrement cette intrusion. Cependant, en combinant les données de plusieurs sondages, il est possible de reconstituer sa séquence complète. La coupe de la zone Pogo, qui synthétise les données des sondages 746-52, 746-58 et 746-64, est décrite en détail dans un travail précédent (Beaudoin et Laurent, 1989, figure 7). Celle de la zone Centre sera donnée ci-dessous. La lithostratigraphie du gîte N° 1 du lac Bleu, situé à 1,5 km à l'est de la zone Centre, est décrite par Clark (1989; sous presse).

Le filon-couche médian, dans la zone Centre, a une épaisseur d'environ 160 m avec un pendage moyen de 28 à 30° vers le SW. Au toit, l'intrusion est en contact intrusif avec les basaltes de la Formation de Willbob. Le contact est concordant avec la direction locale NW-SE des unités volcaniques et sédimentaires. Le contact basal par contre est cisailé et, ainsi que le

montre la figure 2, il est très irrégulier. L'intrusion repose soit directement sur le filon-couche inférieur, soit sur des copeaux de roches sédimentaires pélitiques de la Formation de Thompson Lake. Néanmoins, la zone de trempe gabbroïque au plancher de cette intrusion est bien préservée dans la zone Centre où elle a été recoupée par plusieurs sondages. Pour établir la coupe du filon-couche médian dans la zone Centre (figure 3), les sondages 746-1, 746-2 et 746-32 ont été utilisés. Ces données ne permettent de documenter que les 30 premiers mètres de la base de la séquence, où se situent les minéralisations d'intérêt économique. Un échantillonnage complémentaire pour la section située entre 30 m et le toit de l'intrusion a été réalisé sur le terrain. Cependant, en raison du manque d'affleurements, cet échantillonnage est incomplet. Les données lithologiques et chimiques concernant le filon-couche médian sont compilées dans les tableaux 1A et 1B (zone Pogo), 2A et 2B (zone Centre) et 3A et 3B (zones du lac Bleu, du lac Berry et du lac Chance) à l'annexe A.

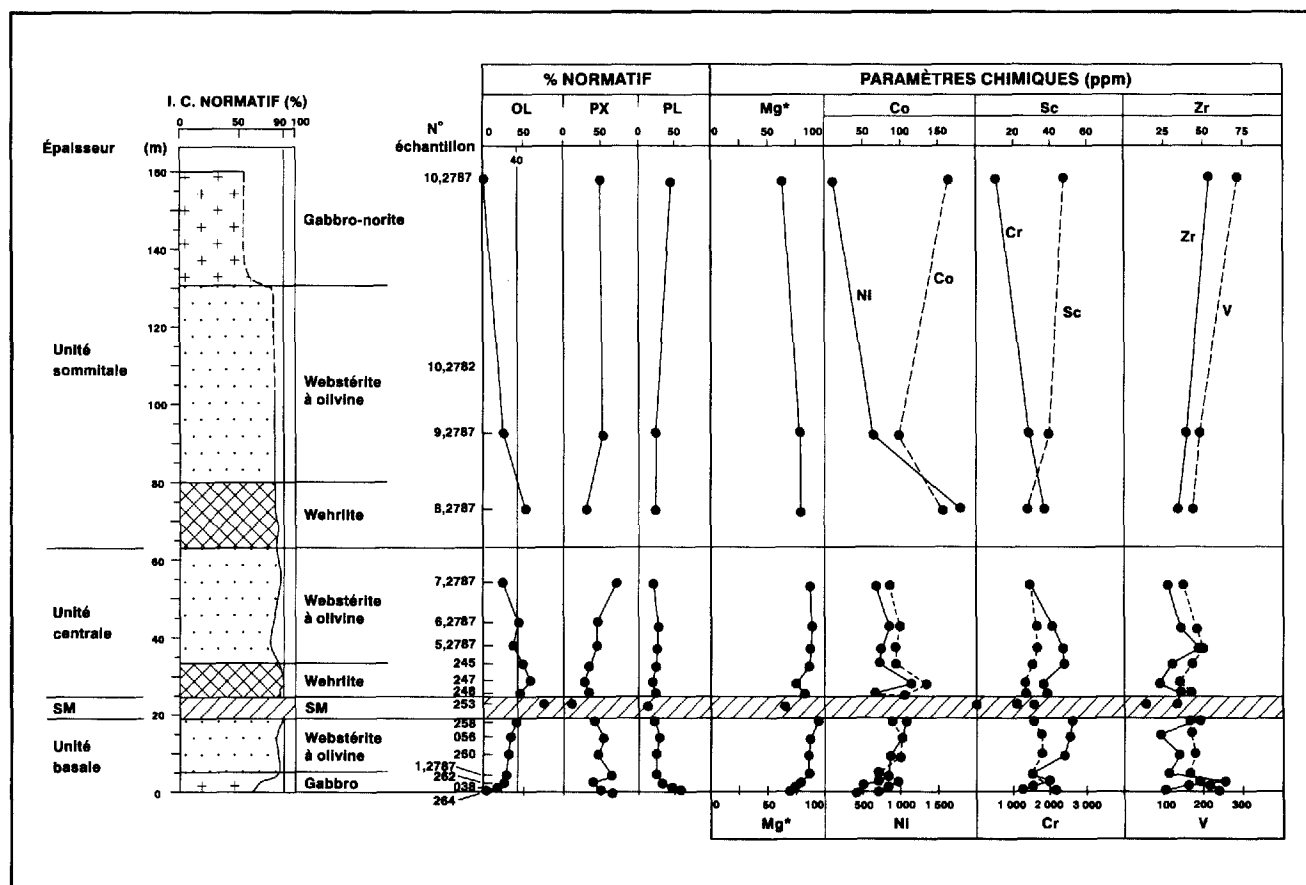


FIGURE 3 : Coupe du filon-couche médian, zone Centre. I.C. normatif = indice de coloration normatif; SM = sulfures massifs; OL = olivine; PX = pyroxène; PL = plagioclase; Mg* = 100 Mg / (Mg + Fe²⁺).

Dans la zone Centre, le filon-couche médian peut être divisé en trois unités distinctes (figure 3): basale, centrale et sommitale. Les unités centrale et sommitale correspondent à la séquence de la zone Pogo. L'unité basale de la zone Centre est remplacée au lac Pogo par des dépôts de sulfures massifs qui constituent une masse lenticulaire d'environ 20 m d'épaisseur. Un niveau de sulfures massifs d'environ 6 m d'épaisseur caractérise aussi la base de l'unité centrale de la zone Centre. Ce niveau représente probablement l'équivalent latéral des sulfures massifs de la zone Pogo.

L'unité sommitale (figure 3) a une épaisseur d'environ 100 m. Elle est constituée à la base par des wehrlites à grain moyen avec des amas glomérophyriques de clinopyroxène et avec des sulfures disséminés. Ces roches passent progressivement à des webstérites à olivine. En montant dans cette séquence, les roches deviennent à grain plus fin. La zone de transition des webstérites à olivine aux gabbro-norites du toit n'est pas observée sur le terrain, mais elle doit sans doute être mince comme celle de la zone Pogo. La séquence se termine au toit du filon-couche par une zone de trempé bien préservée de plus de 10 m d'épaisseur correspondant à une diabase gabbroïque.

L'unité centrale a un peu plus de 40 m d'épaisseur. Elle commence par une wehrlite partiellement ou complètement remplacée par des sulfures. La teneur en sulfures diminue rapidement en montant dans la séquence et la wehrlite à grain moyen passe à une webstérite à olivine hétérogranulaire et à grain généralement fin. Cette roche est surmontée en concordance par la wehrlite à grain moyen de l'unité supérieure.

Sous les sulfures massifs de l'unité centrale se présente une unité basale d'environ 20 m d'épaisseur. Elle comprend une zone de trempé de la composition d'un gabbro à olivine constituant le plancher du filon-couche. La zone de trempé à grain très fin a environ 5 m d'épaisseur. Elle passe brusquement à une webstérite à olivine à grain fin à moyen qui s'enrichit progressivement vers le haut en olivine et tend donc vers une composition wehrlitique. Cette évolution est interrompue par les sulfures massifs marquant la base de l'unité centrale.

Analyse des variations lithologiques

Les observations pétrographiques indiquent que les roches de l'unité « ultramafique » sont d'anciens cumulats magmatiques riches en olivine et clinopyroxène accompagnés d'un peu de chromite. Ce sont les phases cumulus principales. L'orthopyroxène et le plagioclase représentent des phases intercumulus. La texture des cumulats et l'ordre stratigraphique observés impliquent que l'olivine et la chromite ont cristallisé les premières. Elles ont été suivies par le clinopyroxène et, ensuite, par le plagioclase et l'orthopyroxène. En raison de l'intensité de l'altération, il n'est pas possible de préciser l'ordre relatif entre le

plagioclase et l'orthopyroxène. Ces deux phases peuvent avoir précipité simultanément. La suite de la séquence de cristallisation est documentée dans les gabbros. Ces roches, dans lesquelles l'olivine est partiellement résorbée, résultent d'une cristallisation cotectique de plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et oxydes de fer. La hornblende légèrement plus tardive peut remplacer les pyroxènes. En fin de cristallisation, on observe la formation de quartz, de feldspath alcalin et de biotite qui constituent les phases résiduelles granophyriques. Dans son ensemble, la séquence étudiée est typique d'une suite tholéitique normale.

La composition chimique globale d'un cumulat reflète le pourcentage relatif et la composition des phases cumulus présentes, auxquelles s'ajoute une certaine proportion de liquide piégé (phases intercumulus). Elle ne peut pas caractériser avec précision un stade déterminé de fractionnement. Par contre, le rapport FeO:MgO ainsi que la concentration des éléments traces compatibles, tels que Ni, Co, Cr, Sc et V, sont des indicateurs directs du degré d'évolution du système. Pour ces raisons, la composition chimique globale est utilisée pour quantifier le pourcentage originel des minéraux magmatiques (norme) et le rapport cationique Mg* ($100 \times \text{Mg} : \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$) de la roche totale. De même, les éléments traces compatibles sont utilisés pour caractériser le stade de fractionnement. Les observations pétrographiques suggèrent que le rapport Mg* global (annexe A) n'est pas très affecté par la serpentinisation. Par contre, ce rapport ainsi que les teneurs en éléments de transition (Ni, Co, Cr, Cu, etc.) sont fortement modifiés dans les faciès minéralisés en sulfures (enrichissements en Fe, Ni, Co, Cu, etc.). Les métaux alcalins ont été remobilisés significativement. Leur distribution actuelle dépend des paragenèses d'altération; ils ne peuvent pas être utilisés pour définir les variations chimiques primaires des roches intrusives.

L'indice Mg* varie de 65 à 80 dans la zone de trempé de l'unité basale (figure 3). Par contre, il varie peu dans les roches « ultramafiques » sus-jacentes, où sa valeur oscille autour de 85 (seule la zone minéralisée en sulfures a un Mg* inférieur à 65 (échantillon 87-GB-253)). Mg* ne baisse significativement que dans les gabbros du toit de la séquence, où sa valeur rejoint celle de la zone basale de trempé. Ni, Co et Cr suivent approximativement l'indice Mg*. Leurs teneurs sont élevées dans les cumulats « ultramafiques ». Ni varie de 800 à plus de 1000 ppm, Co de 80 à plus de 100 ppm, et Cr varie de 1 500 à plus de 2 000 ppm. Ces éléments compatibles dans les phases cumulus (olivine et chromite) baissent au sommet de l'unité centrale pour augmenter à nouveau à la base de l'unité sommitale. Si on fait abstraction de la zone minéralisée, l'évolution des indicateurs de fractionnement suggère que les unités basale et centrale constituent un même cycle magmatique. L'unité sommitale constitue un autre cycle. Dans les gabbros, les teneurs en Ni et Cr (Ni < 500 ppm, Cr < 1 000 ppm)

sont faibles, comparativement aux roches ultramafiques. En revanche, les gabbros sont plus riches en Sc, V et Zr. Le Sc est un traceur du clinopyroxène et de l'amphibole magmatique ou métamorphique, tandis que le V est un traceur des oxydes de fer. La concentration de ces deux éléments est approximativement fonction du pourcentage de ces minéraux dans la roche. Le Zr est un élément incompatible et sa concentration dans les cumulats est proportionnelle à la quantité de liquide piégé au moment de la consolidation de la roche. Les teneurs en Zr des cumulats wehrlitiques et webstéritiques sont voisines de 25 ppm, tandis qu'elles dépassent 50 ppm dans les gabbros.

L'examen de la variation des éléments traces sélectionnés confirme la séquence de cristallisation déduite des observations pétrographiques. Les valeurs maximum en Ni et Co sont associées aux cumulats wehrlitiques. Les webstérites, plus pauvres en olivine mais plus riches en pyroxène que les wehrlites, sont plus pauvres en Ni et Co mais plus riches en Sc. Le Cr suit à peu près le Ni, ce qui indique que sa distribution est fonction de celle de la chromite (associée à l'olivine) et non de celle du clinopyroxène. Le V est enrichi dans les gabbros, en particulier dans ceux du toit de la séquence, qui contiennent beaucoup d'oxydes de fer et titane (titanomagnétite parfois squelettique). Leur cristallisation tardive est typique des séquences tholéitiques. De plus, la valeur élevée et relativement constante de l'indice Mg^* dans l'unité « ultramafique » suggère que la composition de l'olivine et des pyroxènes est primitive et qu'elle ne change presque pas dans cette unité. Ces caractéristiques sont très différentes de celles de l'unité gabbroïque, dans laquelle tous les indicateurs de fractionnement évoluent rapidement.

Les mêmes observations ont été faites pour les séquences de la zone Pogo dans le filon-couche médian et dans les séquences du filon-couche inférieur (Beaudoin et Laurent, 1989). Ces observations peuvent être interprétées de la manière suivante. Les indices de fractionnement n'évoluent que très lentement dans l'unité « ultramafique », ce qui implique un système magmatique ouvert. Au cours du dépôt des roches ultramafiques, le filon-couche fonctionne comme une chambre magmatique alimentée par des apports constamment renouvelés de magma parent peu différencié. La composition des cristaux d'olivine, de chromite et de clinopyroxène qui s'accumulent lentement au-dessus de la zone de trempe gabbroïque, au plancher du filon-couche, ne change pas ou peu tant que ces conditions sont maintenues. Vers la fin de ce régime, les apports de magma frais diminuent, puis cessent complètement. Les conditions évoluent vers celles d'un système fermé. Le magma piégé entre les cumulats ultramafiques et le toit du filon-couche subit un refroidissement et une solidification plus rapides. En système fermé, la composition successive des fractions liquides résiduelles change rapidement au fur et à mesure de l'avance de la solidification. Ces changements sont documentés dans la zone gabbroïque. Dans la zone « ultramafique » du filon-couche médian, on observe deux cycles magmatiques. Cette répétition indique un arrêt momentané (ou un ralentissement) des apports de magma parent à la fin du dépôt de l'unité centrale. La reprise d'une injection persistante de magma frais a permis ensuite le dépôt de l'unité sommitale. Le volcanisme est également périodique. Chaque période effusive est suivie d'une période d'inactivité. Les filons-couches eux aussi enregistrent distinctement des périodes d'activité et d'inactivité.

Comparaisons chimiques des filons-couches

Le filon-couche inférieur est stérile, tandis que le filon-couche médian contient des minéralisations localement importantes en sulfures massifs de cuivre et de nickel, accompagnés de Pt et Pd. Quels sont les facteurs qui contrôlent la présence ou l'absence de cette minéralisation? Si les sulfures sont d'origine magmatique, leur concentration dans le filon-couche médian pourrait impliquer que cette intrusion dérive d'un magma parent différent de celui du filon-couche inférieur, soit un magma parent enrichi en soufre et en éléments de transition. Pour évaluer cette possibilité, la distribution des éléments majeurs, des éléments de transition, de même que celles du Pt et du Pd, sera examinée systématiquement dans ces deux filons-couches. Les données chimiques sont compilées dans les tableaux 1 et 2 pour le filon-couche médian et dans le tableau 4 pour le filon-couche inférieur (voir annexe A). Les diagrammes montrant la distribution des éléments sont fournis à l'annexe C.

Les éléments majeurs et Zr

Le MgO a été choisi comme indice de différenciation parce que c'est le composant majeur qui varie le plus dans la séquence et que sa variation est régulière entre 38 % et 2 % poids MgO. Une sélection de 52 échantillons (annexe C) sert de base à cette comparaison, soit 15 échantillons du filon-couche inférieur et 37 échantillons du filon-couche médian (les analyses de la zone du lac Bleu ne sont pas utilisées).

- 1) SiO₂ (figure 4; annexe C): l'augmentation de ce composant majeur est lente et linéaire entre 35 et 5 % MgO, ce qui est typique d'une tendance de différenciation tholéiitique. Il n'y a pas de différence significative entre les deux filons-couches.
- 2) Al₂O₃ (figure 5; annexe C): son augmentation en fonction de la baisse du MgO est également linéaire. Les points représentatifs tendent à former deux groupes correspondant respectivement aux roches « ultramafiques » et gabbroïques. On observe une certaine dispersion de ce composant majeur causée probablement par les processus d'altération, mais il n'y a pas de différence significative entre les deux filons-couches.
- 3) CaO (figure 6; annexe C): comportement identique à Al₂O₃ avec une dispersion encore plus prononcée. La corrélation Al₂O₃-CaO implique la présence de plagioclase calcique (altéré), ce qui est indiqué également par les données pétrographiques. Il n'y a pas de différence évidente entre les deux filons-couches.
- 4) FeO (figure 7; annexe C): entre 35 et 10 % MgO, le fer augmente d'une manière presque imperceptible

et ce n'est que dans les gabbros avec <10 % MgO que l'enrichissement en fer devient marqué. Il n'y a pas de différence significative entre les deux filons-couches.

- 5) TiO₂ (figure 8; annexe C): ce composant moins mobile que le fer permet de définir une ligne évolutive précise et typique d'une tendance de différenciation tholéiitique. Le titane ne précipite en abondance qu'avec l'apparition tardive de la titanomagnétite dans la séquence de cristallisation. Il n'y a pas de différence significative entre les deux filons-couches.
- 6) P₂O₅ (figure 9; annexe C): comme le titane, P₂O₅ permet de définir une ligne évolutive précise. Les teneurs en phosphore sont basses dans toutes les roches magnésiennes. L'apatite précipite tardivement dans les gabbros évolués ce qui, à nouveau, est conforme à une tendance tholéiitique de différenciation. Il n'y a pas de différence significative entre les deux filons-couches.
- 7) Zr (figure 10; annexe C): cet élément trace, considéré comme relativement immobile durant les processus d'altération, définit une ligne évolutive semblable à celles de TiO₂ et de P₂O₅. On ne constate aucune différence significative entre les deux filons-couches.

La distribution et l'évolution des éléments majeurs et du Zr sont semblables dans les filons-couches inférieur et médian. Les métaux alcalins (Na₂O et K₂O) n'ont pas été illustrés en raison de leur dispersion erratique, mais la même conclusion s'applique à ces deux composants. Par conséquent, le magma parent des deux filons-couches était fort probablement de même composition en ce qui concerne les éléments majeurs et le zirconium.

Soufre et éléments de transition

Ce groupe d'éléments traces est subdivisé en fonction de leur comportement géochimique.

- 1) Soufre (figure 11; annexe C): la distribution de cet élément est liée à celle des sulfures, composants principaux de la minéralisation dans le filon-couche médian. La teneur en S des roches du filon-couche inférieur reste en-dessous de 0,20 % poids. La moitié environ des échantillons du filon-couche médian a une concentration en S qui ne dépasse pas cette valeur. Cette constatation suggère que l'enrichissement en S, qui est principalement localisé dans les faciès « ultramafiques » ayant entre 25 et 35 % MgO, pourrait résulter d'un apport secondaire.

- 2) Ni, Co et Cr (figures 12 à 14; annexe C): ces trois éléments de transition sont incorporés dans la structure cristalline des minéraux de haute température. Leur fractionnement en fonction de la baisse du MgO est contrôlée pour Ni et Co par la cristallisation de l'olivine et pour Cr par celle de la chromite. Leur corrélation avec MgO est positive et leurs teneurs dans les deux filons-couches sont semblables. Ce dernier point est mis en évidence par le diagramme triangulaire Ni-Cr-Co (figure 15; annexe C)¹.
- 3) Sc et V (figures 16 et 17; annexe C): ces deux éléments de transition entrent dans la structure cristalline des minéraux plus tardifs de la séquence de cristallisation. Sc entre dans le clinopyroxène et les amphiboles, tandis que V se retrouve préférentiellement dans les oxydes. En conséquence, ces deux éléments ont une corrélation négative avec MgO. Leurs concentrations relatives sont identiques dans les deux filons-couches, ce qui est mis en évidence par le diagramme triangulaire V-Cr-Sc (figure 18; annexe C).
- 4) Ga, Cu et Zn (figures 19 à 21; annexe C): Ga a un comportement semblable à celui du V (corrélation négative avec MgO avec une dispersion prononcée), mais sa concentration est plus élevée dans les roches riches en sulfures du filon-couche médian. Il accompagne donc les «apports» de soufre. Les teneurs en Cu des roches du filon-couche inférieur sont uniformément basses (<100 ppm) à l'exception de deux échantillons. Au contraire, les roches du filon-couche médian sont distinctement enrichies en Cu. Les teneurs élevées en Cu sont clairement liées à la distribution du soufre et des sulfures, parce que la distribution de cet élément de transition n'est pas contrôlée par les processus magmatiques de fractionnement des silicates et oxydes. Le Zn a une distribution aléatoire et il n'est pas enrichi dans les faciès minéralisés du filon-couche médian. Il n'accompagne donc ni S, ni Cu. Cette observation est illustrée par le diagramme triangulaire Zn-Cu-Ga (figure 22; annexe C). Ce sont essentiellement les teneurs plus élevées en Cu qui distinguent les faciès minéralisés en sulfures du filon-couche médian des faciès stériles des filons-couches médian et inférieur.

L'étude comparative de la distribution du S et des éléments de transition dans les deux filons-couches indique que ces deux intrusions ont une composition semblable, à l'exception du soufre, du cuivre et, dans une mesure moindre, du gallium. La composition des roches du filon-couche médian est donc localement modifiée par l'addition de S et de Cu.

Éléments du groupe du platine (EGP)

Les teneurs globales en Pt et Pd dans les roches étudiées sont d'environ 20 ppb pour le Pt (figure 23; annexe C) et 80 ppb pour le Pd (figure 24; annexe C), ce qui donne un rapport Pd:Pt moyen d'environ 4 (figure 25; annexe C). Les concentrations des EGP sont légèrement plus élevées dans les roches riches en MgO, mais cette observation est surtout vraie pour le Pd (figure 24; annexe C). Le rapport Pd:Pt dans les roches « ultramafiques » est plus élevé que dans les roches pauvres en MgO (figure 25; annexe C), alors que la teneur en Pt ne varie pas significativement. Ces relations pourraient s'expliquer par une addition de Pd (sans apport de Pt) dans les roches ultramafiques complètement serpentinisées. Enfin, on ne constate aucune différence significative pour les concentrations de Pt et de Pd dans les deux filons-couches.

Conclusion

Les données chimiques indiquent clairement que les compositions des séquences gabbroïques et « ultramafiques » des deux filons-couches sont semblables, à l'exception principalement du soufre et du cuivre. Il est donc probable que les deux intrusions soient comagmatiques. Les teneurs en éléments de transition, en particulier le Ni, et en EGP sont semblables dans les deux intrusions. Ces conditions suggèrent que les phases sulfurées porteuses de Cu sont étrangères au système magmatique primaire. Si cette conclusion est correcte, l'origine des apports de S et de Cu reste à déterminer. Ce sujet sera discuté dans le dernier chapitre de ce rapport.

(1) Remarque du lecteur critique: Par contre, Clark (1991) et Robon (1989) ont trouvé que le filon-couche médian est appauvri en Cr comparativement aux filons-couches inférieur et supérieur.

Basaltes de la formation de Willbob et gabbros des zones de trempe

Filons-couches et roches volcaniques

Les basaltes de la Formation de Willbob sont étroitement associés aux intrusions, puisque le filon-couche inférieur est situé légèrement en-dessous de ces basaltes, le filon-couche médian est injecté le long du contact inférieur des basaltes et le filon-couche supérieur (non étudié) est localisé à l'intérieur de la séquence basaltique. Selon Rohon (1989), la puissance totale des basaltes atteindrait environ 5,5 km dans la région étudiée. Les relations de terrain indiquent donc que les intrusions sont d'âge semblable à celui des basaltes (légèrement plus jeunes).

Des datations par la méthode des isotopes du plomb suggèrent également que les basaltes et les filons-couches sont d'âge semblable (Rohon *et al.*, sous presse). En effet, l'isochrone Pb-Pb pour les basaltes leur donne un âge de 1885 ± 67 Ma et celui pour les gabbros des filons-couches leur confère un âge de 1930 ± 49 Ma. Compte tenu de l'imprécision relative des résultats, la différence d'âge n'est pas significative. De plus, les données géochimiques suggèrent que ces séquences effusives et intrusives peuvent être comagmatiques (Rohon, 1987, 1989; Beaudoin et Laurent, 1988, 1989).

Les zones de trempe en bordure des filons-couches correspondent à une fraction congelée du magma intrusif. Leur composition est caractéristique du magma parent, quand elle n'est pas modifiée par assimilation de roches encaissantes ou altération. Pour vérifier la relation de consanguinité magmatique entre les intrusions et les basaltes de la Formation de Willbob, la composition des zones de trempe a été comparée à celle des laves. Quatre échantillons de basalte et 6 échantillons des zones de trempe ont été analysés, auxquels sont ajoutés 4 échantillons de gabbro à grain fin. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 5 de l'annexe A.

Les basaltes étudiés sont aphyriques avec une texture microlitique intersertale. Leur composition minéralogique primaire consistait en petits grains d'olivine et d'augite, avec des microlites de plagioclase calcique et un peu d'oxydes de fer. Par suite du métamorphisme et de l'altération, l'olivine est chloritisée, l'augite est remplacée par de l'actinolite aciculaire et le plagioclase est saussuritisé. Les minéraux secondaires sont caractéristiques du faciès schistes verts (actinolite, épidote, chlorite, quartz, albite, calcite, magnétite) du métamorphisme régional, mais les structures et les textures des laves sont bien préservées; elles ne sont pas oblitérées par la foliation métamorphique. La composition minéralogi-

que des zones de trempe est semblable à celle des basaltes. La présence d'amphibole magmatique primaire dans les zones de trempe constitue la seule différence minéralogique significative entre ces roches et les basaltes. L'amphibole magmatique implique que le magma en contact avec la roche encaissante contenait au moins 3 % H₂O et qu'il a cristallisé sous une pression d'au moins 1 à 2 kbars correspondant à une profondeur minimum de 4 à 8 km (Holloway, 1973).

Caractéristiques géochimiques

Les basaltes de la Formation de Willbob sont de composition tholéitique subalcaline, semblable à celle des basaltes océaniques («mid-ocean ridge basalts» = MORB). En moyenne, ils sont plus riches en MgO, Ni et Cr, et plus pauvres en éléments lithophiles que les MORB. La projection de leur composition sur le diagramme triangulaire Mg-(Fe+Ti)-Al (figure 26; annexe D) indique, selon la classification de Viljoen *et al.* (1982), que ces roches sont des tholéites magnésiennes et des basaltes komatiitiques.

La composition de ces roches varie de basalte à olivine normative à basalte à quartz normatif. Elles sont normalement basiques avec des teneurs en SiO₂ comprises entre 47 et 51 %. Les composants majeurs SiO₂ (figure 27; annexe D), Al₂O₃ (figure 28; annexe D) et CaO (figure 29; annexe D) montrent une corrélation négative grossière avec MgO, ce qui suggère que le processus de différenciation est dominé par le fractionnement de l'olivine. L'augmentation de l'alumine avec la baisse du MgO indique que le plagioclase ne fractionne pas. L'augmentation parallèle de SiO₂ et de CaO indique que le fractionnement du clinopyroxène est limité, ce qui est confirmé par une corrélation positive du Sc avec le Zr typiquement incompatible (figure 30; annexe D). D'autre part, TiO₂ (figure 31; annexe D) et V (figure 32; annexe D) montrent une tendance de différenciation tholéitique. Ces deux éléments se comportent de manière incompatible, démontrant ainsi que le fractionnement des oxydes de fer joue un rôle négligeable dans l'évolution magmatique. Seuls le Ni (figure 33; annexe D) et le Cr (figure 34; annexe D) chutent fortement avec l'augmentation de Zr. La chute du Ni est liée au fractionnement de l'olivine, tandis que celle du Cr peut être attribuable au fractionnement d'un spinelle chromifère. Le comportement des composants chimiques révélateurs du processus de différenciation indique donc que ce dernier est dominé par le fractionnement de l'olivine.

L'effet du fractionnement du clinopyroxène est beaucoup plus limité, mais il est tout de même apparent sur le diagramme triangulaire Al_2O_3 -MgO-CaO (figure 35; annexe D). La distribution des basaltes, zones de trempe et gabbros à grain fin est déviée en direction du pôle Al_2O_3 , ce qui implique un léger fractionnement de CaO, contrôlé par le clinopyroxène puisque l'alumine (contrôlée par le plagioclase) ne diminue pas.

On peut conclure que les variations de composition de ces roches sont principalement causées par la séparation de l'olivine et, à un degré moindre, par celle du clinopyroxène. Cette conclusion implique aussi que l'ordre de cristallisation de ces roches (olivine suivie du clinopyroxène) est semblable à l'ordre d'apparition des phases cumulus dans la zone « ultramafique » des filons-couches. Il est significatif également de constater que l'indice Mg^* de l'échantillon de basalte numéro 7358 (tableau 5B; annexe A), dont la valeur est de 64, correspond à celui d'un liquide pouvant précipiter en conditions d'équilibre des olivines de Mg^* 86 (Roeder et Emslie, 1970). La valeur moyenne de l'indice Mg^* des roches « ultramafiques » des filons-couches inférieur et médian est d'environ 85. Il est donc très probable que les cumulats ultramafiques dérivent d'un magma parent dont le rapport Mg:Fe était semblable à celui du basalte numéro 7358 et à celui correspondant à la composition moyenne calculée plus loin.

Les rapports entre les éléments traces hautement incompatibles ne sont pas affectés par les processus de cristallisation fractionnée (Langmuir *et al.*, 1977). Ils sont déterminés au moment de la fusion par la composition de la source. Les deux terres rares légères La et Ce sont hautement incompatibles. La figure 36 (annexe D) montre que les échantillons étudiés ont des rapports La:Ce identiques (0,40) puisqu'ils s'alignent le long de la même droite, ce qui implique qu'ils dérivent de la même source magmatique. Le lien comagmatique est confirmé par la similitude des diagrammes de terres rares normalisées sur chondrites (Haskin *et al.*, 1968).

Le profil des terres rares pour les basaltes de la Formation de Willbob (figure 37; annexe D) est semblable aux MORB de type N (Schilling *et al.*, 1983). Les terres rares légères ne sont pas fractionnées par rapport aux terres rares lourdes. Les concentrations de ces éléments varient entre 5 et 14 fois celles des chondrites. Elles sont significativement plus basses que les valeurs moyennes des MORB de type N, ce qui suggère que ces basaltes dérivent d'une source mantellique plus pauvre en éléments des terres rares que celle des MORB ou qu'ils représentent les produits d'un pourcentage de fusion plus élevé que les MORB. Cette observation est en accord avec l'affinité komatiitique indiquée par les teneurs élevées en MgO, Ni et Cr de ces tholéiites.

Le profil des terres rares pour les 10 échantillons des zones de trempe et des gabbros à grain fin (figure 38; annexe D) est à peu près identique à celui des basaltes.

Le spectre de variation est plus grand cependant, surtout en ce qui concerne les terres rares légères. Ces différences peuvent être dues à plusieurs causes, entre autres à des degrés de fractionnement différents (pour certains échantillons) de ceux des basaltes, à la possibilité d'une contamination par assimilation de roches encaissantes et aux effets secondaires de l'altération et du métamorphisme. L'examen des teneurs en éléments majeurs suggère que les échantillons de gabbro n°s 13355, 13357 et 13358 sont les plus représentatifs, car tous leurs composants ont des valeurs similaires à la moyenne du groupe. Ces trois échantillons ont des profils des terres rares analogues à ceux des basaltes. Sur la figure 39 (annexe D), le champ de variation des terres rares des échantillons des zones de trempe et des gabbros à grain fin est superposé à celui des basaltes. On constate que les deux groupes montrent des profils similaires et, par conséquent, que toutes ces roches sont probablement comagmatiques.

L'examen de la distribution des éléments lithophiles (LILE) et à haut potentiel d'ionisation («high field strength elements» = HFSE) confirme les indications données par les terres rares seules. Cinq échantillons ont été sélectionnés en fonction de leur degré d'altération apparente minimum (deux basaltes n°s 7358 et 13352, deux zones de trempe n°s 13357 et 13358 et un gabbro à grain fin n° 13355). Les données sont normalisées sur N-MORB (Pearce, 1982) dans la figure 40 (annexe D). On constate que toutes ces roches ont un profil semblable ce qui, à nouveau, implique qu'elles sont comagmatiques. Les LILE qui comprennent des éléments facilement mobilisables par les solutions hydrothermales (Sr, K, Rb, Ba) varient d'une manière incohérente, avec des teneurs inférieures ou supérieures à celles des N-MORB. Par contre, les HFSE définissent un patron régulier avec des valeurs progressivement décroissantes du Ta à l'Yb. Leur rapport de concentration est d'environ 0,5 fois celui des MORB de type N. Si ces roches dérivent d'une source mantellique similaire à celle des MORB, elles doivent s'être formées par un pourcentage de fusion approximativement deux fois plus élevé que celui des MORB.

Des données isotopiques préliminaires obtenues sur le système Sm-Nd pour des basaltes et des gabbros de la région du lac Retty sont présentées dans le travail de Rohon *et al.* (sous presse). Ces roches possèdent une valeur ϵNd positive variant entre + 2,1 à + 4,3 (basaltes: + 3,6 à + 4,3, gabbros : + 2,1 à + 3,5) pour des rapports $147Sm / 144Nd$ voisins de 0,20. La composition isotopique de ces roches indique que le magma a hérité ses caractéristiques isotopiques Sm-Nd primitives d'un réservoir appauvri de type chondritique (CHUR; DePaolo, 1988). Elle implique, de plus, que la région sources des basaltes avait une composition légèrement différente de celle des gabbros, ou bien que les magmas intrusifs ont subi un faible degré de contamination crustale.

Magma parent et modélisation

Une composition moyenne a été calculée sur la base des analyses des basaltes, des zones de trempe et des gabbros. L'échantillon de gabbro n° 8205 (tableau 5B; annexe A) a été éliminé de ce calcul parce qu'il est trop évolué ($Mg^* : 33$). D'autre part, l'examen de la distribution des éléments majeurs dans les autres échantillons montre que Al_2O_3 , CaO, Na_2O et K_2O ont une distribution erratique dans quelques échantillons. Pour ces oxydes, les valeurs trop éloignées de la moyenne du groupe ont été écartées. Le résultat normalisé à 100 % est présenté au tableau 1 (le chiffre entre parenthèses indique le nombre d'échantillons utilisés pour le calcul de la moyenne pour chaque oxyde).

L'ordre de cristallisation du liquide correspondant à cette composition moyenne a été déterminé par ordinateur au moyen d'un programme basé sur les équations de Nathan et Van Kirk (1978). L'ordre d'apparition des phases principales est le suivant: 1) olivine, 2) clinopyroxène, 3) plagioclase, suivi presque immédiatement par 4) un pyroxène pauvre en calcium (orthopyroxène ou pigeonite). La magnétite précipite tardivement, après plus de 40 % de solidification du magma. Le point eutectique du système (cristallisation simultanée d'olivine, de pyroxène

et de plagioclase) est atteint après un peu plus de 10 % de cristallisation d'olivine et de clinopyroxène. Un magma de cette composition ne peut pas engendrer, en système fermé, les proportions de roches « ultramafiques » observées dans les filons-couches. Le système était donc obligatoirement ouvert. Par contre, on constate que l'ordre de cristallisation théorique (modélisé) correspond exactement à l'ordre de cristallisation déduit de l'étude pétrographique des roches intrusives. On peut noter aussi que cet ordre de cristallisation est identique à celui de certains magmas komatiitiques (Arndt, 1986).

La composition des liquides successifs engendrés par la cristallisation fractionnée du magma modélisé définit la tendance théorique de différenciation. Elle est représentée sur le diagramme AFM de la figure 41 (annexe D). Les échantillons de basaltes, des zones de trempe et de gabbros à grain fin sont représentés sur la même figure. A l'exception des échantillons indiscutablement altérés (enrichis en alcalis), les points représentatifs de ces roches définissent la même tendance de différenciation que celle du modèle. Cette similitude suggère que la composition calculée est probablement similaire à celle du magma parent originel.

TABLEAU 1 - Composition moyenne du magma parent modélisé sur la base des analyses de basaltes, de zones de trempe et de gabbros.

Composition moyenne (% poids):		Norme moléculaire (%):	
SiO_2	51,45 (13)	Ap	0,11
TiO_2	0,82 (13)	Il	1,15
Al_2O_3	13,53 (10)	Mt	1,32
Fe_2O_3	2,09 (12)	Or	2,23
FeO	9,48 (12)	Ab	14,20
MnO	0,22 (12)	An	28,84
MgO	10,51 (13)	Di	16,12
CaO	9,90 (10)	Hy	35,27
Na_2O	1,58 (11)	Q	0,75
K_2O	0,38 (9)		
P_2O_5	0,05 (14)		
Cr(ppm)	570 (14)	$Mg^* : 64$	
Ni(ppm)	163 (14)		
Composition du plagioclase normatif : An_{67}			

Minéralisations

Caractères généraux

La minéralisation dans le filon-couche médian se présente sous forme de lentilles de sulfures massifs et de zones de sulfures disséminés. Dans les deux types de dépôts, l'association minéralogique est la même. L'assemblage de sulfures est dominé par la pyrrhotite (>80 %) associée à de la chalcoppyrite (<10 %), de la magnétite (<6 %) et de la pentlandite (<3 %).

Les lentilles de *sulfures massifs* (SM), qui peuvent atteindre, dans le secteur étudié, une épaisseur maximum de 6,7 m, sont discontinues et déformées tectoniquement. Elles sont concentrées au plancher du filon-couche (zone Pogo) ou près du plancher dans les roches «ultramafiques» à la base de l'unité centrale (zone Centre). Leurs positions sont indiquées sur les figures 2 et 42.

À l'intérieur des lentilles de SM, la taille des cristaux varie de grossière à fine. Sur les bords, les sulfures sont allongés parallèlement au contact, définissant une foliation d'origine métamorphique. En plus, les bords des lentilles de SM sont enrichis en chalcoppyrite. Au contact des SM, la péridotite encaissante (wehrlite) montre une bordure d'altération chloriteuse de plusieurs centimètres de largeur dans laquelle sont concentrés les minéraux à éléments du groupe du platine (MGP), et plus particulièrement l'antimoniure de Pd (sudburyite) (figure 42). Cette bordure montre un enrichissement considérable en Pd et, à un moindre degré, en Pt par rapport à la concentration moyenne de ces éléments dans les SM (Beaudoin et Laurent, 1989). En effet, les SM contiennent en moyenne 0,8 ppm de Pd et 0,2 ppm de Pt (rapport Pd:Pt = 4), alors que la concentration du Pd dans la bordure d'altération chloriteuse est d'environ

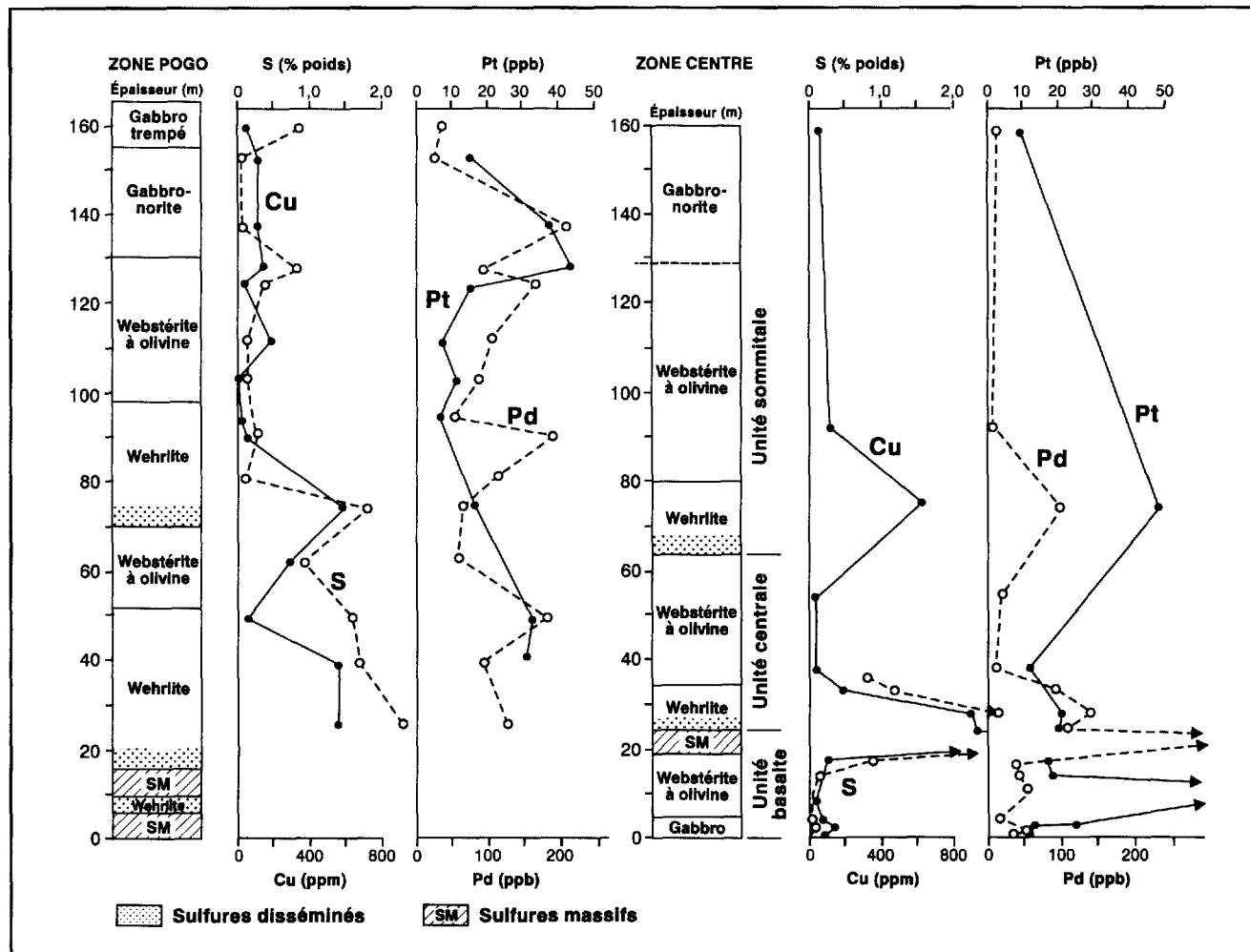


FIGURE 42 : Coupes stratigraphiques et profils chimiques (S, Cu, Pt, Pd) comparés pour les zones Pogo et Centre du filon-couche médian.

10 ppm et celle du Pt est de moins de 1 ppm (Pd:Pt > 10). L'enrichissement en Pd et en Pt dans la bordure d'altération chloriteuse est d'origine hydrothermale (Clark, 1989; Beaudoin *et al.*, 1990). Selon l'interprétation de ces auteurs, le Pd et le Pt, ainsi que le Cu, étaient originellement inclus dans les SM, d'où ils auraient été remobilisés au cours d'une importante phase de déformation régionale et d'altération.

Les sulfures disséminés sont distribués irrégulièrement dans les roches du filon-couche, au-dessus des lentilles de SM (figure 42). On les trouve aussi intercalés entre deux lentilles de SM à la base de l'intrusion, dans la zone Pogo. La concentration des sulfures disséminés varie entre 1 et 30 % sauf dans certaines zones de cisaillement, où leur concentration peut atteindre 60 %. Ces zones de quelques centimètres d'épaisseur sont foliées tectoniquement et elles ont une structure laminaire. Typiquement, les sulfures disséminés se présentent sous deux faciès distincts. Dans le faciès le plus commun, les sulfures occupent les interstices entre les grains d'olivine et de clinopyroxène. Si leur origine est magmatique, ils représentent une phase intercumulus dans ces cumulus. D'après les évidences pétrographiques, il est plus probable que la majorité des sulfures sont d'origine secondaire et qu'ils ont remplacé sélectivement la ou les phases intercumulus ou encore qu'ils ont rempli des vides pré-existants. Dans un autre faciès, commun lui aussi, les sulfures disséminés remplacent partiellement ou complètement les cristaux cumulus d'olivine et de clinopyroxène. Dans ce faciès, décrit comme ayant une texture marbrée, il n'y a aucun doute que les sulfures sont d'origine secondaire. Ces relations texturales posent le problème de l'origine de la minéralisation. Ce sujet sera discuté plus loin.

La figure 42 montre la distribution du soufre et celle du Cu, du Pd et du Pt en fonction de la stratigraphie, dans le filon-couche médian, pour les zones Pogo et Centre. Les teneurs élevées en Cu, Pd et Pt coïncident avec les lentilles de SM. Dans les roches silicatées, bien que les teneurs en Cu, Pd et Pt soient beaucoup moins élevées, elles sont grossièrement proportionnelles au pourcentage de soufre. Cette relation suggère que les anomalies positives en Pd, Pt et Cu sont directement liées à l'abondance des sulfures. Cette conclusion est corroborée au chapitre qui traite des «comparaisons chimiques des filons-couches». Les teneurs en Cu, Pd et Pt des roches non minéralisées des filons-couches inférieur et médian sont identiques et comparativement faibles (<100 ppm Cu et environ 80 ppb Pd et 20 ppb Pt; voir figures 20, 23 et 24 de l'annexe C).

Composition minéralogique

Dans les lentilles de SM, la pyrrhotite se présente en cristaux hypidiomorphes jointifs avec points triples. Leurs tailles varient de 0,1 à 10 mm avec une moyenne de 4 mm. Par endroits, ils sont allongés parallèlement

aux bords inférieur et supérieur de la lentille et ils sont segmentés par des bandes lamellaires de kink approximativement perpendiculaires au plan de foliation. Ce sont des porphyroclastes partiellement recristallisés. Localement, ces porphyroclastes sont entourés de petits grains de pyrrhotite non déformée de 0,1 à 0,3 mm environ, représentant des néoblastes. Ces textures indiquent clairement que les SM ont été soumis à une déformation plastique à l'état solide, suivie d'une phase de cicatrisation (Nicolas et Poirier, 1976).

La pentlandite constitue des grains subidiomorphes à allotriomorphes de moins de 1 mm, isolés à l'intersection de cristaux de pyrrhotite ou en inclusions dans la pyrrhotite (inclusions lamellaires ou en flammèches) et, plus rarement, dans la chalcopryrite. La pentlandite contient aussi des inclusions amiboïdes de chalcopryrite et elle est localement altérée et remplacée par la violarite.

La magnétite est disséminée dans les SM et présente des formes variées, moulant ou englobant des grains de pyrrhotite. Dans les niveaux très déformés, la magnétite prend un habitus lamellaire et s'aligne dans le plan de foliation, au contact de deux grains de pyrrhotite ou à l'intérieur de cette dernière.

La chalcopryrite est distribuée en agrégats arrondis ou en lentilles allongées dans le plan de foliation. Elle forme aussi des veinules recoupant les cristaux de pyrrhotite. La chalcopryrite est allotriomorphe et contient communément des inclusions à contacts irréguliers et diffus de pyrrhotite, de pentlandite et de magnétite. Localement, elle présente des exsolutions de cubanite.

La pyrite est rare et elle n'a été observée que dans la zone d'altération de la péridotite située sous la lentille de SM de la zone Centre. La pyrite se trouve en inclusions dans la pyrrhotite ou cimentée des fractures dans ce sulfure. Les minéraux riches en éléments du groupe du platine (MGP) sont très rares dans les SM. Ils seront décrits plus loin.

Les sulfures disséminés sont constitués essentiellement de pyrrhotite, avec moins de 3% de chalcopryrite et quelques rares cristaux de pentlandite. Ces sulfures remplissent les interstices entre les grains d'olivine et de pyroxène. Le contact entre les sulfures et les silicates est marqué par le développement d'une couronne d'amphiboles drusiques aciculaires et de chlorites lamellaires qui tendent à pénétrer à l'intérieur des sulfures. Ailleurs, les sulfures envahissent aussi les anciens grains d'olivine et de pyroxène cumulus partiellement remplacés par les silicates secondaires (serpentine, chlorites et amphiboles) et beaucoup de magnétite. Dans les pseudomorphes d'olivine, la pyrrhotite occupe le centre du cristal et la magnétite les bords. La chalcopryrite paraît souvent plus tardive; elle se présente en bordure des grains de pyrrhotite et moule, englobe ou remplace les amphiboles secondaires et les chlorites.

La composition chimique de ces sulfures est donnée dans le travail de Beaudoin et Laurent (1989).

Les minéraux du groupe du platine (MGP)

L'examen des sections polies dans les sulfures massifs n'a permis d'observer que trois grains de MGP. Le premier est un grain triangulaire de 20 microns localisé au bord d'une fracture dans un cristal de pyrrhotite (zone Centre). Il s'agit de tégamamite : Pd_3HgTe_3 (tableau 6; annexe B) associée à de la kotulskite bismuthifère : $\text{Pd}(\text{Te},\text{Bi})$ (tableau 7; annexe B) qui occupe l'une des extrémités du grain. Le second grain est arrondi, hémisphérique, d'un diamètre de 25 microns et il est en inclusion dans un cristal de pyrrhotite (zone Pogo). Ce grain est constitué d'une intercroissance complexe de tellures incluant la michénérite (tableau 8; annexe B), l'altaïte (tableau 9; annexe B) et une variété (sans nom) de $\text{Pd}(\text{Sb},\text{Te},\text{Bi})$ désignée PGM-1 (tableau 10; annexe B) par Beaudoin *et al.* (1990). Ces minéraux sont décrits et illustrés dans Beaudoin et Laurent (1989) et Beaudoin *et al.* (1990). Dans la bordure foliée et enrichie en chalcopryrite de la lentille de sulfures massifs (zone Centre), un grain subsphérique de sudburyite (PdSb) (tableau 11; annexe B), d'un diamètre inférieur à 10 microns, a été identifié. Il est partiellement entouré d'un tellure d'argent logé au contact de plus gros cristaux de pyrrhotite et de chalcopryrite. Le tellure d'argent a été identifié au microscope électronique à balayage. Il s'agit probablement de hessite. Son analyse à la microsonde confirme qu'il s'agit d'une phase riche en Ag, mais l'analyse n'est pas précise parce que la surface de ce minéral est poreuse.

Les concentrations de MGP sont situées dans la zone d'altération chloriteuse de la «péridotite», au contact avec les lentilles de SM. Ce contact est préservé et documenté dans la carotte du sondage 746-2 (échantillon 87-GB-32). La limite des SM (pyrrhotite, chalcopryrite et un peu de pentlandite) avec les silicates de la roche encaissante est définie par des cristaux subidiomorphes d'amphiboles orientés parallèlement au contact et au plan de foliation des SM. Les amphiboles s'appuient contre des porphyroblastes idiomorphes de magnétite. Les amphiboles et la magnétite sont inclus dans une matrice chloriteuse. La chalcopryrite pénètre dans cette matrice chloriteuse et vient mouler les amphiboles et les cristaux de magnétite. Au contact de la chalcopryrite avec les amphiboles, on observe de nombreux grains de MGP. Ce sont des sudburyites allotriomorphes dont la taille ne dépasse pas 100 microns (0,1 mm). Ici, leur distribution dans la zone d'altération chloriteuse est limitée à une largeur inférieure à 25 mm à partir du contact avec les SM.

Les descriptions minéralogiques et la composition chimique des MGP ont été présentées dans un rapport antérieur de Beaudoin et Laurent (1989). Les vérifications et résultats complémentaires obtenus depuis ont été publiés récemment (Beaudoin *et al.*, 1990). Les tableaux 6 à 11 de l'annexe B sont extraits de ce travail;

ils donnent la composition chimique des MGP décrits ci-dessus.

Autres indices de minéralisation étudiés

Pour fins de comparaison, les indices du lac Bleu (gîte N° 1), du lac Berry et du lac Chance ont été échantillonnés. Les sulfures ont été analysés au moyen d'une microsonde CAMECA CAMEBAX automatique à dispersion de longueurs d'ondes (laboratoire CNRS, Orléans, France). Les techniques et conditions analytiques sont décrites dans Ohnenstetter *et al.* (1986). Les résultats, présentés aux annexes A et B, sont résumés ci-dessous:

MINÉRALISATION DU LAC BLEU (GÎTE N° 1)

L'indice minéralisé est situé à moins d'un kilomètre à l'est de la zone Centre (figure 2), dans la péridotite située à la base du filon-couche médian (Clark, 1989). L'échantillon analysé (87-GB-289) est un exemple de sulfures disséminés dans une péridotite complètement altérée. La roche totale, incluant les sulfures, contient 281 ppb de Pd et 53 ppb de Pt (analyse 7363; tableau 3B; annexe A). Visuellement, les sulfures sont de composition homogène; il s'agit essentiellement de pyrrhotite, qui s'altère localement en magnétite et en hydrates de fer (limonite). La composition de la pyrrhotite est donnée dans le tableau 12 à l'annexe B.

MINÉRALISATION DU LAC BERRY

Le lac Berry est situé à 3 km au NE du lac Bleu. L'indice de SM est associé à une péridotite (wehrlite) serpentinisée appartenant à la séquence de base du filon-couche supérieur. Ce dernier est intrusif dans les basaltes massifs et en coussins de la Formation de Willbob. Il n'y a pas d'intercalations de sédiments (Rohon, 1989).

Comme le précédent, l'échantillon analysé (87-GB-003) est du type des sulfures disséminés. L'analyse de la roche totale indique des teneurs de 120 ppb de Pd et 82 ppb de Pt (analyse 7360; tableau 3B; annexe A). La pyrrhotite est le sulfure prédominant. Elle est partiellement remplacée par de la magnétite et de la pyrite. En surface, elle s'altère en hydrates de fer (limonite). De la pentlandite s'altérant en violarite et de la chalcopryrite accompagnent la pyrrhotite. Ces deux phases constituent moins de 10 % de la minéralisation. La composition de ces minéraux est présentée dans le tableau 13 à l'annexe B.

MINÉRALISATION DU LAC CHANCE

Le lac Chance est situé à environ 60 km au NW du lac Bleu. La minéralisation à cet endroit est incluse dans la péridotite de base du filon-couche médian. Elle est très

semblable à celle des zones Centre et Pogo décrite dans ce rapport. D'après Fournier (1982) et Rohon (1987), la minéralisation se présente sous forme de lentilles de SM de 5 m d'épaisseur au maximum, en intercalation dans une péridotite serpentinisée riche en sulfures disséminés. Il est pertinent de noter que les basaltes sus-jacents, au contact supérieur du filon-couche médian, sont minéralisés en sulfures disséminés sur une épaisseur de plus de 30 m (Rohon, 1989). Le pourcentage de sulfures dans le basalte au contact de l'intrusion est d'environ 50 %. Ce pourcentage diminue progressivement vers le sommet de la séquence volcanique.

Un échantillon de SM (87-GB-288) et un de sulfures disséminés (87-GB-287) ont été analysés. La roche totale (péridotite), incluant les sulfures disséminés, contient 210 ppb de Pd et 114 ppb de Pt (analyse 7361; tableau 3B; annexe A). L'assemblage de sulfures est dominé par la pyrrhotite, qui est partiellement remplacée par de la magnétite et de la pyrite. La chalcopyrite est distribuée irrégulièrement et constitue environ 5 % de la minéralisation. La composition de ces sulfures est donnée dans le tableau 14 à l'annexe B.

Pour tenter de concentrer les MGP qui seraient éventuellement disséminés dans les SM, un test de flottation du minerai a été effectué au Centre de Recherches Minérales (Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec). Aucun MGP n'a pu être séparé des sulfures. Le concentré obtenu, représentant 46,4 % du poids de l'échantillon initial, titrait 0,45 ppm Pd et 0,2 ppm Pt tandis que le rejet de flottation titrait 0,14 ppm Pd et 0,16 ppm Pt.

Le minerai brut doit donc contenir 0,28 ppm Pd et 0,18 ppm Pt, ce qui donne un rapport Pd:Pt de 1,55 pour les sulfures massifs analysés du lac Chance. Ce rapport est significativement différent de celui des SM du lac Bleu, évalué à environ 4. Sur la base des observations faites dans les SM du lac Bleu, la taille des MGP devrait se situer entre 5 et 50 microns avec un mode d'environ 15 à 20 microns. Une étude complémentaire sur l'effet des réactifs et de la finesse du broyage est nécessaire pour déterminer les meilleures conditions de récupération des MGP.

Conclusions

Le magmatisme dans son contexte structural

La Fosse du Labrador est constituée, le long de son flanc ouest, de roches majoritairement sédimentaires. Ces séquences de plate-forme continentale deviennent plus épaisses vers l'est, en même temps qu'il s'y intercale de puissantes séquences de laves basaltiques. La distribution de ces unités indique une structure de bordure continentale avec plate-forme et talus continentaux correspondant, respectivement, aux miogéosynclinal et eugéosynclinal de Dimroth (1972). Ces roches sont d'âge protérozoïque inférieur (aphébien). Elles ont été formées entre 2170 et 1800 Ma, et elles ont été plissées et métamorphosées au cours de l'orogénèse hudsonienne, il y a environ 1800 Ma (Dimroth, 1978; Chevé et Machado, 1988; Rohon *et al.*, sous presse).

Des sédiments clastiques (orthoquartzites) et chimiques (dolomies, formations de fer) caractérisent les dépôts dans les eaux peu profondes de la plate-forme. Dans l'axe de la Fosse (figure 1), ces conditions ont progressivement changé avec le dépôt de séquences épaisses de pélites et de roches pyroclastiques mafiques (Groupe de Doublet incluant les Formations de Murdoch et de Thompson Lake) suivies par l'accumulation d'importants volumes de laves basaltiques (Formation de Willbob) et la mise en place des filons-couches ultramafiques et gabbroïques (filons-couches de Montagnais).

L'axe central de la Fosse du Labrador est jalonné sur plus de 600 km par des basaltes et par des roches intrusives gabbroïques analogues à celles du lac Bleu (Baragar, 1960; Fahrig, 1962; Dimroth, 1978). Il s'agit de toute évidence d'un magmatisme fissural à grande échelle contrôlé par un ancien linéament. Le contexte structural de ce magmatisme est comparable à celui des bordures continentales modernes, comme celles de la côte orientale du Groenland et de la côte occidentale de la Scandinavie, formées par l'ouverture de l'océan Atlantique. Ces bordures sont jalonnées sur plus de 2 000 km, et sur une largeur de 50 à 100 km, par des coulées de basaltes dont l'accumulation totale atteint des épaisseurs de 4 à 6 km (White et McKenzie, 1989). L'analogie avec ce contexte moderne conduit à supposer que les roches basaltiques de la Fosse du Labrador représentent un volcanisme de bordure continentale, provoqué par l'étirement et la fragmentation de l'ancien socle archéen.

La distension à l'origine de l'étirement et de la fragmentation du socle de la Fosse, au moment de l'accumulation des basaltes de la Formation de Willbob, pourrait être due à l'activité d'un panache mantellique

(«hot spot») centré dans la région du lac Bleu. Cette possibilité est suggérée par la composition du magma parent des basaltes et des filons-couches. Les données chimiques montrent que ce magma possède une tendance komatiitique : il est plus riche en MgO que les MORB. Il représente par conséquent le produit d'un pourcentage de fusion de la source mantellique plus élevé que ces derniers mais comparable à celui des basaltes des marges de l'Atlantique Nord, dont les teneurs en MgO atteignent 20 % (poids). La fusion du manteau par simple décompression adiabatique produit des MORB. Pour augmenter le pourcentage de fusion, il est nécessaire de faire intervenir en plus une source de chaleur dont l'effet s'additionne à celui de la décompression (McKenzie et Bickle, 1988). Cette source supplémentaire de chaleur pourrait provenir d'un panache mantellique.

En résumé, le contexte structural du magmatisme de la Fosse du Labrador, et les caractéristiques pétrologiques et géochimiques des basaltes et des gabbros, indiquent une situation de bordure continentale en tension évoluant vers l'ouverture d'un bassin océanique. Cette ouverture a pu être provoquée par l'activité d'un panache mantellique. L'absence apparente de roches ophiolitiques à l'est de la Fosse pourrait indiquer que cette ouverture a avorté et n'a pas conduit à la formation d'un grand bassin océanique.

Le problème de l'origine de la minéralisation

L'association étroite des filons-couches avec les coulées basaltiques de la Formation de Willbob, l'âge de ces roches et leurs caractéristiques minéralogiques et chimiques impliquent qu'il s'agit de séquences comagmatiques. D'autre part, l'étude comparative des filons-couches inférieur et médian a montré qu'il n'existe aucune différence chimique entre les roches de ces deux intrusions, à l'exception de la distribution du S et du Cu. Ces deux composants sont enrichis dans les zones minéralisées du filon-couche médian. Quelle est l'origine de cet enrichissement?

Dans un travail antérieur, Beaudoin et Laurent (1989) ont proposé que la concentration initiale des sulfures était primaire et qu'elle résultait de la ségrégation d'un liquide sulfuré dense et immiscible dans le magma basaltique. Cette hypothèse reposait sur l'interprétation de la texture du minerai disséminé. On supposait alors que les sulfures interstitiels entre les grains d'olivine et de pyroxène représentaient une phase magmatique intercumulus. Cependant, la formation des lentilles de

sulfures massifs (SM) par un processus magmatique direct requiert la précipitation abondante de phases cumulus sulfurées. L'examen de toutes les lames minces disponibles n'a révélé aucun exemple de sulfures constituant une phase cumulus, ni dans les roches du filon-couche médian, ni dans celles du filon-couche inférieur. Ces évidences amènent à réévaluer le problème de l'origine des sulfures qui sont maintenant considérés comme essentiellement d'origine secondaire. Les arguments en faveur de cette hypothèse sont brièvement passés en revue ci-après.

Paragenèses

Les paragenèses minéralogiques des roches magmatiques et des sulfures associés sont complexes. On peut distinguer la paragenèse magmatique et deux paragenèses ultérieures résultant de l'altération et du métamorphisme. La paragenèse magmatique est représentée par les minéraux primaires de haute température : olivine, chromite, clinopyroxène, plagioclase, orthopyroxène, hornblende et oxydes de fer. Dans les roches étudiées, ces minéraux sont complètement ou partiellement remplacés par les minéraux des paragenèses d'altération et de métamorphisme.

La première paragenèse d'altération se traduit dans les roches ultramafiques par le remplacement pseudomorphique de l'olivine par des serpentines (lizardite surtout, et chrysotile) et le remplacement des pyroxènes (plus un peu de plagioclase) par une première génération d'amphibole secondaire (actinolite). Elle implique une altération hydrothermale à basse température (< 300 °C). Cette phase d'altération peut être associée au dépôt des sulfures qui, dans les roches minéralisées, remplissent les espaces interstitiels et, en association avec la serpentine, l'amphibole et la magnétite, remplacent les principaux silicates d'origine cumulative (olivine et clinopyroxène). La pyrrhotite constitue la phase sulfurée principale. La rareté des inclusions de pentlandite dans la pyrrhotite, qui remplace les silicates, est due à de faibles teneurs en Ni, mais elle indique aussi des conditions de basse température. Si la température avait été supérieure à 200 °C environ, le Ni aurait pu diffuser plus facilement pour former des exsolutions de pentlandite à la bordure des grains de pyrrhotite (Craig et Vaughan, 1981). La croissance des couronnes de chalcopryrite autour des grains disséminés de pyrrhotite s'est vraisemblablement produite à une température inférieure à 300 °C (Amcoff, 1981; 1987). Dans les sulfures massifs, la pyrrhotite montre des intercroissances graphiques avec la magnétite, ce qui est caractéristique d'un stade tardif de cristallisation d'une solution solide de monosulfures (Naldrett, 1981), donc d'une température relativement basse. La cristallisation de la pyrrhotite s'accompagne d'un peu de pentlandite. Parce que les SM ont recristallisé après avoir été déformés, leurs textures actuelles sont différentes de leurs textures originelles.

Une seconde paragenèse d'altération accompagne et suit les déformations plastiques enregistrées dans les lentilles de SM. Comme cet épisode est associé à une phase tectonique, il est logique de le relier au métamorphisme régional ayant accompagné le plissement des roches aphébiennes de la Fosse du Labrador pendant l'orogénèse hudsonienne. Cette seconde paragenèse de métamorphisme s'est déroulée dans les conditions de température et de pression du faciès des schistes verts. Dans les plans de cisaillement, cependant, la température a pu atteindre ou même dépasser 400 °C. Dans les roches ultramafiques, l'antigorite a cristallisé aux dépens de la lizardite avec une seconde génération d'amphiboles et ces minéraux recourent les sulfures disséminés (pyrrhotite). Les SM ont été déformés intensément à l'état solide, c'est-à-dire qu'ils ont été étirés plastiquement, fragmentés et partiellement broyés. Grâce aux températures relativement élevées provoquées par le cisaillement mécanique, ces sulfures ont recristallisé et, une fois la phase de déformation terminée, cicatrisés. Pendant cet épisode, le minéral a développé sa foliation métamorphique. La péridotite au contact des sulfures massifs a aussi été bréchifiée et mylonitisée, et les silicates de cette zone de contact ont été complètement remplacés par des chlorites.

Pendant cet épisode de déformation et de métamorphisme, les SM ont été remobilisés chimiquement. Le cuivre et le palladium ont migré, probablement en solution hydrothermale, vers les bordures des lentilles de SM. La chalcopryrite s'est concentrée le long des bordures, dans les zones les plus déformées. Elle a pénétré aussi dans la zone d'altération chloriteuse de la roche encaissante, où elle accompagne les cristaux de sudburyite. La précipitation de ces minéraux de Cu et de Pd dans la zone chloriteuse de contact suit le développement d'amphibole, mais accompagne la croissance de magnétite porphyroblastique. L'amphibole est orientée dans le plan de foliation, tandis que la magnétite, la chalcopryrite et la sudburyite sont clairement post-tectoniques.

L'analyse des textures et de l'évolution des paragenèses implique que les sulfures ont été formés à basse température et sont probablement d'origine secondaire. Beaudoin et Laurent (1989) avaient noté que le patron des EGP dans les sulfures du lac Bleu était très fractionné avec, par exemple, un rapport Pd:Ir élevé. Selon Naldrett (1981), des rapports de fractionnement élevés des EGP caractérisent les magmas basaltiques engendrés par un faible pourcentage de fusion d'une source enrichie. Le magma parent des filons-couches ne répond pas à cette condition : il a été engendré au contraire par un fort pourcentage de fusion d'une source mantellique appauvrie². On doit donc supposer que le fractionnement des EGP résulte plutôt d'un processus secondaire.

² Remarque du lecteur critique : Clark (1991) a conclu, pour le gîte N° 1 du lac Bleu, que le patron fractionné des EGP était typique de celui qui est normalement associé à un magma mafique ayant une teneur en MgO égale à celle du magma parent du filon-couche médian.

Origine volcanogénique des sulfures

Les filons-couches ne contiennent pas ou peu de sulfures, à l'exception des zones minéralisées ponctuelles. De plus, au lac Chance, les sulfures envahissent la base des coulées de basalte, au toit du filon-couche médian. Dans la région du lac Bleu, Clark (1989) a décrit des SM dans les roches gréseuses adjacentes au filon-couche médian. Ces sulfures sont de composition semblable à celle des sulfures associés aux roches «ultramafiques». La distribution des SM est incompatible avec une origine magmatique directe. Elle peut, par contre, correspondre à une accumulation de sulfures formés par précipitation à partir de solutions chaudes canalisées par des événements hydrothermaux. La figure 43 schématise ce modèle volcanogénique. Les sulfures ont remplacé complètement ou partiellement une zone poreuse de la roche encaissante.

Cette origine volcanogénique est vraisemblable, étant donné l'extension du magmatisme régional (voir revue par Lydon, 1988). La présence, sous le filon-couche médian, d'une épaisse séquence de roches sédimentaires

constituait un réservoir d'eau important. L'intrusion et les roches volcaniques sus-jacentes ont apporté la chaleur nécessaire à l'établissement d'un système de cellules hydrothermales de convection. Le soufre et le cuivre ont pu provenir soit directement d'émanations de gaz volcaniques issus de conduits magmatiques, soit d'une remobilisation de ces éléments disséminés dans les roches sous-jacentes au filon-couche médian. Les sédiments de la Formation de Thompson Lake contiennent de nombreux horizons sulfurés (Clark, 1991, communication personnelle) ce qui en fait une importante source de soufre. Les solutions minéralisantes auraient précipité leurs sulfures localement en empruntant préférentiellement une zone poreuse et perméable dans les roches «ultramafiques» à la base du filon-couche médian³.

³ Remarque du lecteur critique : Selon Clark (1991), les sulfures disséminés et massifs du gîte N° 1 du lac Bleu sont d'origine magmatique, bien qu'une grande partie du soufre provienne de la croûte par assimilation. Localement, les sulfures massifs ont subi un transport à l'état solide ou liquide, selon cet auteur. Le métamorphisme a causé une modification des textures primaires.

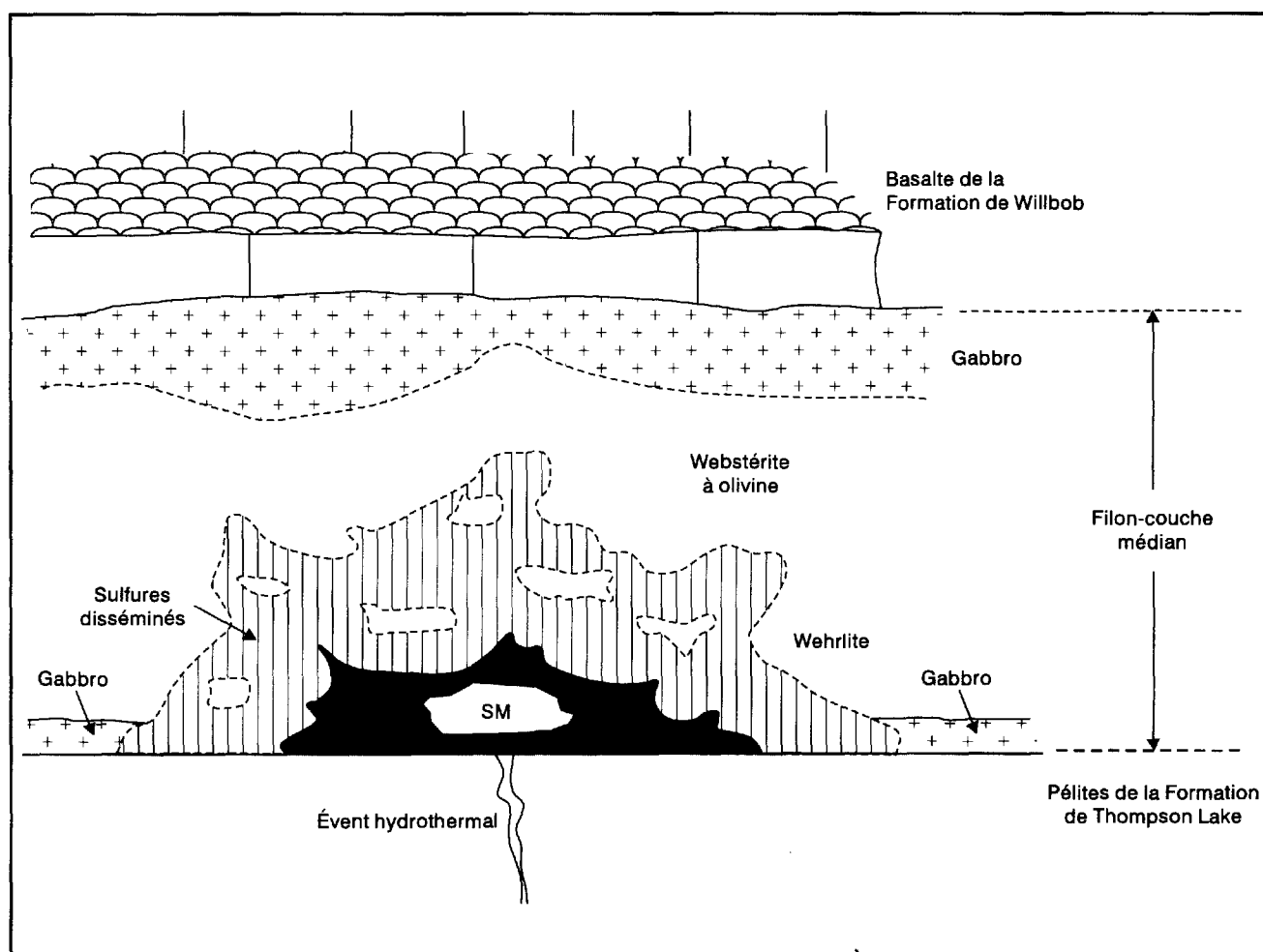


FIGURE 43 : Modèle volcanogénique pour les sulfures massifs (SM) et disséminés.

Références

- AMCOFF, O., 1981 - Heating experiments of chalcopyrite-pyrrhotite ores: studies on the stability of the intermediate solid solution. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*; pages 553-568.
- AMCOFF, O., 1987 - Mechanism of rimming of chalcopyrite around sphalerite during retrograde metamorphism. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*; pages 385-396.
- ARNDT, N.T., 1986 - Differentiation of komatiite flows. *Journal of Petrology*; volume 27, pages 179-301.
- BARAGAR, W.R.A., 1960 - Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough. *Geological Society of America Bulletin*; volume 71, pages 1589-1644.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981 - Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press Inc., New York; 1 286 pages.
- BEAUDOIN, G. - LAURENT, R., 1988 - Métallogénie des éléments du groupe du platine dans la région du lac Retty, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 88-09.
- BEAUDOIN, G. - LAURENT, R., 1989 - Métallogénie des éléments du groupe du platine dans la région du lac Retty (zones Center et Pogo Lake), Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-28.
- BEAUDOIN, G. - LAURENT, R. - OHNENSTETTER, D., 1990 - First report of platinum-group minerals at Blue Lake, Labrador Trough, Quebec. *Canadian Mineralogist*; volume 28, pages 409-418.
- CHEVÉ, S. - MACHADO, N., 1988 - Reinvestigation of the Castignon Lake carbonatite complex, Labrador Trough, New Quebec. *Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada; Programme et Résumés*, volume 13, page A20.
- CLARK, T., 1989 - Étude du gîte du Cu-Ni-Pd-Pt du lac Bleu no. 1, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-35.
- CLARK, T., 1991 - Le gîte N° 1 du lac Bleu (Cu-Ni-Pd-Pt), Fosse du Labrador - Résultats intérimaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-26.
- CRAIG, J.R. - VAUGHAN, D.J., 1981 - Ore microscopy and ore petrography. John Wiley and Sons; 406 pages.
- DEPAOLO, D.J., 1988 - Neodymium isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin; 187 pages.
- DIMROTH, E., 1972 - The Labrador geosyncline revisited. *American Journal of Science*; volume 272, pages 487-506.
- DIMROTH, E., 1978 - Région de la fosse du Labrador entre les latitudes 54°30' et 56°30'. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RG - 193, 396 pages.
- FAHRIG, W.F., 1962 - Petrology and geochemistry of the Griffis Lake ultrabasic sill of the Central Labrador Trough, Quebec. *Geological Survey of Canada; Bulletin* 77.
- FOURNIER, D., 1982 - Gîtes de Cu-Zn et Cu-Ni dans la partie centrale de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-929.
- FRAREY, M.J., 1967 - Willbob Lake and Thompson Lake map-areas, Québec and Newfoundland (23 O/1 and 23 O/8). *Commission géologique du Canada, mémoire* 348.
- HASKIN, L.A. - HASKIN, M.A., FREY, F.A., WILDEMAN, T.R., 1968 - Relative and absolute terrestrial abundances of the Rare Earths. Origin and distribution of the elements, L.R. Ahrens, éditeur. Pergamon Press, New York; pages 889-912.
- HOLLOWAY, J.R., 1973 - The system pargasite - H₂O-CO₂: a model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid- I. Experimental results to 8 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 37, pages 651-666.
- LANGMUIR, C.H. - BENDER, J.F. - BENCE, A.E. - HANSON, G.N. - TAYLOR, S.R., 1977 - Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 36, pages 133-156.
- LYDON, J.W., 1988 - Ore deposit models #14. Volcanogenic massive sulphide deposits, part 2: genetic models. *Geoscience Canada*; volume 15, numéro 1, pages 43-65.
- MCKENZIE, D.P. - BICKLE, M.J., 1988 - The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*; volume 29, pages 625-679.
- NALDRETT, A.J., 1981 - Platinum-Group Element Deposits. In *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*, L.J. Cabri éditeur. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 23, pages 197-231.
- NATHAN, H.D. - VAN KIRK, C.K., 1978 - A model of magmatic crystallisation. *Journal of Petrology*; volume 19, pages 66-94.
- NICOLAS, A. - POIRIER, J.P., 1976 - Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley, New York; 444 pages.
- PEARCE, J.A., 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites*,

- R.S. Thorpe éditeur. John Wiley, New York; pages 525-548.
- OHNENSTETTER, D. - WATKINSON, D.H. - JONES. P.C., - TALKINGTON, R., 1986 - Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River sill, Manitoba. *Economic Geology*; volume 81, pages 1159-1168.
- ROEDER, P.L. - EMSLIE, R.F., 1970 - Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 29, pages 275-289.
- ROHON, M.-L., 1987 - Indices de Cu-Ni et de pyrite-pyrrhotite entre les lacs Retty et Low, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-44.
- ROHON, M.-L., 1989 - Magmatisme protérozoïque et indices de Cu-Ni sulfurés (+EGP) dans la Fosse du Labrador (Québec, Canada) entre les lacs Retty et Low. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- ROHON, M.-L. - VIALETTE, Y. - CLARK, T. - ROGER, G. - OHNENSTETTER, D. - VIDAL, P.H., sous presse - Apebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec) : its age and the nature of its mantle source. *Journal canadien des Sciences de la Terre*.
- SCHILLING, J.-G. - ZAJAC, M. - EVANS, R. - JOHNSTON, T. - WHITE, W. - DEVINE, J.D. - KINGSLEY, R., 1983 - Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27°N to 73°N. *American Journal of Science*; volume 283, pages 510-586.
- VILJOEN, M.J. - VILJOEN, R.P. - PEARTON, T.N., 1982 - The nature and distribution of Archean komatiite volcanites in South Africa. In : *Komatiites*, N.T. Arndt et E.G. Nisbet éditeurs. George Allen & Unwin, London; pages 53-79.
- WHITE, R.S. - MCKENZIE, D.P., 1989 - Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*; volume 94, pages 7685-7730.

Annexe A

Analyses chimiques

Les analyses chimiques ont été réalisées au Centre de Recherches Minérales du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Les EGP ont été dosés par activation neutronique instrumentale, ainsi que les terres rares avec Cs et Hf. Les éléments majeurs ainsi que Ba, Be, Cd, Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, V et Zn ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique au plasma.

Cr, Ga, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Te, Th, U, Y et Zr ont été dosés par spectrométrie de fluorescence-X. Le soufre a été analysé au moyen d'un four LECO par induction infrarouge.

Dans les tableaux, l'ordre des éléments traces est donné par groupes et, dans chaque groupe, l'ordre est fonction du numéro atomique de l'élément.

TABLEAU 1A - Liste des échantillons du filon-couche médian, zone Pogo

N° analyse	Échantillon	Provenance		Type de roche
8232	87-GB-140	Sondage 746-52	29'	Gabbro-norite
8234	87-GB-146	«	65'	Webstérite à olivine
8236	87-GB-150	«	112'	Webstérite à olivine
8237	87-GB-154	«	143'	Webstérite à olivine
8239	87-GB-157	«	176'	Wehrlite plagioclasique
8245	87-GB-166	«	234'	Wehrlite
8254	87-GB-181	«	344'	Wehrlite
8271	87-GB-204	Sondage 746-58	13'	Wehrlite plagioclasique
8274	87-GB-210	«	85'	Wehrlite à olivine
8275	87-GB-212	«	105'	Webstérite à olivine
8280	87-GB-219	«	207'	Wehrlite
8284	87-GB-226	«	309'	Wehrlite
8298	87-GB-269	Sondage 746-68	57'	Gabbro-norite
8304	87-GB-277	«	276'	Gabbro-norite à quartz (grain fin)
8307	87-GB-280	«	313'	Gabbro-norite à hornblende
8311	87-GB-285	«	382'	Webstérite à olivine
13354	87-GB-005	Terrain		Gabbro à grain fin (altéré)
13355	87-GB-006	«		Gabbro à quartz bleu (grain fin)
13358	87-GB-12,2887	«		Gabbro à olivine (dyke) (grain fin)

TABLEAU 1B - Analyses chimiques du filon-couche médian, zone Pogo

	8232	8234	8236	8237	8239	8245	8254	8271	8274	8275	8280	8284	8298	8304	8307	8311	13354	13355	13358
	(% poids)																		
SiO ₂	50,50	42,30	41,90	42,00	39,70	38,60	39,10	42,30	40,50	40,20	38,20	37,50	49,60	48,90	52,10	42,70	50,90	48,40	50,50
TiO ₂	0,82	0,36	0,33	0,33	0,30	0,25	0,28	0,33	0,29	0,29	0,22	0,31	0,76	0,69	1,15	0,31	0,95	0,83	0,76
Al ₂ O ₃	14,10	7,52	6,08	5,64	4,98	4,47	5,22	5,45	5,29	4,75	3,76	5,40	13,80	13,70	13,00	5,14	13,40	14,70	14,10
Fe ₂ O ₃	2,79	12,43	5,64	5,12	5,64	15,30	16,10	14,20	3,72	14,60	16,20	18,70	3,68	10,30	3,30	15,40	1,23	1,13	1,10
FeO	8,91	0,37	8,76	8,28	8,16	-	-	-	8,78	-	-	-	7,62	-	10,90	-	9,96	9,15	8,91
MnO	0,29	0,18	0,18	0,20	0,20	0,22	0,17	0,20	0,21	0,20	0,21	0,18	0,18	0,23	0,22	0,11	0,21	0,17	0,19
MgO	7,86	26,40	24,80	27,50	27,90	27,90	27,60	25,50	27,80	27,70	29,50	25,90	7,78	10,50	6,04	24,80	6,56	8,46	7,87
CaO	9,04	4,17	5,65	4,21	3,92	3,38	1,89	4,38	3,23	2,99	1,57	1,73	11,10	6,48	6,69	3,17	10,70	10,80	9,31
Na ₂ O	3,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,83	1,91	3,21	-	1,95	1,15	3,43
K ₂ O	0,10	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,40	0,05	-	0,05	0,06	0,09
H ₂ O+	2,29	7,90	6,76	7,86	9,09	10,40	9,05	7,08	8,72	8,34	9,70	8,56	2,82	5,71	2,49	6,73	2,06	3,22	2,26
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,08	0,02	0,08	0,06	0,06
Total	99,98	101,67	100,13	101,16	99,91	100,54	99,42	99,46	98,56	99,10	99,38	98,31	98,25	98,85	99,23	98,38	98,05	98,13	98,58
	(ppm)																		
Sc	49	28	26	26	23	20	21	24	22	21	18	22	47	55	48	23	48	49	48
V	296	164	157	143	133	143	167	138	125	118	111	143	285	324	387	134	340	324	300
Cr	167	2700	2300	2500	2300	2100	2600	2400	2500	2400	2500	2600	318	649	20	2300	55	294	264
Co	40	103	96	95	92	110	128	109	93	178	161	140	42	55	46	89	41	41	41
Ni	91	1100	1000	1100	736	1000	875	1100	804	1700	1400	1100	107	112	628	841	61	101	108
Cu	99	4	211	21	36	603	563	66	-	305	45	554	102	53	109	141	135	118	69
Zn	90	88	100	96	105	97	106	82	108	87	91	136	179	45	-	-	81	81	90
Ga	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	6	11	15	-	-	17	16	14
Y	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	-	5	9	13	-	-	22	18	18
Zr	48	7	7	6	8	6	6	22	21	27	17	22	10	10	-	-	66	56	56
Nb	7	7	8	7	7	6	7	8	7	9	7	8	3	4	-	-	4	3	4
Ba	22	3	11	4	4	3	4	4	5	10	5	10	3	3	-	-	13	19	23
	(% poids)																		
S	0,04	0,37	0,10	0,13	0,14	1,78	1,72	0,26	0,08	0,79	1,59	2,24	0,03	0,94	0,03	0,79	-	-	-
	(ppb)																		
Pd	216	172	104	92	50	65	29	191	107	60	176	123	54	31	25	95	-	-	9
Pt	37,0	15,0	6,9	11,0	7,2	15,0	29,0	-	-	-	34,0	-	-	-	15,0	43,0	-	-	15,0
Mg*	56,73	84,88	78,13	80,91	80,85	83,44	82,57	83,23	81,62	83,98	83,42	79,29	58,16	73,81	45,30	81,65	52,15	60,47	59,38

Indice Mg* = (100 Mg : Mg + Fe²⁺)
 - = non dosé

TABEAU 2A - Liste des échantillons du filon-couche médian, zone Centre

N° analyse	Échantillon	Provenance		Type de roche
8312	87-GB-264	Sondage 746-1	116'	Zone de trempe gabbro
8313	87-GB-038	Sondage 746-2	108'	Zone de trempe gabbro
8314	87-GB-245	Sondage 746-1	32'	Wehrlite
8315	87-GB-247	«	41'	Wehrlite
8316	87-GB-248	«	49'	Wehrlite minéralisée
8317	87-GB-253	«	62'	Péridotite minéralisée
8318	87-GB-258	«	72'	Webstérite à olivine
8319	87-GB-260	«	91'	Webstérite à olivine
8320	87-GB-262	«	106'	Mélagabbro picritique
7364	87-GB-056	Sondage 746-32	82'	Webstérite à olivine
8201	87-GB-060	«	119'	Zone de trempe gabbro
13365	87-GB-1,2787	Terrain		Webstérite à olivine
13367	87-GB-5,2787	«		Webstérite à olivine
13368	87-GB-6,2787	«		Webstérite à olivine
13362	87-GB-7,2787	«		Webstérite à olivine
13370	87-GB-8,2787	«		Wehrlite minéralisée
13369	87-GB-9,2787	«		Webstérite à olivine
13357	87-GB-10,2787	«		Gabbro-norite (grain fin)

TABLEAU 2B - Analyses chimiques du filon-couche médian, zone Centre

	8312	8313	8314	8315	8316	8317	8318	8319	8320	7364	8201	13365	13367	13368	13362	13370	13369	13357	
	(% poids)																		
SiO ₂	48,10	48,00	41,90	38,70	41,60	33,00	43,80	44,10	45,90	45,00	49,00	46,30	43,20	42,80	46,60	39,30	44,40	50,30	
TiO ₂	0,61	0,58	0,38	0,25	0,29	0,24	0,33	0,41	0,46	0,36	0,61	0,29	0,36	0,34	0,27	0,33	0,41	0,73	
Al ₂ O ₃	11,20	11,20	6,74	4,95	6,75	4,99	6,60	7,62	9,22	7,40	12,60	6,76	7,33	7,19	5,67	6,01	7,41	13,00	
Fe ₂ O ₃	3,50	2,59	15,40	22,10	16,50	27,00	10,30	3,07	3,27	2,35	2,69	1,11	1,16	1,15	1,15	1,72	1,21	1,09	
FeO	10,20	9,51	-	-	-	-	-	7,73	9,63	8,55	9,61	9,00	9,40	9,32	9,32	13,93	9,80	8,83	
MnO	0,29	0,25	0,17	0,17	0,22	0,20	0,16	0,18	0,29	0,17	0,21	0,19	0,17	0,14	0,19	0,15	0,26	0,18	
MgO	13,20	15,20	23,30	20,50	20,90	17,50	25,60	23,10	18,80	23,60	11,20	21,30	23,50	24,10	20,80	23,50	20,70	8,88	
CaO	6,84	8,23	6,23	5,93	6,71	5,19	6,14	7,32	8,56	7,36	6,30	8,91	6,57	6,51	8,96	5,24	9,30	12,40	
Na ₂ O	0,64	0,90	0,29	0,05	0,16	0,05	0,05	0,32	0,53	0,33	2,59	0,16	0,25	0,20	0,20	0,25	-	1,27	
K ₂ O	0,64	1,30	0,06	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,33	0,05	1,59	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	-	0,14	
H ₂ O+	3,65	3,38	6,70	6,32	6,57	8,46	7,26	5,91	4,33	5,82	2,82	4,76	6,16	6,53	4,55	7,89	5,05	2,42	
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05	
Total	98,91	101,17	101,19	99,03	99,78	96,66	100,29	99,83	101,35	101,02	99,26	98,85	98,19	98,34	97,76	98,40	98,57	99,29	
	(ppm)																		
Sc	39	38	27	21	24	19	26	30	33	29	40	29	28	28	24	25	39	46	
V	220	215	155	121	146	121	151	164	181	154	219	140	169	168	134	167	191	299	
Cr	1000	1200	2100	1600	1700	1400	2300	2200	1600	2300	812	1100	2100	1900	1200	1800	1300	501	
Co	58	68	81	128	94	283	78	84	80	86	50	66	82	86	74	151	88	154	
Ni	334	415	642	1100	566	2000	873	768	546	841	257	744	693	770	623	1700	604	132	
Cu	22	135	186	921	929	3800	86	40	57	30	91	15	11	16	20	634	98	72	
Zn	55	128	68	67	83	90	71	51	78	67	121	90	61	63	76	72	98	87	
Ga	4	16	15	16	21	24	14	14	17	3	13	8	8	9	6	9	8	16	
Y	22	20	19	20	17	21	12	6	17	9	15	5	13	11	6	9	10	19	
Zr	20	36	26	19	29	11	45	32	64	19	48	24	41	30	25	30	33	52	
Nb	6	7	8	5	8	4	10	7	9	5	4	3	4	4	4	3	3	4	
Ba	39	340	9	58	31	39	12	6	12	6	119	6	4	14	6	5	9	28	
	(% poids)																		
S	-	0,01	1,08	3,76	3,02	9,08	0,76	0,10	0,01	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	
	(ppb)																		
Pd	38	52	84	148	108	596	44	60	46	46	43	15	9	-	16	106	8	10	
Pt	8,0	9,5	19,0	21,0	20,0	99,0	17,0	187,0	25,0	18,0	23,0	-	12,0	-	-	44,0	-	10,0	
Mg*	65,43	70,83	80,70	71,94	77,78	64,18	87,29	80,95	74,10	80,72	63,81	79,66	80,53	81,06	78,69	73,62	77,75	62,46	

Indice Mg* = (100 Mg : Mg + Fe²⁺)
 - = non dosé

TABLEAU 3A - Liste des échantillons des lacs Bleu (gîte N° 1), Berry et Chance

N° analyse	Échantillon	Provenance		Type de roche
7359	87-GB-008	Terrain	Lac Bleu (gîte N° 1)	Dyke de gabbro (grain fin)
13363	87-GB-009	«	«	Webstérite à olivine
13364	87-GB-010	«	«	Webstérite à olivine
7363	87-GB-289	«	«	Péridotite minéralisée
13371	87-GB-007	«	«	Grès minéralisé
7360	87-GB-003	«	Lac Berry	Péridotite minéralisée
7361	87-GB-287	«	Lac Chance	Péridotite minéralisée

TABLEAU 3B - Analyses chimiques des roches des lac Bleu (gîte N° 1), Berry et Chance

	7359	13363	13364	7363	13371	7360	7361
	(% poids)						
SiO ₂	50,30	54,00	44,10	32,80	25,70	28,60	33,10
TiO ₂	0,79	1,72	0,43	0,20	0,43	0,14	0,07
Al ₂ O ₃	13,30	11,40	7,01	4,75	4,39	2,56	3,78
Fe ₂ O ₃	1,15	1,56	1,41	2,54	5,15	3,11	2,31
FeO	9,32	12,64	11,42	20,58	41,72	25,20	18,71
MnO	0,26	0,28	0,29	0,14	0,06	0,18	0,21
MgO	10,40	7,43	19,90	17,40	2,04	24,80	25,20
CaO	7,98	1,94	7,74	5,09	0,93	0,50	3,12
Na ₂ O	1,61	0,25	-	-	0,94	-	-
K ₂ O	0,96	0,05	0,01	-	0,48	-	-
H ₂ O+	3,42	5,41	5,17	10,60	9,37	12,40	10,90
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,06	0,32	0,01	0,01	0,06	-	0,01
Total	99,55	97,00	97,49	94,11	91,27	97,49	97,41
	(ppm)						
Sc	48	35	33	21	12	13	17
V	274	211	183	133	371	109	99
Cr	688	44	2100	1400	208	2400	1800
Co	34	-	126	312	89	254	170
Ni	197	24	693	2300	330	2100	1700
Cu	25	40	246	1900	721	454	1300
Zn	191	254	138	-	38	225	-
Ga	12	18	8	-	16	11	-
Y	21	50	7	-	29	12	-
Zr	53	250	31	-	170	7	-
Nb	6	17	3	-	27	7	-
Ba	313	13	3	-	105	5	-
	(% poids)						
S	0,60	-	-	11,70	-	9,98	4,92
	(ppb)						
Pd	-	-	-	281	-	120	210
Pt	19,0	-	-	53,0	-	82,0	114,0
Mg*	64,87	49,31	74,25	58,32	7,49	61,96	69,03

Indice Mg* = (100 Mg : Mg + Fe²⁺)

- = non dosé

TABLEAU 4A - Liste des échantillons du filon-couche inférieur, stratigraphiquement en dessous de la zone Centre

N° analyse	Échantillon	Provenance		Type de roche
8203	87-GB-063	Sondage 746-32	133'	Granophyre (toit)
8205	87-GB-067	«	179'	Gabbro à hornblende (grain fin)
8206	87-GB-069	«	181'	Gabbro à hornblende
8211	87-GB-075	«	286'	Gabbro-norite
8213	87-GB-081	«	355'	Gabbro-norite à olivine
8216	87-GB-086	«	381'	Webstérite
8217	87-GB-089	«	418'	gGbbro-norite
8221	87-GB-098	«	479'	Webstérite à olivine
8222	87-GB-104	«	526'	Webstérite à olivine
8223	87-GB-111	«	598'	Webstérite à olivine
8226	87-GB-119	«	627'	Wehrlite
8228	87-GB-131	«	798'	Wehrlite
8230	87-GB-137	«	912'	Wehrlite (base)
13356	87-GB-2,2787	Terrain		Gabbro à olivine (zone trempe)
13366	87-GB-3,2787	«		Webstérite à olivine

TABLEAU 4B - Analyses chimiques du filon-couche inférieur, stratigraphiquement en dessous de la zone Centre

	8203	8205	8206	8211	8213	8216	8217	8221	8222	8223	8226	8228	8230	13356	13366
	(% poids)														
SiO ₂	69,00	49,20	53,80	49,60	47,40	47,90	48,50	45,20	41,10	45,30	42,10	37,20	36,70	48,60	45,50
TiO ₂	0,46	1,45	1,82	0,61	0,31	0,37	0,26	0,27	0,31	0,27	0,14	0,14	0,13	0,42	0,39
Al ₂ O ₃	13,60	11,50	11,60	15,00	9,47	6,40	15,40	6,53	4,93	6,38	5,70	3,83	3,00	14,20	7,45
Fe ₂ O ₃	1,71	3,80	3,00	2,34	1,60	2,20	1,49	1,44	8,06	2,60	3,78	6,96	8,30	0,86	1,42
FeO	5,36	13,90	12,30	7,51	10,20	10,60	5,22	5,78	8,04	5,55	6,52	4,14	3,90	7,00	11,50
MnO	0,07	0,26	0,22	0,19	0,23	0,25	0,17	0,12	0,15	0,12	0,13	0,17	0,18	0,19	0,25
MgO	1,19	4,54	4,12	8,43	17,80	19,60	10,30	26,60	26,10	26,00	29,80	33,00	33,70	10,50	18,40
CaO	1,57	10,20	7,23	10,30	7,97	9,00	12,30	6,97	5,18	7,06	4,24	2,75	2,52	9,81	8,92
Na ₂ O	4,56	2,54	4,06	2,52	0,79	-	1,65	-	-	-	-	-	-	1,43	0,30
K ₂ O	1,87	0,51	0,76	0,35	0,33	0,03	0,39	-	-	-	0,01	0,07	0,04	1,79	0,08
H ₂ O+	1,14	1,15	1,02	2,58	4,30	4,22	2,77	6,68	6,63	6,48	8,46	12,00	12,20	3,07	4,28
H ₂ O-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,10	0,04	0,01	0,01	-	0,01	0,03	0,02	-	0,02	0,02	0,04	0,03
Total	100,58	99,13	100,03	99,47	100,41	100,58	98,45	99,60	100,53	99,78	100,88	100,28	100,69	97,91	98,52
	(ppm)														
Sc	11	58	65	50	35	45	46	31	24	29	22	16	15	44	37
V	71	794	754	262	161	210	157	136	118	129	83	65	64	206	218
Cr	108	10	20	306	919	1200	761	2000	3300	2800	3500	4200	4100	941	1600
Co	15	43	42	41	66	72	35	79	106	103	111	118	128	42	77
Ni	7	24	19	109	477	435	139	1100	1300	1300	1300	1600	1500	187	497
Cu	15	27	44	62	91	9	18	25	2	379	19	16	103	23	50
Zn	44	67	65	110	96	98	67	39	68	41	70	65	72	72	94
Ga	16	19	13	12	6	3	5	-	-	-	-	-	-	13	9
Y	14	30	31	15	11	13	8	4	7	4	5	6	6	12	10
Zr	170	64	72	36	15	20	22	15	15	11	8	10	9	36	28
Nb	10	8	7	4	5	6	3	5	5	4	6	5	5	3	4
Ba	195	28	60	63	51	3	95	3	6	2	4	22	21	555	6
	(% poids)														
S	-	0,02	0,04	0,04	0,01	-	0,01	0,05	0,06	0,11	0,07	0,02	0,14	-	-
	(ppb)														
Pd	104	52	58	86	31	37	58	104	93	188	90	136	138	-	-
Pt	-	-	-	-	17,0	12,0	-	18,0	-	9,0	25,0	15,0	17,0	-	-
Mg*	24,75	33,15	34,08	62,54	73,90	74,44	74,85	87,63	77,87	86,53	85,59	87,22	86,66	71,29	72,58

Indice Mg* = (100 Mg : Mg + Fe²⁺)
 - = non dosé

TABLEAU 5A - Liste des échantillons de basaltes⁽¹⁾

N° analyse	Échantillon	Provenance		Type de roche
7357	87-GB-002	Terrain	Lac Berry	Basalte massif
8231	87-GB-001	«	Lac Berry	Basalte en coussins
7358	87-GB-004	«	Zone Pogo	Basalte massif
13352	87-GB-11,2787	«	Zone Centre	Basalte massif

⁽¹⁾ La liste des échantillons de zone de trempe et de gabbro à grain fin est donnée dans les tableaux 1A, 2A, 3A et 4A

TABLEAU 5B - Analyses chimiques des basaltes, zones de trempe et gabbros à grain fin

	Basalte 7357	Basalte 8231	Basalte 7358	Basalte 13352	Gabbro 7359	Trempe 8201	Trempe 8313	Trempe 8312	Gabbro 13357	Gabbro 13358	Gabbro 8205	Gabbro 8304	Trempe 13356	Gabbro 13355
	(% poids)													
SiO ₂	49,90	50,90	47,30	50,30	50,30	49,00	48,00	48,10	50,30	50,50	49,20	48,90	48,60	48,40
TiO ₂	0,83	0,88	0,69	0,82	0,79	0,61	0,58	0,61	0,73	0,76	1,45	0,69	0,42	0,83
Al ₂ O ₃	13,70	14,20	12,00	14,30	13,30	12,60	11,20	11,20	13,00	14,10	11,50	13,70	14,20	14,70
Fe ₂ O ₃	2,89	2,83	2,96	1,13	1,15	2,69	2,59	3,50	1,09	1,10	3,80	10,30	0,86	1,13
FeO	8,61	8,57	8,74	9,15	9,32	9,61	9,51	10,20	8,83	8,91	13,90	-	7,00	9,15
MnO	0,18	0,20	0,18	0,17	0,26	0,21	0,25	0,29	0,18	0,19	0,26	0,23	0,19	0,17
MgO	7,58	7,52	10,70	8,93	10,40	11,20	15,20	13,20	8,88	7,87	4,54	10,50	10,50	8,46
CaO	10,00	8,70	10,20	9,63	7,98	6,30	8,23	6,84	12,40	9,31	10,20	6,48	9,81	10,80
Na ₂ O	1,80	3,39	1,49	1,90	1,61	2,59	0,90	0,64	1,27	3,43	2,54	1,91	1,43	1,15
K ₂ O	0,62	0,10	0,07	0,06	0,96	1,59	1,30	0,64	0,14	0,09	0,51	0,40	1,79	0,06
H ₂ O+	2,45	2,14	4,52	3,10	3,42	2,82	3,38	3,65	2,42	2,26	1,15	5,71	3,07	3,22
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,04	0,07	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05	0,06	0,08	0,03	0,04	0,06
Total	98,62	99,50	98,89	99,56	99,55	99,26	101,17	98,91	99,29	98,58	99,13	97,92	97,90	98,13
S	0,03	0,15	0,12	-	0,60	-	0,01	-	-	-	0,02	0,94	-	-
	(ppm)													
Li	38	29	19	17	25	49	56	47	13	8	9	-	34	14
Rb	17	-	-	3	23	100	50	33	6	4	14	-	51	4
Sr	78	75	100	67	200	89	44	48	130	120	120	-	190	190
Y	19	21	13	20	21	15	20	22	19	18	30	13	12	18
Zr	51	49	44	54	53	48	36	20	52	56	64	10	36	56
Nb	7	5	5	4	6	4	7	6	4	4	8	4	3	3
Cs	0,21	0,37	-	0,28	0,43	8,20	2,60	3,00	-	0,36	1,40	0,43	1,10	0,41
Ba	219	33	12	21	313	119	340	39	28	23	28	3	555	19
Hf	1,30	1,40	0,93	1,20	1,10	1,20	0,90	0,90	1,10	1,20	1,80	0,82	0,74	1,30
Ta	1,10	0,17	0,45	0,13	0,51	0,37	0,30	1,50	0,41	0,22	0,29	0,16	0,15	0,20
Th	0,52	-	0,35	0,45	0,35	1,40	-	0,30	0,28	0,52	0,49	-	0,33	0,47
La	3,20	2,20	2,40	2,40	5,20	8,70	3,00	3,00	2,10	2,80	4,20	1,70	1,40	2,70
Ce	7,70	6,80	5,90	6,80	11,00	18,00	7,00	7,00	5,80	7,70	12,00	4,80	3,80	7,30
Nd	6,60	3,50	4,50	3,40	6,00	11,00	4,00	7,00	5,20	6,40	7,30	4,90	3,00	6,10
Sm	2,20	1,80	1,70	1,90	2,10	2,00	1,50	1,40	1,60	1,80	2,40	1,30	0,99	1,80
Eu	0,74	0,63	0,54	0,75	0,73	0,65	0,75	0,50	0,76	0,78	1,00	0,91	0,48	0,77
Tb	0,44	0,53	0,37	0,63	0,37	0,40	0,30	0,30	0,38	0,55	0,74	0,44	0,39	0,35
Tm	0,78	0,70	0,58	0,70	0,77	0,59	0,70	0,90	0,52	0,56	0,92	0,80	0,41	0,73
Yb	2,10	2,10	1,70	1,80	1,90	1,70	1,50	1,40	1,90	1,80	2,50	1,40	1,40	1,80
Lu	0,25	0,31	0,21	0,26	0,25	0,24	0,18	0,21	0,23	0,28	0,38	0,20	0,19	0,27

TABLEAU 5B - Analyses chimique des basaltes, zones de trempe et gabbros à grain fin (suite)

	Basalte 7357	Basalte 8231	Basalte 7358	Basalte 13352	Gabbro 7359	Trempe 8201	Trempe 8313	Trempe 8312	Gabbro 13357	Gabbro 13358	Gabbro 8205	Gabbro 8304	Trempe 13356	Gabbro 13355
Sc	48,00	48,00	43,00	48,00	48,00	40,00	38,00	39,00	46,00	48,00	58	55	44	49
V	290	315	246	324	274	219	215	220	299	300	794	324	206	324
Cr	239	214	828	333	688	812	1200	1000	501	264	10	649	941	294
Co	41	33	54	32	34	50	68	58	154	41	43	55	42	41
Ni	81	82	248	91	197	257	415	334	132	108	24	112	187	101
Cu	1	46	98	96	25	91	135	22	72	69	27	53	23	118
Zn	89	100	77	112	191	121	128	55	87	90	67	45	72	81
Ga	14	15	8	16	12	13	16	4	16	14	19	15	13	16
							(ppb)							
Pd	105	254	69	11	-	43	52	38	10	9	52	31	-	-
Pt	36,0	33,0	35,0	19,0	19,0	23,0	9,5	8,0	10,0	15,0	-	-	-	-
Mg*	56,38	56,37	64,22	61,76	64,87	63,81	70,83	65,43	62,46	59,38	33,15	73,81	71,29	60,47
La/Ce	0,416	0,324	0,407	0,353	0,473	0,483	0,429	0,429	0,362	0,364	0,350	0,354	0,368	0,370

La liste des échantillons de zone de trempe et de gabbro à grain fin est donnée dans les tableaux 1A, 2A, 3A et 4A. Celle des basaltes (7357, 8231, 7358 et 13352) est donnée au tableau 5A.

Indice Mg* = (100 Mg : Mg + Fe²⁺)
 - = non dosé

TABLEAU 5C -Analyses chimiques des basaltes, zones de trempe et gabbros à grain fin . Normes moléculaires (totaux 100%).

Analyse	Type de roche	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di	Hy	OI	Q
7357	Basalte	0,13	1,22	3,18	3,86	17,02	28,93	18,32	23,88	0,00	3,46
8231	Basalte	0,15	1,26	3,04	0,61	31,28	23,88	16,01	23,02	0,75	0,00
7358	Basalte	0,09	1,02	3,29	0,44	14,32	27,49	20,84	32,48	0,00	0,12
13352	Basalte	0,15	1,19	1,23	0,37	17,73	31,51	14,14	31,57	0,00	2,11
7359	Gabbro	0,13	1,14	1,25	5,89	15,02	27,26	10,78	37,90	0,00	0,63
8201	Trempe	0,09	0,87	2,89	9,65	23,89	18,56	10,63	15,76	17,66	0,00
8313	Trempe	0,06	0,82	2,74	7,77	8,18	22,96	14,54	28,02	14,91	0,00
8312	Trempe	0,09	0,90	3,86	3,99	6,07	27,24	6,65	48,85	0,00	2,35
13357	Gabbro	0,11	1,06	1,19	0,86	11,87	30,56	26,50	24,95	0,00	2,90
13358	Gabbro	0,13	1,09	1,19	0,55	31,77	23,54	18,97	14,24	8,52	0,00
8205	Gabbro	0,18	2,14	4,21	3,19	24,17	19,58	26,80	18,19	0,00	1,54
8304	Gabbro	0,07	1,02	1,14	2,50	18,16	29,25	3,66	43,72	0,48	0,00
13356	Trempe	0,09	0,61	0,94	11,02	13,39	28,19	17,82	16,67	11,27	0,00
13355	Gabbro	0,13	1,23	1,26	0,38	10,98	36,98	15,67	30,30	0,00	3,07

Ap = apatite;
Or = orthose;
Di = diopside;

Il = ilménite;
Ab = albite;
Hy = hypersthène;

Mt = magnétite;
An = anorthite;
Ol = Olivine;

Q = quartz

Annexe B

Analyses à la microsonde

Une partie des analyses a été réalisée sur la microsonde CAMECA CAMEBAX MB-1 automatisée de l'université McGill. Les conditions analytiques, méthodes et calibrations sont décrites dans le rapport de Beaudoin et Laurent (1989). Les analyses de vérification et les

analyses complémentaires ont été exécutées dans les laboratoires CNRS-BRGM à Orléans au moyen d'une microsonde automatisée également de marque CAMECA CAMEBAX. Pour détails et conditions analytiques voir Beaudoin *et al.* (1990).

TABLEAU 6 - Composition de la tégamite* (% poids)

	Mesures dans le même grain												Moyenne
Pd	33,93	33,77	34,02	33,93	33,28	33,03	33,92	33,19	32,75	32,94	32,42	33,32	33,38
Ni	1,77	1,96	1,89	1,77	0,94	0,96	0,76	0,82	0,90	0,86	0,89	0,82	1,20
Hg	21,51	21,51	21,14	21,51	20,13	20,95	19,40	18,50	20,51	21,18	20,56	21,29	20,68
Te	41,80	41,80	41,73	41,80	42,89	42,55	41,49	41,45	42,81	43,36	43,47	42,68	42,32
Sb	0,39	0,30	0,28	0,39	0,23	0,15	0,45	0,40	0,34	0,13	0,32	0,22	0,30
Bi	0,68	0,63	0,61	0,68	0,98	0,66	3,59	4,83	0,71	0,58	0,34	0,25	1,21
Pt	-	-	-	0,06	0,39	0,37	0,12	0,35	0,38	0,11	0,07	0,30	0,24
Ir	-	-	-	n.d.	0,23	0,07	0,25	0,29	0,32	0,13	0,15	n.d.	0,21
Cu	-	-	-	n.d.	0,39	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,09	n.d.	0,34	0,21
Fe	-	-	-	n.d.	1,08	1,20	0,40	0,86	1,47	1,01	1,19	1,08	1,04
Total	100,08	99,97	99,67	100,13	100,54	99,93	100,37	100,69	100,18	100,40	100,43	100,39	

* associée avec kotulskite

n.d. = non détecté

TABLEAU 7 - Composition de la kotulskite* (% poids)

	Mesures dans le même grain			Moyenne
Pd	37,31	36,32	32,17	35,27
Pt	-	1,07	0,49	0,78
Ir	-	n.d.	n.d.	-
Ni	0,17	n.d.	n.d.	-
Hg	1,59	n.d.	n.d.	-
Te	26,07	24,67	21,42	24,05
Bi	31,05	31,64	27,87	30,19
Sb	2,58	2,08	1,76	2,14
Fe	-	3,49	9,64	6,57
S	-	1,63	6,55	4,09
Total	98,79	100,90	99,91	

* associée avec tégamite

n.d. = non détecté

TABLEAU 8 - Composition de la michénérîte* (% poids)

	Mesures dans le même grain			Moyenne
Pd	23,61	21,73	20,65	22,51
Pt	1,65	1,03	0,80	1,08
Ni	n.d.	0,35	0,51	0,32
Cu	n.d.	0,21	0,30	0,28
Pb	0,14	6,08	9,46	-
Sn	n.d.	0,26	0,21	0,24
Bi	41,13	35,03	31,23	36,84
Te	31,83	31,26	31,77	31,85
Sb	1,50	3,37	3,91	2,66
S	0,47	0,38	0,59	0,48
Total	100,33	99,70	99,46	99,72

* en intercroissance avec altaïte et PGM-1. Les valeurs en Pb sont probablement dues à des effets de fluorescence de l'altaïte associée.

n.d. = non détecté

TABLEAU 9 - Composition de l'altaïte* (% poids)

	Mesures sur des grains individuels			Moyenne
Pd	0,06	0,08	0,23	0,12
Pt	n.d.	0,66	0,38	0,40
Bi	n.d.	n.d.	0,39	-
Te	36,31	36,37	35,60	36,21
Sb	0,25	0,36	0,37	0,39
Pb	60,57	59,93	60,51	60,62
S	0,84	1,01	0,94	0,80
Total	98,02	98,41	98,42	98,59

* en intercroissance avec PGM-1 et michénérîte

n.d. = non détecté

TABLEAU 10 - Composition de PGM-1* (% poids)

	Mesures sur des grains individuels					Moyenne
Pd	36,10	35,11	32,69	34,22	35,27	34,68
Pt	0,46	0,19	0,25	0,71	0,64	0,45
Ir	0,20	n.d.	0,22	0,43	n.d.	0,28
Fe	3,32	4,87	6,36	4,01	3,01	4,31
Ni	3,27	3,01	2,68	2,50	2,53	2,80
Pb	1,78	1,14	0,60	0,90	2,15	1,30
Sn	2,00	1,93	1,83	1,86	2,04	1,92
Hg	0,17	0,19	0,11	0,10	n.d.	0,14
Bi	11,89	12,09	13,96	14,39	15,43	13,55
Te	15,40	15,52	17,23	16,96	16,77	16,38
Sb	24,51	23,71	20,12	21,99	21,00	22,27
As	0,75	1,79	0,79	0,99	n.d.	1,08
S	0,52	1,40	2,30	0,98	0,32	1,10
Total	100,37	100,93	99,12	100,14	99,15	

* en intercroissance avec altaïte et michenérite. Les valeurs en Pb sont probablement dues à des effets de fluorescence de l'altaïte
n.d. = non détecté

TABLEAU 11 - Composition de la sudburyite (% poids)

N*	Mesures sur différents grains												Moyenne
	2	1	2	7	2	7	1	1	3	7	1	2	
Pd	39,30	42,94	43,26	41,03	41,67	40,67	41,63	39,38	40,83	41,89	40,34	40,56	41,17
Pt	-	-	-	0,31	0,24	0,98	0,16	0,27	0,41	0,43	n.d.	0,63	0,51
Ir	-	-	-	0,56	0,11	0,35	n.d.	0,12	0,23	0,47	0,51	0,65	0,42
Ni	6,39	5,69	5,33	2,69	2,61	2,74	2,39	2,65	2,62	2,14	2,99	2,48	3,00
Fe	-	-	-	0,35	0,08	0,55	1,62	1,20	0,61	0,72	0,57	0,14	0,55
Cu	-	-	-	0,11	0,17	0,17	0,67	0,89	0,20	0,18	n.d.	0,09	0,20
Hg	1,23	1,77	1,94	n.d.	0,10	0,11	n.d.	n.d.	0,31	n.d.	0,31	1,28	0,50
Sb	46,24	50,37	50,28	54,06	52,83	53,24	52,97	54,16	52,74	53,57	53,51	52,27	52,74
Bi	3,17	1,17	1,03	0,75	1,56	0,91	0,76	0,35	1,01	0,89	1,01	1,17	1,06
Te	3,17	n.d.	n.d.	0,04	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	0,92	0,04	1,18	1,31	0,51
As	-	-	-	0,33	0,42	0,14	0,21	n.d.	0,55	0,13	0,25	n.d.	0,24
Total	99,50	101,64	101,84	100,23	99,93	99,86	100,63	99,58	100,43	100,46	100,67	100,58	

* N = Nombre d'analyses par grain, n.d. = non détecté

Fe, Cu, S et éventuellement As sont probablement dus à des effets de fluorescence des sulfures de la matrice. Les valeurs pour Pt et Ir ne constituent qu'une estimation car la précision pour ces deux éléments traces n'est pas connue.

TABLEAU 12 - Composition de la pyrrhotite du gîte N° 1 du lac Bleu (% poids)

N° d'analyse	S	As	Te	Fe	Cu	Ni	Co	Ag	Total
49	39,89	0,07	0,07	60,64	0,04	0,29	0,15	0,00	101,15
50	39,60	0,06	0,08	60,61	0,05	0,34	0,12	0,27	101,13
51	39,48	0,06	0,15	59,83	0,00	0,29	0,00	0,00	99,81
52	39,28	0,06	0,08	60,48	0,02	0,50	0,10	0,07	100,59
53	39,71	0,00	0,04	59,27	0,14	0,39	0,00	0,01	99,56
57	39,23	0,10	0,13	59,82	0,06	0,34	0,01	0,35	100,04
58	39,41	0,03	0,06	59,93	0,06	0,30	0,15	0,27	100,21
59	38,47	0,00	0,00	59,38	0,09	0,31	0,07	0,22	98,54
60	38,76	0,00	0,07	60,26	0,10	0,42	0,16	0,01	99,78

Note: ces analyses proviennent de différents grains dans le même échantillon N° 87-GB-289

TABLEAU 13 - Composition des sulfures de l'indice du lac Berry (% poids)

N° d'analyse	S	As	Te	Fe	Cu	Ni	Co	Ag	Total
Pyrrhotite (altérée)									
27	43,84	0,02	0,04	51,99	0,09	0,23	0,06	0,00	96,27
37	40,98	0,01	0,07	55,88	0,04	0,23	0,16	0,18	97,55
Chalcopyrite									
32	36,21	0,04	0,00	30,03	33,75	0,03	0,00	0,15	100,21
35	36,52	0,00	0,07	30,05	33,99	0,07	0,14	0,22	101,06
36	36,02	0,00	0,00	29,79	33,84	0,06	0,07	0,00	99,78
39	35,85	0,03	0,06	30,87	33,73	0,03	0,02	0,06	100,65
Pyrite (poreuse)									
40	52,49	0,00	0,00	44,36	0,03	0,35	0,09	0,06	97,38
Pentlandite (partiellement altérée en violarite)									
44	41,25	0,00	0,10	27,48	0,04	20,69	7,42	0,20	97,18
45	40,78	0,00	0,28	23,71	0,12	23,81	6,70	0,09	95,49
46	39,39	0,00	0,21	23,47	0,06	25,52	7,57	0,16	96,38
47	40,55	0,00	0,12	24,92	0,11	24,92	7,45	0,05	98,12

Note: ces analyses proviennent de différents grains dans le même échantillon N° 87-GB-003

TABLEAU 14 - Composition des sulfures de l'indice du lac Chance (% poids)

N° d'analyse	S	As	Te	Fe	Cu	Ni	Co	Ag	Total
A, Sulfures massifs (87-GB-288)									
Pyrrhotite									
1	40,40	0,02	0,08	59,29	0,10	0,27	0,14	0,10	100,40
4	39,74	0,14	0,00	58,72	0,08	0,18	0,00	0,07	98,93
6	40,13	0,11	0,04	58,42	0,00	0,26	0,20	0,04	99,20
7	40,30	0,07	0,04	58,37	0,00	0,32	0,11	0,02	99,23
10	40,15	0,10	0,02	58,65	0,00	0,26	0,04	0,07	99,29
11	40,25	0,09	0,01	58,72	0,00	0,23	0,07	0,14	99,51
14	40,55	0,07	0,01	58,82	0,02	0,17	0,10	0,25	99,99
15	39,91	0,09	0,06	58,92	0,02	0,32	0,00	0,09	99,41
70	40,73	0,01	0,08	59,17	0,00	0,30	0,17	0,00	100,46
71	40,13	0,10	0,05	59,64	0,13	0,24	0,11	0,07	100,47
Chalcopyrite									
2	35,65	0,03	0,10	29,77	33,97	0,00	0,05	0,15	99,72
3	35,87	0,10	0,04	30,24	34,61	0,07	0,07	0,14	101,14
5	35,43	0,11	0,02	30,09	34,01	0,04	0,00	0,03	99,73
8	35,64	0,14	0,08	29,68	33,63	0,00	0,05	0,16	99,38
17	35,69	0,03	0,00	29,50	34,76	0,03	0,07	0,00	100,08
18	35,83	0,12	0,00	28,93	34,73	0,01	0,04	0,00	99,66
75	35,16	0,11	0,07	30,21	34,25	0,21	0,21	0,16	100,38
76	35,16	0,00	0,00	29,95	34,09	0,16	0,12	0,00	99,48
Pyrite (secondaire)									
72	53,00	0,10	0,04	43,72	0,10	0,55	0,03	0,19	97,73
B, Sulfures disséminés (87-GB-287)									
Chalcopyrite									
65	35,08	0,06	0,03	29,92	34,64	0,03	0,05	0,32	100,13
66	35,50	0,03	0,05	29,76	35,10	0,00	0,07	0,00	100,51
Pyrite (secondaire)									
67	44,68	0,00	0,05	48,14	0,09	1,39	1,25	0,04	95,64

Annexe C

Diagrammes montrant la distribution d'éléments majeurs et mineurs pour les filons-couches médian et inférieur

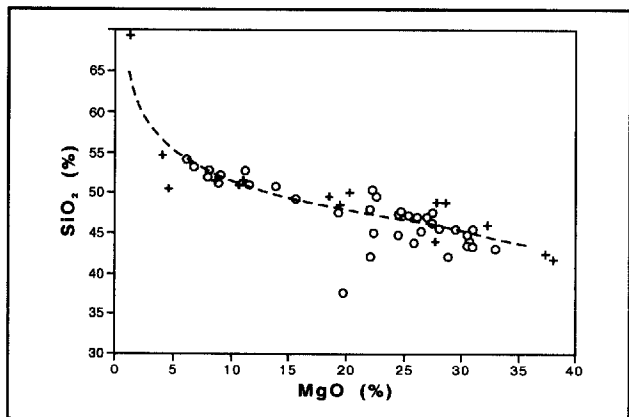


FIGURE 4 : SiO_2 c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o). Pour cette figure et pour celles qui suivent, à moins d'indication contraire, la ligne en traits interrompus indique la tendance générale pour l'ensemble des points.

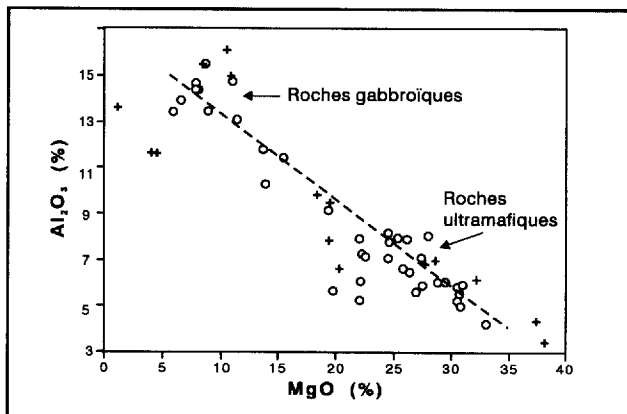


FIGURE 5 : Al_2O_3 c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

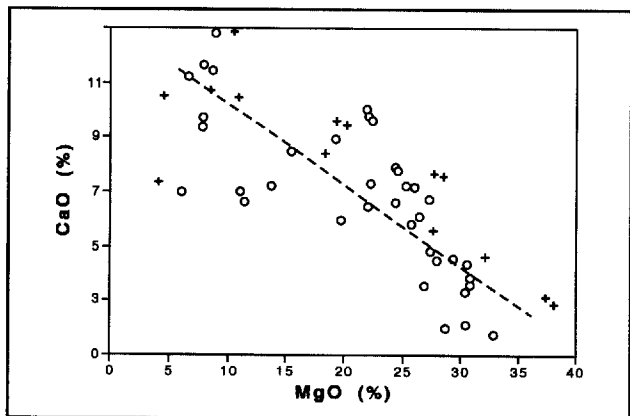


FIGURE 6 : CaO c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

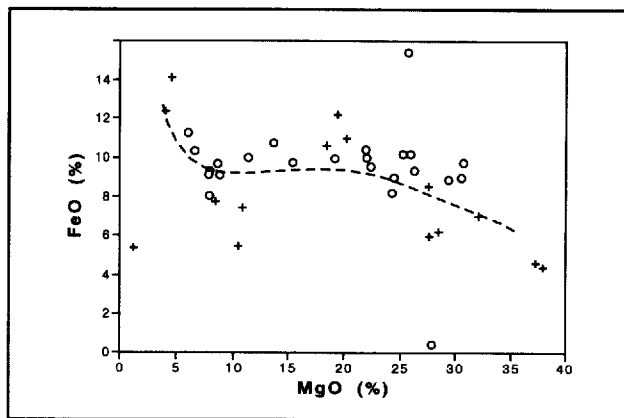


FIGURE 7 : FeO c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

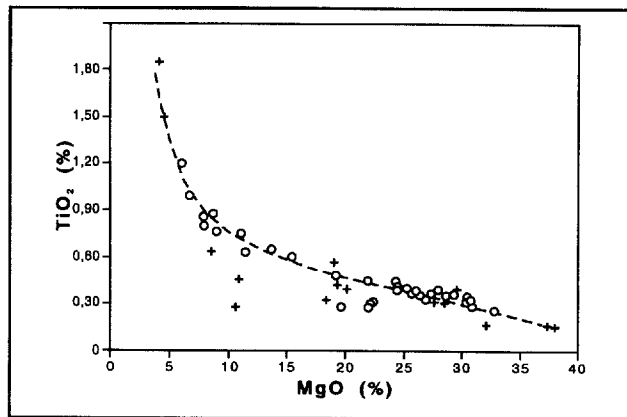


FIGURE 8 : TiO_2 c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

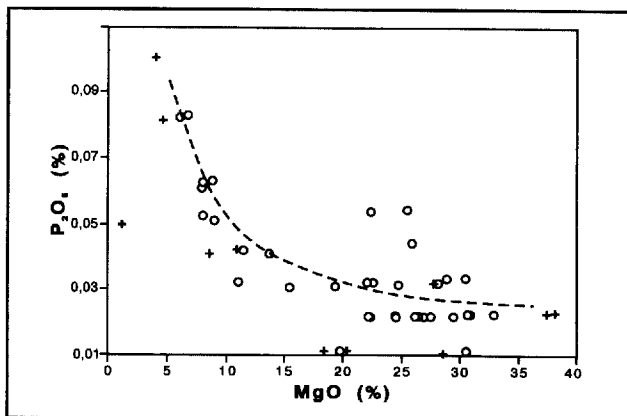


FIGURE 9 : P_2O_5 c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

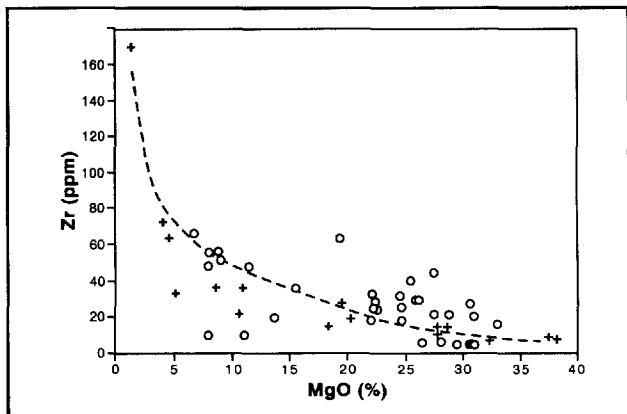


FIGURE 10 : Zr (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

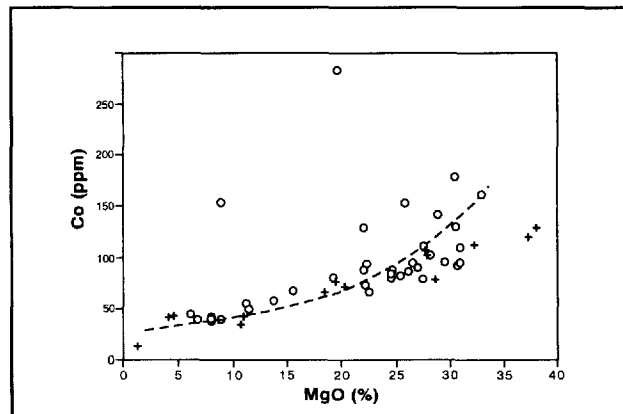


FIGURE 13 : Co (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

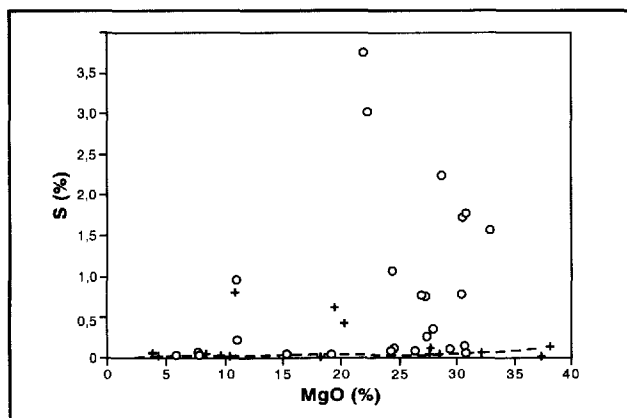


FIGURE 11 : S c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o). La ligne en traits interrompus indique la tendance générale pour le filon-couche inférieur.

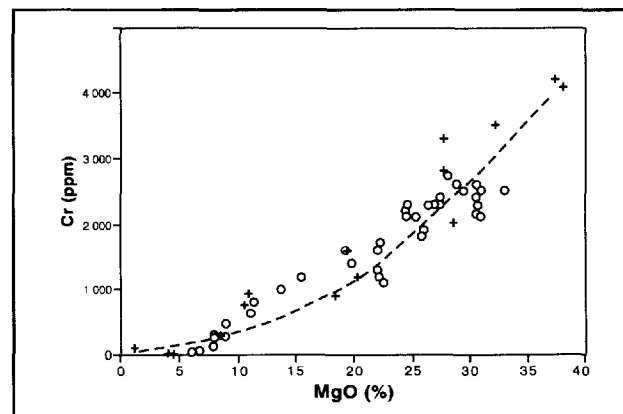


FIGURE 14 : Cr (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

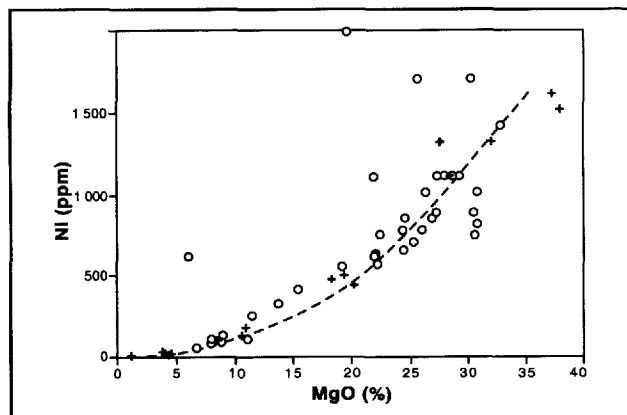


FIGURE 12 : Ni (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

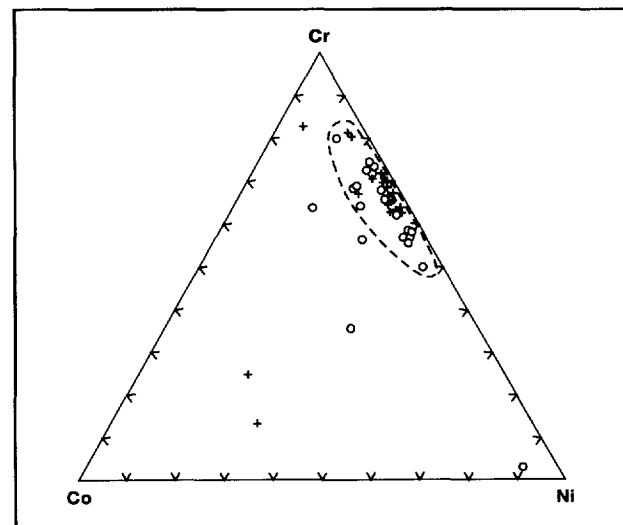


FIGURE 15 : Diagramme triangulaire Cr - Co - Ni pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o). La ligne en traits interrompus regroupe la majorité des points pour les deux filons-couches.

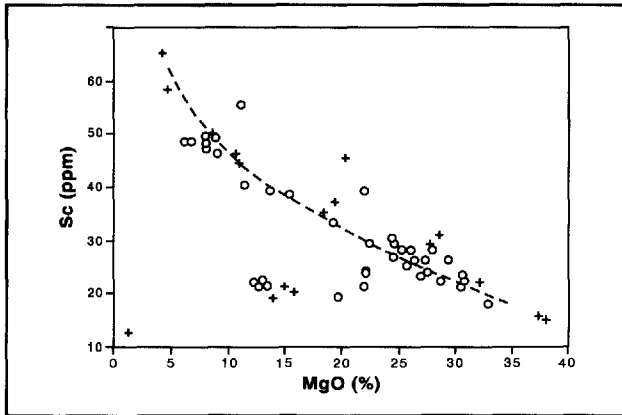


FIGURE 16 : Sc (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

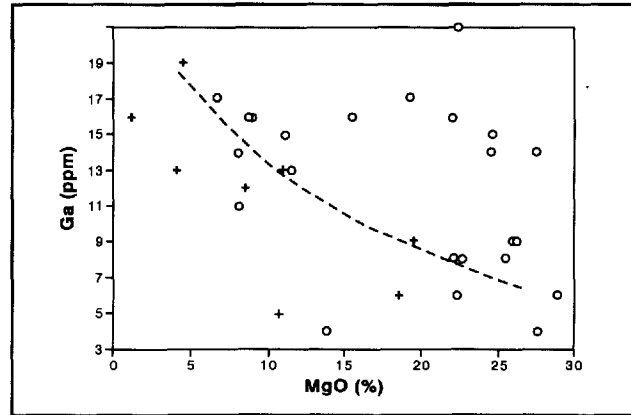


FIGURE 19 : Ga (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

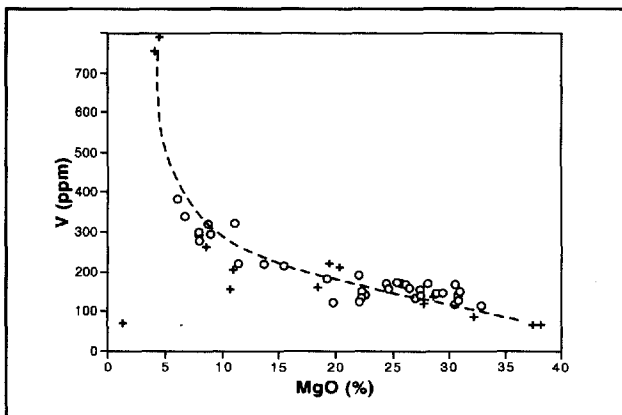


FIGURE 17 : V (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

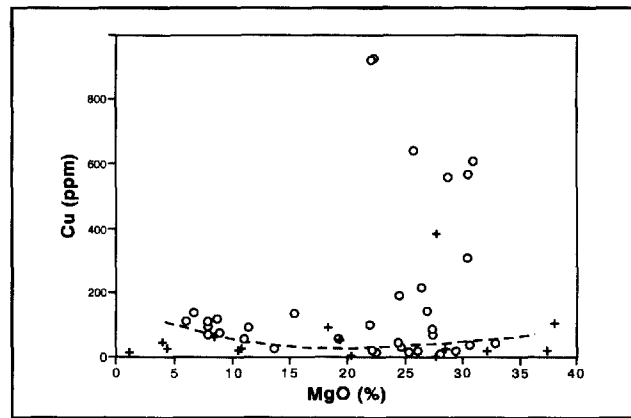


FIGURE 20 : Cu (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o). La ligne en traits interrompus indique la tendance générale pour le filon-couche inférieur.

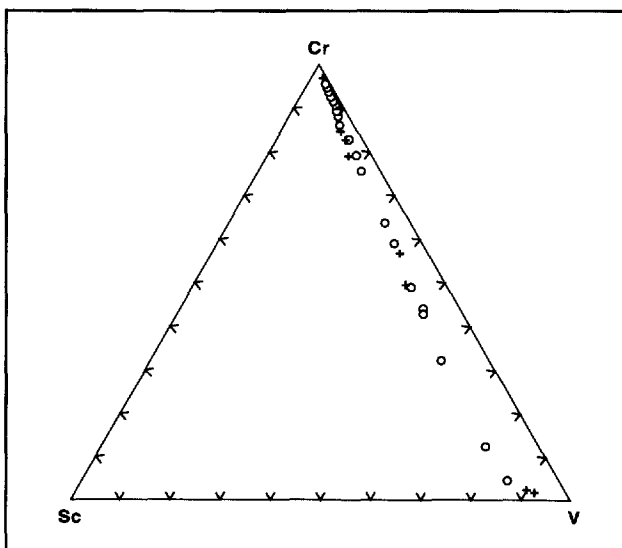


FIGURE 18 : Diagramme triangulaire Cr - Sc - V pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

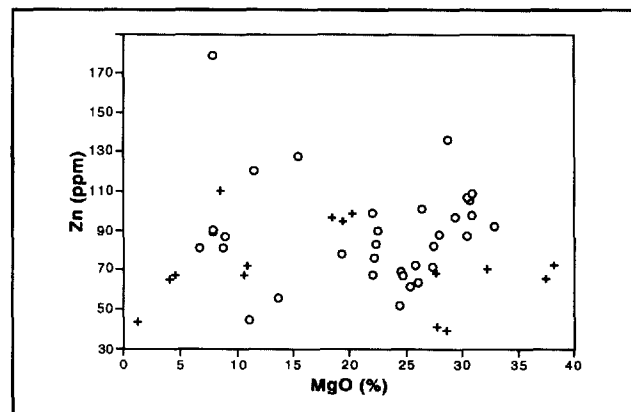


FIGURE 21 : Zn (en ppm) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

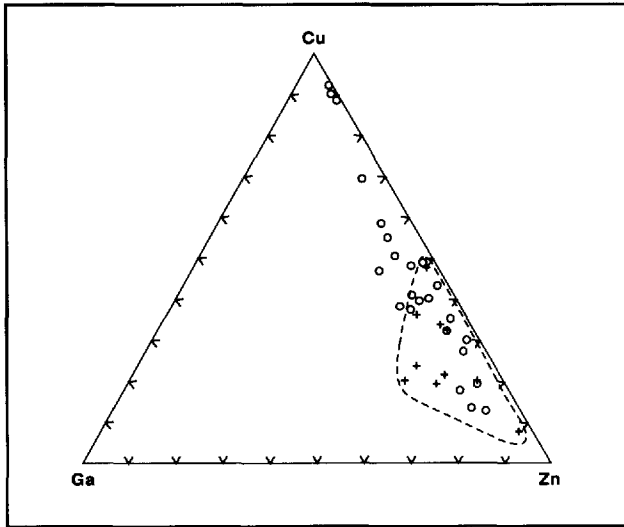


FIGURE 22 : Diagramme triangulaire Cu - Ga - Zn pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o). La ligne en traits interrompus regroupe les points figuratifs du filon-couche inférieur.

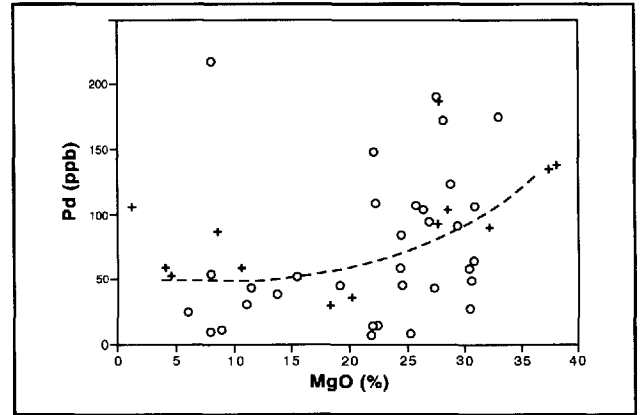


FIGURE 24 : Pd (en ppb) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

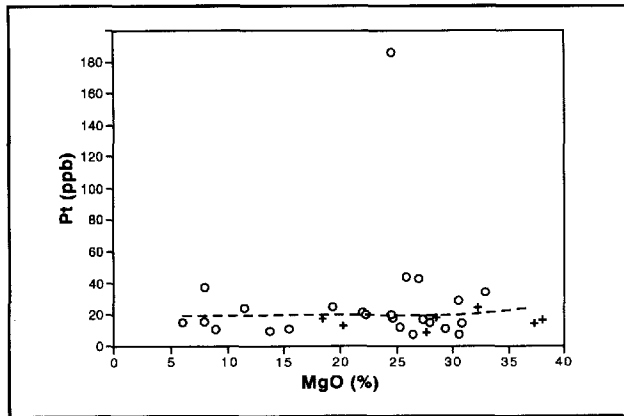


FIGURE 23 : Pt (en ppb) c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

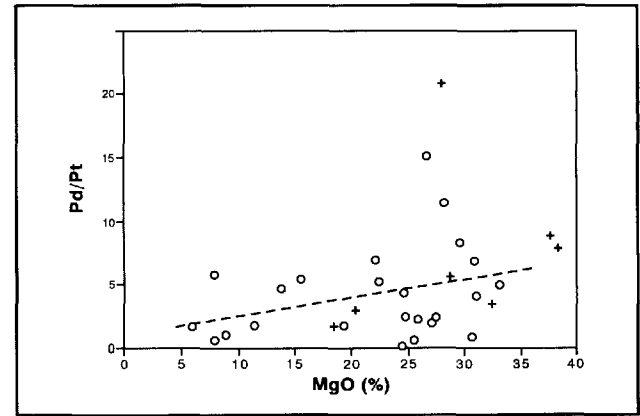


FIGURE 25 : Pd/Pt c. MgO (en % poids) pour les filons-couches inférieur (+) et médian (o).

Annexe D

Diagrammes montrant la distribution d'éléments majeurs et mineurs pour les basaltes de la Formation de Willbob, les zones de trempe et les gabbros à grain fin.

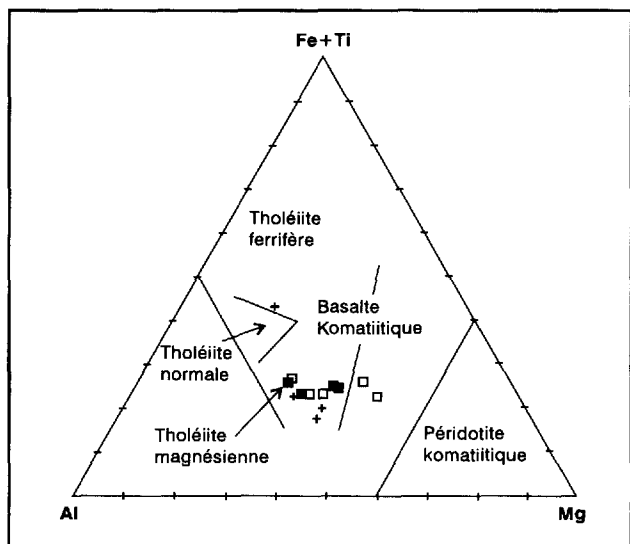


FIGURE 26 : Diagramme triangulaire Mg - (Fe + Ti) - Al pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■). Définition des champs de composition selon la classification de Viljoen *et al.* (1982).

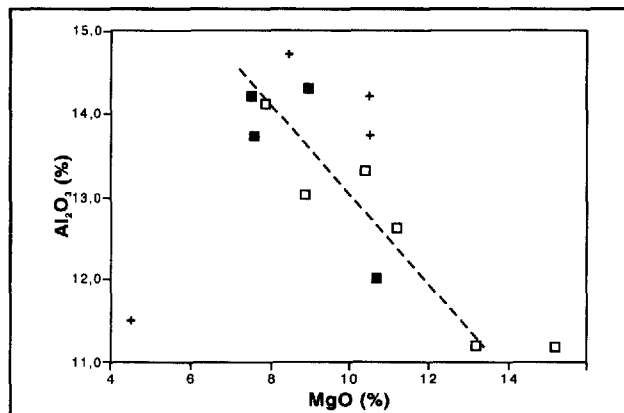


FIGURE 28 : Al_2O_3 c. MgO (en % poids) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

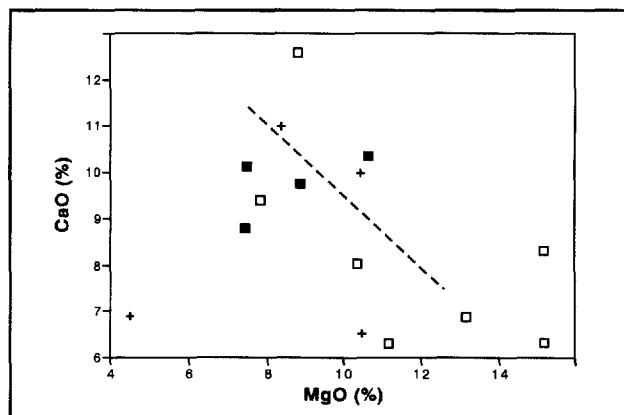


FIGURE 29 : CaO c. MgO (en % poids) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

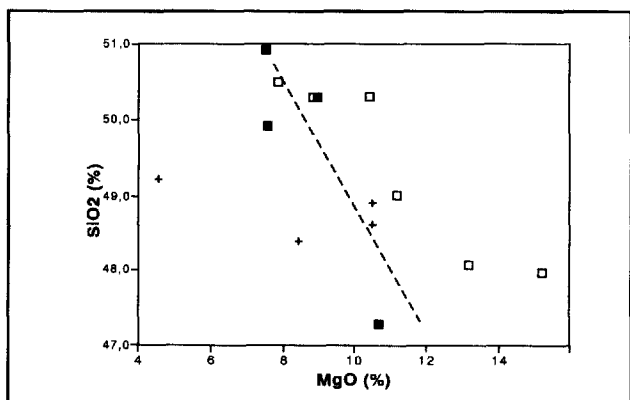


FIGURE 27 : SiO_2 c. MgO (en % poids) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

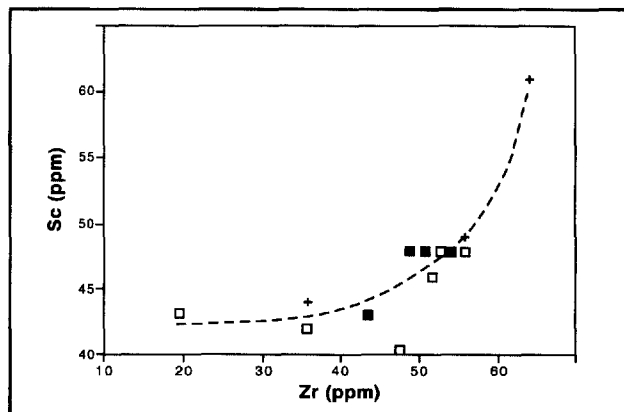


FIGURE 30 : Sc c. Zr (en ppm) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

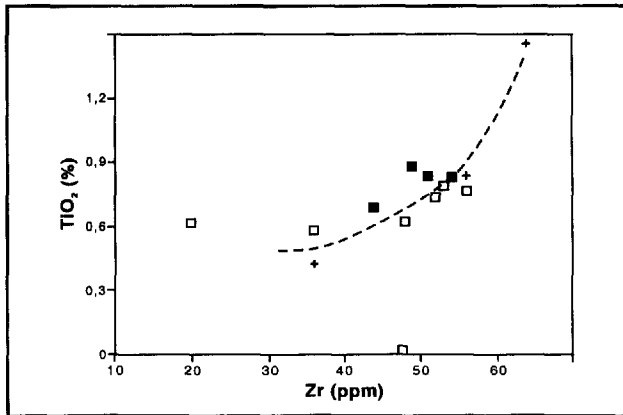


FIGURE 31 : TiO_2 (en % poids) c. Zr (en ppm) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

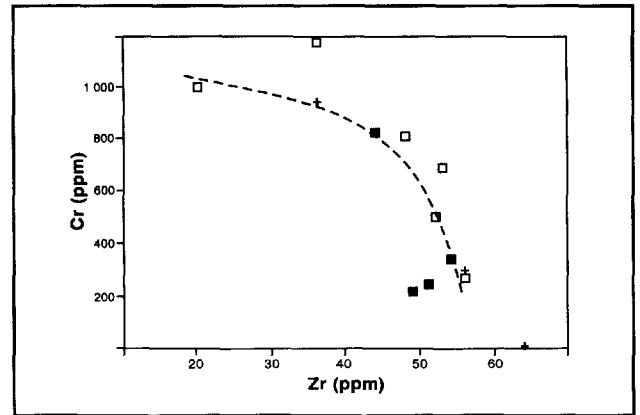


FIGURE 34 : Cr c. Zr (en ppm) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

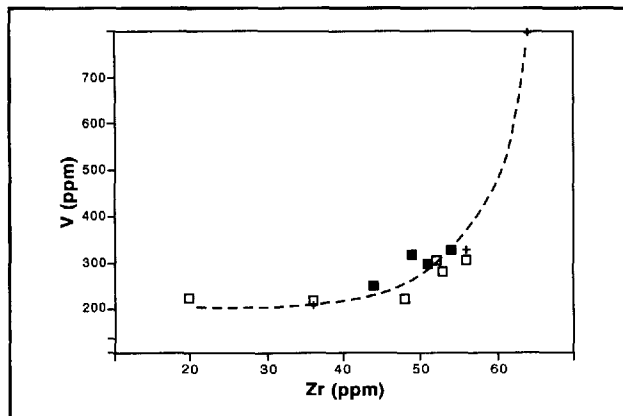


FIGURE 32 : V c. Zr (en ppm) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

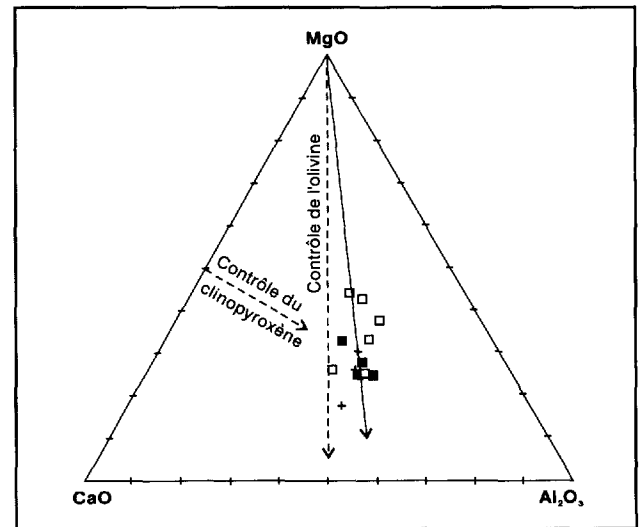


FIGURE 35 : Diagramme triangulaire Al_2O_3 - MgO - CaO pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

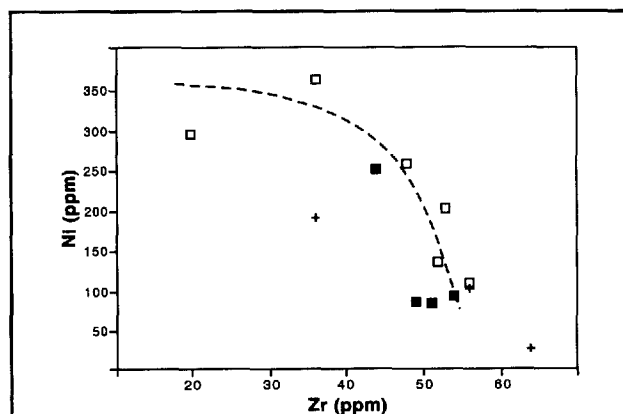


FIGURE 33 : Ni c. Zr (en ppm) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

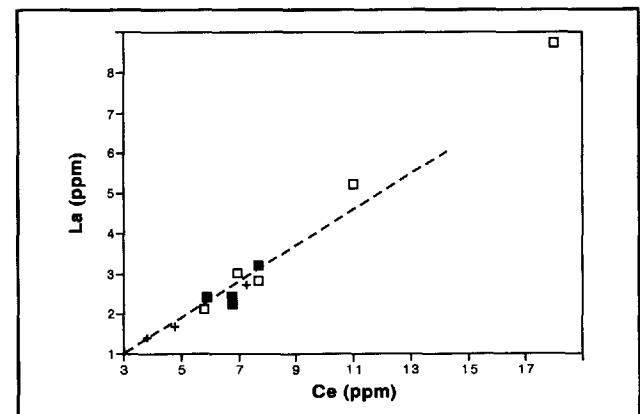


FIGURE 36 : La c. Ce (en ppm) pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■).

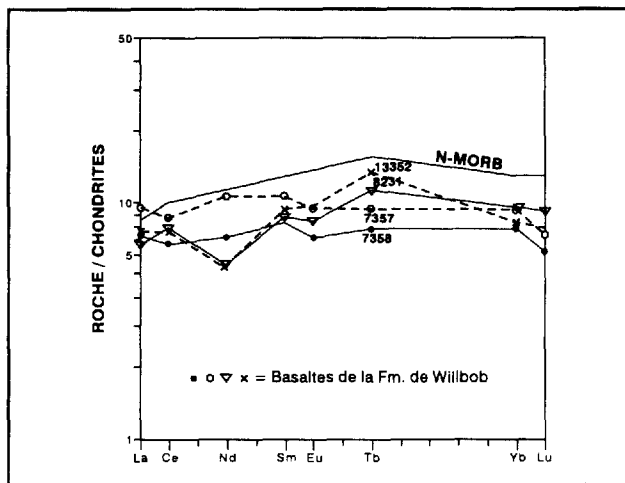


FIGURE 37 : Profils des terres rares normalisées sur chondrites pour les basaltes. N-MORB selon Basaltic Volcanism Study Project (1981). Les numéros d'analyse se réfèrent à l'annexe A.

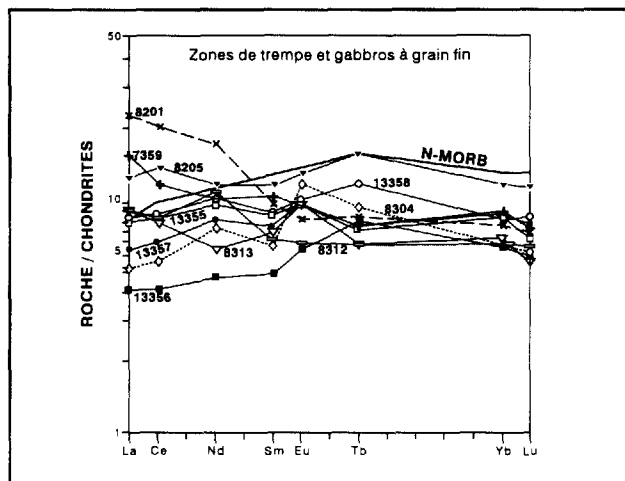


FIGURE 38 : Profils des terres rares normalisées sur chondrites pour les zones de trempe et les gabbros à grain fin. Les numéros d'analyse se réfèrent à l'annexe A.

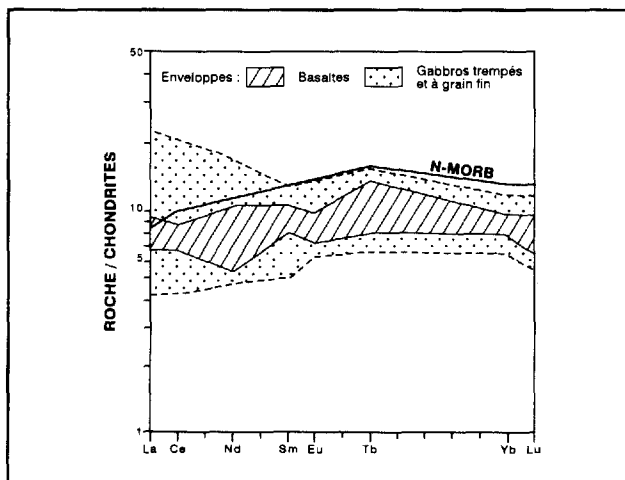


FIGURE 39 : Champs compositionnels des terres rares normalisées sur chondrites pour les basaltes, les zones de trempe et les gabbros à grain fin.

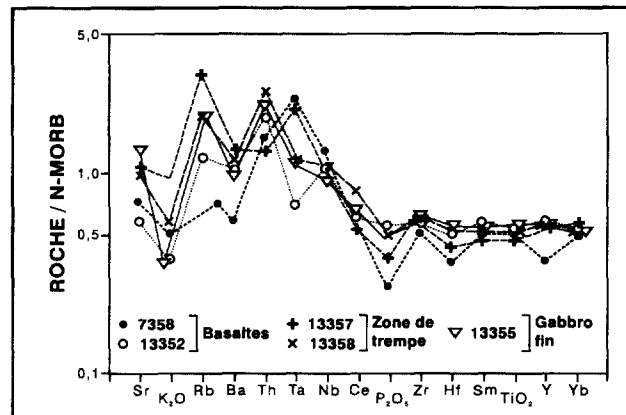


FIGURE 40 : Éléments lithophiles normalisés sur N-MORB pour certains basaltes, zones de trempe et gabbros à grain fin choisis. N-MORB selon Basaltic Volcanism Study Project (1981).

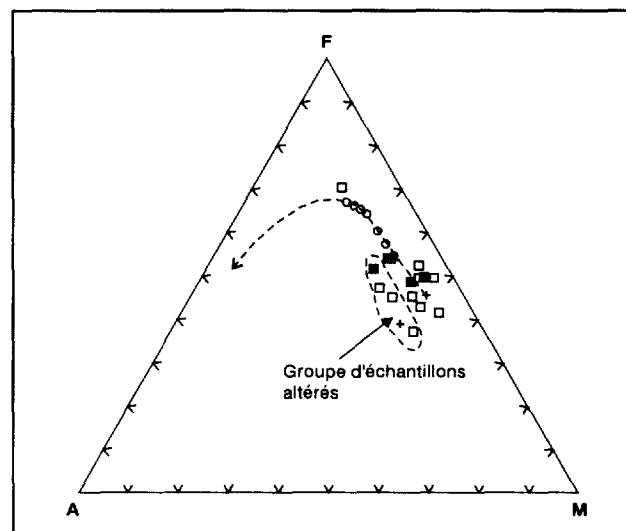


FIGURE 41 : Diagramme AFM pour les basaltes (+), les zones de trempe (□) et les gabbros à grain fin (■). Les compositions modélisées (○) définissent la tendance théorique de différenciation (ligne en traits interrompus). M = MgO, F = FeO, A = K₂O + Na₂O (% poids).



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines