

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À  
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

par  
Michèle Mainville

LES KOMATIITES ET THOLÉIITES À LA BASE  
DU GROUPE DE BABY, TÉMISCAMINGUE

1994



### **Mise en garde/Advice**

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

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

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

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

## RÉSUMÉ

Le Groupe de Baby constitue la partie est de la ceinture Belleterre-Angliers, située dans la portion sud de la sous-province du Pontiac. La séquence nord du Groupe de Baby est constituée de deux suites de roches volcaniques: une suite komatiitique, qui comprend des komatiites et des basaltes komatiitiques, et une suite tholéitique.

Les komatiites se présentent sous forme de laves massives ou coussinées. La texture spinifex à olivine est observée très rarement. La présence de coulées coussinées de cette composition est due à la présence de phénocristaux d'olivine dans la lave, qui ont comme effet d'augmenter la viscosité de la lave ultramafique, généralement très fluide. Géochimiquement, les komatiites sont caractérisées par un rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  d'environ 25 et un patron de terres rares légèrement appauvri en terres rares légères, caractéristique des komatiites non-appauvries en Al, comme les komatiites d'Abitibi. Les komatiites de Baby ont été formées à partir d'un magma parent contenant environ 24%  $\text{MgO}$ , par cristallisation fractionnée d'olivine, de clinopyroxène et de chromite.

Les basaltes komatiitiques présentent des textures de refroidissement rapide, tel spinifex à clinopyroxène, clinopyroxène plumose ou dendritique, qui les apparentent aux komatiites. Ils ont les mêmes caractéristiques géochimiques que les komatiites et ont été formées à partir de celles-ci par cristallisation fractionnée de clinopyroxène, d'olivine et de chromite.

Les tholéiites se distinguent de la suite komatiitique par un patron de terres rares plat, et des teneurs plus élevées en éléments incompatibles. Elles ont une source distincte. La variation géochimique à l'intérieur de la suite tholéitique est due à la cristallisation fractionnée de clinopyroxène et de plagioclase. Les tholéiites de Baby sont caractérisées par un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (Sr,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba), typique des environnements d'arc insulaire. Cependant, les diagrammes de discrimination d'environnement tectonique ne peuvent "discriminer" entre un environnement d'arc océanique et de MORB.

Les komatiites ne montrent pas d'évidence de contamination crustale, ce qui implique qu'elles n'ont pas été mises en place sur les grauweekes du Groupe de Pontiac. Un environnement de formation océanique est aussi préconisé pour les tholéiites. Un modèle de formation est proposé, où la suite komatiitique provient d'une plume mantellique, formant ainsi un plateau océanique, et où les tholéiites proviennent d'un arc volcanique en milieu océanique. La séquence est ensuite mise en contact avec le Groupe de Pontiac de façon structurale, lors d'un chevauchement majeur.

## REMERCIEMENTS

Je tiens surtout à remercier ma directrice de thèse Sarah-Jane Barnes pour sa disponibilité et son encadrement, ainsi que les membres de mon comité de thèse Pierre Cousineau et Ed Sawyer pour leurs précieux conseils.

Je voudrais aussi souligner l'aide apportée par Chakib Bouchaïb et Daniel Bandy-Ayera lors de l'échantillonnage et des travaux de terrain, ainsi que Yvon Boudreault, Richard LeChasseur, Bernard Lapointe et Paul Bédard lors du traitement des échantillons.

Enfin, je remercie ma famille et mon ami Sylvain Lacroix pour leur soutien et leur patience.

Ce travail a été soutenu financièrement par des bourses du FCAR, de FUQAC et du projet Lithoprobe.

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIÈRES	iii
LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	vii
LISTE DES PLANCHES	ix
1. INTRODUCTION	1
2. CADRE GÉOLOGIQUE	5
2.1. Géologie régionale	5
2.2. Le Groupe de Baby	6
2.3. La séquence nord	10
3. PÉTROGRAPHIE	18
3.1. Introduction	18
3.2. Les komatiites et les basaltes komatiitiques	36
3.3. Les tholéiites	47
3.4. Les sédiments ultramafiques	50
3.5. Les dykes mafiques	50
4. MÉTAMORPHISME	51
4.1. Introduction	51
4.2. Les assemblages minéralogiques	51
4.2.1. Les roches ultramafiques	52
4.2.2. Les roches mafiques	52
4.3. La composition des minéraux métamorphiques	54
4.3.1. Amphibole	54
4.3.2. Chlorite	59
4.3.3. Plagioclase	59
4.3.4. Chromite	60
4.3.5. Épidote	61
4.4. Conclusion	61

5. GÉOCHIMIE	63
5.1. Introduction	63
5.2. Méthodologie	64
5.3. Les komatiites et les basaltes komatiitiques	66
5.4. Les tholéiites	85
5.5. Les sédiments ultramafiques	98
5.6. Les dykes mafiques	98
6. DISCUSSION	102
6.1. Introduction	102
6.2. Pétrogenèse	102
6.2.1. Altération	103
6.2.2. Contamination	106
6.2.2.1. La suite komatiitique	109
6.2.2.2. La suite tholéiitique	110
6.2.3. Cristallisation fractionnée	114
6.2.3.1. La suite komatiitique	114
6.2.3.2. La suite tholéiitique	118
6.2.4. Fusion partielle	120
6.2.4.1. La suite komatiitique	121
6.2.4.2. La suite tholéiitique	123
6.3. Formation des coussins komatiitiques	124
6.4. Environnement de formation	128
6.5. Métamorphisme	133
7. CONCLUSION	134
RÉFÉRENCES	137

## LISTE DE FIGURES

Figure 1.1. La ceinture Belleterre-Angliers (modifiée de Avramtchev et Lebel-Drolet 1981).	3
Figure 2.1. La séquence nord du Groupe de Baby, avec localisation des échantillons. (modifiée de Imreh 1978a).	8
Figure 3.1. Composition des minéraux mafiques. a) les chlorites (classification de Deer <i>et al.</i> 1966), b) les amphiboles (classification de Deer <i>et al.</i> 1966 et Miyashiro 1973).	46
Figure 4.1. Diagrammes de variation, montrant la composition des amphiboles selon le grade métamorphique. a) $Al_{total} + Na_{total}$ vs $Fe_{total}$ . Le degré de métamorphisme augmente en ordonnée. b) $100Na/(Ca+Na)$ vs $100Al/(Si+Al)$ . La température de métamorphisme augmente en abscisse, la pression en ordonnée. Les champs dessinés proviennent de Laird et Albee 1981.	57
Figure 5.1. Diagrammes de variation pour déterminer la composition de l'olivine dans les komatiites. a) Hf vs Mg#, b) $TiO_2$ vs Mg#, c) Sm vs Mg#, d) Y vs Mg#. Le champ de l'olivine correspond à la composition déterminée avec l'équation de Roeder et Emslie 1970.	70
Figure 5.2. Diagrammes multi-éléments, où l'on compare les komatiites de Baby à celles du nord-ouest du Pontiac (a) et d'Abitibi (b). (1) Camiré <i>et al.</i> 1993, (2) Barnes 1885.	72
Figure 5.3. Diagramme de terres rares, montrant la similarité entre les profils des komatiites et des basaltes komatiitiques. (Normalisation: Sun 1982).	77
Figure 5.4. Diagrammes de variation pour la suite komatiitique. a) Ni vs MgO, b) Cr vs MgO, c) Co vs MgO, d) $Al_2O_3$ vs MgO, e) Sc vs MgO, f) Yb vs MgO.	78
Figure 5.5. Diagrammes de métaux nobles et de métaux associés. a) les komatiites. b) les basaltes komatiitiques. Les patrons provenant de la littérature sont tirés de: Crocket et MacRae 1986, Brüggmann <i>et al.</i> 1987, Barnes et Picard 1992, Barnes <i>et al.</i> 1992, Dowling et Hill 1992, Redman et Keays 1985. (Normalisation: Barnes <i>et al.</i> 1988).	81

Figure 5.6. Diagrammes de variation montrant les faibles teneurs en Ir dans la suite komatiitique de Baby. a) Ir vs MgO, b) Ir vs Cr. Les champs sont définis en utilisant les sources mentionnées à la Fig.5.5.	84
Figure 5.7. Diagramme de Jensen 1976. (HFT = tholéiite riche en Fe, HMT = tholéiite riche en Mg, BK = komatiite basaltique, PK = komatiite péridotitique).	89
Figure 5.8. Diagramme de terres rares, montrant la distinction entre les tholéiites et la suite komatiitique. (Normalisation: Sun 1982).	90
Figure 5.9. $[\text{Sm/Lu}]_n$ vs Mg#. (Normalisation: Taylor et McLennan 1985).	91
Figure 5.10. Diagrammes de variation pour les tholéiites. a) Ni vs Zr, b) $\text{Al}_2\text{O}_3$ vs Zr, c) CaO vs Zr, d) Sc vs Zr, e) Yb vs Zr, f) Hf vs Zr. Les symboles sont les mêmes qu'à la Fig.5.7.	93
Figure 5.11. Diagrammes multi-éléments, comparant les tholéiites de Baby à d'autres suites tholéiitiques archéennes (a), et à des suites tholéiitiques modernes (b). (1) Condie 1990, (2) Arndt et Nesbitt 1992, (3) Camiré <i>et al.</i> 1993, (4) Floyd 1989, (5) Viereck <i>et al.</i> 1989, (6) Gill 1987.	94
Figure 5.12. Diagrammes de discrimination pour les tholéiites. a) Zr-Nb-Y (Meschede 1986), b) Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce 1982). S = composante de subduction, C = composante continentale, W = composante intraplaque.	97
Figure 5.13. Diagramme multi-élément, montrant la distinction entre les dykes mafiques et les volcanites du Groupe de Baby. (Normalisation: Taylor et McLennan 1985).	101
Figure 6.1. Diagrammes de Pearce, montrant l'effet de la mobilité des éléments dans les komatiites. a) Si/Sm vs (Fe+Mg)/Sm. Sm est immobile, b) Si/La vs (Fe+Mg)/La. La est peu mobile, c) Si/Cs vs (Fe+Mg)/Cs. Cs est mobile, d) Si/Eu vs (Fe+Mg)/Eu. Eu est mobile. Les symboles sont les mêmes qu'à la Fig.5.4.	105
Figure 6.2. Diagrammes de variation, montrant l'effet de l'altération dans les tholéiites. a) Sr vs $\text{TiO}_2$ . Sr est immobile, b) CaO vs $\text{TiO}_2$ . CaO est mobile, c) Eu vs $\text{TiO}_2$ . Eu est immobile, d) $\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{TiO}_2$ . $\text{Na}_2\text{O}$ est mobile. R = coefficient de corrélation.	107



Figure 6.3. Diagramme multi-élément, montrant l'absence de contamination crustale dans les komatiites. (1) Taylor et McLennan 1985.	111
Figure 6.4. Diagrammes de Pearce pour la suite komatiitique. a) Si/Ti vs (Fe+Mg)/Ti, b) Si/Sm vs (Fe+Mg)/Sm. Les symboles sont les mêmes qu'à la Fig.5.4.	115
Figure 6.5. Diagrammes de Pearce pour la suite tholéitique. a) Si/Sm vs Al/Sm, b) Si/Hf vs Al/Hf.	119
Figure 6.6. MgO vs viscosité. Les coussins les plus magnésiens ne contenant pas de phénocristaux ont une teneur en MgO = 18%. La viscosité minimale pour former des coussins est donc établie à 115 poises. Cette viscosité est atteinte à une composition beaucoup plus magnésienne lorsque la lave contient des phénocristaux puisque ceux-ci augmentent la viscosité de la lave.	127
Figure 6.7. Formation de la séquence nord du Groupe de Baby. a) Formation des komatiites et basaltes komatiitiques, b) Formation des tholéiites, c) Formation des volcanites felsiques, d) Mise en place sur le Groupe de Pontiac.	132

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1. Composition des minéraux. a) les amphiboles, b) les chlorites, c) les plagioclases, d) l'épidote, e) le talc.	19
Tableau 3.2. Précision des résultats de microsonde.	35
Tableau 3.3. Assemblages minéralogiques. a) les komatiites, b) les basaltes komatiitiques, c) les tholéiites, d) les sédiments ultramafiques, e) les dykes mafiques.	37
Tableau 4.1. Assemblages métamorphiques. a) les roches ultramafiques. b) les roches mafiques.	53
Tableau 5.1. Précision des analyses géochimiques	65
Tableau 5.2. Composition des komatiites.	67
Tableau 5.3. Composition des basaltes komatiitiques.	75
Tableau 5.4. Teneurs en EGP de la suite komatiitique.	80
Tableau 5.5. Composition des tholéiites.	86
Tableau 5.6. Rapports d'éléments incompatibles dans les tholéiites.	96
Tableau 5.7. Composition des autres lithologies.	99
Tableau 6.1. Rapports d'éléments mobiles dans les tholéiites.	108
Tableau 6.2. Modélisation de la contamination et du mélange de magma.	113
Tableau 6.3. Modélisation de la cristallisation fractionnée. a) les komatiites. b) les basaltes komatiitiques. c) les tholéiites.	117
Tableau 6.4. Modélisation de la fusion partielle. a) la suite komatiitique. b) la suite tholéitique.	122

## LISTE DES PLANCHES

Planche 1. Le contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac. a) affleurement BB10. B = komatiite de Baby, DM = dyke mafique, P = métasédiments de Pontiac. b) affleurement BB204. B = tholéiite de Baby, P = métasédiments de Pontiac.	9
Planche 2. La texture spinifex dans les laves komatiitiques. a) Texture spinifex à olivine. Affleurement BB10. Les cristaux spinifex sont regroupés en faisceaux mais ne montrent pas d'orientation préférentielle. b) Texture spinifex à clinopyroxène. Affleurement BB243. Les cristaux spinifex ne montrent pas d'orientation préférentielle.	12
Planche 3. Laves coussinées. a) Coussins komatiitiques. Affleurement BB23. Noter les fractures polyédriques de refroidissement dans les plus gros coussins. Le sommet est vers le côté droit inférieur de la photo. b) Coussins tholéiitiques. Affleurement BB227. Noter la forme régulière et la salbande épaisse de ces coussins, ainsi que la présence de tablettes de quartz. Le sommet est vers le côté supérieur droit de la photo.	14
Planche 4. a) Texture ocellaire dans les basaltes komatiitiques à caractère massif. Affleurement BB87. b) Laminations parallèles dans les sédiments ultramafiques. Affleurement BB292.	16
Planche 5. Photomicrographies en lumière naturelle des komatiites. a) Texture spinifex à olivine. Échantillon BB10. Les cristaux spinifex sont identifiés par les traînées de magnétite. Les cristaux squelettiques sont des pyroxènes, remplacés par la trémolite. Largeur du champ = 4 mm. b) Phénocristaux d'olivine. Échantillon BB87B. Les phénocristaux sont pseudomorphisés par la chlorite, et baignent dans une matrice composée de trémolite + talc. Les grains opaques sont des grains de chromite. Largeur du champ = 4 mm.	41
Planche 6. Photomicrographies en lumière naturelle des basaltes komatiitiques. a) Clinopyroxène plumose. Échantillon BB241B. Le pyroxène est remplacé par le hornblende, alors que la mésostase est recristallisée en plagioclase + chlorite + épidote. Largeur du champ = 4 mm. b) Texture spinifex à clinopyroxène. Échantillon BB241A. Le coeur du cristal, vide à l'origine, est maintenant rempli de chlorite. Le pyroxène est remplacé par l'amphibole (actinolite). Largeur du champ = 4 mm.	44

Planche 7. Photomicrographies en lumière naturelle des tholéiites.  
a) Microlites de plagioclase. Échantillon BB91A. Les microlites de plagioclase ne sont pas orientés, et baignent dans une matrice d'amphibole + chlorite + quartz. Largeur du champ = 4 mm. b) Texture ophitique. Échantillon BB222B. Les lattes de plagioclase sont complètement altérées et sont englobées par des cristaux de pyroxène, maintenant remplacé par l'actinolite. Largeur du champ = 4 mm.

## CHAPITRE 1

### INTRODUCTION

Les komatiites, de par leur composition primitive très riche en Mg, ont suscité beaucoup d'intérêt depuis la première description de laves ultramafiques par Viljoen et Viljoen (1969a, 1969b). Leur teneur élevée en MgO et très faible en éléments incompatibles est attribuée à leur formation par un taux de fusion partielle élevé (Nesbitt *et al.* 1979). Bien qu'il est possible de générer des magmas très magnésiens à de faibles taux de fusion à haute pression (Takahashi 1986), les rapports chondritiques entre éléments incompatibles supportent l'hypothèse du haut degré de fusion partielle. Les komatiites représentent les magmas les plus primitifs et permettent ainsi d'observer les processus qui opèrent dans le manteau.

Les komatiites sont aussi caractérisées par des morphologies et des textures uniques à cause de leur température de liquidus très élevée et de leur composition magnésienne. La texture spinifex est la plus connue. Elle se caractérise par de grands cristaux d'olivine, atteignant parfois 1 m de long, qui cristallisent très rapidement *in situ*, lors de la mise en place de la coulée. La viscosité de la lave komatiitique est très faible, ce qui produit des laves en feuillets, très minces (1-2 m) mais d'étendue latérale atteignant facilement 1-2 km, ou des mégacoussins de forme très aplatie.

Les komatiites se retrouvent généralement dans les ceintures de roches vertes archéennes, bien qu'il existe quelques exemples plus récents, comme les komatiites d'âge tertiaire à Gorgona (Aitken et Echeverria 1984). Les komatiites sont pratiquement toujours associées à des unités tholéitiques, bien que les deux ne soient pas nécessairement génétiquement reliées. L'abondance de komatiites à l'Archéen, et leur rareté après l'Archéen, a été attribuée aux conditions uniques qui régnaient à cette période et qui étaient propices à la formation de magma ultramafique. Cependant, d'autres auteurs tentent plutôt d'expliquer la formation des komatiites archéennes en appliquant des modèles actualistes: en milieu de plateau océanique (Kusky et Kidd 1992; Storey *et al.* 1991), de dorsale (deWit *et al.* 1987) ou de rift continental (Cattell 1987).

Dans cette étude, nous nous attarderons à la suite komatiitique du Groupe de Baby (voir Fig.1.1), dans la région du Témiscamingue, au Québec. Ces komatiites n'ayant jamais été décrites auparavant, notre premier but sera de caractériser ces roches en décrivant leur morphologie, leur pétrographie et leur géochimie. Ces komatiites sont particulièrement intéressantes parce qu'elles sont situées au contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac, dont l'origine est controversée. De plus, elles se présentent souvent sous forme de coussins, ce qui représente une morphologie plutôt inhabituelle pour des laves de cette composition. Les komatiites sont ici associées à deux séries de basaltes: des basaltes komatiitiques et des basaltes tholéitiques. Nous tenterons de déterminer quelles relations existent entre ces trois groupes de volcanites.

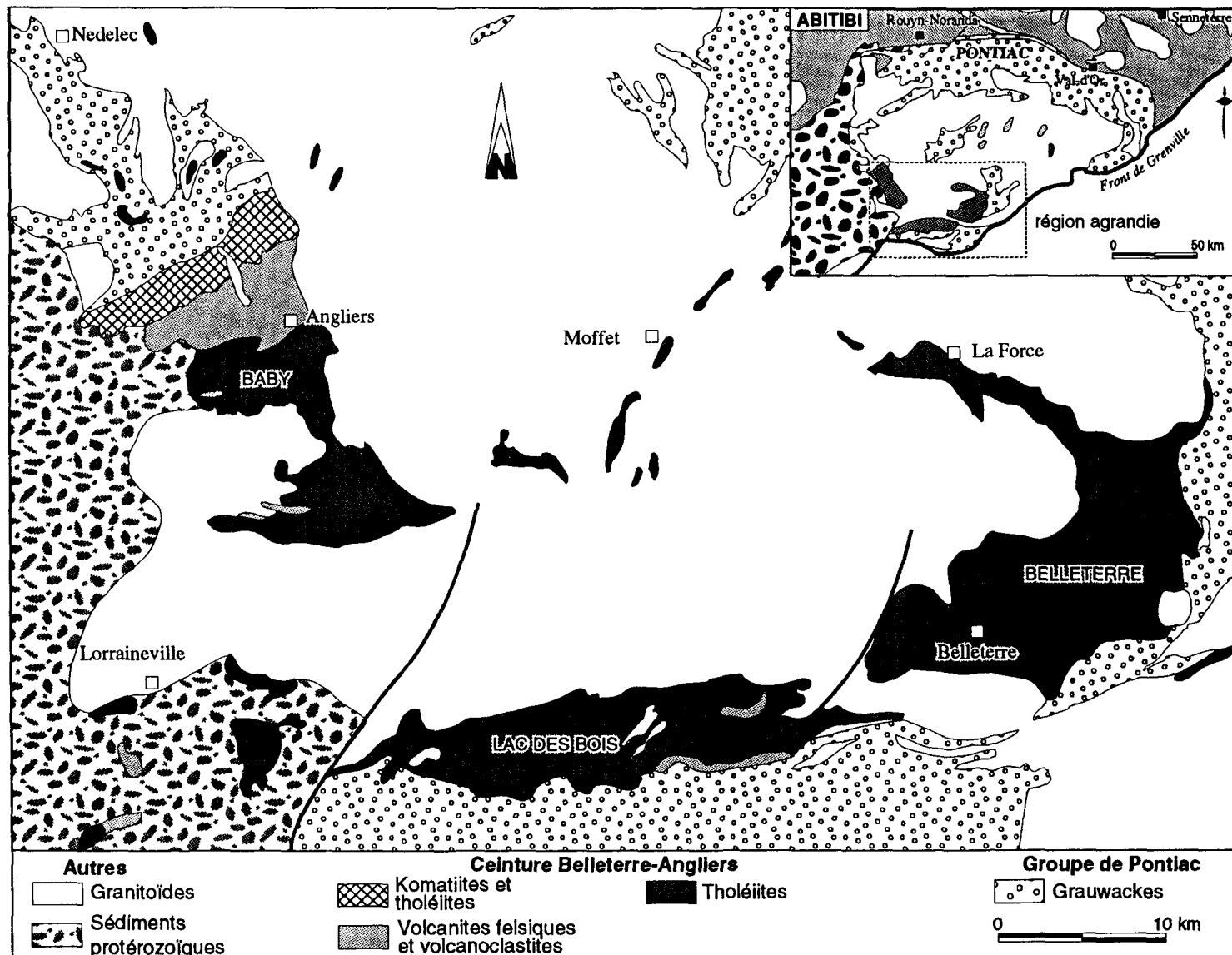


Figure 1.1. La ceinture Belleterre-Angliers (modifiée de Avramtchev et Lebel-Drôlet 1981).

Cette étude se concentre dans la séquence nord du Groupe de Baby. En se basant sur la carte d'Imreh (1978a), nous avons cartographié cette région et effectué un échantillonnage représentatif de la séquence en entier, en mettant l'emphase sur les komatiites. Nous avons donc échantillonné en détail deux aires d'affleurement situées en bordure de route, où une série de coulées komatiitiques sont exposées. En tout, 66 échantillons ont été recueillis. De ce nombre, 51 seulement ont été retenus pour analyse géochimique, comprenant les éléments majeurs, traces et les terres rares. De plus, 9 échantillons komatiitiques ont été analysés pour les éléments du groupe du platine (EGP). Tous les échantillons ont été observés en lame mince et 13 de ces lames ont servi pour l'analyse des minéraux par microsonde électronique. Nous sommes donc en mesure d'effectuer une analyse morphologique, pétrographique et géochimique, laquelle nous permettra de définir la pétrogenèse et possiblement l'environnement de formation des volcanites de cette région.



## **CHAPITRE 2**

### **CADRE GÉOLOGIQUE**

#### **2.1. Géologie régionale**

Le Groupe de Baby fait partie de la ceinture Belleterre-Angliers (Dimroth *et al.* 1982), qui constitue la partie sud de la sous-province du Pontiac (Fig.1.1), dans la province archéenne du Supérieur (Card 1990). La sous-province du Pontiac, dominée par les roches sédimentaires d'origine détritique et les intrusions de granitoïdes, a été interprétée comme étant le prisme d'accrétion correspondant à l'arc volcanique représenté aujourd'hui par la ceinture de l'Abitibi (Card 1990; Dimroth *et al.* 1983). On retrouve quelques unités minces, mais d'étendue latérale importante, de komatiites au nord de la sous-province du Pontiac (Hocq 1990).

La ceinture Belleterre-Angliers est segmentée en trois groupes: le Groupe de Baby à l'ouest, le Groupe de Lac des Bois au sud et le Groupe de Belleterre à l'est (Fig.1.1) (Hocq 1990). Le front de Grenville se situe à environ 15 km au sud de la ceinture. La ceinture est constituée principalement de volcanites mafiques de nature tholéitique et de volcanites et volcanoclastites calco-alcalines interlitées de composition felsique à intermédiaire (Imreh 1978a; Kish 1971; Tourigny et Goutier 1993; Sawyer et Barnes, soumis). Nous avons reconnu une

suite de volcanites ultramafiques à la base du Groupe de Baby. Les trois groupes sont séparés par des granitoïdes provenant de deux suites magmatiques, soit une suite tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) et une suite de monzodiorite (Sawyer et Barnes, soumis) qui correspond à la suite MMGS de Feng et Kerrich (1991). Les volcanites felsiques des trois groupes ont été datées entre 2682 et 2690 Ma par la méthode U/Pb sur des grains de zircons (Carignan *et al.* 1992; Mortensen et Card 1993). Les granitoïdes de la suite TTG ont été datés (méthode U/Pb sur des zircons) à 2695-2705 Ma (Mortensen *et al.* 1988; Carignan *et al.* 1992), alors que la suite de monzodiorite a un âge de 2669 à 2686 Ma (Machado *et al.* 1991; Mortensen *et al.* 1988; Feng et Kerrich 1991). Les roches supracrustales de la ceinture Belleterre-Angliers seraient donc plus jeunes que les granitoïdes de la suite TTG, mais contemporaines ou légèrement plus vieilles que la suite MMG.

Les roches dans la ceinture Belleterre-Angliers ont subi un métamorphisme régional au faciès schiste vert (Imreh 1978a; Rive *et al.* 1990). On retrouve localement des roches au faciès amphibolite, principalement dans les auréoles de métamorphisme de contact autour d'intrusions tardives de syénite (Imreh 1978a).

## **2.2. Le Groupe de Baby**

Le Groupe de Baby a été cartographié par Imreh (1978a). Il est ici divisé en trois séquences (voir Fig.1.1), selon les lithologies principales: 1) la séquence

nord (séquence metabasaltique inférieure d'Imreh (1978a)), qui est constituée de komatiites, basaltes komatiitiques et de tholéiites; 2) la séquence centrale (séquence méta-agglomératique d'Imreh (1978a)), où l'on retrouve des volcanites et des volcanoclastites intermédiaires à felsiques; et 3) la séquence sud (qui correspond aux séquences centrale et supérieure d'Imreh (1978a)), dominée par les basaltes tholéiitiques avec quelques volcanites intermédiaires à felsiques. En général, l'orientation des pédoncules des coussins ainsi que les structures sédimentaires observées (granoclassement, lits entrecroisés) indiquent que la polarité est vers le sud. La séquence nord représente donc la base du Groupe de Baby.

La bande volcanique repose au nord sur une séquence de méta-grauwackes du Groupe de Pontiac. Imreh (1973) définit ce contact comme une simple discordance et affirme que les volcanites se sont déposées directement sur les unités sédimentaires. Par contre, Hocq (1990) et Rive *et al.* (1990) favorisent une origine tectonique. Le Groupe de Baby aurait alors été mis en contact avec les roches sédimentaires de Pontiac lors d'un chevauchement majeur. La zone de contact, longue de 12 km, est directement observable en deux endroits: aux affleurements BB10 et BB204 (voir Fig.2.1). Aux deux localités, les roches de part et d'autre du contact sont fortement déformées. Ainsi, au site BB204, le contact est défini par une zone de 1 à 5 cm d'épaisseur, riche en chlorite et montrant une forte schistosité (Planche 1b). De plus, au site BB10, le contact lui-même est traversé par des dykes mafiques tardifs, de sorte qu'on ne voit jamais les sédiments en contact direct avec les komatiites (Planche 1a). À l'est, le Groupe de Baby est tronqué par la monzodiorite du Lac Rémigny, datée à

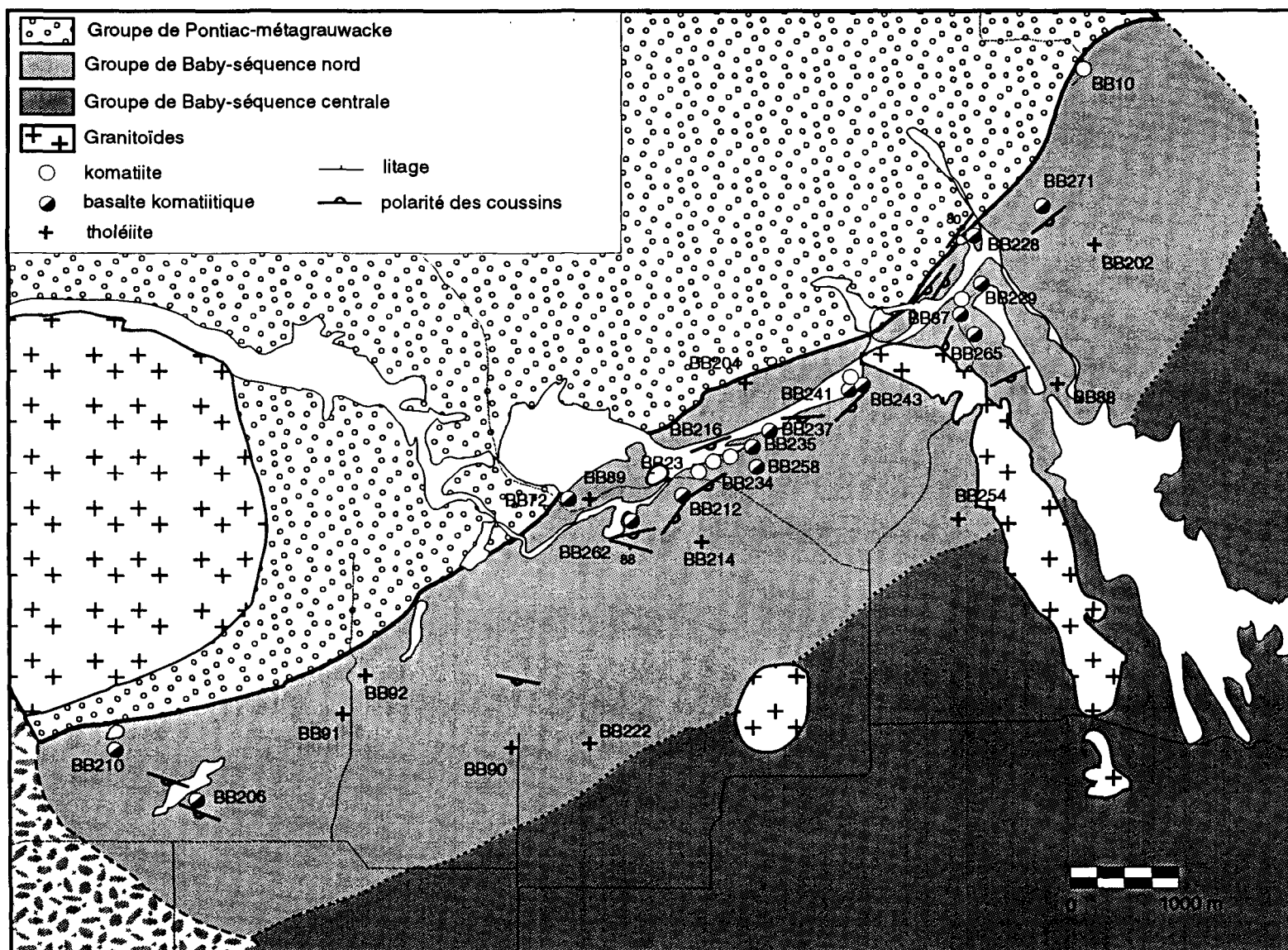
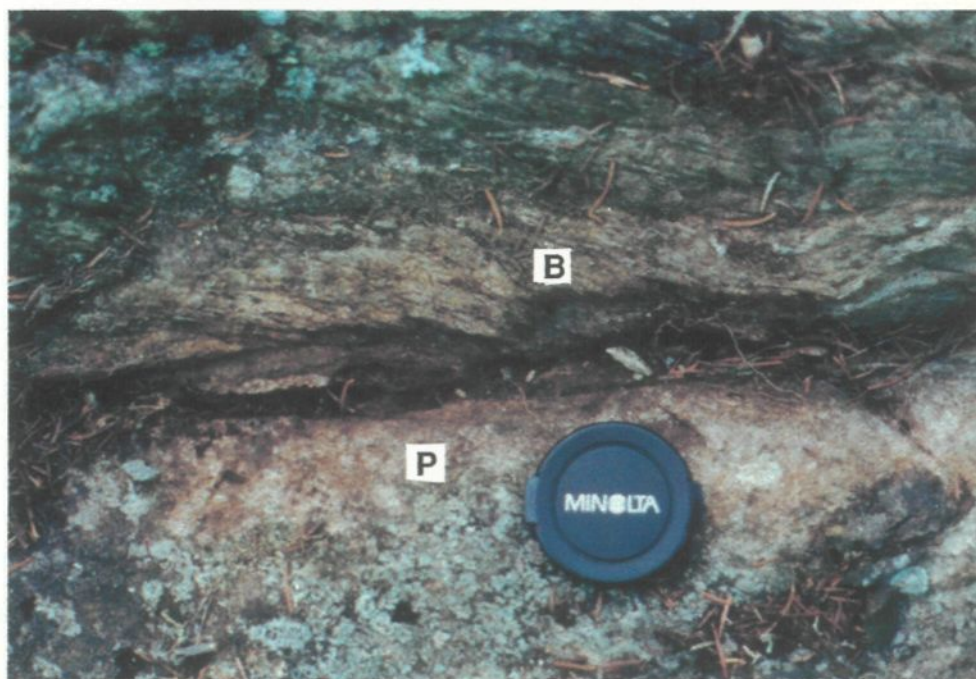
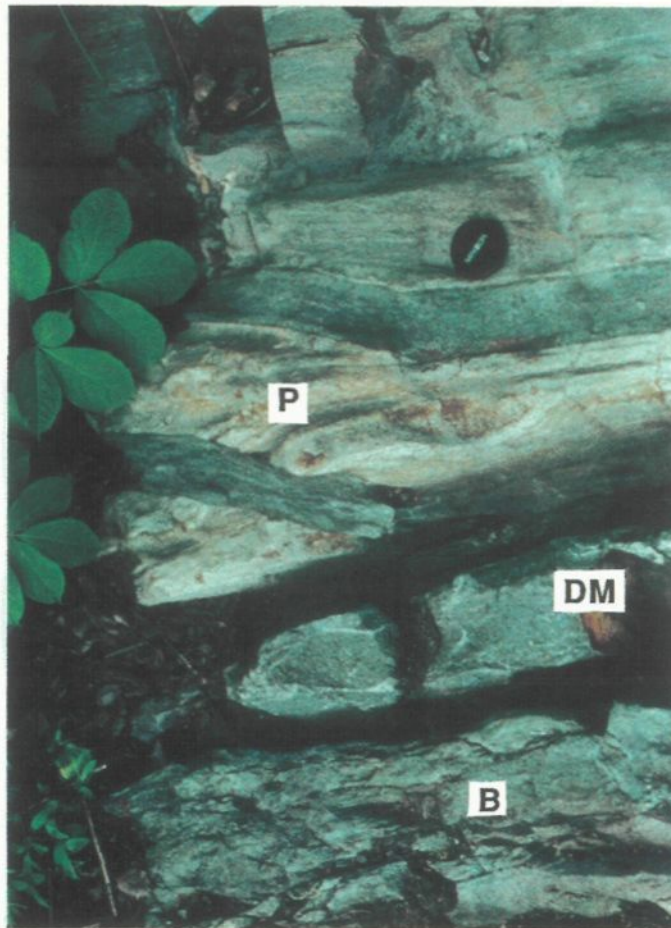


Figure 2.1. La séquence nord du Groupe de Baby, avec localisation des échantillons.  
(modifiée de Imreh 1978a)

1. a) Le contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac. Affleurement BB10. B = komatiite de Baby, DM = dyke mafique, P = métasédiments de Pontiac.

1. b) Le contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac. Affleurement BB204. B = tholéiite de Baby, P = métasédiments de Pontiac.

PLANCHE 1



2671±4 Ma (Feng et Kerrich 1991). Imreh (1978a) affirme que la limite sud du Groupe de Baby est aussi tronquée par une syénite tardive. Le contact entre les volcanites et la syénite est tectonisé (Sawyer et Barnes, soumis). À l'ouest, le Groupe de Baby est recouvert de roches sédimentaires d'âge huronien.

### **2.3. La séquence nord**

La séquence nord, qui correspond à la séquence metabasaltique inférieure d'Imreh (1978a), est composée à 90% de roches métavolcaniques mafiques, le dernier 10% étant constitué d'intrusions gabbroïques sub-concordantes et de formations de fer. D'après la morphologie et la minéralogie des volcanites observées sur le terrain, nous avons distingué deux types de laves, soit les basaltes tholéiitiques et les laves komatiitiques (komatiites et basaltes komatiitiques). À l'échelle de la séquence en entier, on remarque que les komatiites et les tholéiites sont interlitées (voir Fig.2.1), bien que cette relation est rarement observable en affleurement. Les komatiites dominent dans la moitié inférieure ainsi que dans la partie est de la séquence, tandis que les tholéiites dominent dans la moitié supérieure et la partie ouest de la séquence, bien qu'on retrouve des tholéiites près du contact basal. La séquence a été basculée et montre maintenant un pendage sub-vertical. La polarité, déterminée par l'orientation des pédoncules des coussins, est vers le sud.

Les tholéiites se présentent généralement sous forme de laves massives ou coussinées. Des brèches de coulée ont été observées en quelques endroits.

Les laves massives forment des coulées assez épaisses, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Les coussins, par contre, sont généralement de faible dimension, ayant un diamètre moyen de moins de 50 cm. Les coussins sont toujours bien formés, de forme arrondie, avec une salbande continue d'environ 1 cm d'épaisseur (Planche 3b). La présence de coeurs d'épidote est assez fréquente.

Les komatiites et les basaltes komatiitiques forment aussi des laves massives et coussinées, mais présentent des textures particulières qui les différencient des tholéiites. La texture spinifex à olivine, unique aux komatiites, n'a été observée qu'à un affleurement, au contact basal. Nous n'avons pas affaire à une coulée spinifex typique, telle que décrite par Pyke *et al.* (1973) et Arndt *et al.* (1977). À la place, la coulée est entièrement constituée de cristaux spinifex d'une longueur constante de 5 à 7 cm, formant des éventails qui ne montrent pas d'orientation préférentielle (Planche 2a). Les contacts de la coulée ne sont pas visibles. La texture spinifex à clinopyroxène est observée plus fréquemment. Les coulées à texture microspinifex à clinopyroxène ont généralement une épaisseur de 3-5 m et contiennent des cristaux aciculaires individuels de 1 cm de long. Un affleurement montre des cristaux spinifex de clinopyroxène allant jusqu'à 5 cm de longueur (Planche 2b). Ces cristaux sont regroupés en éventails, mais ne montrent pas d'orientation préférentielle.

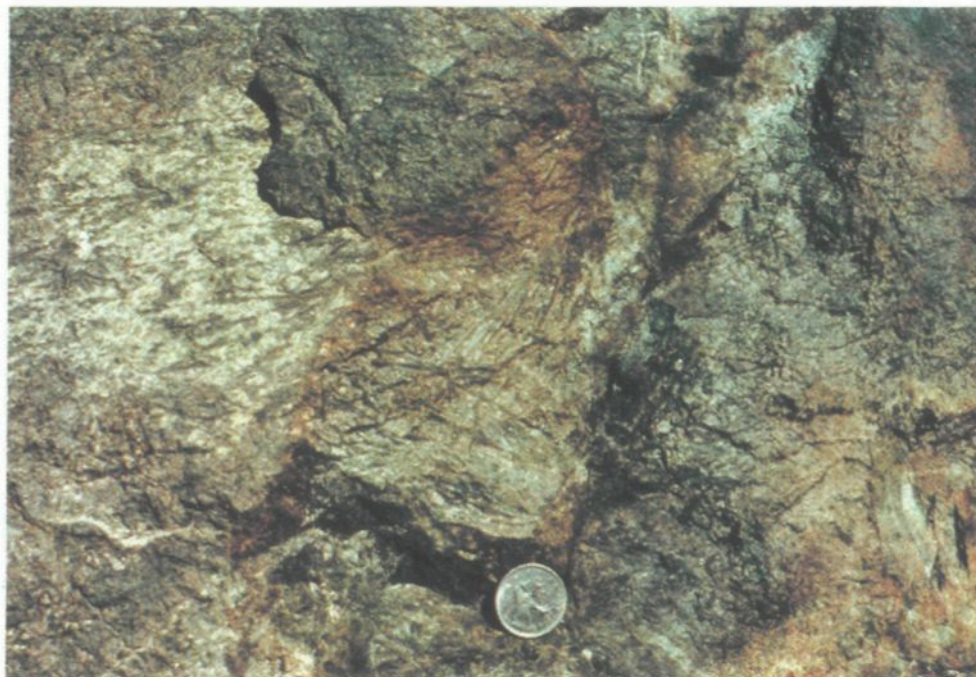
On retrouve aussi les komatiites formant des coulées massives, ou en mégacoussins. Elles présentent alors des textures caractéristiques, comme des fractures polyédriques, ou des fentes de retrait en bordure des mégacoussins



2. a) Texture spinifex à olivine. Affleurement BB10. Les cristaux spinifex sont regroupés en faisceaux mais ne montrent pas d'orientation préférentielle.

2. b) Texture spinifex à clinopyroxène. Affleurement BB243. Les cristaux spinifex ne montrent pas d'orientation préférentielle.

PLANCHE 2



(Imreh 1978b). Les mégacoussins sont relativement minces (<1 m d'épaisseur), mais d'étendue latérale importante, de 3 à 6 m. La présence de coussins komatiitiques est très répandue dans la séquence inférieure du Groupe de Baby, bien qu'il s'agisse d'une morphologie inhabituelle pour des laves ultramafiques (Imreh 1978b; Arndt *et al.* 1979). Les coussins komatiitiques atteignent facilement 2 m de large. Les coussins de cette dimension ont une forme plutôt allongée, mais à mesure que leur taille diminue, les coussins deviennent de plus en plus arrondis. La dimension moyenne des coussins komatiitiques est d'environ 50 cm, mais peut aller jusqu'à 10 cm de diamètre. De façon générale, la forme des coussins komatiitiques est plus irrégulière que celle des coussins tholéitiques (Planche 3). Les coussins komatiitiques montrent une salbande mince, riche en chlorite et en serpentine. On observe aussi des fractures polyédriques de refroidissement.

Les deux affleurements de coupe de route (BB87 et BB23) montrent une alternance de laves komatiitiques massives et coussinées. Ces laves ont été regroupées en coulées composites, comprenant une portion massive à la base et une portion supérieure coussinée. En effet, on observe souvent une progression dans la taille des coussins, passant de métrique à la base à décimétrique au sommet. De plus, à l'affleurement BB23, on retrouve quelques minces bandes (3 à 30 cm d'épaisseur) de sédiments ultramafiques entre les coulées.

Une autre texture qui semble être restreinte aux laves komatiitiques est la texture ocellaire. Elle est fréquemment observée dans les basaltes komatiitiques, mais peut aussi être présente dans des laves ultramafiques. Elle se manifeste de

3. a) Coussins komatiitiques. Affleurement BB23. Noter les fractures polyédriques de refroidissement dans les plus gros coussins. Le sommet est vers le côté droit inférieur de la photo.

3. b) Coussins tholéitiques. Affleurement BB227. Noter la forme régulière et la salbande épaisse de ces coussins, ainsi que la présence de tablettes de quartz. Le sommet est vers le côté supérieur droit de la photo.



PLANCHE 3



deux façons, selon la morphologie de la coulée. Dans les laves coussinées, on retrouve des globules blanchâtres de forme arrondie, de  $\leq 1$  cm de diamètre. Dans certains cas, les ocelli sont peu nombreux et paraissent disséminés dans le coussin ou concentrés vers le sommet du coussin. Par contre, on observe quelquefois une grande concentration d'ocelli en bordure du coussin et ceux-ci coalescent alors rapidement pour former le cœur du coussin. Dans les laves massives, on observe des ocelli d'environ 2 cm de diamètre qui semblent se détacher d'une grande zone blanchâtre (Planche 4a). La présence d'ocelli dans les basaltes komatiitiques et les komatiites a été notée à plusieurs localités, notamment en Australie (Frost et Groves 1988), à Barberton (Viljoen et Viljoen 1969a) et à Belingwe (Nisbet *et al.* 1977). Leur origine reste cependant mal comprise. Ferguson et Currie (1972) ont suggéré que la présence d'ocelli à Barberton serait le résultat d'immiscibilité lors du refroidissement de la lave, tandis que Frost et Groves (1988) attribuent la présence d'ocelli dans les komatiites à Kambalda à la fusion et l'assimilation partielle de sédiments sous-jacents. Dans le cas des komatiites de Baby, il est difficile de se prononcer d'un côté ou de l'autre. L'écoulement de lave komatiitique sur un lit de formation de fer aurait pu provoquer la fusion et l'assimilation de ces sédiments, mais en l'absence d'arguments géochimiques, nous ne pouvons conclure sur l'origine de cette texture.

Les sédiments ultramafiques associés aux coulées komatiitiques forment généralement des lits lenticulaires assez minces, de moins de 30 cm d'épaisseur, avec des contacts nets, non-érosifs. Les structures sédimentaires sont souvent détruites par la foliation, mais on peut quelquefois observer des

4. a) Texture ocellaire dans les basaltes komatiitiques à caractère massif.  
Affleurement BB87.

4. b) Laminations parallèles dans les sédiments ultramafiques. Affleurement 292.



PLANCHE 4





laminations parallèles (Planche 4b), ou du granoclassement. On peut aussi retrouver de minces ( $\leq 3\text{cm}$ ) bandes de sédiments entre les mégacoussins, ou une accumulation entre les coussins komatiitiques. La déposition de ces sédiments s'est faite en milieu sous-marin, simultanément avec la déposition des coulées de lave komatiitique, comme le témoigne leur présence dans les empilements de coussins. Cependant, faute de preuves concluantes, il est impossible de dire s'il s'agit d'un sédiment détritique ou pyroclastique.

Les roches qui constituent la séquence inférieure sont recoupées par de nombreux dykes mafiques, d'une épaisseur variant entre 10 et 150 cm (voir Planche 1a). Les dykes sont généralement homogènes, contenant des phénocristaux de hornblende et/ou de biotite. La bordure des dykes plus minces montre souvent une granulométrie plus fine, sans doute due à un refroidissement plus rapide. Les dykes sont partout nettement discordants, sauf au contact basal, où l'on observe une série de dykes orientés parallèlement au contact. Le dyke qui traverse le contact contient des enclaves de méta-grauwacke du Groupe de Pontiac, fortement étirés parallèlement au contact. Le dyke lui-même ne montre pas de foliation. Ailleurs dans la séquence, les dykes mafiques sont recoupés par des intrusions tardives de syénite.

## **CHAPITRE 3**

### **PÉTROGRAPHIE**

#### **3.1. Introduction**

Les roches dans la séquence nord du Groupe de Baby ont été mises en place en milieu sous-marin. Elles ont possiblement subi l'altération de l'eau de mer et ont certainement été affectées par le métamorphisme régional. Par conséquent, les roches sont entièrement recristallisées; il ne reste aucun minéral primaire. Or les textures ignées, même les plus délicates, sont souvent préservées. Nous décrivons la pétrographie des volcanites en nous attardant premièrement sur les textures primaires qui caractérisent chaque groupe de volcanites, puis sur les assemblages minéralogiques secondaires observés.

La composition des minéraux métamorphiques, présentée au Tableau 3.1, a été déterminée par microsonde électronique, à l'Université du Québec à Chicoutimi, en utilisant un détecteur à énergie dispersive. Les analyses sont traitées par le programme de correction de matrice Bence-Albee. Les conditions d'opération sont les suivantes: voltage d'accélération 15 kV, courant du faisceau électronique sur l'échantillon 9 nA, temps de comptage 100 secondes. La précision des résultats varie selon la concentration de l'élément analysé. Le tableau 3.2 montre les variations d'erreur standard dans la précision des

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## a) les amphiboles

	KOMATIITE			KOMATIITE					
	BB87C-7	BB87C-18	BB87C-19	BB87B-1a	BB87B-1b	BB87B-3	BB87B-4	BB87B-5a	BB87B-5b
SiO <sub>2</sub> (%pds)	58,53	58,70	58,67	58,81	57,38	58,01	57,22	57,47	57,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
FeO	4,69	3,02	3,88	4,35	4,71	5,73	4,52	4,87	5,16
MgO	22,62	22,99	23,13	22,28	22,42	21,37	22,53	22,84	22,54
CaO	12,42	13,55	13,18	13,11	12,96	13,29	12,80	12,21	12,28
Na <sub>2</sub> O	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	98,82	98,42	99,28	98,93	98,40	98,51	97,58	97,80	98,43
Si	7,9876	7,9941	7,9568	8,0039	7,9079	7,9886	7,9250	7,9366	7,9539
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe+2	0,5349	0,3438	0,4403	0,4949	0,5429	0,6597	0,5234	0,5627	0,5932
Mg	4,6021	4,6683	4,6770	4,5204	4,6060	4,3864	4,6527	4,7027	4,6160
Ca	1,8159	1,9778	1,9146	1,9120	1,9129	1,9603	1,8992	1,8061	1,8074
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	7,9876	7,9941	7,9568	8,0039	7,9079	7,9886	7,9250	7,9366	7,9539
Al-VI+Fe+2+Mg	5,1370	5,0121	5,1173	5,0153	5,1489	5,0461	5,1761	5,2654	5,2092
Ca+Na(M4)	1,8159	1,9778	1,9146	1,9120	1,9129	1,9603	1,8992	1,8061	1,8074
Na(A)	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

	KOMATIITE				KOMATIITE				
	BB87B-6	BB87B-7	BB87B-9	BB87B-10	BB87P-2	BB87P-3	BB87P-5	BB87P-6	BB87P-7
SiO <sub>2</sub> (%pds)	57,22	57,86	58,05	57,44	57,69	58,14	58,27	58,37	57,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
FeO	4,80	4,48	4,35	4,48	5,73	5,87	5,26	5,37	5,11
MgO	22,24	22,13	22,29	22,65	21,40	21,48	21,70	21,55	22,56
CaO	12,66	12,78	12,99	12,83	13,01	12,99	12,66	12,65	12,45
Na <sub>2</sub> O	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	97,51	97,60	98,05	97,83	98,08	98,94	98,22	98,34	97,86
Si	7,9393	7,9948	7,9837	7,9309	7,9820	7,9781	8,0161	8,0236	7,9228
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe+2	0,5567	0,5177	0,4999	0,5168	0,6624	0,6733	0,6052	0,6172	0,5908
Mg	4,6014	4,5587	4,5705	4,6618	4,4138	4,3950	4,4505	4,4168	4,6538
Ca	1,8820	1,8922	1,9135	1,8978	1,9280	1,9101	1,8655	1,8623	1,8446
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	7,9393	7,9948	7,9837	7,9309	7,9820	7,9781	8,0161	8,0236	7,9228
Al-VI+Fe+2+Mg	5,1581	5,0764	5,0704	5,1786	5,0762	5,0683	5,0557	5,0340	5,2446
Ca+Na(M4)	1,8820	1,8922	1,9135	1,8978	1,9280	1,9101	1,8655	1,8623	1,8446
Na(A)	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux.

## a) les amphiboles

	KOMATIITE					KOMATIITE			
	BB87P-8	BB87P-9	BB87P-11	BB87P-12	BB87P-14	BB216-1a	BB216-1b	BB216-2	BB216-3a
SiO <sub>2</sub> (%pds)	58,31	57,99	57,99	57,99	58,03	57,50	57,81	56,49	57,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
FeO	5,42	5,29	5,25	5,38	5,24	6,20	6,14	6,46	6,37
MgO	21,77	22,02	21,80	21,77	21,69	21,16	21,01	21,87	21,48
CaO	13,20	13,15	12,95	12,87	12,99	13,17	13,20	12,44	12,94
Na <sub>2</sub> O	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	99,08	98,76	98,40	98,57	98,64	98,34	98,27	97,67	98,58
Si	7,9784	7,9572	7,9793	7,9719	7,9750	7,9629	7,9941	7,8866	7,9439
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Fe+2	0,6202	0,6065	0,6042	0,6185	0,6021	0,7178	0,7106	0,7540	0,7363
Mg	4,4398	4,5505	4,4729	4,4607	4,4434	4,3679	4,3321	4,5512	4,4254
Ca	1,9343	1,9332	1,9090	1,8948	1,9128	1,9538	1,9554	1,8612	1,9161
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al+IV	7,9784	7,9572	7,9793	7,9719	7,9750	7,9629	7,9941	7,8866	7,9439
Al+VI+Fe+2+Mg	5,0600	5,1570	5,0771	5,0792	5,0455	5,0857	5,0427	5,3052	5,1617
Ca+Na(M4)	1,9343	1,9332	1,9090	1,8948	1,9128	1,9538	1,9554	1,8612	1,9161
Na(A)	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

	KOMATIITE					KOMATIITE			
	BB216-3b	BB216-4	BB216-5	BB216-14	BB216-19	BB10-2a	BB10-2b	BB10-3	BB10-4
SiO <sub>2</sub> (%pds)	57,31	57,67	56,58	57,68	58,02	56,22	57,35	54,73	57,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0,73	<0,4	2,39	<0,4
FeO	7,05	6,77	6,10	7,29	6,32	6,20	6,30	7,57	5,59
MgO	20,87	20,73	21,89	20,73	21,55	21,03	21,68	20,28	21,88
CaO	13,08	12,97	12,46	13,26	12,82	13,36	13,36	12,97	13,27
Na <sub>2</sub> O	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0,43	0,62	0,74	0,43
TOTAL	98,47	98,39	97,38	99,36	99,07	98,61	99,32	99,12	99,02
Si	7,9495	7,9861	7,9057	7,9465	7,9641	7,8045	7,8885	7,6144	7,9253
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1190	0,0000	0,3919	0,0000
Fe+2	0,8180	0,7845	0,7124	0,8402	0,7257	0,7200	0,7251	0,8808	0,6420
Mg	4,3150	4,2805	4,5599	4,2579	4,4103	4,3530	4,4448	4,2062	4,4792
Ca	1,9436	1,9244	1,8653	1,9567	1,8853	1,9867	1,9691	1,9335	1,9528
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1162	0,1667	0,2001	0,1151
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al+IV	7,9495	7,9861	7,9057	7,9465	7,9641	7,9235	7,8885	8,0000	7,9253
Al+VI+Fe+2+Mg	5,1330	5,0650	5,2723	5,0981	5,1360	5,0730	5,1699	5,0933	5,1212
Ca+Na(M4)	1,9436	1,9244	1,8653	1,9567	1,8853	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Na(A)	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1029	0,1358	0,1336	0,0679

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux.

## a) les amphiboles

	KOMATIITE						BASALTE KOMATIITIQUE		
	BB10-7a	BB10-7b	BB10-9	BB10-12a	BB10-12b	BB10-13	BB87O-1	BB87O-2	BB87O-3
SiO <sub>2</sub> (%pds)	53,48	52,67	56,46	56,12	56,42	54,06	52,52	52,07	47,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,48	2,82	<0,4	<0,4	<0,4	1,86	2,71	3,93	8,45
FeO	8,11	8,69	7,80	5,79	6,08	6,97	11,95	12,20	14,78
MgO	19,48	18,87	20,00	21,20	21,63	21,08	16,20	15,45	12,80
CaO	12,84	12,69	12,79	12,87	12,89	12,01	13,44	12,54	12,35
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,89	<0,4	0,51	<0,4	0,53	0,68	0,89	1,37
TOTAL	97,78	97,07	97,60	97,15	97,76	97,15	98,14	97,50	98,39
Si	7,5785	7,5445	7,9428	7,8796	7,8787	7,6391	7,5631	7,5243	6,9956
Al	0,4146	0,4762	0,0000	0,0000	0,0000	0,3092	0,4605	0,6700	1,4529
Fe+2	0,9605	1,0410	0,9179	0,6799	0,7102	0,8241	1,4393	1,4739	1,8029
Mg	4,1152	4,0293	4,1945	4,3281	4,5027	4,4417	3,4768	3,3274	2,7836
Ca	1,9488	1,9479	1,9277	1,9358	1,9291	1,8184	2,0738	1,9407	1,9306
Na	0,1802	0,2473	0,0000	0,1382	0,0000	0,1454	0,1909	0,2503	0,3882
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	7,9931	8,0000	7,9428	7,8796	7,8787	7,9483	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	5,0757	5,0910	5,1124	5,0080	5,2129	5,2658	4,9397	4,9956	5,0350
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0000	1,9277	2,0000	1,9291	1,9638	2,0738	2,0000	2,0000
Na(A)	0,1290	0,1952	0,0000	0,0740	0,0000	0,0000	0,1909	0,1910	0,3188

	BASALTE KOMATIITIQUE							BAS.KOM.	
	BB87O-5a	BB87O-5b	BB87O-6	BB87O-8	BB87O-9	BB87O-10	BB87O-11	BB235-3	BB235-4
SiO <sub>2</sub> (%pds)	55,57	49,86	51,69	48,79	52,19	51,14	50,53	53,20	55,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	6,09	3,67	7,40	3,85	5,41	4,91	3,13	0,51
FeO	10,91	13,74	12,67	14,83	12,71	13,31	13,27	11,18	9,56
MgO	17,91	14,43	15,76	13,17	15,41	14,93	14,72	16,30	18,39
CaO	12,37	12,61	12,22	12,01	12,48	12,41	13,11	12,81	12,76
Na <sub>2</sub> O	0,76	1,03	0,81	1,25	0,87	1,05	0,90	0,49	<0,4
TOTAL	98,78	98,49	97,23	98,27	98,26	98,68	98,06	97,94	97,21
Si	7,8482	7,2195	7,5072	7,1213	7,5084	7,3530	7,3353	7,6181	7,8924
Al	0,1479	1,0383	0,6282	1,2727	0,6529	0,9170	0,8392	0,5284	0,0854
Fe+2	1,2888	1,6631	1,5390	1,8105	1,5284	1,6003	1,6104	1,3384	1,1393
Mg	3,7710	3,1152	3,4130	2,8657	3,3039	3,1997	3,1855	3,4790	3,9084
Ca	1,8720	1,9555	1,9020	1,8787	1,9237	1,9122	2,0394	1,9655	1,9488
Na	0,2086	0,2897	0,2282	0,3545	0,2426	0,2922	0,2525	0,1357	0,0000
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	7,9961	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	7,9778
Al-VI+Fe+2+Mg	5,0598	5,0361	5,0874	5,0702	4,9936	5,0700	4,9704	4,9639	5,0477
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0394	2,0000	1,9488
Na(A)	0,0806	0,2452	0,1302	0,2332	0,1663	0,2044	0,2525	0,1012	0,0000

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux.

## a) les amphiboles

	BASALTE KOMATITIQUE								BAS. KOM
	BB235- 6	BB235- 7	BB235- 8	BB235- 9	BB235- 10	BB235- 11	BB235- 13	BB235- 15	BB244A- 2
SiO <sub>2</sub> (%pds)	52,74	51,72	55,71	54,22	56,43	49,51	56,05	53,60	49,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,62	4,99	<0,4	1,58	<0,4	7,22	<0,4	2,53	5,68
FeO	11,06	11,62	9,64	9,88	10,09	12,64	9,73	10,79	12,47
MgO	17,73	15,92	18,21	17,47	18,36	14,58	18,63	16,70	15,07
CaO	12,28	12,55	12,99	12,71	12,79	12,33	13,01	12,94	12,42
Na <sub>2</sub> O	0,74	0,89	<0,4	0,46	<0,4	1,13	<0,4	0,61	1,18
TOTAL	98,66	98,60	97,38	96,90	98,19	98,11	98,08	98,00	97,38
Si	7,4916	7,3891	7,9268	7,7797	7,9666	7,1529	7,9299	7,6633	7,2762
Al	0,6056	0,8395	0,0000	0,2671	0,0000	1,2287	0,0000	0,4256	0,9747
Fe+2	1,3135	1,3884	1,1467	1,1850	1,1910	1,5275	1,1515	1,2895	1,5192
Mg	3,7542	3,3918	3,8626	3,7366	3,8652	3,1397	3,9286	3,5601	3,2728
Ca	1,8690	1,9215	1,9796	1,9539	1,9353	1,9079	1,9725	1,9818	1,9385
Na	0,2050	0,2460	0,0000	0,1290	0,0000	0,3165	0,0000	0,1684	0,3339
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	7,9268	8,0000	7,9666	8,0000	7,9299	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	5,1649	5,0088	5,0093	4,9684	5,0562	5,0488	5,0801	4,9385	5,0429
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0000	1,9796	2,0000	1,9353	2,0000	1,9725	2,0000	2,0000
Na(A)	0,0740	0,1675	0,0000	0,0829	0,0000	0,2244	0,0000	0,1502	0,2724

	BASALTE KOMATITIQUE								
	BB244A- 3	BB244A- 6	BB244A- 8	BB244A- 10	BB244A- 12	BB244A- 14	BB244A- 16	BB244A- 17	BB244A- 18
SiO <sub>2</sub> (%pds)	52,89	48,64	46,79	50,16	45,24	50,12	51,91	50,43	51,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	10,07	9,15	6,70	11,46	6,06	4,35	5,67	4,46
FeO	10,63	10,81	13,64	13,05	15,33	13,40	11,64	12,46	12,34
MgO	17,03	16,36	14,20	15,00	11,99	15,41	16,35	15,37	15,76
CaO	13,37	10,68	11,98	12,42	12,39	12,53	12,84	12,65	12,72
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,69	1,47	1,15	1,85	1,17	0,85	1,10	0,93
TOTAL	97,60	98,43	98,20	99,08	99,33	99,07	98,50	98,37	98,99
Si	7,5960	6,9259	6,8263	7,1897	6,5961	7,2018	7,4237	7,2700	7,3756
Al	0,4600	1,6905	1,5736	1,1310	1,9697	1,0264	0,7333	0,9631	0,7511
Fe+2	1,2771	1,2867	1,6633	1,5637	1,8690	1,6102	1,3917	1,5020	1,4743
Mg	3,6467	3,4718	3,0890	3,2059	2,6054	3,3003	3,4861	3,3039	3,3589
Ca	2,0569	1,6294	1,8729	1,9072	1,9354	1,9290	1,9675	1,9530	1,9483
Na	0,1259	0,1903	0,4169	0,3193	0,5231	0,3272	0,2353	0,3074	0,2570
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	4,9798	5,3749	5,1522	5,0903	5,0402	5,1387	5,0348	5,0390	4,9599
Ca+Na(M4)	2,0569	1,8197	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Na(A)	0,1259	0,0000	0,2898	0,2265	0,4585	0,2562	0,2028	0,2604	0,2053

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux.

## a) les amphiboles

	BASALTE KOMATIITIQUE								
	BB206A-2	BB206A-3	BB206A-4a	BB206A-4b	BB206A-6	BB206A-7	BB206A-8a	BB206A-8b	BB206A-8c
SiO <sub>2</sub> (%pds)	53,09	49,88	53,09	51,61	52,12	52,78	52,20	52,82	52,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	4,93	2,55	4,40	3,20	1,97	3,58	2,91	3,28
FeO	13,72	15,37	14,69	15,07	14,82	14,24	14,39	14,65	14,78
MgO	15,18	14,25	14,72	14,32	14,70	14,63	14,52	14,83	14,10
CaO	13,06	11,67	12,65	12,26	12,51	12,42	12,83	12,65	12,46
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,53	0,56	0,53	0,45	<0,4	0,44	0,42	0,66
TOTAL	98,90	97,09	98,67	98,90	98,33	97,12	98,53	98,88	98,33
Si	7,6267	7,3547	7,6571	7,4495	7,5613	7,7264	7,5473	7,6070	7,5898
Al	0,3761	0,8572	0,4329	0,7494	0,5476	0,3407	0,6105	0,4940	0,5604
Fe+2	1,6484	1,8947	1,7715	1,8187	1,7980	1,7432	1,7391	1,7637	1,7928
Mg	3,2516	3,1331	3,1654	3,0823	3,1787	3,1926	3,1295	3,1838	3,0486
Ca	2,0103	1,8429	1,9550	1,8960	1,9448	1,9481	1,9872	1,9521	1,9355
Na	0,1400	0,1519	0,1560	0,1473	0,1277	0,0000	0,1236	0,1160	0,1844
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	4,9028	5,2397	5,0269	5,0999	5,0856	5,0029	5,0264	5,0485	4,9916
Ca+Na(M4)	2,0103	1,9948	2,0000	2,0000	2,0000	1,9481	2,0000	2,0000	2,0000
Na(A)	0,1400	0,0000	0,1110	0,0433	0,0725	0,0000	0,1108	0,0681	0,1199

	BASKOM	BASALTE KOMATIITIQUE							
	BB206A-9	BB262B-1	BB262B-2a	BB262B-2b	BB262B-3C*	BB262B-3B*	BB262B-4	BB262B-5	BB262B-6
SiO <sub>2</sub> (%pds)	53,45	50,00	46,07	49,90	49,19	54,44	48,80	50,66	50,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	5,27	9,10	5,85	6,12	1,11	6,60	5,03	4,72
FeO	14,03	14,13	15,64	14,92	14,54	13,64	15,09	13,70	13,30
MgO	15,22	14,10	11,75	13,79	13,79	15,73	13,11	14,50	14,15
CaO	12,98	12,55	11,77	12,24	12,63	12,81	11,94	12,16	12,52
Na <sub>2</sub> O	0,47	0,96	1,70	1,16	0,98	<0,4	1,18	1,12	1,04
TOTAL	98,98	97,78	96,95	98,52	97,99	98,37	97,57	98,15	97,98
Si	7,6636	7,3128	6,8796	7,2568	7,2011	7,8260	7,1827	7,3587	7,3584
Al	0,4145	0,9091	1,6014	1,0032	1,0566	0,1885	1,1455	0,8602	0,8090
Fe+2	1,6819	1,7284	1,9529	1,8142	1,7800	1,6399	1,8577	1,6635	1,6163
Mg	3,2524	3,0738	2,6153	2,9892	3,0094	3,3700	2,8774	3,1409	3,0655
Ca	1,9940	1,9667	1,8827	1,9075	1,9809	1,9723	1,8824	1,8920	1,9485
Na	0,1303	0,2730	0,4925	0,3279	0,2793	0,0000	0,3364	0,3158	0,2917
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	5,0124	5,0241	5,0492	5,0634	5,0471	5,0244	5,0633	5,0233	4,8492
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	1,9723	2,0000	2,0000	2,0000
Na(A)	0,1243	0,2397	0,3752	0,2354	0,2602	0,0000	0,2188	0,2078	0,2402

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

\* C = coeur, B = bordure du même grain

Tableau 3.1. Composition des minéraux.

## a) les amphiboles

	BAS.KOM.		THOLEIITE						
	BB262B-7	BB262B-8	BB204-2	BB204-3a	BB204-3b	BB204-7	BB204-8a	BB204-8b	BB204-9
SiO <sub>2</sub> (%pds)	48,01	48,71	53,21	41,85	42,33	45,55	41,96	44,66	41,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,76	6,93	2,06	15,85	15,46	10,56	14,54	11,79	14,85
FeO	15,59	15,11	13,78	18,27	18,31	17,25	18,59	18,28	19,57
MgO	12,80	13,56	15,45	7,58	8,21	9,82	8,16	9,31	8,90
CaO	12,05	12,17	12,15	11,60	11,56	12,04	11,51	11,84	10,56
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,33	0,66	1,48	1,74	0,98	1,71	1,17	1,47
TOTAL	99,03	98,85	97,38	97,65	98,17	97,31	97,38	97,87	97,97
Si	7,0033	7,0930	7,7286	6,2853	6,3174	6,8080	6,3389	6,6700	6,2924
Al	1,3333	1,1888	0,3525	2,8054	2,7195	1,8603	2,5881	2,0758	2,6274
Fe+2	1,9010	1,8398	1,6732	2,2946	2,2852	2,1563	2,3479	2,2828	2,4570
Mg	2,7835	2,9435	3,3468	1,6962	1,8264	2,1886	1,8370	2,0733	1,9919
Ca	1,8834	1,8987	1,8913	1,8666	1,8475	1,9276	1,8628	1,8939	1,6998
Na	0,4231	0,3743	0,1847	0,4300	0,5045	0,2832	0,5004	0,3391	0,4269
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	5,0211	5,0651	5,1011	5,0815	5,1485	5,0132	5,1119	5,1019	5,3687
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000
Na(A)	0,3065	0,2730	0,0760	0,2966	0,3520	0,2108	0,3632	0,2330	0,1267

	THOLEIITE			THOLEIITE					
	BB204-10	BB204-11a	BB204-11b	BB222B-1	BB222B-3a	BB222B-3b	BB222B-4	BB222B-6	BB222B-8
SiO <sub>2</sub> (%pds)	43,12	42,41	44,20	52,44	48,54	48,89	50,11	48,26	47,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,14	15,90	15,64	2,90	7,57	5,03	5,19	7,00	8,08
FeO	18,57	18,85	17,04	17,44	18,84	17,34	17,55	19,25	18,84
MgO	8,46	8,11	7,35	12,81	10,54	11,33	11,96	10,81	10,06
CaO	11,29	11,40	10,34	12,17	12,26	12,97	11,58	12,09	12,10
Na <sub>2</sub> O	1,30	1,70	2,83	0,55	0,96	0,73	0,83	0,79	0,90
TOTAL	97,77	99,09	98,10	98,95	99,35	98,28	97,72	98,73	97,88
Si	6,4580	6,2779	6,5224	7,6447	7,1292	7,2410	7,4094	7,1477	7,0682
Al	2,4960	2,7731	2,7193	0,4984	1,3103	0,8780	0,9042	1,2218	1,4222
Fe+2	2,3252	2,3332	2,1030	2,1257	2,3142	2,1478	2,1702	2,3834	2,3518
Mg	1,8894	1,7905	1,6179	2,7834	2,3069	2,5024	2,6360	2,3869	2,2382
Ca	1,8110	1,8017	1,6342	1,9010	1,9219	2,0575	1,8348	1,9186	1,9349
Na	0,3785	0,4878	0,8088	0,1547	0,2727	0,2108	0,2370	0,2265	0,2608
O	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg	5,1686	5,1747	4,9626	5,0522	5,0606	4,7692	5,1198	5,1398	5,0804
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0000	2,0575	2,0000	2,0000	2,0000
Na(A)	0,1895	0,2895	0,4430	0,0557	0,1946	0,2108	0,0718	0,1451	0,1957

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.



Tableau 3.1. Composition des minéraux.

## a) les amphiboles

	TROLEITE		SEDIMENT
	BB222B- 9	BB222B- 10	BB23K- 1
SiO <sub>2</sub> (%pds)	48,84	47,92	57,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,42	6,88	<0,4
FeO	18,03	18,05	6,38
MgO	11,07	10,52	21,31
CaO	12,21	12,62	12,79
Na <sub>2</sub> O	0,84	0,97	<0,4
TOTAL	98,12	98,59	98,27
Si	7,2429	7,0991	7,9872
Al	1,1223	1,2015	0,0000
Fe+2	2,2362	2,2366	0,7700
Mg	2,4480	2,3230	4,5831
Ca	1,9398	2,0026	1,9777
Na	0,2403	0,2797	0,0000
O	23,0000	23,0000	23,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	7,9872
Al-VI+Fe+2+Mg	5,0494	4,8602	5,3531
Ca+Na(M4)	2,0000	2,0026	1,9777
Na(A)	0,1801	0,2797	0,0000

TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## b) les chlorites

	KOMATIITE								
	BB87C-1a	BB87C-1b	BB87C-2	BB87C-4	BB87C-5	BB87C-6	BB87C-7	BB87C-8	BB87C-12
SiO <sub>2</sub> (%pds)	32,52	32,71	32,20	33,78	32,48	31,29	33,59	31,50	32,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,12	11,70	12,13	11,49	12,37	13,25	11,95	12,84	12,61
FeO	8,79	8,83	8,77	8,95	8,86	8,89	8,93	8,59	8,84
MgO	31,82	31,00	31,39	30,93	30,97	30,84	32,30	31,25	31,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,65	0,55	0,52	0,54	0,95	<0,4	0,70	0,60
TOTAL	86,16	85,24	85,54	86,09	85,39	85,66	87,45	85,52	85,82
Si	6,4020	6,4967	6,3842	6,6354	6,4361	6,2121	6,5018	6,2562	6,3495
Al	2,8110	2,7380	2,8348	2,6585	2,8899	3,1003	2,7268	3,0062	2,9344
Fe+2	1,4467	1,4664	1,4533	1,4696	1,4682	1,4759	1,4449	1,4271	1,4605
Mg	9,3397	9,1799	9,2770	9,0560	9,1504	9,1291	9,3206	9,2518	9,2345
Cr	0,0755	0,1018	0,0857	0,0813	0,0853	0,1494	0,0000	0,1095	0,0935
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg+Cr	12,0749	11,9828	12,0350	11,9008	12,0299	12,0668	11,9941	12,0508	12,0724

	KOMATIITE		KOMATIITE						
	BB87C-15	BB87C-16	BB87B-2	BB87B-3	BB87B-6	BB87B-8a	BB87B-8b	BB87B-9	BB87B-10
SiO <sub>2</sub> (%pds)	32,98	33,10	32,06	32,64	32,47	32,40	32,53	32,01	32,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,14	11,87	12,82	12,72	12,64	12,58	12,15	12,94	12,35
FeO	8,93	9,01	9,76	8,84	9,22	8,77	9,12	9,16	8,75
MgO	31,57	31,11	31,46	31,80	31,52	31,92	31,68	31,40	31,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,60	<0,4	<0,4	0,48	<0,4	<0,4	0,40	<0,4
TOTAL	86,34	85,96	86,54	86,49	86,33	86,38	86,19	86,64	86,21
Si	6,4665	6,5128	6,3052	6,3872	6,3718	6,3545	6,4085	6,2848	6,4043
Al	2,8050	2,7535	2,9709	2,9338	2,9236	2,9089	2,8206	2,9933	2,8595
Fe+2	1,4645	1,4826	1,6054	1,4457	1,5126	1,4379	1,5016	1,5044	1,4380
Mg	9,2275	9,1267	9,2240	9,2761	9,2196	9,3331	9,3036	9,1927	9,2870
Cr	0,0693	0,0927	0,0000	0,0000	0,0740	0,0000	0,0000	0,0624	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+Mg+Cr	12,0328	11,9683	12,1055	12,0428	12,1016	12,0344	12,0343	12,0376	11,9888

TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cl et SO<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## b) les chlorites

	KOMATIITE			KOMATIITE					
	BB87B-11	BB87B-12	BB87B-14	BB87P-3	BB87P-6	BB87P-7	BB87P-8	BB87P-10	BB87P-11
SiO <sub>2</sub> (%pds)	32,48	32,26	31,92	34,44	31,66	34,93	30,93	30,82	37,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,70	12,63	12,96	12,89	14,69	12,83	14,89	15,25	11,14
FeO	8,98	9,76	9,02	10,33	10,73	9,87	10,68	11,00	9,52
MgO	31,93	31,22	31,65	29,62	30,17	30,04	29,36	29,61	29,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	0,51	0,43	0,55	0,52	0,50	0,66	0,60	0,63
TOTAL	86,70	86,84	86,20	88,36	88,11	88,56	86,71	87,67	88,42
Si	6,3508	6,3338	6,2829	6,6160	6,1477	6,6735	6,1042	6,0322	7,0851
Al	2,9271	2,9232	3,0049	2,9187	3,3633	2,8892	3,4634	3,5165	2,4969
Fe+2	1,4683	1,6021	1,4847	1,6594	1,7419	1,5774	1,7625	1,7997	1,5134
Mg	9,3093	9,1382	9,2861	8,4814	8,7349	8,5557	8,6401	8,6389	8,3364
Cr	0,0000	0,0811	0,0665	0,0830	0,0799	0,0763	0,1036	0,0935	0,0953
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+ Mg+Cr	12,0555	12,0784	12,1251	11,7585	12,0677	11,7721	12,0738	12,0808	11,5271

	KOMATIITE				KOMATIITE				
	BB87P-12	BB87P-14	BB87P-15	BB87P-16	BB216-4	BB216-6	BB216-7	BB216-13	BB216-15
SiO <sub>2</sub> (%pds)	31,47	30,98	31,15	31,18	30,51	31,60	31,31	31,62	31,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,89	14,34	13,97	14,19	15,90	15,11	15,06	14,55	15,51
FeO	10,63	10,68	10,62	10,48	11,69	11,16	11,63	11,19	11,54
MgO	29,68	29,15	29,24	29,47	28,47	29,51	29,27	29,44	28,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	0,86	0,60	0,57	0,49	0,73	0,73	0,45	0,56
TOTAL	86,50	86,55	85,84	86,42	87,22	88,26	88,01	87,41	87,89
Si	6,2209	6,1391	6,2087	6,1764	6,0124	6,1334	6,1094	6,1951	6,0916
Al	3,2361	3,3479	3,2817	3,3136	3,6919	3,4569	3,4645	3,3592	3,5688
Fe+2	1,7577	1,7701	1,7696	1,7367	1,9266	1,8110	1,8983	1,8342	1,8835
Mg	8,7474	8,6091	8,6866	8,7026	8,3650	8,5402	8,5161	8,6005	8,4304
Cr	0,0791	0,1339	0,0948	0,0895	0,0760	0,1119	0,1125	0,0691	0,0868
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+ Mg+Cr	12,0412	12,0001	12,0414	12,0188	12,0719	12,0534	12,1008	12,0581	12,0611

TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cl et SO<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## b) les chlorites

	KOMATIITE			KOMATIITE					
	BB216-16a	BB216-16b	BB216-17	BB10-1	BB10-4a	BB10-4b	BB10-5	BB10-6	BB10-7
SiO <sub>2</sub> (%pds)	30,93	31,32	31,51	29,19	29,98	29,67	29,57	32,04	29,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,56	15,40	15,06	17,45	18,62	18,60	18,75	16,29	17,86
FeO	11,64	11,80	12,04	11,12	10,41	10,79	10,10	10,78	11,52
MgO	29,07	29,21	29,36	28,24	29,43	28,41	29,52	27,72	28,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,51	0,49	0,44	<0,4	<0,4	<0,4	0,52	0,45
TOTAL	88,11	88,64	88,58	87,10	88,69	88,17	88,56	89,09	87,99
Si	6,0381	6,0768	6,1181	5,7568	5,7609	5,7517	5,6979	6,1634	5,7041
Al	3,5794	3,5215	3,4453	4,0550	4,2181	4,2506	4,2581	3,6933	4,1231
Fe+2	1,8994	1,9138	1,9546	1,8345	1,6728	1,7490	1,6279	1,7339	1,8877
Mg	8,4596	8,4506	8,5003	8,3040	8,4312	8,2121	8,4805	7,9490	8,2412
Cr	0,0824	0,0785	0,0757	0,0689	0,0000	0,0000	0,0000	0,0798	0,0696
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al+V	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al+V+Fe+2+	12,0589	12,0412	12,0940	12,0192	12,0830	11,9634	12,0644	11,6194	12,0257
Mg+Cr									

	KOMATIITE				BASALTE KOMATIITIQUE				
	BB10-8	BB10-17	BB10-20	BB10-21	BB870-1	BB870-2	BB870-3a	BB870-3b	BB870-4
SiO <sub>2</sub> (%pds)	28,82	29,96	29,52	29,35	26,79	26,59	26,22	26,41	26,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,27	18,57	19,27	18,25	21,17	20,38	20,71	20,19	20,61
FeO	11,24	9,99	10,38	10,96	19,22	19,17	19,05	19,01	19,58
MgO	28,88	29,27	29,32	28,69	20,51	20,35	20,50	19,40	19,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	0,54	<0,4	<0,4	0,62	0,54	<0,4
TOTAL	87,67	88,29	89,35	88,14	88,12	87,45	87,68	86,34	87,64
Si	5,6452	5,7753	5,6496	5,7115	5,4319	5,4458	5,3615	5,4799	5,4335
Al	4,2172	4,2180	4,3459	4,1852	5,0582	4,9207	4,9898	4,9382	4,9822
Fe+2	1,8416	1,6107	1,6609	1,7844	3,2582	3,2836	3,2582	3,2990	3,3569
Mg	8,4349	8,4135	8,3640	8,3250	6,1996	6,2140	6,2485	6,0017	6,0554
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0826	0,0000	0,0000	0,0999	0,0890	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al+V	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al+V+Fe+2+	12,1389	12,0175	12,0204	12,0887	11,9479	11,8641	11,9579	11,8078	11,8280
Mg+Cr									

TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cl et SO<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## b) les chlorites

	BASALTE KOMATITIQUE					BASALTE KOMATITIQUE			
	BB870-6	BB870-9	BB870-10	BB870-11	BB870-12	BB235-2	BB235-3	BB235-4	BB235-6a
SiO <sub>2</sub> (%pds)	26,28	26,58	26,33	26,26	26,30	25,87	26,13	27,06	26,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,08	20,78	20,94	20,77	21,02	21,68	21,49	21,60	21,03
FeO	20,46	19,82	19,94	20,02	19,81	17,09	17,50	17,24	17,50
MgO	20,16	20,65	20,14	19,79	20,30	21,34	21,64	22,22	21,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	0,62	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	88,99	88,57	88,48	87,51	88,16	86,69	87,64	88,93	88,05
Si	5,3298	5,3907	5,3556	5,4005	5,3597	5,2901	5,2997	5,3845	5,4052
Al	5,0385	4,9668	5,0207	5,0325	5,0497	5,2240	5,1353	5,0656	4,9937
Fe+2	3,4689	3,3605	3,3019	3,4433	3,3764	2,9218	2,9677	2,8688	2,9479
Mg	6,0950	6,2418	6,1066	6,0675	6,1673	6,5045	6,5418	6,5906	6,5660
Cr	0,0000	0,0000	0,0998	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+ Mg+Cr	11,9322	11,9598	11,8846	11,9438	11,9531	11,9404	11,9445	11,9095	11,9128

	BASALTE KOMATITIQUE						BASALTE KOMATITIQUE		
	BB235-6b	BB235-7	BB235-9	BB235-10	BB235-11	BB235-16	BB244A-1	BB244A-2	BB244A-3
SiO <sub>2</sub> (%pds)	26,45	26,47	26,48	26,71	26,77	26,74	26,48	26,13	27,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,55	21,75	21,80	21,84	21,93	21,70	20,22	20,77	21,41
FeO	17,43	17,64	17,21	17,33	17,53	17,98	16,13	16,26	17,00
MgO	21,78	21,92	22,40	22,24	22,27	22,34	22,75	22,38	23,29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	87,93	88,35	88,91	88,81	89,44	89,68	86,69	86,20	89,63
Si	5,3364	5,3167	5,2859	5,3287	5,3099	5,3028	5,4033	5,3582	5,3877
Al	5,1226	5,1495	5,1276	5,1349	5,1260	5,0728	4,8632	5,0197	4,9729
Fe+2	2,9409	2,9638	2,8721	2,8908	2,9082	2,9819	2,7527	2,7887	2,8025
Mg	6,5501	6,5634	6,6659	6,6149	6,5856	6,6063	6,9212	6,8428	6,8445
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+ Mg+Cr	11,9500	11,9934	11,9515	11,9693	11,9297	11,9638	11,9404	12,0094	12,0076

TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cl et SO<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## b) les chlorites

	BASALTE KOMATITIQUE							BAS.KOM.	
	BB244A- 5	BB244A- 7	BB244A- 10	BB244A- 11	BB244A- 15	BB244A- 16	BB244A- 17	BB206A- 1	BB206A- 2
SiO <sub>2</sub> (%pds)	27,41	27,18	26,84	27,18	27,26	27,39	26,50	25,89	25,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,29	21,44	21,33	21,66	21,03	21,11	21,66	21,55	21,93
FeO	17,37	16,62	16,24	15,87	16,44	18,06	17,08	22,98	23,22
MgO	22,55	23,04	23,23	23,47	23,57	22,42	22,61	17,99	18,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	89,44	88,72	88,24	88,92	89,01	89,47	88,34	88,81	89,90
Si	5,4293	5,4008	5,3590	5,3746	5,3997	5,4371	5,3073	5,3195	5,2660
Al	4,9700	5,0215	5,0207	5,0471	4,9084	4,9372	5,1116	5,2172	5,2487
Fe+2	2,8764	2,7617	2,7112	2,6235	2,7228	2,9977	2,8600	3,9477	3,9432
Mg	6,6583	6,8238	6,9156	6,9187	6,9616	6,6333	6,7494	5,5087	5,5765
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+ Mg+Cr	11,9340	12,0078	12,0065	11,9639	11,9925	12,0053	12,0283	11,9931	12,0344

	BASALTE KOMATITIQUE						BASALTE KOMATITIQUE		
	BB206A- 3	BB206A- 4	BB206A- 6	BB206A- 8	BB206A- 9	BB206A- 10	BB262B- 1	BB262B- 4	BB262B- 5
SiO <sub>2</sub> (%pds)	25,92	26,26	26,17	25,92	26,10	26,52	26,22	26,35	26,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,65	20,65	20,98	21,47	21,52	20,77	19,92	20,73	20,66
FeO	23,53	23,24	24,20	24,25	23,77	24,08	20,49	21,98	20,48
MgO	17,51	17,44	17,60	17,35	17,51	17,77	18,87	19,20	20,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	89,43	88,72	89,41	89,98	89,50	90,02	86,63	89,03	88,40
Si	5,3093	5,4183	5,3757	5,2969	5,3434	5,4095	5,4762	5,3811	5,3970
Al	5,2273	5,0201	5,0777	5,1704	5,1910	4,9938	4,9024	4,9874	4,9646
Fe+2	4,0301	4,0098	4,1567	4,1436	4,0684	4,1071	3,5780	3,7533	3,4916
Mg	5,3476	5,3637	5,3881	5,2854	5,3444	5,4048	5,8756	5,8457	6,1279
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al-IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al-VI+Fe+2+ Mg+Cr	11,9143	11,8119	11,9982	11,8963	11,9472	11,9152	11,8322	11,9675	11,9811

TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cl et SO<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## b) les chlorites

	BASALTE KOMATIITIQUE							TROLEITE	
	BB262B-6	BB262B-7a	BB262B-7b	BB262B-9	BB262B-10	BB262B-11	BB262B-12	BB204-2	BB204-4a
SiO <sub>2</sub> (%pds)	26,71	26,75	26,87	26,42	26,22	27,21	26,43	25,87	25,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,49	20,14	20,81	20,49	20,54	20,37	20,31	20,82	21,78
FeO	22,93	21,86	21,25	20,33	21,64	21,15	20,74	23,13	23,42
MgO	18,75	19,26	19,62	19,35	19,22	20,17	19,74	17,92	17,24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0,63	<0,4	<0,4
TOTAL	89,53	88,51	89,06	87,27	88,22	89,83	88,26	88,50	88,46
Si	5,4393	5,4774	5,4486	5,4603	5,3895	5,4772	5,4154	5,3494	5,2913
Al	4,9177	4,8608	4,9719	4,9909	4,9760	4,8317	4,9039	5,0750	5,3116
Fe+2	3,9043	3,7441	3,6026	3,5127	3,7190	3,5592	3,5532	4,0004	4,0519
Mg	5,6923	5,8806	5,9319	5,9627	5,8903	6,0524	6,0301	5,5209	5,3168
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1017	0,0000	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al+IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al+VI+Fe+2+ Mg+Cr	11,9536	11,9629	11,9550	11,9266	11,9748	11,9205	12,0043	11,9457	11,9716

	TROLEITE			TROLEITE			
	BB204-4b	BB204-7	BB204-12	BB222B-1	BB222B-4	BB222B-9	B222B-10
SiO <sub>2</sub> (%pds)	26,18	25,36	25,50	25,16	25,74	25,38	25,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,80	21,43	21,47	21,65	20,78	21,22	21,70
FeO	24,50	23,51	23,55	27,91	27,20	26,66	27,77
MgO	16,21	16,85	16,58	14,52	14,15	14,07	14,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
TOTAL	88,09	87,71	87,45	89,92	89,23	88,20	89,71
Si	5,4598	5,3047	5,3405	5,2486	5,4082	5,3696	5,2398
Al	5,1136	5,2813	5,3009	5,3207	5,1470	5,2900	5,3488
Fe+2	4,2737	4,1108	4,1240	4,8687	4,7785	4,7165	4,8553
Mg	5,0392	5,2544	5,1785	4,5160	4,4314	4,4374	4,4758
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
O	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000	28,0000
Si+Al+IV	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000	8,0000
Al+VI+Fe+2+ Mg+Cr	11,8863	11,9512	11,9439	11,9540	11,7651	11,8135	11,9197

TiO<sub>2</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cl et SO<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## c) les plagioclases

	BAS.KOM	BAS.KOM	BASALTE KOMATITIQUE					THOLEIITE	
	BB870- 12	BB235- 1	BB262B- 1	BB262B- 3	BB262B- 5	BB262B- 6	BB262B- 7	BB204- 4	BB204- 7
SiO <sub>2</sub> (%pds)	63,82	61,73	69,11	69,61	68,95	68,80	68,78	62,25	62,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,74	23,45	19,05	19,21	19,00	19,11	19,44	24,15	23,44
CaO	4,86	5,83	0,43	<0,4	<0,4	0,45	0,47	5,67	5,29
Na <sub>2</sub> O	8,90	7,88	11,20	11,55	11,76	11,55	11,35	8,22	8,48
TOTAL	100,40	99,31	100,03	100,73	100,17	100,23	100,19	100,76	100,31
Si	11,2380	11,0269	12,0570	12,0554	12,0356	12,0025	11,9904	10,9678	11,0553
Al	4,7189	4,9372	3,9159	3,9214	3,9075	3,9282	3,9941	5,0152	4,8866
Ca	0,9163	1,1152	0,0813	0,0000	0,0000	0,0834	0,0881	1,0706	1,0030
Na	3,0373	2,7289	3,7898	3,8782	3,9798	3,9080	3,8340	2,8078	2,9094
O	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000
Ab	76,82	70,99	97,90	100,00	100,00	97,91	97,75	72,40	74,36
An	23,18	29,01	2,10	0,00	0,00	2,09	2,25	27,60	25,64

	THOLEIITE			THOLEIITE			
	BB204- 9	BB204- 12	BB204- 13	BB222B- 4	BB222B- 6	BB222B- 8	BB222B- 9
SiO <sub>2</sub> (%pds)	62,60	60,78	60,61	62,58	60,96	61,77	6,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,37	24,25	24,44	23,66	24,66	23,14	24,18
CaO	5,30	6,95	6,62	5,57	7,10	5,97	6,23
Na <sub>2</sub> O	8,25	7,31	7,59	8,70	7,32	8,08	8,10
TOTAL	100,11	99,35	99,57	100,78	100,90	99,71	100,77
Si	11,0860	10,8656	10,8243	11,0277	10,7807	11,0249	10,9243
Al	4,8785	5,1087	5,1441	4,9127	5,1399	4,8675	5,0259
Ca	1,0299	1,3304	1,2669	1,0512	1,3444	1,1422	1,1768
Na	2,8326	2,5346	2,6282	2,9736	2,5105	2,7963	2,7685
O	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000	32,0000
Ab	73,34	65,58	67,47	73,88	65,12	71,00	70,17
An	26,66	34,42	32,53	26,12	34,88	29,00	29,83

TiO<sub>2</sub>, FeO, MgO, MnO et K<sub>2</sub>O sont présents à des concentrations de <0,4% pds.



Tableau 3.1. Composition des minéraux

## d) les épidotes

	BAS.KOM.	BASALTE KOMATIITIQUE				
	BB870- 6	BB244A- 1	BB244A- 4	BB244A- 5	BB244A- 9	BB244A- 10
SiO <sub>2</sub> (%pds)	37,17	37,79	38,65	38,79	38,56	38,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,06	28,33	29,21	28,96	28,10	29,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,57	6,18	6,40	5,55	6,89	6,32
CaO	23,72	23,47	24,59	24,41	24,52	24,69
TOTAL	96,87	96,35	99,07	98,11	98,45	99,12
Si	2,9442	2,9032	2,8908	2,9156	2,9160	2,8908
Al	2,2463	2,5648	2,5751	2,5651	2,5041	2,5688
Fe+3	0,6893	0,3570	0,3605	0,3133	0,3920	0,3556
Ca	2,0128	1,9318	1,9705	1,9652	1,9864	1,9777
O	12,0000	12,0000	12,0000	12,0000	12,0000	12,0000

	BASALTE KOMATIITIQUE				
	BB206A- 3	BB206A- 4	BB206A- 6	BB206A- 7	BB206A- 8
SiO <sub>2</sub> (%pds)	38,23	38,40	38,32	37,78	38,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,58	28,42	28,15	27,89	28,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6,52	6,56	6,28	6,35	6,26
CaO	24,14,	24,53	24,24	24,25	23,84
TOTAL	73,72	98,48	97,21	96,97	97,50
Si	2,9002	2,8990	2,9215	2,8971	2,9223
Al	2,5557	2,5289	2,5291	2,5209	2,5238
Fe+3	0,3723	0,3727	0,3603	0,3664	0,3577
Ca	1,9624	1,9844	1,9801	1,9925	1,9403
O	12,0000	12,0000	12,0000	12,0000	12,0000

\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé à partir de FeOTiO<sub>2</sub>, MgO, MnO et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

Tableau 3.1. Composition des minéraux

## e) le talc

	KOMATIITE				
	BB87B- 4	BB87B- 15	BB87B- 16a	BB87B- 16b	BB87B- 22
SiO <sub>2</sub> (%pds)	62,05	61,62	61,46	61,32	60,71
FeO	3,07	3,54	3,03	2,42	2,76
MgO	29,08	28,98	28,99	29,27	28,51
TOTAL	94,47	94,64	93,54	93,32	92,17
Si	8,0175	7,9751	8,0132	8,0014	8,0299
Fe+2	0,3318	0,3830	0,3301	0,2640	0,3048
Mg	5,6019	5,5926	5,6357	5,6936	5,6221
O	22,0000	22,0000	22,0000	22,0000	22,0000

	KOMATIITE					
	BB87C- 4	BB87C- 11	BB87C- 12	BB87C- 13	BB87C- 15	BB87C- 17
SiO <sub>2</sub> (%pds)	61,28	60,36	61,08	60,35	60,64	62,41
FeO	3,38	3,34	3,62	3,04	3,41	3,17
MgO	28,31	28,09	28,73	28,41	28,37	29,12
TOTAL	93,13	92,08	93,63	91,89	92,74	95,04
Si	8,0368	8,0119	7,9891	8,0137	8,0010	8,0208
Fe+2	0,3711	0,3706	0,3959	0,3372	0,3768	0,3404
Mg	5,5350	5,5586	5,6024	5,6247	5,5795	5,5785
O	22,0000	22,0000	22,0000	22,0000	22,0000	22,0000

TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O et Cl sont présents à des concentrations de <0,4% pds.

**Tableau 3.2. Précision des résultats de microsonde**

<b>Concentration de l'oxyde (% poids)</b>	<b>Erreur std (%) (écart type/moy.)</b>
>20%	<1%
10- 20%	<2%
5 -10%	<3%
1 - 5%	<5%
0,8 - 1%	<10%
0,4-0,8%	<25%
0,1-0,4%	<50%
<0,1%	>50%

résultats, calculée à partir des résultats obtenus sur un minéral standard. La limite de détection est établie à 0,4%, puisqu'en-dessous de cette valeur, l'erreur standard devient trop importante (25%).

### **3.2. Les komatiites et les basaltes komatiitiques**

La suite komatiitique comprend une large gamme de composition, comme nous le verrons dans le chapitre 5 sur la géochimie. Cette variété se traduit dans la minéralogie des roches. En effet, les roches les plus magnésiennes contiennent de l'olivine, alors que les roches moins magnésiennes sont dominées par le clinopyroxène. Naturellement, ces phases ne sont plus présentes, ayant été remplacées par la chlorite et l'amphibole respectivement. Les textures et minéraux observés sont présentés au Tableau 3.3.

La texture spinifex à olivine n'a été observée qu'à un endroit. En lame mince, les bordures des cristaux spinifex sont définies par des grains très fins de magnétite alors que l'intérieur est composé de chlorite magnésienne. La matrice est constituée de clinopyroxène squelettique, formant des agrégats en éventail (pseudomorphisés par la trémolite), et de verre dévitrifié, maintenant recristallisé en trémolite et chlorite (Planche 5a).

Ailleurs, les komatiites plus magnésiennes, c'est-à-dire avec > 20% MgO, présentent entre 10 et 35% de phénocristaux d'olivine (Planche 5b). Ces phénocristaux semblent être automorphes et sont maintenant pseudomorphisés

**Tableau 3.3. Assemblages minéralogiques**

**a) les komatiites**

	Amph.	Chl.	Talc	Serp.	Plag.	Épid.	Titan.	Opaques	Carb.	Biotite	Quartz	Textures
BB23A	50	39		10				1(po)				pseudomorphes d'ol(10%)
BB23B	75	25						1				pseudomorphes d'ol(15%)
BB23C	62	35			2			1				
BB23D	75	24					1					pseudomorphes d'ol(10%)
BB23F	70	26			3		1					rares pseudom. d'ol, cpx squel.
BB23G	78	20			1		1					cpx squelettique
BB23I	60	35		5			tr.	tr.				rares pseudom. d'ol, cpx squel.
BB23J	50	50					tr.	tr.				pseudomorphes d'ol(20%)
BB87B	47	35	10	5				3 (chr,po)				pseudom. d'ol(35%)+chr
BB87C	40	20	37					3 (chr,po)				pseudom. d'ol(20%)+chr
BB87H	50	49			tr.	1		tr.				
BB87L	74	25			3			1				pseudomorphes d'ol(20%)
BB87P	71	25	3					1 (chr)				pseudom. d'ol(25%)+chr
BB87Q	80	16					1					cpx plumose
BB10	55	40						5 (mag)				spinifex d'ol
BB216	55	43						2 (ilm,cpy)				pseudomorphes d'ol(30%)
BB244B	82	15						3				

tr.=trace, amph.=amphibole, chl.=chlorite, serp.=serpentine, plag.=plagioclase, épid.=épidote, titan.=titanite, carb.=carbonate, po=pyrrhotite, chr=chromite, mag=magnétite, ilm=ilménite, cpy=chalcopryrite, ol=olivine, cpx=clinopyroxène

**Tableau 3.3. Assemblages minéralogiques**

**b) les basaltes komatiitiques**

	Amph.	Chl.	Talc	Serp.	Plag.	Épid.	Titan.	Opaques	Carb.	Biotite	Quartz	Textures
BB235	64	25			10	1		tr.				cpx squelettique
BB87G	88	2				tr.				7	3	porphyroblastes de hbd
BB87I	65	12			20	tr.	tr.	tr.			3	porphyroblastes de hbd
BB87J	85	3			8		1	tr.	tr.	3		cpx dendritique
BB87M	85	8			6		tr.	tr.		1		cpx dendritique
BB87N	57	43			8	1	1	tr.				ocelli
BB87O	74	10			15	tr.	1	tr.				cpx dendritique
BB206A	83	5			5	7		tr.			tr.	cpx squelettique
BB210	70				5	20		tr.			5	porphyroblastes d'amphibole
BB212	80				15	tr.					5	
BB228	65	tr.			35			tr.				porphyroblastes de hbd
BB229	87	tr.			10	tr.		1			2	porphyroblastes de hbd
BB237	58	33			7	1	1	tr.	tr.			cpx dendritique
BB241A	40	20			24	3	tr.	1			12	microspin. de cpx, cpx plumose
BB243	49	15			30	tr.	tr.	1				spinifex de cpx, cpx plumose
BB244A	60	10			1	27		1	1			cpx plumose
BB244C	85	3			10	1		1				cpx plumose, ocelli
BB258	52	6			40		1	tr.				
BB262A	73	15			10				2			
BB262B	44	10			44			tr.	2			
BB262C	52	35			10		tr.	tr.			tr.	cpx dendritique
BB265	88	6			5	tr.	tr.	tr.			1	ocelli
BB271	85	5			10	tr.		tr.				
BB72A	85				10	tr.		tr.(cpy)		tr.	5	

tr.=trace, amph.=amphibole, chl.=chlorite, serp.=serpentine, plag.=plagioclase, épid.=épidote, titan.=titanite  
carb.=carbonate, cpy=chalcopyrite, cpx=clinopyroxène, hbd=hornblende

**Tableau 3.3. Assemblages minéralogiques**

**c) les tholéiites**

	Amph.	Chl.	Talc	Serp.	Plag.	Épid.	Titan.	Opagues	Carb.	Biotite	Quartz	Textures
BB88	87					tr.		1(py,cpy)			12	
BB89	80	tr.			16			1(mag,py,cpy)			3	
BB90	79				14	1		tr.(cpy,py)	3		3	microlites de plagioclase
BB91A	88	4			6	tr.		tr.(mag,py,cpy)			2	microlites de plagioclase
BB91B	70	tr.			25			2(mag,cpy)	tr.		3	porphyroblastes de hbd
BB92A	92	tr.			6		1	tr.(py,cpy)			1	
BB202	84	tr.			5	tr.		1			10	
BB204	84	tr.			8	tr.		1			7	
BB214	90	tr.			5			tr.			5	
BB222A	90	5			2	2		1				
BB222B	51	2			45		2				10	texture ophitique
BB254	65	5			28	1		1		tr.		

**d) Les sédiments ultramafiques**

	Amph.	Chl.	Talc	Serp.	Plag.	Épid.	Titan.	Opagues	Carb.	Biotite	Quartz	Textures
BM1	100											
BB234	98	1					1					pseudomorphes d'ol (?)
BB23E	98							2				
BB23K	100			tr.			tr.					
BB23L	99	tr.					1	tr.				
BB23M	99	tr.					1	tr.				
BB87F	48-98	tr.						2	0-50			carb.poecilitique

tr.=trace, amph.=amphibole, chl.=chlorite, serp.=serpentine, plag.=plagioclase, épid.=épidote, titan.=titanite, carb.=carbonate, py=pyrite, cpy=chalcopyrite, mag=magnétite, hbd=hornblende, ol=olivine

**Tableau 3.3. Assemblages minéralogiques**

**e) Les dykes mafiques**

	Amph.	Chl.	Talc	Serp.	Fsp.	Épid.	Titan.	Opacues	Carb.	Biotite	Quartz	Textures
<b>BB87A</b>	27				70	tr.		tr.(py,cpy)	1		2	phénocristaux de hbd zonés
<b>BB87D</b>	47	8			39	tr.		1(py)		5		phénocristaux de hbd zonés
<b>BB87E</b>	30				55		tr.	tr.(py,cpy)		15		rares phénos de hbd+bio
<b>BB23H</b>	42	25			16			tr.	12	5		phénos alt. en carb.+chl+bio
<b>BB10A</b>	60				28	1	1			10		phénocristaux de hbd+biotite
<b>BB245C</b>	15				64	tr.	1	tr.		20		phénos de hbd zonés + biotite

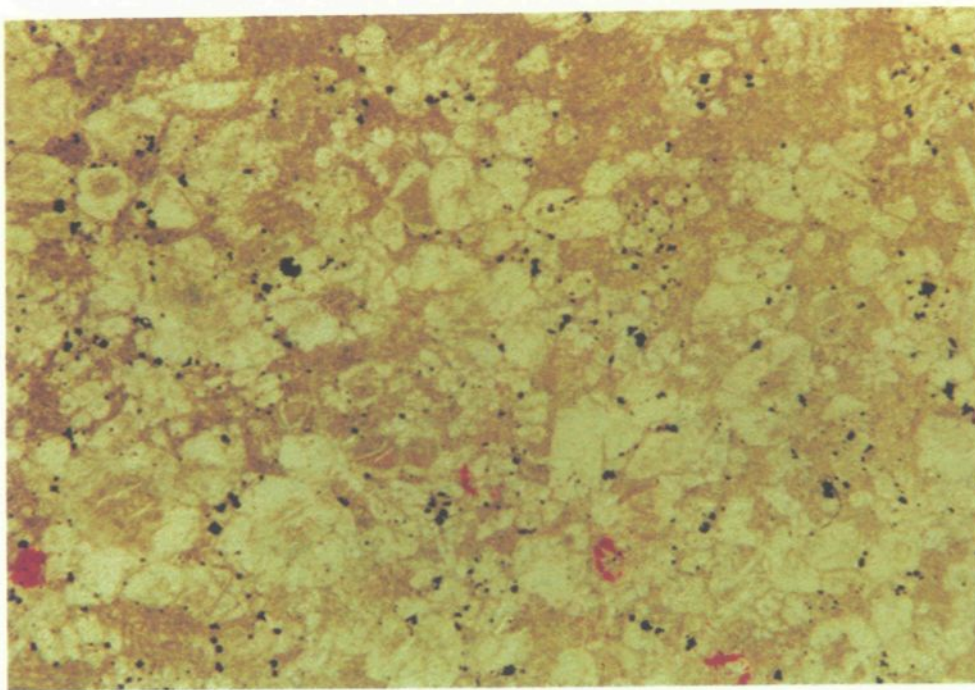
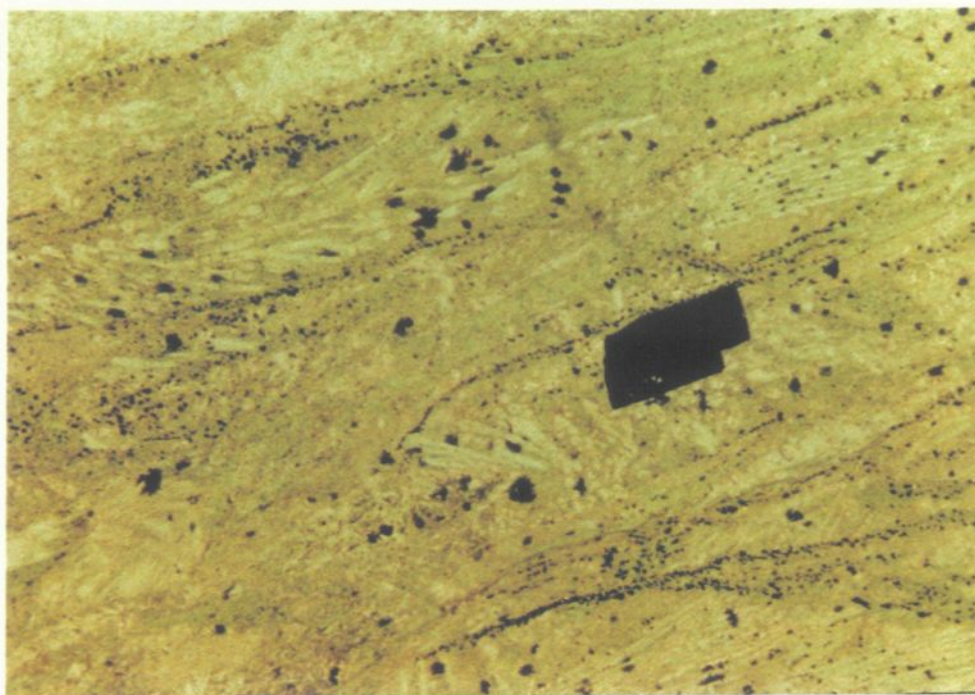
tr.=trace, amph.=amphibole, chl.=chlorite, serp.=serpentine, fsp.=feldspath, épid.=épidote, titan.=titanite, carb.=carbonate, py=pyrite, cpy=chalcopryite, hbd=hornblende, bio=biotite



5. a) Photomicrographie en lumière naturelle, montrant la texture spinifex à olivine dans l'échantillon BB10. Les cristaux spinifex sont identifiés par les traînées de magnétite. Les cristaux squelettiques sont des pyroxènes, remplacés par la trémolite. Largeur du champ = 4 mm.

5. b) Photomicrographie en lumière naturelle montrant les phénocristaux d'olivine dans l'échantillon BB87B. Les phénocristaux sont pseudomorphisés par la chlorite, et baignent dans une matrice composée de trémolite + talc. Les grains opaques sont des grains de chromite. Largeur du champ = 4 mm.

PLANCHE 5



par de la chlorite magnésienne. En général, les laves massives renferment une plus grande quantité de phénocristaux (15-35%) que les laves coussinées (10-20%). Cependant, notre échantillonnage n'est pas assez détaillé pour indiquer si l'on retrouve ce type de distribution à l'intérieur d'une même coulée composite, formée d'une base massive et d'un sommet coussiné. Les échantillons les plus magnésiens contiennent aussi des phénocristaux de chromite automorphe. Ces cristaux montrent une zonation, ayant un coeur sombre, peu réfléchissant et une bordure gris pâle en lumière réfléchie. La matrice est généralement constituée de trémolite et de chlorite magnésienne. On retrouve aussi de la serpentine et/ou du talc dans quelques échantillons, ainsi que de la titanite et des sulfures en moindre quantité.

La minéralogie actuelle de ces roches est le résultat de l'altération et du métamorphisme. L'olivine est remplacée par la chlorite magnésienne, avec ou sans magnétite, alors que le clinopyroxène est remplacé par l'amphibole. La chromite a aussi subi les effets du métamorphisme et a maintenant une composition allant de la ferritchromite (Bliss et MacLean 1975) au coeur des grains à la magnétite chromifère en bordure.

Dans les roches plus magnésiennes, la mésostase est constituée principalement de trémolite, avec de la chlorite magnésienne. La trémolite est très pure, contenant généralement <1% d'éléments en substitution ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , etc.). L'échantillon BB10 représente l'exception, puisqu'il renferme des amphiboles un peu plus riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0-3%) et en  $\text{Na}_2\text{O}$  (0-1%). Selon la classification de Deer *et al.* (1966), la chlorite tombe dans les champs de la penninite et du

clinocllore. On peut aussi observer du talc ou de la serpentine dans certains échantillons (voir Tableau 3.3.a).

Les laves contenant <20% MgO renferment  $\leq 5\%$  de phénocristaux d'olivine. Le clinopyroxène devient la phase dominante et le plagioclase apparaît comme phase interstitielle. On retrouve des phénocristaux squelettiques de clinopyroxène individuels ou formant des chaînes dans la plupart des laves komatiitiques. Les basaltes komatiitiques sont caractérisés par le clinopyroxène montrant des textures de refroidissement rapide, avec des phénocristaux squelettiques, ou en agrégats à structure rayonnante, ou encore en cristaux dendritiques ou "plumose" (Planche 6a). La matrice, originellement composée de verre, est généralement dévitrifiée et recristallisée en plagioclase + chlorite  $\pm$  épidote ( $\pm$  quartz dans les basaltes plus différenciés). La texture spinifex à clinopyroxène se présente sous forme de grands cristaux aciculaires dont le coeur est vide (Planche 6b). On retrouve souvent des groupes de cristaux ayant la même orientation optique, démontrant leur croissance simultanée. La matrice est ici composée de clinopyroxène plumose et de verre, aujourd'hui recristallisé en actinolite (ou hornblende) et en plagioclase respectivement.

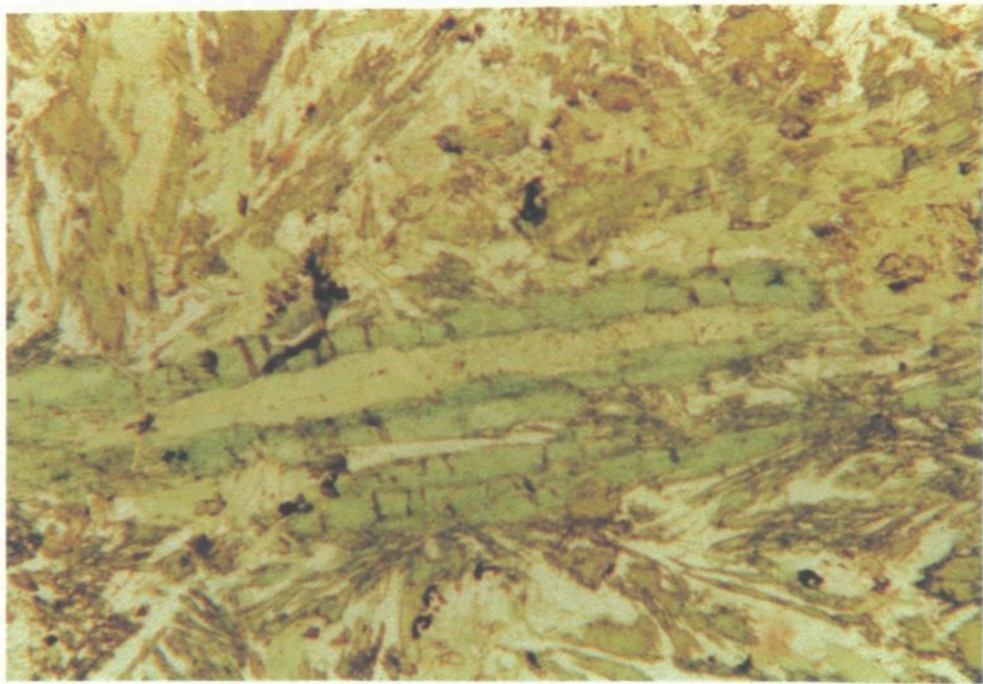
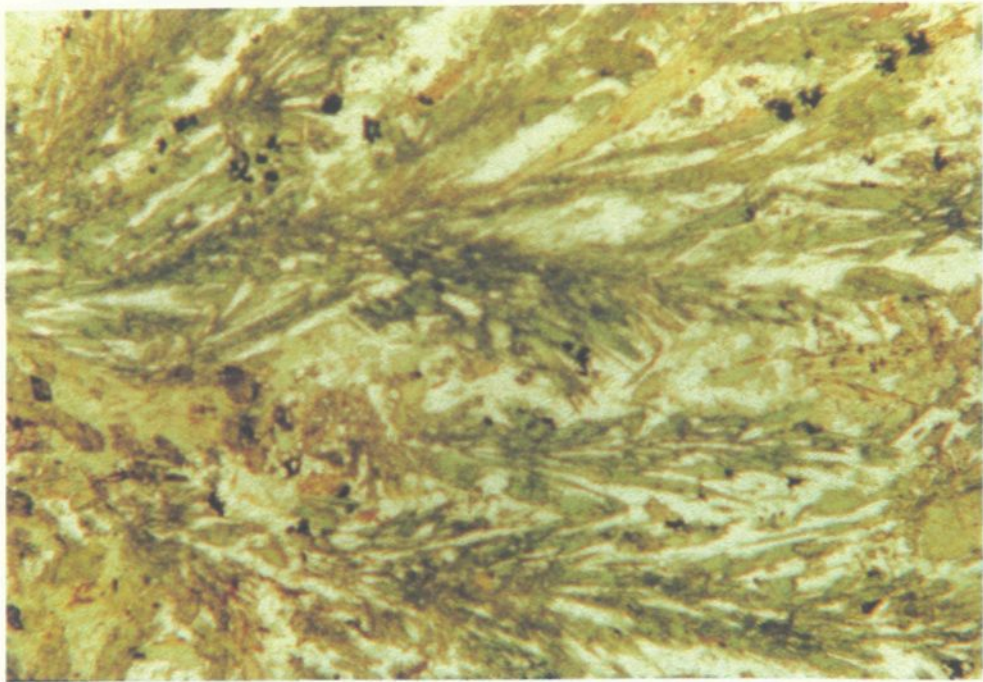
Quant aux ocelli, ils sont caractérisés par une granulométrie plus fine et une minéralogie un peu plus felsique que la roche encaissante. En fait, les minéraux présents sont les mêmes, seuls les pourcentages varient. Par exemple, dans l'échantillon BB265, la roche est constituée presque entièrement d'amphibole (>90%), avec un peu de chlorite. Les ocelli contiennent plus de chlorite et de plagioclase, bien que l'amphibole est encore présente (65%).

6. a) Photomicrographie en lumière naturelle montrant le clinopyroxène plumose dans l'échantillon BB241B. Le pyroxène est remplacé par le hornblende, alors que la mésostase est recristallisée en plagioclase + chlorite + épidote. Largeur du champ = 4 mm.

6. b) Photomicrographie en lumière naturelle montrant la texture spinifex à clinopyroxène dans l'échantillon BB241A. Le coeur du cristal, vide à l'origine, est maintenant rempli de chlorite. Le pyroxène est remplacé par l'amphibole (actinolite). Largeur du champ = 4 mm.



PLANCHE 6



Dans quelques échantillons, les textures primaires ont été complètement oblitérées lors du métamorphisme. On observe alors des porphyroblastes d'amphibole d'environ 1 mm de diamètre, dans une matrice très fine d'amphibole aciculaire et/ou de chlorite. Ces porphyroblastes sont fréquemment zonés, montrant un coeur en hornblende vert foncé et une bordure d'actinolite plus pâle. Là où le remplacement est plus complet, il ne reste que quelques enclaves de hornblende à l'intérieur du porphyroblaste d'actinolite.

Le plagioclase apparaît dans les roches contenant <20% MgO. Il est toujours interstitiel et remplace en partie le verre dévitrifié. Dans ces roches moins mafiques, les principaux minéraux demeurent l'amphibole et la chlorite, mais leur composition change graduellement de trémolite à actinolite et de clinocllore à ripidolite respectivement. La limite entre trémolite et actinolite est établie à 1,0 cation de Fe dans la substitution  $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}$  (Deer *et al.* 1966). Les autres phases présentes sont, bien sûr, le plagioclase et l'épidote, avec la titanite, les minéraux opaques et le quartz comme minéraux accessoires. Le plagioclase a généralement une composition d'oligoclase ( $\text{An}_{10-30}$ ), bien qu'un échantillon contient uniquement de l'albite. Les pourcentages de minéraux observés en lame mince sont présentés dans le Tableau 3.3.b.

Les analyses de chlorite et d'amphibole ont été rapportées graphiquement à la Fig. 3.1 afin de mieux représenter la variation en composition de ces deux minéraux. La chlorite montre généralement une composition très homogène à l'intérieur d'un même échantillon et chaque échantillon a une composition distincte. Ainsi, les chlorites provenant de komatiites sont beaucoup plus

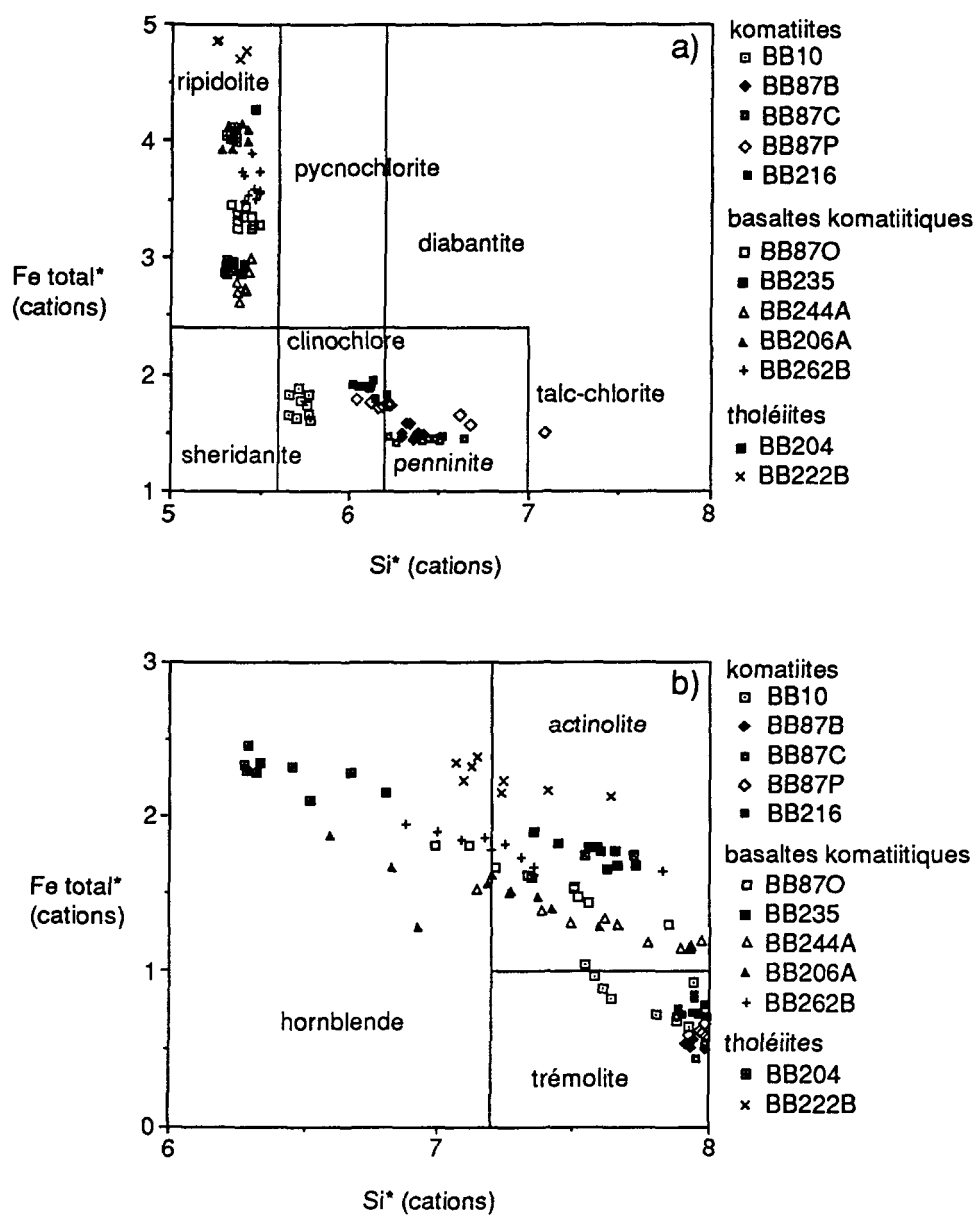


Figure 3.1. Composition des minéraux mafiques. a) les chlorites (classification de Deer et al. 1966), b) les amphiboles (classification de Deer et al. 1966 et de Miyashiro 1973). (\* basé sur 23 oxygènes)  
Fe total en Fe+2



pauvres en Fe et en Al et forment un groupe très distinct des basaltes. Par contre, les basaltes komatiitiques ont un taux en Si (et en Al) assez constant. La variation s'effectue plutôt au niveau du Fe. La chlorite dans les komatiites tombe dans les champs du clinocllore et de la penninite, alors que les basaltes komatiitiques contiennent plutôt de la ripidolite.

À l'inverse des chlorites, les amphiboles montrent un champ de compositions variées à l'intérieur d'un même échantillon. Les komatiites renferment uniquement de la trémolite, alors que les basaltes komatiitiques contiennent des amphiboles qui ont une composition variant de l'actinolite au hornblende.

La différence dans la composition des minéraux mafiques est très marquée entre les komatiites et les basaltes komatiitiques, ce qui aide à différencier les deux groupes de roches.

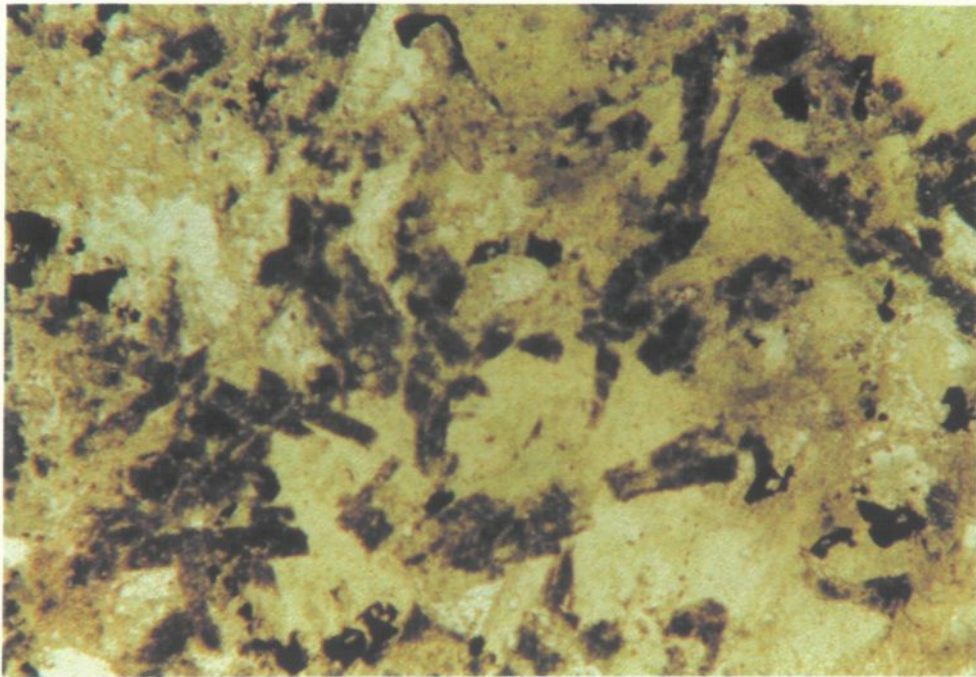
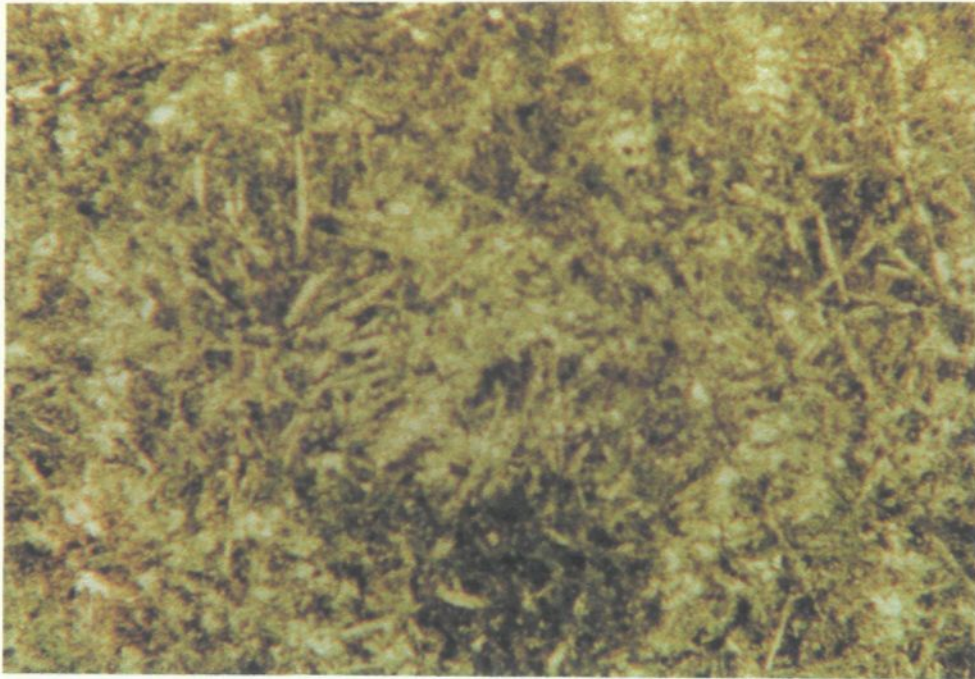
### **3.3. Les tholéiites**

En lame mince, les tholéiites montrent généralement une texture homogène et une granulométrie très fine. Contrairement aux basaltes komatiitiques, elles ne montrent pas de textures de refroidissement rapide du clinopyroxène. Quelques échantillons contiennent plutôt des microlites de plagioclase (Planche 7a). Un échantillon (BB222B) pris à la base d'une coulée très épaisse montre une texture ophitique très bien développée, avec des lattes automorphes de plagioclase altéré englobées dans des grains de clinopyroxène, maintenant

7. a) Photomicrographie en lumière naturelle montrant les microlites de plagioclase dans l'échantillon BB91A. Les microlites de plagioclase ne sont pas orientés, et baignent dans une matrice d'amphibole + chlorite + quartz. Largeur du champ = 4 mm.

7. b) Photomicrographie en lumière naturelle montrant la texture ophitique dans l'échantillon BB222B. Les lattes de plagioclase sont complètement altérées, et sont englobées par des cristaux de pyroxène, maintenant remplacés par l'actinolite. Largeur du champ = 4 mm.

PLANCHE 7



remplacé par l'actinolite, et des grains squelettiques de titanite (Planche 7b). Le sommet de cette coulée (BB222A) est semblable aux autres échantillons. Rarement, on observe des phénocristaux ou des agrégats de phénocristaux de plagioclase ayant jusqu'à 1 cm de diamètre. En lame mince, ces agrégats sont constitués de plagioclase automorphe, quelquefois remplacé par l'épidote.

Les tholéiites sont principalement constituées d'amphibole (voir Tableau 3.3.c.), avec du plagioclase et du quartz en moindre quantité. On note aussi la présence de minéraux opaques, de chlorite et d'épidote comme minéraux accessoires. Les amphiboles analysées sont surtout des hornblendes, bien que quelques grains tombent plutôt dans le champ de l'actinolite. La classification de Miyashiro (1973) est utilisée, où la limite entre l'actinolite/trémolite et le hornblende est établie à 7,2 cations de Si dans la substitution  $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}$ . Les amphiboles tholéitiques se distinguent par un taux en Fe plus élevé (voir Fig.3.1.b). De plus, les amphiboles de l'échantillon BB204 sont nettement appauvries en Si comparativement aux autres échantillons analysés (Tableau 3.1.a). Le plagioclase présent dans les tholéiites tombe dans les champs de l'oligoclase ( $\text{An}_{10-30}$ ) et de l'andésine ( $\text{An}_{30-50}$ ). La chlorite, lorsqu'elle est présente, est plutôt riche en fer et tombe dans le champ de la ripidolite (voir Fig.3.1.a).

### **3.4. Les sédiments ultramafiques**

Ces roches sont entièrement recristallisées. Elles sont formées de trémolite aciculaire à grain très fin, avec de la chlorite, de la titanite, de la serpentine et des minéraux opaques comme minéraux accessoires. Elles montrent localement des grains de carbonate poecilitique. Un échantillon montre des agrégats arrondis de chlorite de moins de 1 mm de diamètre, qui pourraient représenter des pseudomorphes d'olivine. La composition de la trémolite est très semblable à la trémolite observée dans les komatiites (voir Tableau 3.1.a).

### **3.5. Les dykes mafiques**

Les dykes mafiques sont caractérisés par la présence de phénocristaux de hornblende automorphe. On note aussi quelquefois la présence de feuillets de biotite. La matrice est entièrement constituée de plagioclase et de hornblende à grain fin. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la titanite et les sulfures. Les phénocristaux de hornblende sont fréquemment zonés, avec une mince bordure d'actinolite claire entourant un coeur de hornblende.

## **CHAPITRE 4**

### **MÉTAMORPHISME**

#### **4.1. Introduction**

Selon Imreh (1978a), les roches du Groupe de Baby ont été métamorphisées au faciès schiste vert lors du métamorphisme régional. Selon lui, le faciès amphibolite n'est atteint que dans les auréoles de métamorphisme de contact d'intrusions tardives. Nous effectuerons ici une étude un peu plus détaillée du métamorphisme dans la séquence nord du Groupe de Baby. Pour ce faire, nous utiliserons deux outils: les assemblages minéralogiques et la composition des minéraux métamorphiques. Nous serons ainsi en mesure de définir plus précisément la nature du métamorphisme dans cette région.

#### **4.2. Les assemblages minéralogiques**

Il est bien connu que chaque faciès métamorphique est caractérisé par la présence (ou l'absence) de certains minéraux. De plus, selon la composition de la roche en question, les minéraux caractéristiques du degré métamorphique peuvent changer, puisque chaque groupe a un assemblage minéralogique typique. Nous diviserons donc les roches de la séquence nord en deux groupes:

les roches ultramafiques (comprenant les komatiites) et les roches mafiques (comprenant les tholéiites et la plupart des basaltes komatiitiques).

#### 4.2.1. Les roches ultramafiques

Le Tableau 4.1.a montre les minéraux présents dans les roches ultramafiques pour les faciès métamorphiques schiste vert et amphibolite. Ce tableau comprend des données obtenues dans Jolly (1982), Sanford (1982), Tracy *et al.* (1984) et Evans (1977). Toutes les komatiites du Groupe de Baby sont constituées majoritairement de chlorite et de trémolite. Or, nous voyons que dans les roches ultramafiques ces deux minéraux sont stables du faciès schiste vert inférieur jusqu'au faciès amphibolite supérieur. À ce niveau, la destruction de la chlorite libère l'Al nécessaire pour transformer la trémolite en hornblende (Evans 1977). La présence de ces deux minéraux ici n'est pas suffisante pour spécifier le faciès métamorphique. Toutefois, la présence de serpentine et de talc dans certains échantillons laisse supposer que ces roches sont au faciès schiste vert ou amphibolite à épidote.

#### 4.2.2. Les roches mafiques

Le Tableau 4.1.b montre les assemblages minéralogiques pour les roches mafiques. Une différence importante entre ces roches et les roches ultramafiques est le fait que le hornblende apparaît à des températures et pressions moins élevées dans les roches mafiques, soit au faciès schiste vert supérieur (Sanford 1982). Ceci est dû au contenu en Al plus élevé, qui permet la formation de hornblende, alors que dans les roches ultramafiques, la destruction de la chlorite est nécessaire pour avoir accès à l'Al.

Tableau 4.1. Assemblages métamorphiques

## a) les roches ultramafiques

	Schiste vert inférieur	Schiste vert supérieur	Amphibolite à épidote	Amphibolite moyen	Amphibolite supérieur
Chlorite (2) (3)					
Trémolite (2) (3)					
Hornblende (2) (3)					
Serpentine (2) (4)					
Talc (1)					
Olivine (1)					
Amph- Mg (1) (2)					
Enstatite (2)					
Spinnelle (2) (3)					
Titanite (1)					

## b) les roches mafiques

	Schiste vert inférieur	Schiste vert supérieur	Amphibolite à épidote	Amphibolite moyen	Amphibolite supérieur
Chlorite (1) (4)					
Actinolite (4)					
Hornblende (4)					
Épidote (4)		albite			
Plagioclase (4)			oligoclase	andésine +	
Quartz (1)					
Biotite (1)					
Amph Mg (1)					
Carbonates (1)					
Titanite (1)					

Sources: (1) Jolly 1982, (2) Evans 1977, (3) Tracy *et al.* 1984, (4) Sanford 1982.



La plupart des échantillons mafiques analysés contiennent de l'actinolite et du hornblende, indiquant qu'ils sont au faciès schiste vert supérieur. Cependant, la composition des plagioclases est plutôt typique du faciès amphibolite à épidote de basse pression. En fait, nous observons une gamme de compositions. L'échantillon BB262B contient de l'albite avec les deux types d'amphiboles, caractéristiques du faciès schiste vert. Par contre, l'échantillon BB204 contient de l'oligoclase et de l'andésine, avec du hornblende, ce qui le place nettement dans le faciès amphibolite. Cette variation en faciès métamorphique n'est pas aléatoire, mais reflète une variation systématique du degré métamorphique à l'intérieur de la séquence. Nous discuterons de cette variation plus en détail dans la prochaine section. Tout de même, la présence fréquente de chlorite et/ou d'épidote et/ou de biotite aide à restreindre les faciès possibles pour l'ensemble de la séquence, entre le faciès schiste vert supérieur et le faciès amphibolite à épidote.

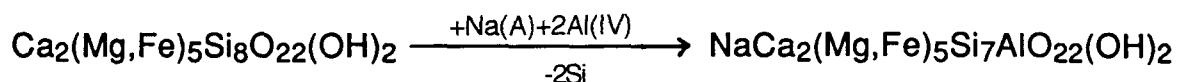
#### **4.3. La composition des minéraux métamorphiques**

##### **4.3.1. Amphibole**

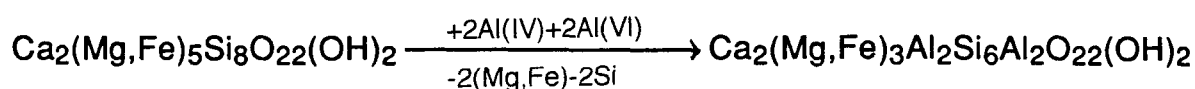
La composition des amphiboles est un indicateur très sensible des conditions de métamorphisme. En effet, la transition d'actinolite/trémolite à hornblende se fait graduellement, par des substitutions qui sont contrôlées par la pression ou la température. D'après Laird et Albee (1981), à mesure que la température augmente, la composition de l'amphibole dans les roches mafiques tend vers les pôles tschermakite et édénite, tandis qu'une augmentation de pression favorise

la substitution de glaucophane dans l'amphibole. Ceci se manifeste par une augmentation en  $Al_{total}$  et en  $Na_{total}$ .

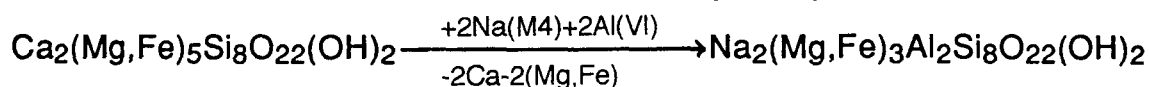
trémolite/actinolite  $\longrightarrow$  édénite



trémolite/actinolite  $\longrightarrow$  tschermakite



trémolite/actinolite  $\longrightarrow$  glaucophane



Ces réactions ne tiennent pas compte des substitutions en Ti et en Cr qui peuvent survenir. Les mêmes phénomènes ont été observés dans les roches ultramafiques par Sanford (1982) et Evans (1977), bien que le changement de trémolite à hornblende s'effectue à une température et une pression plus élevée.

Nous avons décrit des évidences de rétrogression métamorphique dans le chapitre précédent (section 3.2). Cependant, nous avons pris soin d'analyser des grains d'amphiboles qui paraissaient homogènes. De plus, les analyses proviennent toujours du coeur du grain, à l'exception d'un grain (BB262B-3) où le coeur et la bordure ont été analysés séparément. Les faciès métamorphiques définis en utilisant la composition des amphiboles analysées refléteraient donc les conditions métamorphiques progrades originales et non un second épisode de métamorphisme.

La variation dans la composition des amphiboles est représentée à la Figure 4.1. Pour le diagramme à la Figure 4.1.a, l'abscisse montre la variation dans la composition des amphiboles qui est contrôlée par la composition de la roche, tandis que la variation en ordonnée est contrôlée par le grade métamorphique. Ainsi, une augmentation dans le degré de métamorphisme est représenté par une augmentation en  $Al_{total}+Na_{total}$ . À l'exception des komatiites, tous les échantillons montrent une certaine variation dans la teneur en  $Al_{total}+Na_{total}$  des amphiboles. Nous devons toutefois être prudent et ne comparer que des amphiboles provenant de roches de composition similaire. En effet, nous avons vu dans la section précédente que les amphiboles dans les roches ultramafiques gardent une composition homogène jusqu'à des conditions métamorphiques beaucoup plus élevées que dans les roches mafiques. Par conséquent, une variation en  $Al_{total}+Na_{total}$  dans les amphiboles ultramafiques n'a pas la même signification que pour les amphiboles mafiques. Ainsi, dans les amphiboles provenant de komatiites, seul l'échantillon BB10 montre une augmentation en  $Al_{total}+Na_{total}$ , ce qui indique que le grade métamorphique est plus élevé pour cet échantillon. Les basaltes komatiitiques forment un groupe assez homogène, à l'exception de l'échantillon BB206A qui est nettement plus faible en Al et Na, donc à un grade métamorphique moins élevé que les autres échantillons de composition similaire. Pour ce qui est des tholéiites, l'échantillon BB204 est beaucoup plus riche en Al et en Na, ce qui indique un grade métamorphique plus élevé, au faciès amphibolite.

Certains échantillons (BB244A, BB235, BB10) contiennent deux populations d'amphiboles, caractérisées par des teneurs différentes en Al. Ceci

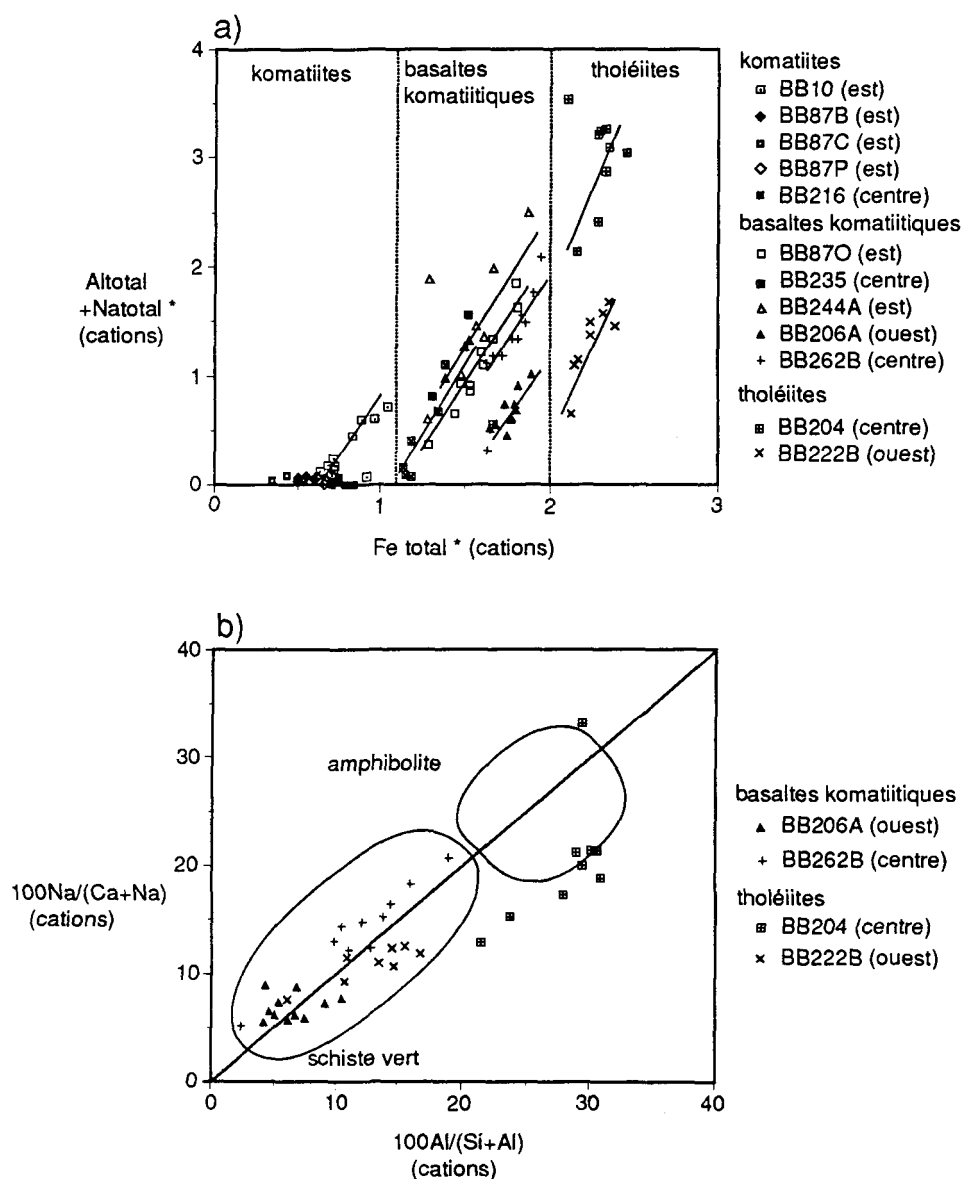


Figure 4.1. Diagrammes de variation montrant la composition des amphiboles selon le grade métamorphique. a) le degré de métamorphisme augmente en ordonnée, b) la température de métamorphisme augmente en abscisse, la pression en ordonnée. Les champs dessinés proviennent de Laird et Albee 1981.  
(\* basé sur 23 oxygènes)

s'explique par le fait que les amphiboles pauvres en Al remplacent des grains de clinopyroxène, alors que les amphiboles riches en Al ont été formées à partir de la mésostase, qui était naturellement plus riche en Al que les pyroxènes.

Les deux échantillons qui sont à un grade métamorphique plus élevé sont BB10 et BB204, soit les deux échantillons qui proviennent du contact basal de la séquence. Ceci suggère que ce contact représente plus qu'une simple discordance. À tout le moins, il a dû y avoir mouvement le long de ce contact lors du métamorphisme. L'échantillon BB206A, qui représente le grade métamorphique le plus faible, est situé dans la partie ouest de la séquence.

La Figure 4.1.b montre les variations dans la composition des amphiboles des roches mafiques. Dans ce diagramme, la température de métamorphisme augmente en abscisse et la pression en ordonnée. Les champs des faciès métamorphiques y sont aussi indiqués. Ceux-ci ont été établis d'après les données de Laird et Albee (1981) sur les schistes mafiques du Vermont. Ce diagramme ne peut être utilisé qu'avec des échantillons qui ont la minéralogie suivante: amphibole + chlorite + épidote + plagioclase + quartz + phase-Ti  $\pm$  carbonate  $\pm$  mica potassique  $\pm$  oxyde de fer. Par conséquent, seuls les deux tholéiites et les deux basaltes komatiitiques les moins magnésiens ont été rapportés sur le diagramme. La première chose qu'on remarque est que les échantillons BB206A, BB262B et BB222B tombent dans le faciès schiste vert, alors que l'échantillon BB204 est dans le faciès amphibolite, un peu à l'extérieur du champ défini par Laird et Albee (1981), donc soit à une température de métamorphisme plus élevée, soit à une pression plus faible. On note aussi une

progression dans la composition des amphiboles et donc dans le grade métamorphique, d'un échantillon à l'autre. Ainsi, BB206A est au grade métamorphique le plus bas, suivi de BB222B, puis BB262B et enfin BB204. Si l'on situe ces échantillons géographiquement (voir Fig.2.1), on remarque que le grade métamorphique augmente donc d'ouest en est.

#### 4.3.2. Chlorite

La composition de la chlorite peut aussi varier selon le grade métamorphique. En effet, le contenu en Fe diminue, alors que le contenu en Al augmente avec le degré de métamorphisme (Laird et Albee 1981; Evans 1977). Cependant, comme nous pouvons le voir dans le diagramme de la Figure 3.1.a, la chlorite n'est pas un indicateur aussi sensible que l'amphibole dans le cas présent. Les chlorites provenant de komatiites montrent une bonne variation en Al, mais peu de variation en Fe. L'échantillon BB10, qui est à un grade métamorphique plus élevé, est tout de même plus riche en Al que les autres échantillons ultramafiques. Pour ce qui est des roches mafiques, la variation en Al est nulle et la variation en Fe est plus facilement attribuable à la composition de la roche totale qu'au grade métamorphique.

#### 4.3.3. Plagioclase

La composition du plagioclase est très sensible au degré de métamorphisme. À des conditions de basse pression, sa composition passe de l'albite au faciès schiste vert supérieur à l'oligoclase au faciès amphibolite à épidote, puis à l'andésine au faciès amphibolite (Sanford 1981).

Tous les grains que nous avons analysés semblent homogènes. Seul l'échantillon BB262B contient de l'albite (voir Tableau 3.1.c). Cet échantillon est donc au faciès schiste vert. Cette observation concorde avec les données obtenues avec la composition des amphiboles. L'échantillon BB204 contient de l'oligoclase et de l'andésine, ce qui le place dans le faciès amphibolite. Ceci concorde aussi avec l'information obtenue avec les amphiboles de cet échantillon. Les échantillons BB87O et BB235 contiennent de l'oligoclase, ce qui les placent au faciès amphibolite à épidote. Le dernier échantillon que nous avons analysé, BB222B, contient aussi de l'oligoclase et donc devrait être au faciès amphibolite à épidote. Or, la composition des amphiboles indique le faciès schiste vert. Cette contradiction apparente pourrait être due à un lessivage de Na dans la roche. En effet, un contenu en Na plus faible contribuerait à augmenter le contenu en anorthite (An) des plagioclases, tout en gardant les amphiboles plus faibles en Na, caractéristique d'un faciès métamorphique moins élevé.

#### 4.3.4. Chromite

Les grains de chromite qui ont été analysés ont tous une composition variant de magnétite à magnétite chromifère à ferritchromite. Les grains plus petits sont entièrement constitués de magnétite, alors que les grains plus grossiers montrent généralement une zonation allant de magnétite en bordure à ferritchromite au centre. L'altération de la chromite en ferritchromite a été interprétée comme étant le résultat soit de la serpentinisation (Sanford 1982), soit du métamorphisme au faciès amphibolite à épidote (Bliss et MacLean 1975). Cette deuxième interprétation semble préférable dans le cas présent puisque les

roches ne montrent pas d'évidence de serpentinisation. Les échantillons contenant de la chromite altérée (BB87B, BB87C, BB87P) auraient donc été métamorphisés au faciès amphibolite à épidote. La minéralogie des roches à cet affleurement concorde bien avec cette interprétation.

#### **4.3.5. Épidote**

La composition de l'épidote varie selon le degré de métamorphisme. Ainsi, le contenu en  $\text{Fe}^{3+}$  diminue lorsque le grade métamorphique augmente (Miyashiro 1973; Sanford 1982). Toutefois, nous n'avons pas assez d'analyses d'épidote pour pouvoir utiliser ce minéral comme indicateur des conditions métamorphiques.

#### **4.4. Conclusion**

Avec toutes ces données, il est maintenant possible de tracer un portrait plus précis du métamorphisme dans la séquence nord du Groupe de Baby. Deux observations principales ressortent. Premièrement, le grade métamorphique est plus faible dans la partie ouest de la séquence et semble augmenter progressivement vers le nord-est. Le grade métamorphique passe donc du faciès schiste vert supérieur à l'ouest (BB206A, BB222B(?), BB262B), au faciès amphibolite à épidote à l'est (BB235, BB87B, BB87C, BB87O, BB87P). Deuxièmement, le grade métamorphique est plus élevé au contact basal de la séquence. D'après les assemblages et la composition des minéraux, les deux échantillons pris au contact basal (BB204, BB10) sont à un grade



métamorphique plus élevé, au faciès amphibolite moyen et possiblement même supérieur pour l'échantillon BB10, qui est le plus à l'est.

## **CHAPITRE 5**

### **GÉOCHIMIE**

#### **5.1. Introduction**

Un des buts principaux de cette étude est de caractériser les volcanites mafiques dans la séquence nord du Groupe de Baby. Jusqu'à date, nous avons distingué trois groupes de roches volcaniques, soit les komatiites, les basaltes komatiitiques et les tholéiites. Chacun de ces trois groupes a des caractéristiques distinctes: la morphologie des coulées, la minéralogie, la composition des minéraux etc. Dans ce chapitre, nous nous attarderons sur les caractéristiques géochimiques de chacun des groupes, en étudiant les variations des éléments majeurs et traces, des terres rares et enfin des éléments du groupe du platine. Nous serons ainsi en mesure de définir les caractéristiques géochimiques principales de chacun des groupes de volcanites, pour ensuite étudier la relation entre ces trois groupes. Ceci nous permettra de définir la pétrogenèse et possiblement de déterminer l'environnement de formation de ces roches. Nous tenterons aussi de déterminer s'il existe un lien entre les volcanites et les dykes mafiques observés à l'intérieur de la séquence.

## 5.2. Méthodologie

En tout, 51 échantillons ont été analysés pour les oxydes, les éléments traces et les terres rares (ETR). Les échantillons ont été broyés dans un mortier en céramique (Al). Les oxydes (excepté Na<sub>2</sub>O) et certains éléments traces, dont Cu, Nb, Ni, S, Sr, Y et Zr ont été déterminés par fluorescence-X (XRF) au laboratoire Caleb Brett d'Angleterre. Les autres éléments traces, Na<sub>2</sub>O ainsi que les ETR ont été déterminés par analyse par activation neutronique instrumentale (AANI) à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Les analyses ont été recalculées sur une base anhydre. La précision des résultats varie selon la concentration des éléments. Le Tableau 5.1. montre l'erreur standard obtenue pour deux échantillons standards, soit une komatiite (AX90) et un basalte (EV55). Neuf échantillons de la suite komatiitique ont ensuite été analysés pour les éléments du groupe du platine (EGP). Les analyses ont été effectuées à l'UQAC par AANI, après avoir été préconcentrés dans des pastilles de sulfures de Ni, selon la méthode décrite par Robert *et al.* (1971) et modifiée à l'UQAC, tel que décrit par Lavoie (1992).

En se basant sur la minéralogie normative, calculée à partir des éléments majeurs, 5 échantillons sur 51 sont rejetés, dû à la présence de minéraux normatifs anormaux. En effet, BB87B et BB87C contiennent du corindon, ce qui selon Gélinas *et al.* (1977) indique un appauvrissement en CaO et BB244A, BB262B et BB87H contiennent de la néphéline, qui indiquerait plutôt une perte de SiO<sub>2</sub> ou un apport de Na<sub>2</sub>O. Ces échantillons seront quand même présentés

Tableau 5.1. Précision des analyses géochimiques

	Komatiite (AX90) n=4			Basalte (EV55) n=9		
	Moyenne	Écart-type (É.T.)	Erreur std % (É.T./moy)	Moyenne	Écart-type (É.T.)	Erreur std % (É.T./moy)
SiO <sub>2</sub> (%pds)	37,17	0,45	1,22	49,60	0,11	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	0,09	2,07	1,34	0,01	0,75
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,01	2,53	13,15	0,14	1,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,39	0,13	0,84	15,57	0,08	0,51
MnO	0,17	0,01	3,54	0,06	0,01	11,67
MgO	28,25	0,13	0,46	0,21	0,01	4,76
CaO	5,38	0,04	0,66	5,61	0,04	0,71
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,00	5,65	9,51	0,09	0,95
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	17,72	2,52	0,04	1,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01			0,11	0,01	7,27
LOI	8,97	0,14	1,58	2,15	0,03	1,40
TOTAL	99,94			99,83		
La (ppm)	0,37	0,01	3,22	6,3	0,16	2,54
Ce	<1,5			16,4	0,57	3,48
Nd	<1			12,5	0,87	6,96
Sm	0,412	0,02	4,87	3,51	0,11	3,13
Eu	0,18	0,01	3,22	1,18	0,07	5,93
Ho	<0,1			n.d.		
Tb	0,13	0,04	33,08	0,77	0,07	9,09
Yb	0,46	0,03	6,42	2,48	0,11	4,44
Lu	0,082	0,01	10,08	0,39	0,04	10,26
Ba (ppm)	<10			78	10,67	13,68
Co	216,2	2,13	0,98	46,0	1,07	2,33
Cr	3836	26,58	0,69	76,8	2,25	2,93
Cs	<0,3			0,51	0,08	15,69
Cu	774	5,91	0,76	108	5,83	5,40
Hf	0,31	0,04	11,43	2,3	0,01	0,43
Nb	<1			5,3	0,47	8,87
Ni	6708	955,70	14,25	35	2,11	6,03
Rb	<4			2	0,88	44,00
S	34646	3246,90	9,37	508	27,77	5,47
Sb	<0,05			n.d.		
Sc	15,98	0,10	0,63	34,07	1,50	4,40
Sr	1,50	0,59	39,38	177	3,58	2,02
Ta	<0,05			0,25	0,03	12,00
Th	<0,05			0,61	0,07	11,48
U	<0,1			n.d.		
Y	7	1,18	16,11	26,7	0,94	3,52
Zn	67	17,72	26,58	n.d.		
Zr	22	1,77	7,93	101	3,98	3,94

la limite de détection est établie à (bruit de fond +6 $\sigma$ )

n.d. = non déterminé

dans les tableaux d'analyses, mais n'apparaîtront pas dans les diagrammes et ne seront pas utilisés lors de la modélisation.

### 5.3. Les komatiites et les basaltes komatiitiques

Selon la définition d'Arndt et Nisbet (1982), une komatiite est une roche volcanique ultramafique, c'est-à-dire issue d'un liquide qui contient plus de 18% MgO (anhydre). Ainsi, nous avons 15 analyses de komatiites, dont le contenu en MgO varie de 18 à 31% (voir Tableau 5.2). Plusieurs de ces échantillons renferment des phénocristaux d'olivine, ce qui augmente la teneur en MgO de la roche totale. Afin de déterminer le pourcentage en MgO de la portion liquide de ces roches, nous devons tenir compte du MgO contenu dans les phénocristaux d'olivine. Nous ne pouvons pas analyser directement l'olivine dans ces roches puisque celle-ci a été complètement remplacée par la chlorite. Cependant, nous pouvons estimer la teneur en MgO de l'olivine de deux façons. Premièrement, l'équation de Roeder et Emslie (1970) permet de calculer la teneur en MgO de l'olivine qui cristallise d'un liquide mafique.

$$0,3 = \frac{[X_{FeO}^{ol}]}{[X_{FeO}^{liq}]} \frac{[X_{MgO}^{liq}]}{[X_{MgO}^{ol}]} \quad (1)$$

où X = % molaire de l'oxyde. En utilisant les échantillons BB10, BB23C et BB87Q qui ne contiennent pas de phénocristaux et donc représentent des liquides, la composition de l'olivine se situe entre Fo 90,9 et Fo 92,9, ce qui correspond à une teneur en MgO entre 50% et 51,5% poids. Deuxièmement, les diagrammes de variation où l'on oppose un élément incompatible vs Mg#

Tableau 5.2. Composition des komatiites

	BB10 spilifex à olivine	BB23A coussin	BB23B massif	BB23C massif	BB23D coussin	BB23F massif	BB23J coussin	BB87B massif base	BB87C massif sommets	BB87H coussin
SiO <sub>2</sub> (%pds)	46,65	47,72	49,17	50,29	50,34	50,35	47,24	47,70	51,90	45,14
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,35	0,28	0,42	0,38	0,49	0,34	0,28	0,21	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,99	9,21	7,44	10,92	8,89	11,53	9,26	7,72	5,67	12,02
FeO*	11,44	10,05	9,48	9,42	9,36	10,16	10,40	9,81	9,02	11,90
MnO	0,20	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,17	0,13	0,12	0,23
MgO	24,42	24,72	25,78	20,29	21,45	18,26	24,86	30,49	31,07	18,39
CaO	8,64	7,64	7,79	6,54	8,37	6,73	7,59	3,82	1,98	9,79
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,11	0,04	1,90	1,02	2,23	0,11	0,03	0,03	1,67
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	<0,01	<0,01	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	5,22	5,67	5,56	4,72	4,38	4,45	5,72	6,95	6,38	4,04
La (ppm)	0,69	0,86	0,64	0,69	0,72	0,84	0,24	0,66	0,11	1,10
Ce	1,7	2,8	1,1	1,5	1,6	2	<1	<3	2,7	4,2
Nd	1,7	<4	<1	<1	2,1	1,9	2,4	<4	<3	<4
Sm	0,663	0,651	0,53	0,679	0,763	0,881	0,58	0,34	0,134	1,07
Eu	0,33	0,32	0,06	0,23	0,45	0,21	0,21	0,17	<0,07	0,61
Ho	0,29	0,35	0,37	0,41	0,3	0,39	0,38	<1	<0,2	0,5
Tb	0,24	0,23	0,12	0,28	0,23	0,32	0,22	<0,2	<0,1	0,35
Yb	0,87	0,97	0,7	1,01	1,12	1,13	0,88	0,59	0,3	1,24
Lu	0,154	0,158	0,128	0,182	0,193	0,214	0,155	0,101	0,055	0,218
Ba (ppm)	36	<70	19	<20	<20	<20	<10	<60	<50	120
Co	83	76,4	85,6	54,9	62,7	58,9	90,5	84,7	90,6	68,2
Cr	2486	1992	2393	1654	1728	1076	2525	2106	24,85	1308
Cs	1	<1	<0,1	<0,2	<0,2	<0,2	<0,3	<0,7	<0,5	1,5
Cu	57	13	15	19	6	128	65	20	9	38
Hf	0,57	0,58	0,39	0,65	0,42	0,73	0,38	0,7	0,25	0,7
Nb	<1	2	<1	2	<1	2	1	2	2	1
Ni	1179	904	1288	474	687	408	1378	1359	1429	436
Rb	<2	<6	<2	2,4	2,8	<2	<1	<10	<5	11
S	1128	457	375	73	46	246	397	169	320	2163
Sb	<0,04	0,19	0,22	0,12	0,13	0,1	0,11	0,14	0,18	0,11
Sc	25,93	31,83	22,81	34,09	31,04	36,59	30,13	21,84	18	41,36
Sr	41	10	<1	43	35	48	4	3	3	143
Ta	<0,04	<0,2	<0,05	<0,06	<0,05	<0,05	<0,04	<0,1	<0,2	<0,4
Th	<0,08	<0,3	<0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,06	<0,3	<0,1	<0,3
U	<0,07	<0,3	<0,1	<0,1	<0,08	<0,1	<0,1	<0,5	<0,2	<0,3
Y	11	11	9	12	11	12	10	7	6	15
Zn	190	<40	75	72	57	70	76	60	130	<50
Zr	21	28	24	31	27	31	31	25	21	33
Mg #	0,79	0,81	0,83	0,79	0,80	0,76	0,81	0,85	0,86	0,73
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,83	1,05	0,60	0,94	0,58	0,82	0,49	0,35	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	22,19	26,67	26,57	26,00	23,39	23,53	27,61	27,91	27,00	25,04
[La/Lu]n	0,46	0,56	0,52	0,39	0,39	0,41	0,16	0,68	0,21	0,52
[Sm/Lu]n	0,66	0,83	0,76	0,64	0,59	0,60	0,26	1,22	0,52	0,65
% phéno.d'ol.	-	10	15	-	10	4	20	35	20	3

La limite de détection est établie à (bruit de fond+6σ).

FeO\*=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé en FeO total

Tableau 5.2. Composition des komatiites

	BB87L coussin	BB87P massif	BB87Q massif	BB216 massif	BB244B méga- coussin	Moyenne n=12	Pontiac (1) Moyenne n= 15 (Gl)	Abitibi (2) Moyenne n=15 (zone A)
SiO <sub>2</sub> (%pds)	48,86	47,79	49,55	48,77	49,20	48,83	48,5	46,86
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,32	0,49	0,28	0,31	0,36	0,4	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,49	7,37	11,41	7,35	7,19	8,84	6,58	7,79
FeO*	9,34	10,17	10,82	9,26	9,22	9,93	10,88	11,34
MnO	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,19
MgO	26,27	28,37	18,14	26,53	25,62	23,73	24,88	25,42
CaO	7,49	5,64	7,40	7,52	8,27	7,47	7,54	7,73
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	1,95	0,05	0,06	0,65	0,06	0,10
K <sub>2</sub> O	0,05	0,11	0,03	0,05	<0,01	0,03	0,05	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,1	100,00
LOI	5,75	6,47	4,07	5,89	5,41	5,28	5,19	8,07
La (ppm)	0,4	0,92	1,43	0,2	0,43	0,67	0,3	0,74
Ce	<1	2,4	3,5	<1	<1	2,08	0,8	2,14
Nd	0,8	1,8	2,5	<1	<1	1,89	0,9	n.d.
Sm	0,513	0,457	0,972	0,371	0,582	0,64	0,6	0,77
Eu	0,14	<0,03	0,39	<0,05	0,2	0,25	0,26	0,29
Ho	0,31	0,25	0,4	0,27	0,2	0,33	0,16	n.d.
Tb	0,19	0,09	0,28	0,16	0,17	0,21	0,27	0,21
Yb	0,71	0,56	1,21	0,82	0,71	0,89	0,73	1,02
Lu	0,136	0,117	0,212	0,139	0,113	0,16	0,11	0,16
Ba (ppm)	<10	<10	<20	32	<10	29	21	n.d.
Co	77,1	97,2	65,9	81,6	85,2	76,58	n.d.	93,42
Cr	2046	2391	1416	2236	2733	2056	2863	2839
Cs	0,28	<0,4	<0,3	<0,3	<0,3	0,64	n.d.	n.d.
Cu	30	68	4	33	7	37	n.d.	n.d.
Hf	0,46	0,47	0,77	0,32	0,44	0,52	0,6	0,45
Nb	2	<1	<1	<1	<1	2	2	n.d.
Ni	1139	1231	480	1683	1383	1020	1156	1355
Rb	3,2	<2	<2	<3	<2	2,80	3	4,53
S	86	2755	51	159	75	487	n.d.	n.d.
Sb	0,039	0,061	0,07	0,12	<0,02	0,12	n.d.	n.d.
Sc	23,6	24,36	34,58	24,2	25,25	28,70	26	28,95
Sr	7	1	43	5	6	22	44	28
Ta	<0,04	<0,03	0,11	<0,05	<0,04	0,11	0,11	n.d.
Th	<0,1	0,1	0,16	<0,06	<0,07	0,13	0,2	n.d.
U	<0,05	<0,06	<0,09	<0,06	0,06	0,06	n.d.	n.d.
Y	8	7	13	7	9	10	10	9
Zn	60	66	94	85	55	82	n.d.	n.d.
Zr	28	25	39	22	26	28	19	15
Mg #	0,83	0,83	0,75	0,84	0,83	0,81	0,80	0,80
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,77	0,65	1,02	1,15	0,85	1,15	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	27,08	23,35	23,29	26,25	23,47	24,78	16,45	19,80
[La/Lu]n	0,30	0,81	0,70	0,15	0,39	0,44	0,28	0,47
[Sm/Lu]n	0,49	1,27	0,93	0,34	0,47	0,66	0,31	0,61
% phéno.d'ol.	20	25	-	25	15			-

(1) Camiré *et al.* 1993, (2) Barnes 1985  
n.d.=non déterminé

permettent de déterminer la composition de l'olivine en équilibre avec la suite de komatiites (voir Fig.5.1). En effet, les échantillons tombent sur une droite dont l'intersection avec l'axe Mg# correspond à la composition de l'olivine. En utilisant cette méthode, la composition de l'olivine est estimée entre Fo 92 et Fo 96,5, donc des valeurs similaires ou un peu plus élevées qu'avec l'équation de Roeder et Emslie (1970). Cependant, ces valeurs correspondent à la composition de phénocristaux d'olivine analysés dans d'autres suites de komatiites (Arndt 1986; Nisbet *et al.* 1977). Nous pouvons maintenant calculer la composition des liquides qui ont formé les komatiites en soustrayant le MgO de l'olivine dans les komatiites de Baby. En utilisant la valeur minimale obtenue pour la composition de l'olivine (Fo 90,9 ou MgO = 50%pds), 13 des 15 échantillons ont tout de même des contenus en MgO qui varient entre 18 et 26%pds. Les deux autres échantillons, BB23F et BB87H, ont une composition liquide avec des teneurs en MgO de 16,9 et 17,4%pds respectivement (en soustrayant le MgO des phénocristaux d'olivine). Ces roches seront quand même considérées comme des komatiites.

Les komatiites sont caractérisées par des teneurs élevées en Ni et Cr (480-1683 ppm et 1416-2733 ppm respectivement) et des valeurs de Mg# très élevées (75-84), reflétant la nature primitive du magma qui a formé ces laves. Les teneurs en éléments incompatibles sont par contre très faibles, étant souvent sous le seuil de détection. Les rapports moyens  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,9) et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (25) sont caractéristiques des komatiites non-appauvries en Al (Nesbitt *et al.* 1979). Les komatiites de Baby montrent aussi un appauvrissement en ETR légères (ETRL), typique de ce groupe de komatiites. L'appauvrissement en ETRL



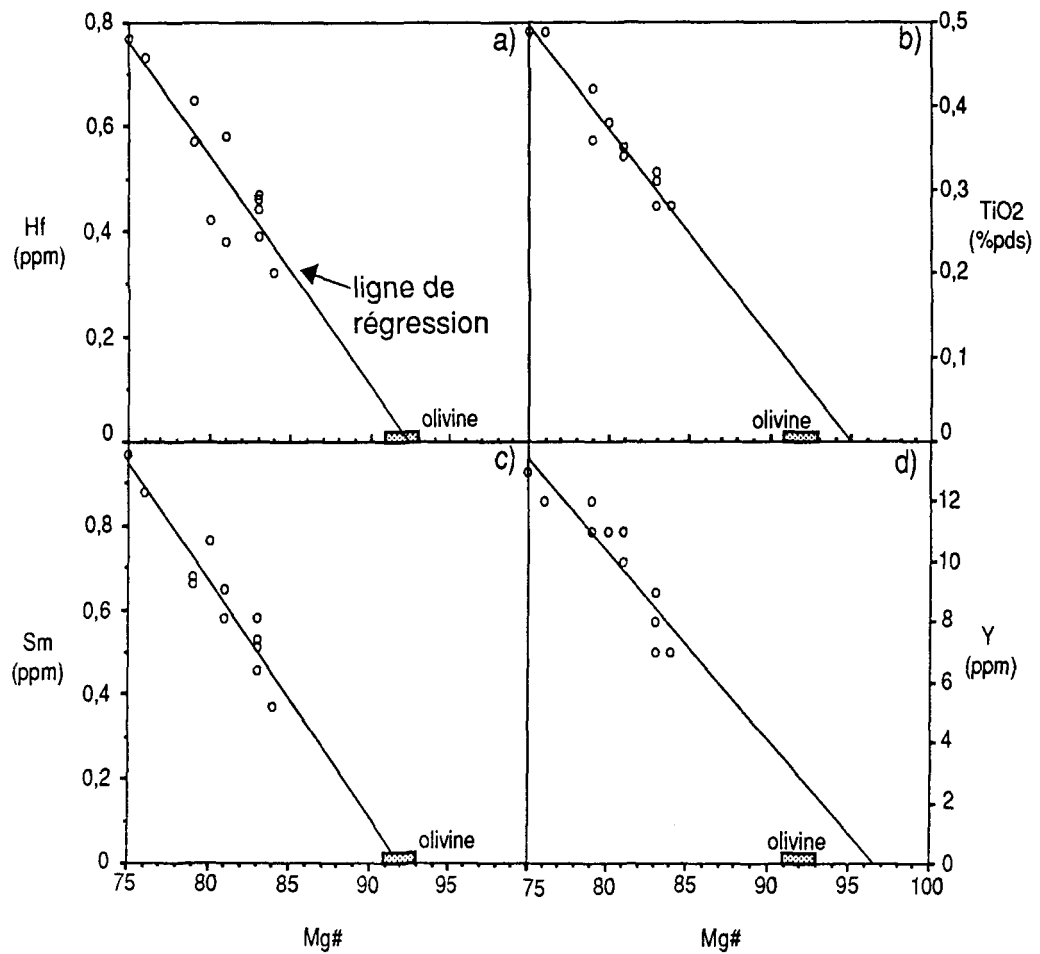


Figure 5.1. Diagrammes de variation pour déterminer la composition de l'olivine dans les komatiites. a) Hf vs Mg#, b) TiO<sub>2</sub> vs Mg#, c) Sm vs Mg#, d) Y vs Mg#. Le champ de l'olivine correspond à la composition déterminée avec l'équation de Roeder et Emslie (1970).

est généralement interprété comme étant une caractéristique de la source des komatiites, qui aurait subi un épisode précédent de fusion partielle (Nesbitt *et al.* 1979).

Si l'on compare la composition des komatiites de Baby avec d'autres komatiites non-appauvries en Al, notamment les komatiites d'Abitibi (Barnes 1985) et du nord-ouest de la sous-province de Pontiac (Camiré *et al.* 1993) (voir Tableau 5.2), on remarque que les caractéristiques géochimiques principales sont très semblables. Cependant, les komatiites de Baby se caractérisent par des teneurs plus faibles en FeO, Ti et Cr mais plus élevées en Zr. L'appauvrissement en Cr pourrait être dû au fractionnement de la chromite lors de la formation des komatiites de Baby, alors que les komatiites d'Abitibi et du nord-ouest du Pontiac n'ont subi que le fractionnement d'olivine (Barnes 1985; Camiré *et al.* 1993). Les teneurs en Zr sont biaisées car le seuil de détection du laboratoire d'analyse est élevé (environ 20 ppm). Les valeurs faibles en Ti ne peuvent s'expliquer par la cristallisation fractionnée d'olivine ou de chromite et donc doivent refléter la nature de la source.

Sur les diagrammes multi-éléments montrés à la Fig.5.2, les profils des trois groupes de komatiites sont tous à peu près plats et montrent des champs de valeurs similaires, entre 1 et 10 fois les teneurs du manteau primitif. Les komatiites d'Abitibi et du nord-ouest du Pontiac montrent des anomalies positives en  $P_2O_5$ , ce qui n'est pas observé dans les komatiites de Baby. Ceci pourrait être dû au fait que les teneurs sont près de la limite de détection. De plus, bien que les trois suites soient appauvries en ETRL, les komatiites du nord-ouest du

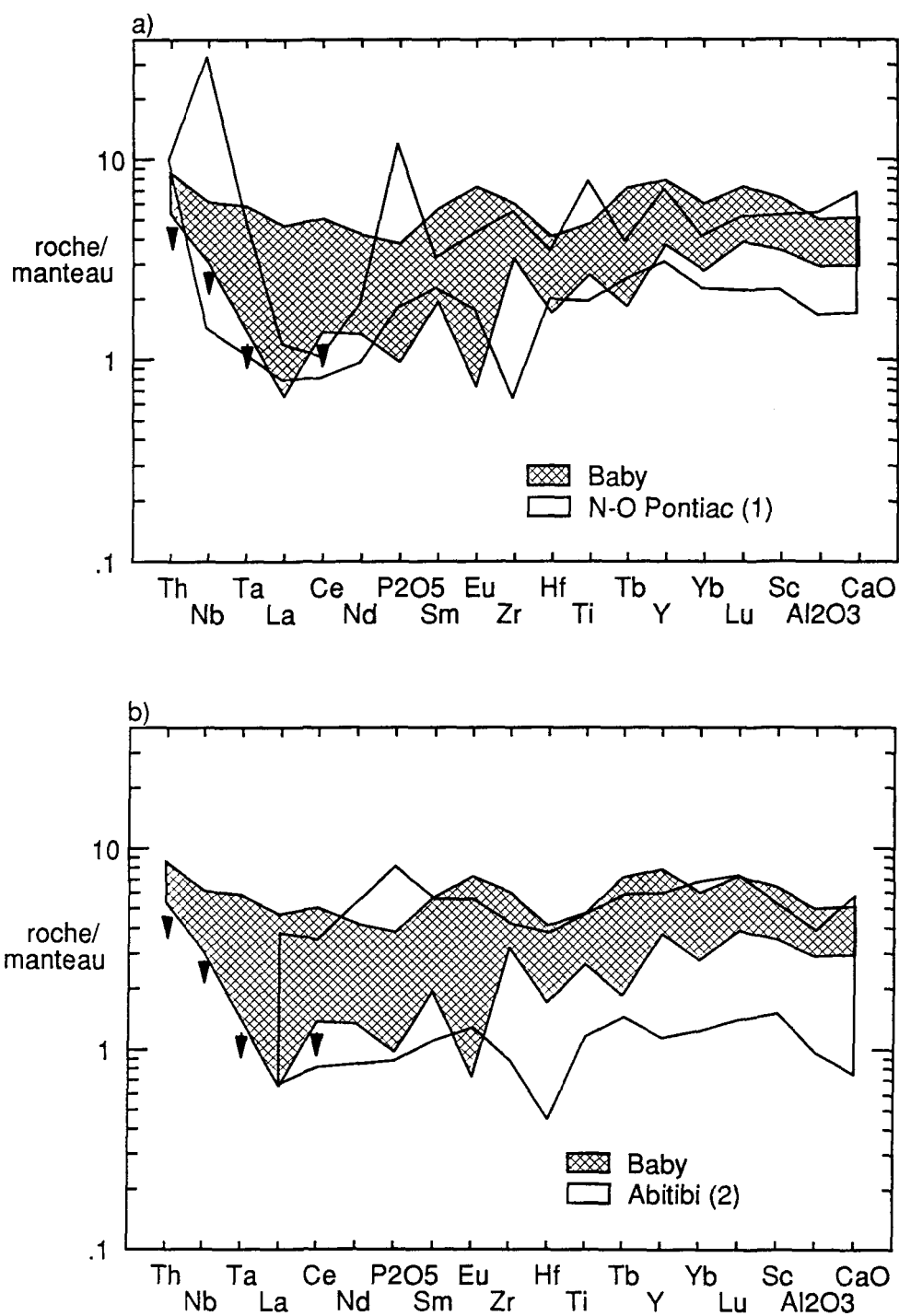


Figure 5.2. Diagrammes multi-éléments, où l'on compare les komatiites de Baby aux komatiites du nord-ouest du Pontiac (a) et d'Abitibi (b). (1) Camiré et al. 1993, (2) Barnes 1985. (▼ sous le seuil de détection)

Pontiac montrent un appauvrissement beaucoup plus accentué que les deux autres groupes de komatiites.

Cette similarité dans la composition des komatiites d'Abitibi, du nord-ouest de Pontiac et du Groupe de Baby suggère que les trois groupes de komatiites ont subi les mêmes processus magmatiques, c'est-à-dire un taux de fusion partielle élevé d'un manteau appauvri en éléments très incompatibles et pas de contamination crustale. Dans les trois cas, la cristallisation fractionnée est dominée par l'olivine. Cependant, Barnes (1985) invoque le fractionnement de sulfures, tandis que les komatiites de Baby semblent avoir subi le fractionnement de chromite.

Selon Arndt et Nisbet (1982), les basaltes komatiitiques contiennent entre 9 et 18% MgO (anhydre). En deçà de 9% MgO, la classification est plus délicate. Selon ces auteurs, les volcanites ayant <9% MgO devraient être classifiés comme des basaltes tout court, à moins qu'ils ne montrent des liens de parenté très clairs avec les komatiites. Les évidences de parenté que ces auteurs mentionnent sont: 1) l'association spatiale avec les komatiites, 2) la présence de la texture spinifex, 3) de faibles teneurs en Ti, Nb, Y et Zr, et 4) des patrons d'ETR appauvris en ETRL. Dans le Groupe de Baby, la teneur en MgO des basaltes komatiitiques varie entre 8 et 18% MgO. Les basaltes les moins magnésiens sont tout de même considérés comme des basaltes komatiitiques, puisqu'ils montrent les mêmes caractéristiques géochimiques, morphologiques et texturales que les basaltes plus riches en MgO.

Les basaltes komatiitiques du Groupe de Baby ont sensiblement les mêmes caractéristiques géochimiques que les komatiites, soit Ni, Cr et Mg# assez élevés et teneurs en éléments incompatibles relativement faibles (voir Tableau 5.3). Les rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  montrent des valeurs très similaires aux komatiites (0,7 et 25 respectivement). Les profils d'ETR sont identiques, exception faite des teneurs un peu plus élevées dans les basaltes komatiitiques (Fig.5.3). L'anomalie négative en Eu dans les komatiites est due à un appauvrissement lors de l'altération, l'Eu étant considéré mobile dans le cas présent (voir section 6.1.1). La similitude des profils des basaltes komatiitiques et des komatiites, en particulier l'appauvrissement en ETRL, suggère que les basaltes komatiitiques ont le même magma parent que les komatiites et représentent probablement les produits de la cristallisation fractionnée de celles-ci (Nesbitt *et al.* 1979).

En utilisant MgO comme indice de différenciation dans la suite komatiitique, les seuls éléments qui montrent un caractère compatible sont le Ni, le Cr et le Co, tandis que les oxydes  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ , les ETR ainsi que le Hf, Zr, Sc, Sr et Y ont un comportement incompatible (Fig.5.4). Certains éléments, dont le S, Cu, As et Zn sont plutôt contrôlés par la présence (ou non) de sulfures dans la roche et ne montreront pas de corrélation avec MgO. Les autres éléments, dont le Th, Nb, Ta, sont présents en très faibles quantités et sont près ou même sous le seuil de détection, en particulier dans les komatiites. Ces éléments ne montrent donc pas de variation notable.

Tableau 5.3. Composition des basaltes komatiitiques

	BB72A massif	BB87G massif	BB87I massif	BB87J coussin	BB87M coussin	BB87O massif	BB206A massif	BB210 massif	BB212 coussin	BB228 massif
SiO <sub>2</sub> (%pds)	51,98	50,10	53,67	50,90	51,07	51,87	52,97	53,57	51,48	51,35
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,47	0,53	0,50	0,49	0,52	0,58	0,67	0,44	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,07	10,82	13,01	11,73	12,12	12,66	14,60	13,92	15,57	14,86
FeO*	10,15	10,59	9,06	10,04	10,06	10,07	10,64	12,07	9,82	9,96
MnO	0,11	0,18	0,16	0,19	0,19	0,18	0,23	0,23	0,18	0,19
MgO	8,93	16,17	10,11	14,10	13,79	13,15	8,45	8,72	9,47	9,20
CaO	9,77	7,96	9,47	9,89	9,59	8,42	9,65	7,44	11,02	10,92
Na <sub>2</sub> O	2,30	2,26	3,60	2,28	2,42	2,83	2,12	2,74	1,57	2,52
K <sub>2</sub> O	0,14	1,41	0,34	0,35	0,24	0,26	0,72	0,61	0,41	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	2,01	2,35	0,83	2,11	2,07	2,39	1,81	1,84	1,70	0,60
La (ppm)	0,96	0,92	1,16	0,79	0,8	0,89	0,94	0,93	0,81	1,02
Ce	3,0	<2	3,5	3	2,7	3	2,6	2,9	3,0	2,7
Nd	4	<4	3,8	3,5	2,2	3,3	2,0	3,1	1,9	1,5
Sm	0,793	0,92	1,083	0,925	0,995	1,068	1,007	0,951	0,856	1,072
Eu	0,60	0,35	0,44	0,47	0,46	0,37	0,38	0,39	0,39	0,43
Ho	0,37	<2	0,5	0,6	0,5	0,6	0,44	0,33	0,48	0,49
Tb	<0,2	0,29	0,38	0,4	0,32	0,36	0,40	0,35	0,32	0,39
Yb	1,47	1,2	1,41	1,29	1,35	1,38	1,69	1,64	1,45	1,53
Lu	0,256	0,2	0,254	0,245	0,24	0,244	0,310	0,318	0,272	0,277
Ba (ppm)	<70	260	120	130	70	98	131	220	123	140
Co	42,9	65,1	45,9	54,2	55	55,9	42,7	46,1	44,8	41,9
Cr	336	1160	649	946	815	951	232,5	137,3	361	411
Cs	<1	4,2	0,6	0,5	<0,4	<0,2	0,7	1,4	0,8	0,7
Cu	86	3	95	53	66	59	27	10	54	74
Hf	0,8	0,9	0,83	0,68	0,86	0,78	1,1	1,04	0,70	0,85
Nb	3	1	<1	2	<1	2	<1	3	1	2
Ni	128	413	188	298	275	272	52	49	93	67
Rb	<8	34	3,9	9	6	6,2	23	13	16	12
S	1226	86	343	220	137	476	83	54	124	102
Sb	0,15	<0,2	0,07	0,08	0,16	0,07	0,12	<0,05	0,10	0,19
Sc	47,11	37,33	41,74	40,06	40,46	40,97	49,81	55,12	43,27	46,43
Sr	252	194	176	273	231	174	109	86	181	468
Ta	<0,4	<0,2	<0,08	<0,07	<0,1	<0,06	<0,06	<0,06	<0,07	<0,06
Th	<0,3	<0,3	0,09	0,2	<0,2	0,09	<0,08	<0,09	0,08	<0,1
U	<0,3	<0,6	<0,2	<0,2	<0,1	<0,1	<0,2	<0,1	<0,09	<0,1
Y	16	15	17	16	17	17	18	17	16	18
Zn	<50	<40	65	78	52	70	70	65	64	67
Zr	33	33	36	37	39	35	37	44	32	40
Mg#	0,61	0,73	0,67	0,71	0,71	0,70	0,59	0,56	0,63	0,62
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,74	0,73	0,84	0,79	0,67	0,66	0,53	0,71	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	32,80	23,02	24,55	23,46	24,73	24,35	25,17	20,78	35,39	29,14
[La/Lu]n	0,39	0,48	0,47	0,33	0,35	0,38	0,31	0,30	0,31	0,38
[Sm/Lu]n	0,76	0,63	0,67	0,54	0,51	0,52	0,59	0,62	0,60	0,60

La limite de détection est établie à (bruit de fond + 6σ)

FeO\* = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé en FeO

Tableau 5.3. Composition des basaltes komatiitiques

	BB229 massif	BB235 massif	BB241A microspín à cpx	BB243 spínifex à cpx	BB244A microspín à cpx	BB258 massif	BB262B microspín à cpx	BB265 massif	BB271 massif	Moyenne n=16
SiO <sub>2</sub> (%pds)	50,72	49,47	51,16	51,40	47,10	53,80	55,54	52,37	50,88	51,41
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,46	0,62	0,57	0,54	0,49	0,54	0,50	0,48	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,24	10,76	14,60	13,94	13,06	15,66	13,27	13,00	15,74	13,55
FeO*	10,65	11,65	11,16	10,61	9,48	9,59	8,21	10,50	9,79	10,12
MnO	0,21	0,20	0,20	0,17	0,21	0,15	0,16	0,18	0,25	0,18
MgO	12,64	17,11	9,19	11,28	12,47	9,68	8,31	12,41	9,96	11,34
CaO	10,10	9,29	8,93	8,32	15,96	9,90	8,12	8,78	11,00	10,09
Na <sub>2</sub> O	1,37	0,92	3,66	3,33	0,97	0,47	5,68	1,91	1,71	2,51
K <sub>2</sub> O	0,51	0,12	0,44	0,35	0,16	0,22	0,10	0,32	0,14	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	2,01	3,48	1,41	2,13	3,35	2,34	3,00	2,38	1,31	2,62
La (ppm)	0,89	0,67	1,21	1,03	1,76	0,57	1,48	0,74	0,53	1,12
Ce	1,9	2,2	4	2,8	4,2	3,4	4,5	2,4	1,6	3,52
Nd	2,1	1,6	3,6	1,4	2,1	3,0	3,8	3,1	1,9	2,58
Sm	1,024	0,878	1,177	1,083	1,099	0,549	1,162	0,965	0,835	0,99
Eu	0,43	0,36	0,6	0,42	0,5	0,41	0,45	0,42	0,35	0,46
Ho	0,5	0,44	0,6	0,3	0,44	0,22	0,52	0,5	0,30	0,42
Tb	0,34	0,33	0,37	0,31	0,32	0,24	0,34	0,33	0,34	0,32
Yb	1,44	1,28	1,66	1,57	1,45	1,18	1,54	1,34	1,48	1,45
Lu	0,264	0,215	0,293	0,288	0,264	0,227	0,260	0,25	0,274	0,26
Ba (ppm)	33	23	98	73	25	40	80	50	<20	57
Co	56,4	72,1	45,6	51,2	44,2	44,6	34,7	52,6	45,2	48,73
Cr	554	1052	228,5	464	588	342	353	588	364	504,58
Cs	1	<0,3	0,35	<0,2	<0,3	<0,3	<0,4	<0,4	0,58	0,36
Cu	83	90	93	76	44	41	145	63	43	82
Hf	0,78	0,58	0,96	0,86	0,9	0,84	1,0	0,92	0,74	0,86
Nb	2	2	4	<1	<1	<1	1	<1	<1	2
Ni	149	339	67	126	160	71	56	158	74	137
Rb	17	<3	13	9	3	6	<8	10	3,0	8
S	193	121	248	102	119	918	359	355	405	311
Sb	<0,05	0,07	0,06	0,05	0,08	0,04	0,21	0,1	0,05	0,09
Sc	42,2	38,47	46,94	46,76	41,95	46,22	41,19	41,9	49,16	43,59
Sr	138	43	167	207	120	83	143	67	48	127
Ta	<0,06	<0,09	<0,06	<0,07	<0,06	<0,1	<0,2	<0,07	<0,04	
Th	0,15	<0,08	0,08	<0,07	0,18	<0,09	0,19	<0,09	<0,08	0,15
U	<0,1	<0,09	<0,1	<0,1	<0,07	<0,1	<0,1	<0,2	<0,1	
Y	17	14	18	18	16	15	17	16	16	16
Zn	90	90	58	50	52	70	60	90	70	63
Zr	35	31	39	35	40	39	39	35	35	37
Mg#	0,68	0,72	0,59	0,65	0,70	0,64	0,64	0,68	0,64	0,67
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,86	0,61	0,60	1,22	0,63	0,61	0,68	0,70	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	24,98	23,39	23,55	24,46	24,19	31,96	24,57	26,00	32,79	25,25
[La/Lu] <sub>n</sub>	0,35	0,32	0,43	0,37	0,69	0,26	0,59	0,31	0,20	0,45
[Sm/Lu] <sub>n</sub>	0,55	0,48	0,65	0,60	1,01	0,65	0,80	0,48	0,40	0,71

La limite de détection est établie à (bruit de fond + 6σ)

FeO\* = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé en FeO

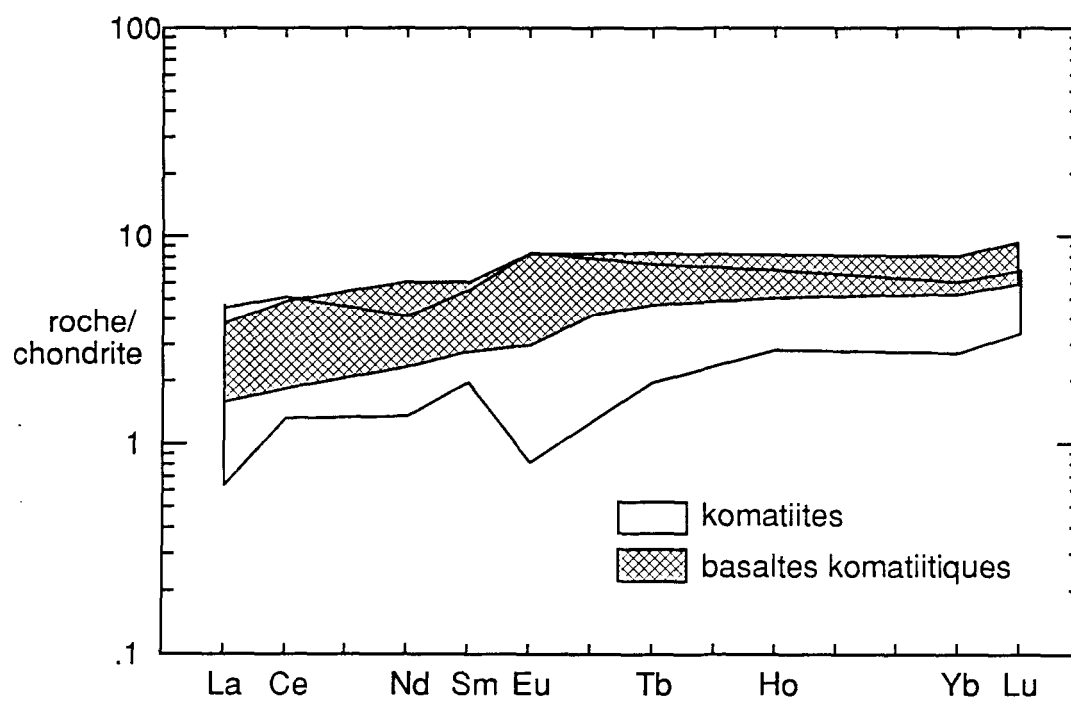


Figure 5.3. Diagramme de terres rares, montrant la similarité entre les profils des komatiites et des basaltes komatiitiques.  
(Normalisation: Sun 1982)



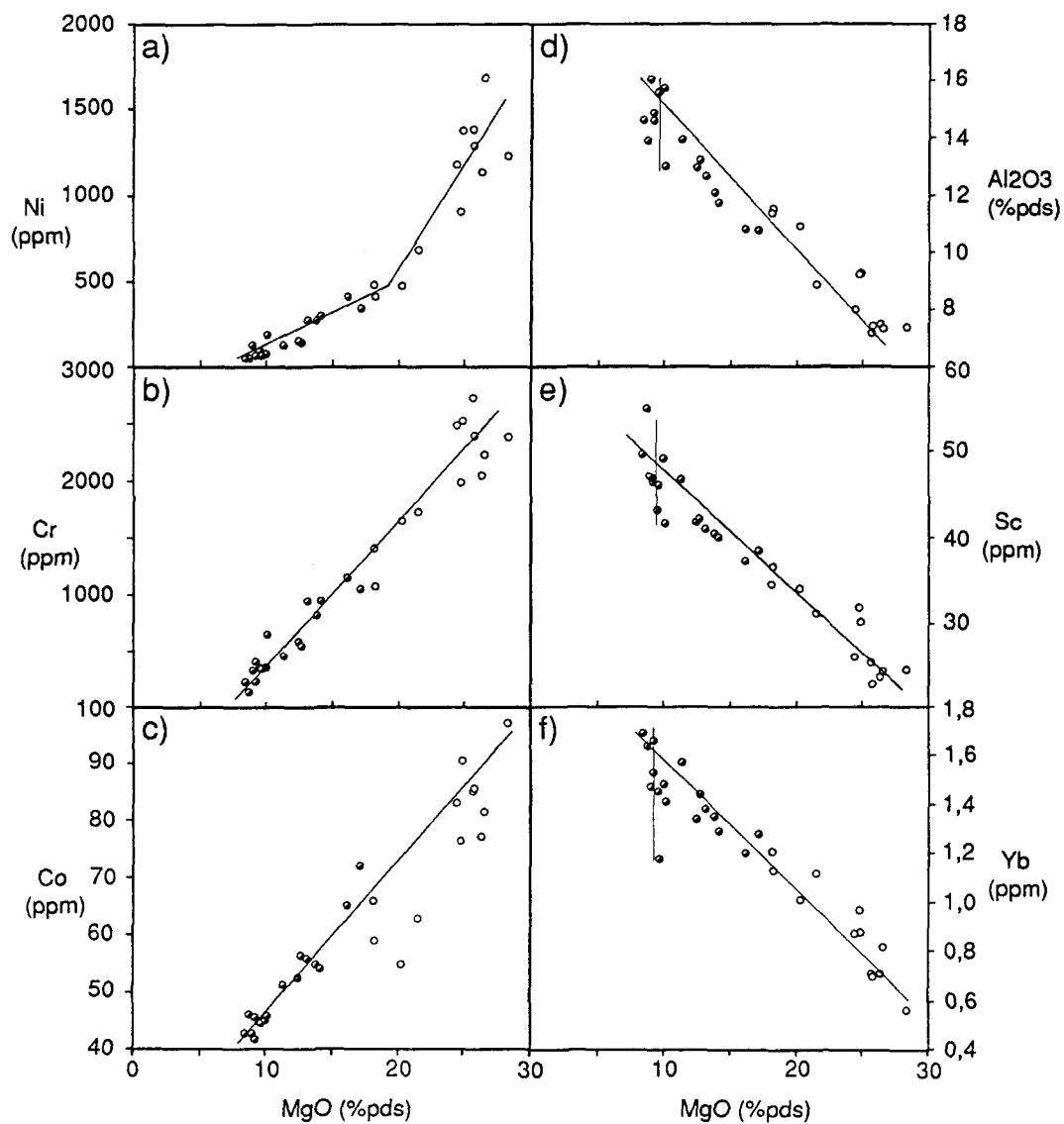


Figure 5.4. Diagrammes de variation pour la suite komatiitique. a) Ni vs MgO. b) Cr vs MgO. c) Co vs MgO. d) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs MgO. e) Sc vs MgO. f) Yb vs MgO. (○ = komatiite, ● = basalte komatiitique).

Le Ni et le Co sont compatibles avec l'olivine et la distribution de ces éléments suggère qu'il y a fractionnement d'olivine, tandis que la compatibilité du Cr indique qu'il y a aussi fractionnement de chromite. Ces deux phases ont en effet été observées en phénocristaux dans les laves komatiitiques. On observe un bris de pente dans le diagramme Ni vs MgO à environ 18% MgO. Ce changement de pente reflète un changement dans les phases qui cristallisent, c'est-à-dire l'apparition du clinopyroxène qui s'ajoute à l'olivine et à la chromite.

Neuf échantillons de la suite komatiitique ont été analysés pour les éléments du groupe du platine (EGP). Les résultats sont présentés au Tableau 5.4. Les échantillons ont été choisis de façon à représenter une large gamme de composition. De plus, à l'exception de BB10, ils proviennent tous de coulées composites. Ainsi, BB23A et BB23B proviennent de la même coulée, l'un provenant de la portion massive, l'autre de la portion coussinée. Il en est de même pour BB23C et BB23D, BB87G et BB87H, et BB87I et BB87J. BB10 est l'échantillon komatiitique montrant une texture spinifex et représente donc une composition liquide. Les échantillons BB23A, BB23B et BB23D contiennent entre 10 et 15% de phénocristaux d'olivine.

La Figure 5.5 montre les patrons des EGP et métaux associés normalisés au manteau de Barnes *et al.* (1988). Nous avons comparé les patrons des roches du Groupe de Baby avec d'autres komatiites et basaltes komatiitiques à travers le monde, notamment d'Abitibi (Crocket et MacRae 1986; Brügmann *et al.* 1987), de Cape Smith (Barnes et Picard 1993; Barnes *et al.* 1992), d'Australie (Dowling et Hill 1992; Redman et Keays 1985) et de Gorgona (Brügmann *et al.*

Tableau 5.4. Teneurs en EGP de la suite komatiitique

	BB10 kom. splinfex	BB23A kom. coussiné	BB23B kom. massif	BB23C kom. massif	BB23D kom. coussiné	BB87G bas.kom. massif	BB87H bas.kom. coussiné	BB87I bas.kom. massif	BB87J bas.kom. coussiné
MgO (%pds)	24,42	24,72	25,78	20,29	21,45	16,17	18,39	10,11	14,10
Ni (ppm)	1179	904	1288	474	687	413	436	188	298
Os (ppb)	2,00	0,9	1,7	0,5	0,5	0,6	0,9	<0,5	0,8
Ir	1,32	0,98	1,32	0,29	0,55	0,21	0,200	0,11	0,200
Ru	11	11	9	6	7	4	9	5	7
Rh	1,1	1,3	1,0	1,0	1,3	1,5	1,8	1,1	1,5
Pt	12	16	10	14	13	19	16	12	15
Pd	11	10,9	10	14	14,00	14,6	14,5	13	20
Au	0,455	0,552	0,339	0,7300	1,169	0,694	1,126	1,139	2,93
Cu (ppm)	57	13	15	19	6	3	38	95	53
Pd/Ir	8,33	11,12	7,58	48,28	25,45	69,52	72,50	118,18	100,00

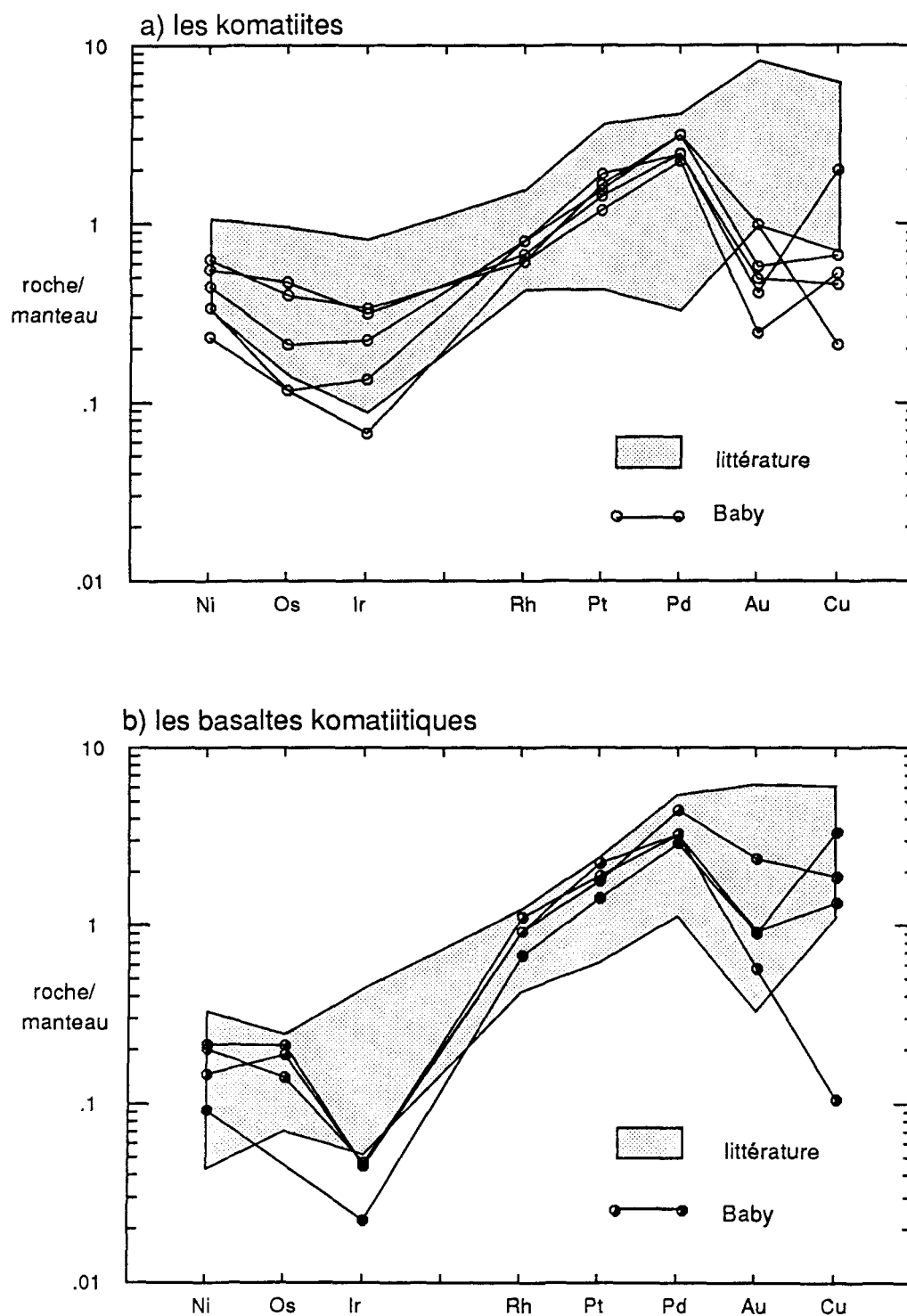


Figure 5.5. Diagramme de métaux nobles et métaux associés. Les patrons provenant de la littérature sont tirés de: Crocket et MacRae 1986, Brüggmann et al. 1987, Barnes et Picard 1992, Barnes et al. 1992, Dowling et Hill 1992, Redman et Keays 1985. (Normalisation: Barnes et al. 1988)

1987). En l'absence de sulfures, la forme du patron est un indice du degré de fractionnement. Ainsi, les komatiites ont un patron à peu près plat, ou légèrement appauvri en Os, Ir et légèrement enrichi en Pt, Pd et Au. Par contre, les basaltes komatiitiques ont un patron beaucoup plus accentué, la différence entre l'Os + Ir et le Pd étant plus marquée. Le Ni, Os et Ir sont compatibles avec l'olivine, alors que le Pt, Pd et Au sont incompatibles (Brügmann *et al.* 1987). Par conséquent, le fractionnement d'olivine entraînera un appauvrissement en Ni, Os et Ir et un enrichissement en Pt, Pd et Au, provoquant un changement de pente dans le patron des EGP. La cristallisation de chromite a un effet semblable, ayant des coefficients de partage ( $K_D$ ) élevés pour l'Ir, Os et Ru. La chromite n'aura cependant pas autant d'effet sur le Ni que l'olivine (Barnes *et al.* 1988).

Les valeurs pour les komatiites et basaltes komatiitiques de Baby sont très comparables aux autres analyses provenant de la littérature, à l'exception de l'Ir, qui est plus fractionné dans les roches du Groupe de Baby, ce qui donne des rapports Pd/Ir très élevés (8-48 dans les komatiites, 70-118 dans les basaltes komatiitiques). Les valeurs faibles en Au et Cu sont probablement dues à un appauvrissement lors de l'altération. En effet, ces deux éléments sont plus mobiles que les EGP.

Selon Barnes *et al.* (1988), la composition du magma parent a un effet sur la pente du patron des EGP. Un magma plus riche en MgO produira des roches dont le patron est moins fractionné (donc avec un rapport Pd/Ir plus bas) et vice-versa. Les komatiites de Baby, ayant des patrons très fractionnés, pourraient être issues d'un magma moins riche en MgO que les suites formant le patron général.

Cependant, BB10 et les komatiites plus magnésiennes montrent des patrons "normaux". L'anomalie négative en Ir s'accroît à mesure que la teneur en MgO de l'échantillon diminue, jusqu'aux basaltes komatiitiques où elle est très marquée. Ceci suggère que l'anomalie est plutôt le résultat de la cristallisation fractionnée de l'olivine ou de la chromite, ou encore de minéraux d'EGP.

La Figure 5.6.a illustre bien la différence entre les roches du Groupe de Baby et d'autres suites komatiitiques, en ce qui concerne la concentration en Ir. Pour un même contenu en MgO, les roches de Baby sont appauvries en Ir. BB10, BB23A, BB23B et BB23D tombent bien dans le champ défini par les komatiites d'autres suites, mais elles sont quand même dans la portion inférieure, c'est-à-dire la moins riche en Ir. Tous les autres échantillons sont tout juste hors des deux champs. Dans ce diagramme, les échantillons définissent une ligne d'évolution, qui est en fait brisée en deux parties: de BB10 à BB23C, l'Ir montre une bonne corrélation avec le MgO, alors que de BB23C à BB87I, la concentration en Ir est plus ou moins constante, diminuant très faiblement comparativement au MgO. Ceci est compatible avec le modèle proposé dans la section précédente, soit cristallisation d'olivine + chromite, suivi du fractionnement de clinopyroxène. Les échantillons BB23A et BB23B tombent un peu à droite de la ligne d'évolution. Ceci est sans doute dû à la présence de phénocristaux d'olivine dans la roche qui ont pour effet d'augmenter le contenu en MgO de la roche totale.

À la Fig.5.6.b, on voit aussi une bonne corrélation entre l'Ir et le Cr dans les échantillons ayant plus de 18% MgO, ce qui suggère que la chromite fractionne

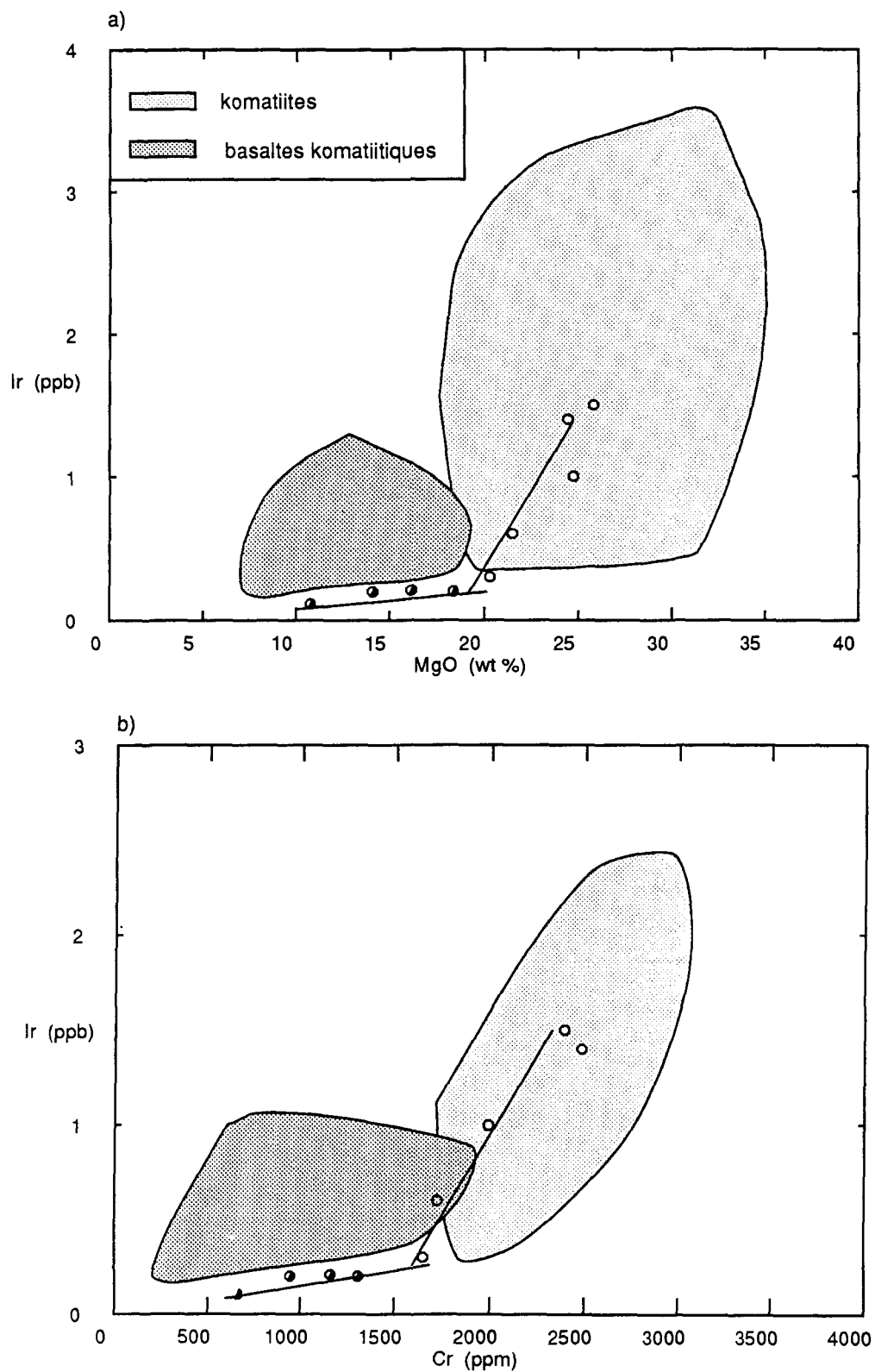


Figure 5.6. Diagrammes de variation, montrant les faibles teneurs en Ir dans la suite komatiitique de Baby. Les champs sont définis en utilisant les sources mentionnées à la Fig.5.5.

et pourrait être la cause de l'anomalie négative en Ir des échantillons plus fractionnés. En effet, les autres suites komatiitiques qui forment les champs définis dans ces diagrammes n'ont pas subi le fractionnement de chromite. Cette différence explique bien les faibles teneurs en Ir dans la suite komatiitique de Baby comparativement aux autres suites.

#### 5.4. Les tholéiites

Le dernier groupe de volcanites montre des caractéristiques assez différentes des deux autres groupes. Les valeurs en Ni, Cr et Mg# sont généralement plus faibles (49-177 ppm, 93-362 ppm et 41-62 respectivement). Par contre, les teneurs en éléments incompatibles, soit TiO<sub>2</sub>, Nb, Hf, Y, Zr et les ETR, sont nettement plus élevées (voir Tableau 5.5). Le diagramme de Jensen, à la Fig.5.7, confirme qu'il s'agit de tholéiites riches en fer. La silice varie entre 48 et 55%pds, ce qui indique que la suite est formée de basaltes et d'andésites.

Les tholéiites sont caractérisées par des profils d'ETR plats (Fig.5.8) et ne montrent pas d'anomalie négative en Eu. La concentration absolue en ETR est nettement plus élevée dans les tholéiites que dans la suite komatiitique. De plus, les tholéiites ne montrent pas d'appauvrissement en ETRL. Cette caractéristique aide à distinguer définitivement les tholéiites des basaltes komatiitiques (voir Fig.5.9). En effet, les basaltes komatiitiques constituent la suite de la tendance définie par les komatiites, tandis que les tholéiites montrent un rapport [Sm/Lu]<sub>n</sub> nettement plus élevé et constant, autour de 1. Le ratio Sm/Lu n'est pas modifié



Tableau 5.5. Composition des tholéïtes

	BB88 coussin	BB89 massif	BB90 coussin	BB91A coussin	BB91B massif	BB92A coussin	BB202 massif	BB204 massif
SiO <sub>2</sub> (%pds)	55,19	53,14	53,64	52,10	50,52	50,33	50,71	51,97
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,63	0,83	0,80	1,40	0,77	1,06	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,22	14,04	16,12	15,41	13,98	14,86	14,35	12,55
FeO*	10,57	9,59	9,93	12,05	14,62	11,42	13,38	13,37
MnO	0,25	0,17	0,22	0,35	0,23	0,20	0,39	0,20
MgO	4,76	8,81	4,75	5,40	6,66	9,06	5,17	8,20
CaO	9,98	10,48	11,67	11,54	9,46	10,45	12,71	10,10
Na <sub>2</sub> O	2,91	2,29	2,60	2,06	2,75	2,59	1,85	1,88
K <sub>2</sub> O	0,22	0,80	0,19	0,23	0,28	0,28	0,26	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,06	0,06	0,10	0,05	0,11	0,10
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	0,58	0,83	3,38	3,35	0,78	1,36	1,19	0,80
La (ppm)	2,0	2,09	1,89	1,91	3,74	1,92	3,13	2,58
Ce	3,8	6,7	11,7	<3	11,9	6,4	7,7	7,6
Nd	<4	5	<4	5	9	3	6,7	5,9
Sm	1,86	1,51	1,758	1,501	3,07	1,731	2,391	2,479
Eu	0,68	0,71	0,77	0,7	1,09	0,89	0,94	0,94
Ho	<2	0,65	0,6	0,47	1,6	<0,6	0,8	1,1
Tb	0,48	0,50	0,51	0,40	0,81	0,46	0,67	0,75
Yb	1,90	1,60	1,82	1,72	3,04	1,80	2,47	2,55
Lu	0,33	0,283	0,296	0,286	0,511	0,284	0,430	0,453
Ba (ppm)	100	190	<70	<70	90	60	76	65
Co	60,8	41,5	53,0	47,1	51,2	51,5	51,1	46,4
Cr	298	249	284	250	92,9	265	99,6	156,1
Cs	<1	<1	<0,9	<1	<0,7	<0,7	0,38	0,5
Cu	122	59	88	74	109	88	90	110
Hf	1,3	1,0	1,2	1,3	2,1	1,3	1,76	2,02
Nb	3	2	2	2	n.d.	2	4	3
Ni	129	49	122	118	<120	118	88	50
Rb	<10	18	<10	<20	<8	10	5,6	14
S	1697	777	1847	691	2529	833	1220	304
Sb	<0,3	<0,1	0,27	0,10	0,17	0,35	<0,05	0,15
Sc	43,90	39,86	42,30	37,26	46,11	40,69	44,33	48,09
Sr	77	88	115	70	n.d.	160	153	307
Ta	<0,2	<0,4	<0,4	<0,3	<0,2	<0,3	0,13	0,22
Th	<0,3	<0,3	<0,2	<0,3	0,53	0,21	0,31	0,23
U	<0,8	<0,3	<0,3	<0,2	<0,4	<0,3	<0,1	<0,1
Y	23	19	21	20	31	21	28	28
Zn	80	<60	<80	<70	140	50	119	113
Zr	59	50	52	48	91	48	69	79
Mg#	0,45	0,62	0,46	0,45	0,45	0,59	0,41	0,52
[La/Lu]n	0,63	0,76	0,66	0,69	0,76	0,70	0,75	0,59
[La/Sm]n	0,68	0,87	0,68	0,80	0,77	0,70	0,82	0,66
[Ta/La]n							0,59	1,20
[Th/La]n					1,22	0,94	0,86	0,77

La limite de détection est établie à (bruit de fond + 6σ)

FeO\*=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé en FeO

n.d. = non déterminé

Tableau 5.5. Composition des tholéiites

	BB214 massif	BB222B massif sommet	BB254 massif	Moyenne n=11	Baby Sud(1) Moyenne n=9	Pontiac (2) Moyenne n=21 (Gill)	Abitibi (3) Moyenne n=5	Bas. archéen moyen (4) 2500-3000Ma
SiO <sub>2</sub> (%pds)	51,10	49,73	48,93	51,58	50,40	52,40	51,55	
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,00	0,82	0,93	0,95	1,68	1,97	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,51	14,41	16,10	14,78	14,51	14,03	13,89	
FeO*	11,28	13,69	10,65	11,87	12,19	13,07	14,86	
MnO	0,26	0,23	0,21	0,25	0,21	0,22	0,30	
MgO	6,68	6,99	8,33	6,80	8,23	5,07	4,98	
CaO	11,31	10,81	12,54	11,00	10,73	8,08	6,80	
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,88	2,12	2,43	2,43	3,24	3,44	
K <sub>2</sub> O	0,21	0,18	0,22	0,30	0,27	0,51	0,31	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,15	0,19	0,12
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,70	98,29	
LOI	0,63	1,46	0,66	1,37	1,38	1,68	5,02	
La (ppm)	1,98	2,52	2,31	2,37	2,85	4,5		5,5
Ce	6,1	7,9	6,2	7,6	7,71	11,4		15
Nd	5,2	8,1	5,3	6	6,62	9,2		9,6
Sm	1,786	2,203	1,852	2,01	2,10	3,5		2,8
Eu	0,71	1,03	0,74	0,84	0,84	1,38		0,97
Ho	<0,7	1,4	0,49	0,9		0,88		
Tb	0,53	0,62	0,46	0,6	0,55	1,37		0,68
Yb	1,71	2,21	1,65	2,0	2,13	4,2		2,5
Lu	0,323	0,411	0,305	0,356	0,37	0,65		
Ba (ppm)	48	<30	30	82	72	186	74	204
Co	53,6	55,9	48,8	51,0	54,0			
Cr	293	143,0	362	227	253	114	277	406
Cs	<0,4	<0,2	<0,4	0,4				
Cu	88	96	81	91				
Hf	1,13	1,51	1,18	1,4	1,52	3,2		1,8
Nb	3	4	4	3	2,6	5	6,3	5,1
Ni	155	132	177	114	125	52	87	186
Rb	<3	<3	4,1	10	13	12	9,3	9,1
S	2332	301	458	1181				
Sb	<0,07	0,36	0,06	0,21				
Sc	41,60	43,48	36,03	42,15	44	46	44	
Sr	134	111	126	134	135	250	78	122
Ta	0,17	0,10	0,16	0,2	0,20	0,28		0,30
Th	0,17	0,22	0,19	0,27	0,20	0,5		0,60
U	<0,1	<0,1	<0,09					
Y	22	26	21	24	24	38	49	23
Zn	111	130	90	104				
Zr	52	63	51	60	64	110	128	65
Mg#								0,65
[La/Lu]n	0,63	0,63	0,78	0,69	0,80	0,72		
[La/Sm]n	0,70	0,72	0,79	0,74	0,85	0,81		1,24
[Ta/La]n	1,21	0,56	0,98	1,19	0,99	0,88		0,77
[Th/La]n	0,74	0,75	0,71	0,98	0,61	0,96		0,94

La limite de détection est établie à (bruit de fond + 6σ)

FeO\*=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé en FeO

(1) Barnes (comm.pers.), (2) Camiré *et al.* 1993, (3) Arndt et Nesbitt 1982,

(4) Condie 1990

Tableau 5.5. Composition des tholéiites

	Moyenne n=11	MORB-N (5) Moyenne n=8 (type 2)	île océanique Moyenne n=5 (6)	arc insulaire Moyenne n=6 (7)
SiO <sub>2</sub> (%pds)	51,58	50,42	49,77	54,57
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,50	1,27	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	14,93	13,80	17,69
FeO*	11,87	10,41	12,26	8,82
MnO	0,25	0,18	0,26	0,18
MgO	6,80	7,46	6,86	5,00
CaO	11,00	11,49	11,32	8,28
Na <sub>2</sub> O	2,43	2,43	2,57	2,94
K <sub>2</sub> O	0,30	0,20	0,12	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,14	0,11	0,16
TOTAL	100,00	99,16	98,34	99,10
LOI	1,37		0,95	2,63
La (ppm)	2,37	2,94	3,61	3,54
Ce	7,6	9,3	9,49	9,9
Nd	6	8,7	7,93	7,5
Sm	2,01	3,17	2,63	2,2
Eu	0,84	1,20	0,99	0,88
Ho	0,9		0,9	
Tb	0,6	0,85	0,82	0,50
Yb	2,0	3,51	2,66	1,9
Lu	0,356	0,64	0,42	0,32
Ba (ppm)	82	11,8	13	120
Co	51,0	54	49	28
Cr	227	260	155	28
Cs	0,4			0,09
Cu	91			
Hf	1,4	2,24	1,99	1,8
Nb	3	3,51	5,5	2,1
Ni	114	110	83	13
Rb	10	1,97	4	8
S	1181			
Sb	0,21			
Sc	42,15	40,2	47	32
Sr	134		109	279
Ta	0,2	0,23	0,56	0,08
Th	0,27		0,27	0,31
U			0,07	0,16
Y	24	36	29	26
Zn	104			
Zr	60	89	66	66
[La/Lu]n	0,69	0,48	0,89	1,15
[La/Sm]n	0,74	0,58	0,86	1,01
[Ta/La]n	1,19	1,10	2,19	0,32
[Th/La]n	0,98		0,65	0,76

(5) Viereck *et al.* 1989, (6) Floyd 1989, (7) Gill 1987

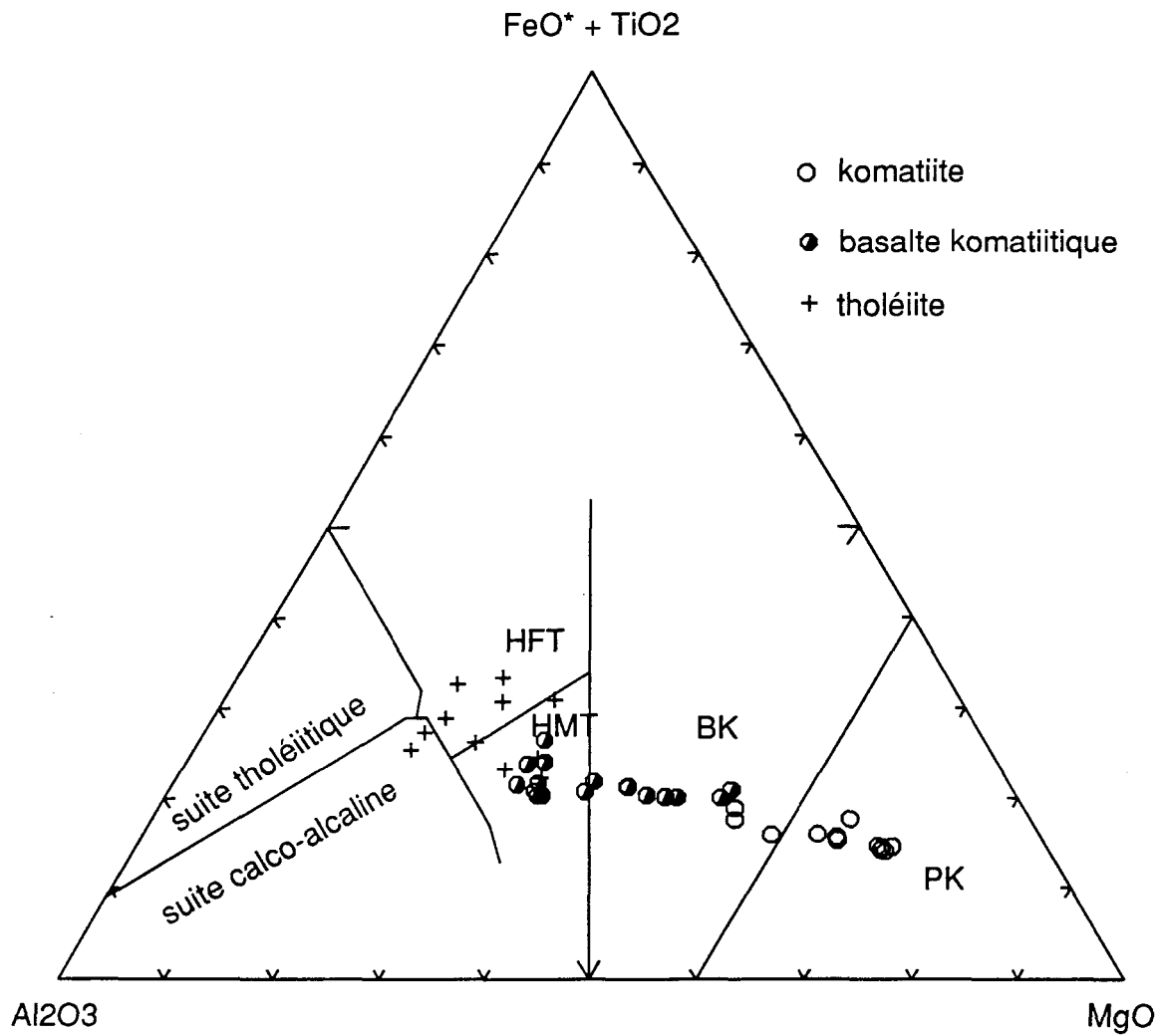


Figure 5.7. Diagramme de Jensen (1976). (HFT = tholéiite riche en Fe, HMT = tholéiite riche en Mg, BK = komatiite basaltique, PK = komatiite péridotitique)

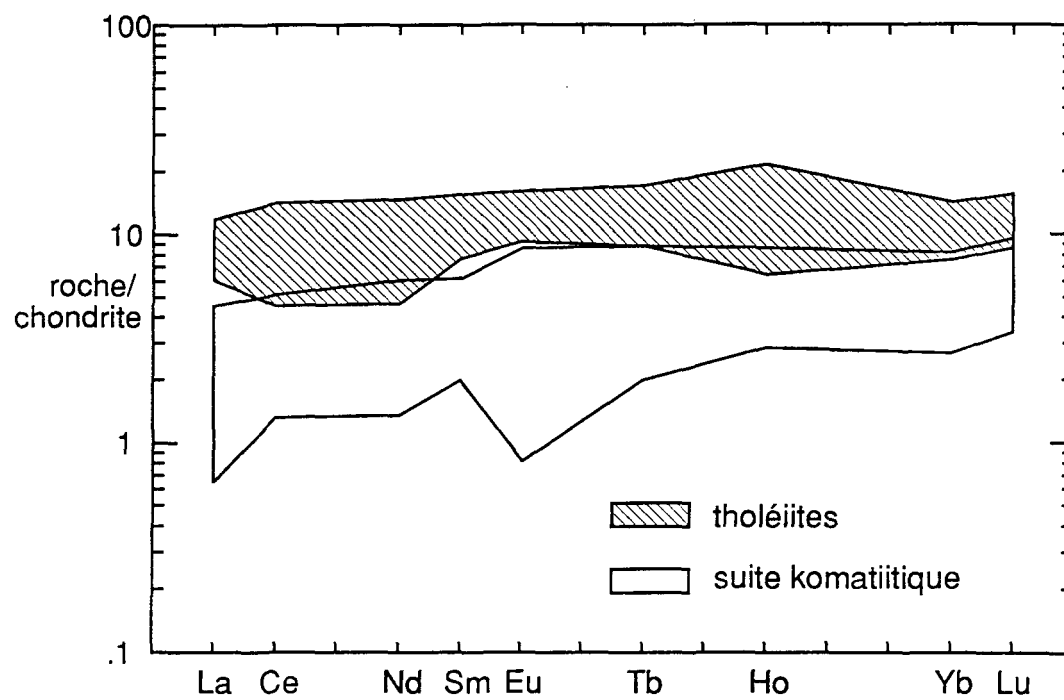


Figure 5.8. Diagramme de terres rares montrant la distinction entre les tholéiites et la suite komatiitique. (Normalisation: Sun 1982)

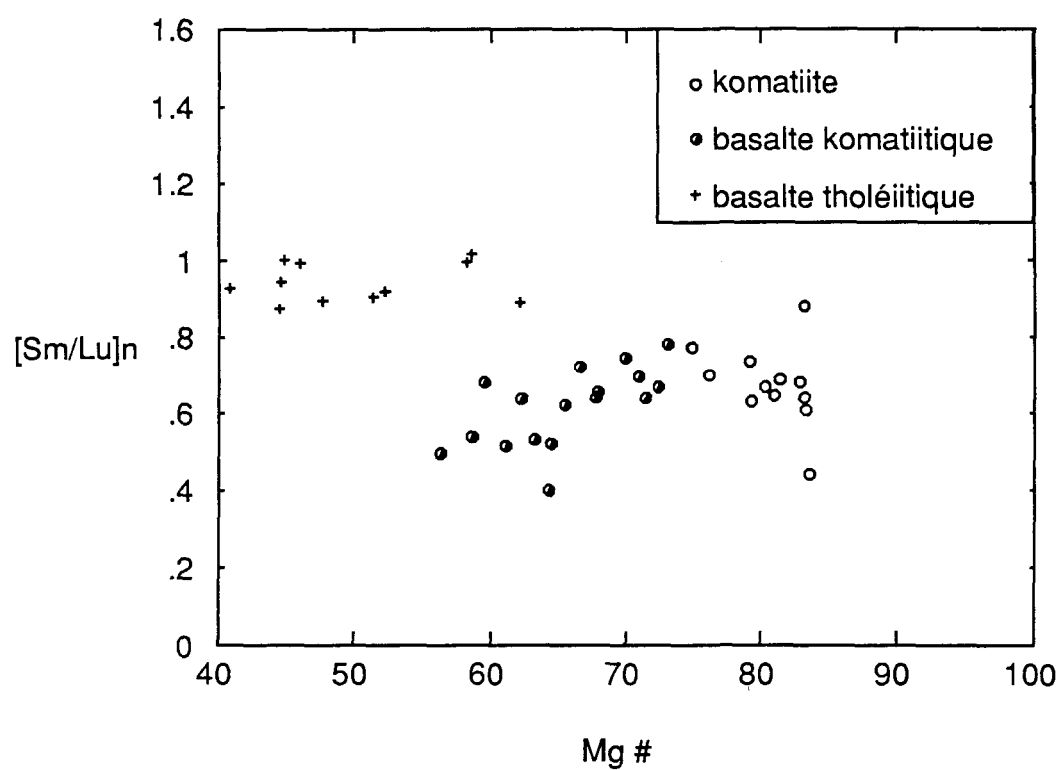


Figure 5.9.  $[Sm/Lu]_n$  vs Mg#. (Normalisation: Taylor et McLennan 1985)

par la cristallisation fractionnée. Par conséquent, les tholéiites ne sont clairement pas apparentées aux komatiites et ne peuvent avoir été formées à partir de celles-ci par cristallisation fractionnée.

En utilisant Zr comme indice de différenciation, nous avons déterminé que Ni, Cr,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et CaO sont compatibles alors que les ETR, Ti, Hf, Nb, Th, Y et Sc montrent un caractère incompatible (Fig.5.10). En fait, les tholéiites forment deux groupes distincts. Le premier groupe est caractérisé par des variations très fortes en Ni et Sc, moins fortes en Cr, Y, CaO et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et nulles en éléments incompatibles (dont Zr). Ces variations ne sont pas reliées à la différenciation mais reflètent plutôt une accumulation variable de clinopyroxène dans ces laves. Le deuxième groupe montre de bonnes variations en Zr et donc les variations observées dans ce groupe reflètent les processus de différenciation. Ainsi, Ni, Cr, Al et Ca sont compatibles, ce qui suggère le fractionnement de clinopyroxène et de plagioclase. La quantité de plagioclase qui cristallise doit être suffisante pour donner un caractère incompatible au Sc et au Y qui sont compatibles avec le clinopyroxène.

Les tholéiites de la séquence nord sont géochimiquement identiques aux tholéiites de la séquence sud du Groupe de Baby (voir Tableau 5.5), ce qui suggère qu'elles ont la même origine. En poursuivant la comparaison avec d'autres suites tholéiitiques archéennes (voir Tableau 5.5 et Fig.5.11.a), certaines similarités et distinctions ressortent. D'abord, les quatre suites archéennes (Baby, N-O du Pontiac, Abitibi et le basalte archéen moyen de Condie (1990)) montrent un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique

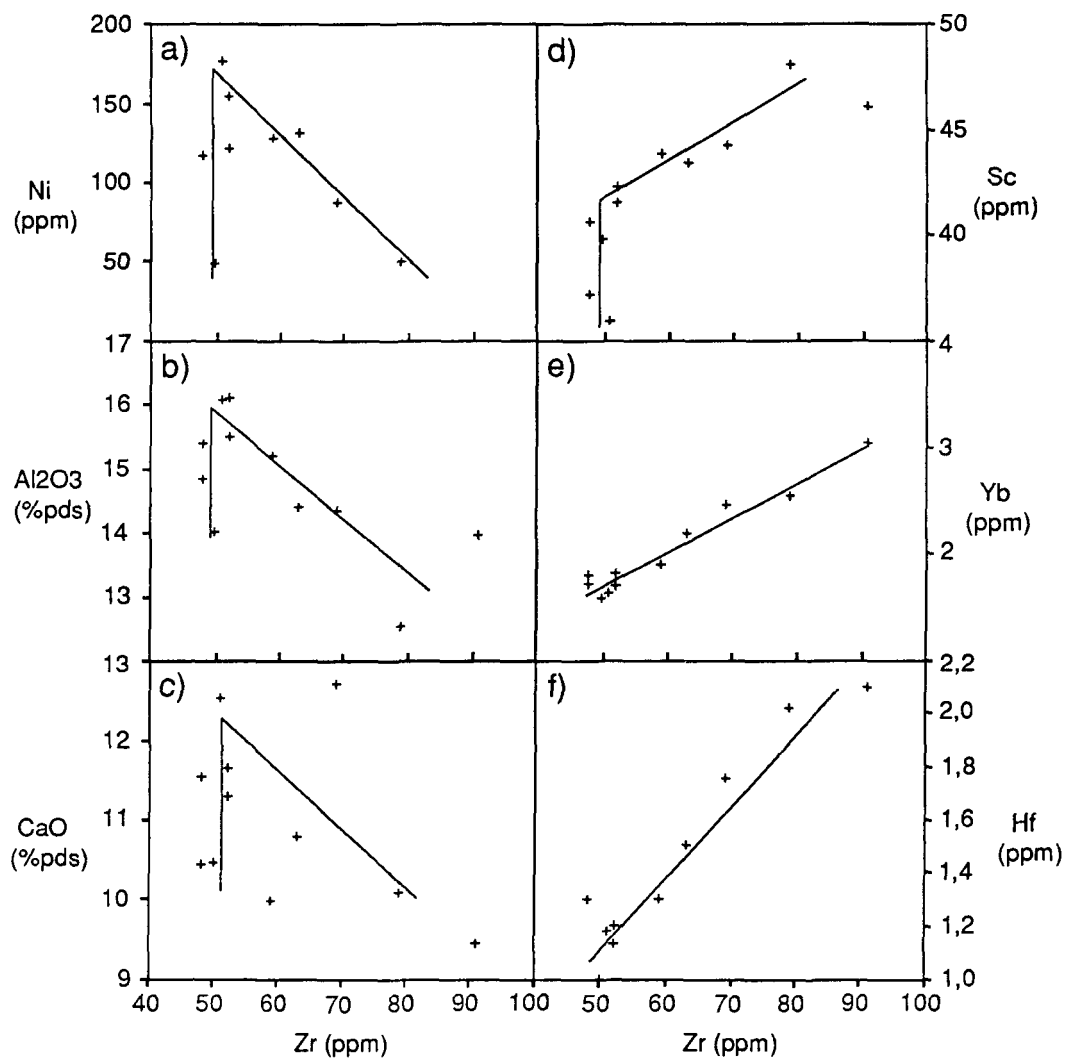


Figure 5.10. Diagrammes de variation pour les tholéiites.  
 a) Ni vs Zr. b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs Zr. c) CaO vs Zr. d) Sc  
 vs Zr. e) Yb vs Zr. f) Hf vs Zr. Les symboles  
 sont les mêmes qu'à la Fig.5.7.



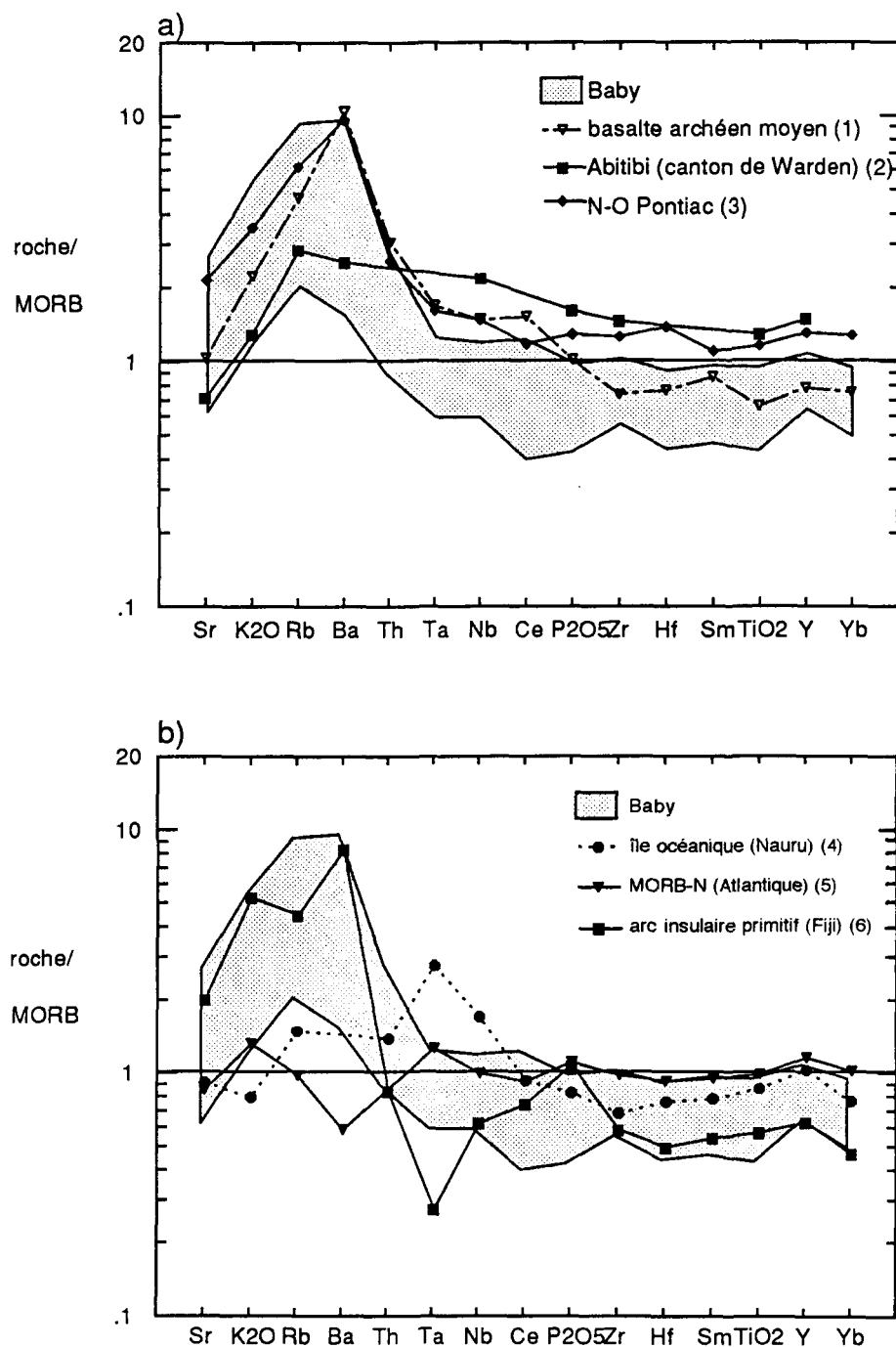


Figure 5.11. Diagrammes multi-éléments, comparant les tholéiites de Baby à d'autres suites tholéiitiques archéennes (a) et à des suites tholéiitiques modernes (b). (1) Condie 1990, (2) Arndt et Nesbitt 1992, (3) Camiré et al. 1993, (4) Floyd 1989, (5) Viereck et al. 1989, (6) Gill 1987.

(ELGRI), comparativement au MORB de Pearce (1982). Cependant, le basalte archéen moyen, tel que calculé par Condie (1990) est enrichi en éléments très incompatibles (Th, Nb, Ta, ETRL) comparativement aux tholéiites de Baby. Les tholéiites associées aux komatiites dans le nord-ouest du Pontiac (Gill de Camiré *et al.* 1993) montrent un patron similaire, mais avec des teneurs nettement plus élevées pour tous les éléments. Ceci reflète probablement un degré de différenciation plus élevé dans les tholéiites du nord-ouest du Pontiac. Le basalte tholéiitique du canton de Warden (Arndt et Nesbitt 1982), associé aux komatiites du canton de Munro dans la ceinture verte de l'Abitibi, montre un patron un peu plus plat, moins enrichi en ELGRI, mais avec des teneurs plus élevées pour les autres éléments.

Comparé à des tholéiites modernes provenant d'environnements tectoniques connus (Fig.5.11.b), les tholéiites de Baby s'apparentent aux tholéiites d'arc insulaire, à cause de leur enrichissement en ELGRI. Condie (1989) avait d'ailleurs conclu que 65% des basaltes archéens proviennent d'un tel environnement. Cependant, les tholéiites de Baby possèdent aussi des caractéristiques géochimiques qui les apparentent aux MORB. Différents rapports d'éléments incompatibles ont été utilisés pour discriminer entre les MORB et les basaltes d'arc insulaire (Condie 1989; Wood *et al.* 1979). Les valeurs obtenues pour les tholéiites de Baby ne donnent pas de résultats concluants (Tableau 5.6); ces tholéiites semblent donc avoir des caractéristiques géochimiques intermédiaires. D'ailleurs, la plupart des diagrammes de discrimination établis pour les basaltes modernes ne peuvent distinguer l'environnement de formation des tholéiites de Baby. En général, celles-ci

**Tableau 5.6. Rapports d'éléments incompatibles dans les tholéiites**

	<b>Baby</b>	<b>MORB</b>	<b>Arc Insulaire</b>
<b>Th/Yb (1)</b>	0,12	$\leq 0,1$	$> 0,1$
<b>Th/Nb (1)</b>	0,07	$\leq 0,07$	$> 0,07$
<b>Nb/La (1)</b>	1,3	$> 0,8$	$\leq 0,8$
<b>Hf/Th (1)</b>	6,3	$\geq 8$	$< 8$
<b>La/Ta (2)</b>	17,4	$< 30$	$\geq 30$
<b>Th/Ta (2)</b>	1,6	$< 2$	$> 2$

(1) Condie 1989, (2) Wood *et al.* 1979

tombent dans le champ de recouvrement entre les environnements de MORB-N et d'arc insulaire, comme c'est le cas pour le diagramme Zr-Nb-Y (Fig.5.12.a). Le diagramme Th/Yb vs Ta/Yb donne des résultats semblables (Fig.5.12.b). Ainsi, certains échantillons tombent dans le champ des basaltes d'arc océanique alors que d'autres tombent dans le champ des MORB. En fait, la position des points sur ce diagramme semble plutôt être centrée sur la composition du manteau primitif que dans un environnement précis. Chose certaine, les tholéiites de Baby proviennent sûrement d'un environnement océanique, que ce soit une dorsale ou un arc. En effet, les tholéiites ne montrent pas d'affinité pour les roches provenant d'environnements continentaux (basaltes intraplaques, marge continentale active) et ne montrent pas d'évidence de contamination crustale, qui aurait un effet certain sur la teneur en Th et la position des échantillons dans le diagramme Th/Yb vs Ta/Yb.

### **5.5. Les sédiments ultramafiques**

Deux échantillons de sédiments associés aux unités komatiitiques ont été analysés (voir Tableau 5.7). Ils sont géochimiquement identiques aux komatiites, ce qui suggère que les sédiments ont subi très peu de transport avant d'être déposés. Ces unités représentent donc des dépôts volcanoclastiques primaires ou des dépôts secondaires qui ont été rapidement resédimentés.

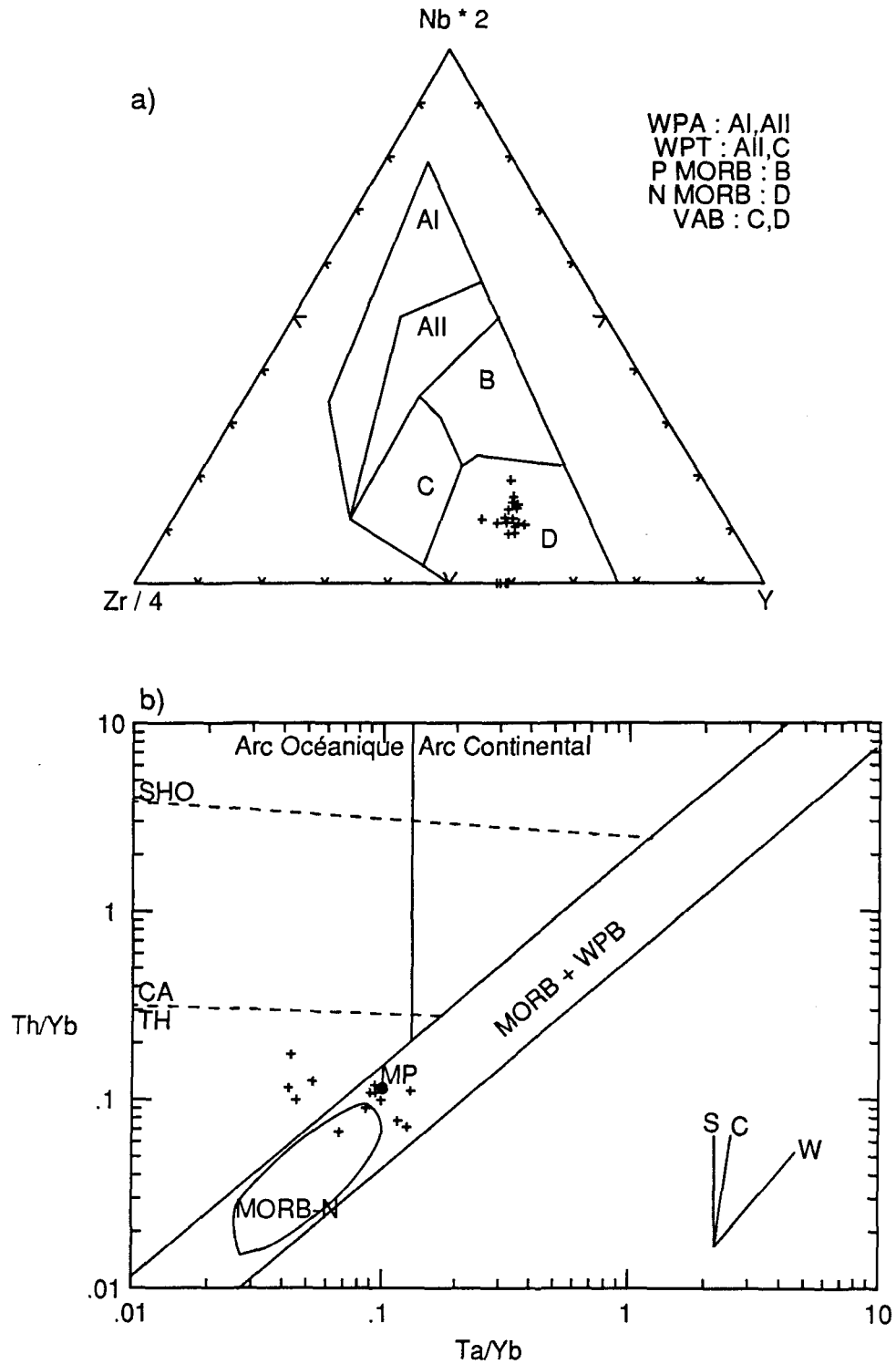


Figure 5.12. Diagrammes de discrimination pour les tholéiites.  
a) Zr-Nb-Y (Meschede 1986), b) Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce 1982)  
S = composante de subduction, C = composante continentale, W = composante intraplaque.

Tableau 5.7. Composition des autres lithologies

	Dykes			N-O Pontiac (1)	Sédiment ultramafique		Grauwacke	Pontiac
	BB10A	BB87D	BB87E	Moyenne n=21 (Gill)	BB23E	BB23K	BB71	BB93
SiO <sub>2</sub> (%pds)	51,02	52,95	57,44	51,10	50,07	55,94	67,46	64,93
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,83	0,71	0,87	0,28	0,08	0,62	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,16	15,47	12,77	12,17	7,25	2,72	15,71	17,20
FeO*	9,56	9,59	7,28	9,59	9,70	6,95	4,61	5,70
MnO	0,18	0,19	0,12	0,21	0,19	0,16	0,06	0,08
MgO	10,08	7,43	8,38	11,32	23,20	23,28	2,81	3,27
CaO	9,92	7,79	5,84	8,82	9,14	10,75	2,28	2,17
Na <sub>2</sub> O	2,92	4,67	5,92	1,72	0,13	0,10	3,64	3,52
K <sub>2</sub> O	1,38	0,81	0,86	1,94	0,02	<0,01	2,64	2,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,94	0,27	0,68	0,51	0,02	0,01	0,16	0,15
TOTAL	100,00	100,00	100,00	98,25	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	1,15	0,95	1,15	2,10	4,72	3,08	1,49	1,51
La (ppm)	87,9	17,9	27,4	27,1	0,43	0,533	26,09	26,06
Ce	<2	14,4	66,5	54,8	1,3	1,8	56,94	54,92
Nd	96	22	31	31	1,0	<1	28,5	25,8
Sm	16,55	4,85	7,03	6,32	0,549	0,604	4,39	4,57
Eu	4,0	1,35	1,83	1,74	0,18	0,21	1,26	1,26
Ho	<3	<3	n.d.	0,7	0,21	0,240	n.d.	n.d.
Tb	0,20	0,69	0,5	0,72	0,18	0,19	0,5	0,49
Yb	1,57	1,53	1,48	1,73	0,67	1,22	1,19	1,13
Lu	0,31	0,29	0,24	0,22	0,118	0,232	0,2	0,23
Ba (ppm)	1650	520	1296	778	<20	<10	787	439
Co	40,0	34,6	38	40,5	82,6	51,6	21	24
Cr	364	152	256	815	2336	419,4	190	194
Cs	15,1	<1	2,97	9,5	<0,2	<0,2	4,5	6,15
Cu	216	9	57	18	6	7	39	36
Hf	4,2	2,3	3,48	3,2	0,42	0,25	3,42	3,58
Nb	9	2	7	8	<1	n.d.	7,2	6,1
Ni	74	1429	51	223	1184	630	77	73
Rb	47	24	51	67	3,1	<2	68	73
S	619	320	1878	n.d.	26	56	1756	1902
Sb	<0,2	0,51	0,38	n.d.	0,15	0,266	0,04	0,2
Sc	33,85	29,43	23	30	23,42	21,81	13	17
Sr	2142	3	733	400	6	n.d.	395	407
Ta	0,53	0,25	0,33	0,28	0,05	<0,07	0,43	0,64
Th	11,4	2,34	7,49	4,1	<0,06	<0,07	6,15	6,15
U	2,6	0,8	2,97	1,3	<0,06	0,05	2,05	1,43
Y	29	6	23	24	8	10	17	17
Zn	70	80	83	145	89	60	127	98
Zr	181	21	132	142	24	17	152	140
Mg#	0,65	0,58	0,67	0,68	0,81	0,86	0,52	0,50
[La/Lu] <sub>n</sub>	29,36	6,39	11,82	12,75	0,38	0,24	13,51	11,73
[La/Sm] <sub>n</sub>	3,34	2,32	2,45	2,70	0,49	0,56	3,74	3,59

La limite de détection est établie à (bruit de fond +6σ)

FeO\* = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> recalculé en FeO

(1) Camiré *et al.* 1993

n.d. = non déterminé

## **5.6. Les dykes mafiques**

Les dykes mafiques qui recoupent les roches de la séquence nord pourraient représenter des dykes nourriciers, soit pour la suite komatiitique, soit pour les tholéiites. Ils représentent des magmas assez primitifs, avec des Mg# entre 58 et 67. Cependant, ils sont géochimiquement très différents des volcanites dans la séquence (voir Tableau 5.7). Ils sont fortement enrichis en éléments très incompatibles, soit les métaux alcalins (Na, K), les ELGRI (Cs, Rb, Ba, Sr), les ETRL (La, Ce, Nd, Sm, Eu) et Th, Ta, Nb, Hf et Zr (voir Fig.5.13). Ils ne peuvent donc être génétiquement reliés aux volcanites de la région. Par contre, la géochimie de ces dykes est très similaire à celle des dykes décrits par Camiré *et al.* (1993) dans le nord-ouest du Pontiac (voir Tableau 5.7). Ceux-ci ont été interprétés comme des lamprophyres calco-alcalins, reconnus un peu partout dans la province du Supérieur (Wyman et Kerrich 1990). L'origine de ces dykes serait donc très distincte de celle des volcanites et pour cela, ils ne seront pas considérés plus avant dans cette étude géochimique.

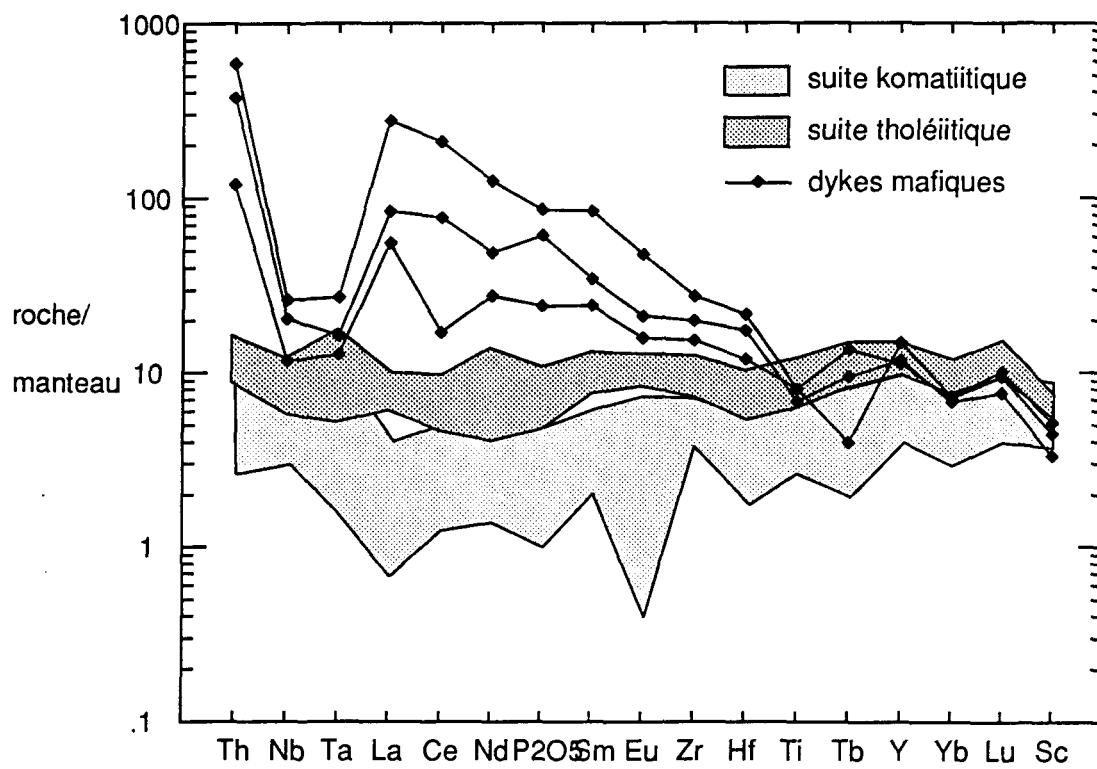


Figure 5.13. Diagramme multi-élément, montrant la distinction entre les dykes mafiques et les volcanites du Groupe de Baby. (Normalisation: Taylor et McLennan 1985)



## **CHAPITRE 6**

### **DISCUSSION**

#### **6.1. Introduction**

L'interprétation des données présentées jusqu'ici se fera en quatre étapes. Dans un premier temps, il sera question de retracer la pétrogenèse des trois groupes de volcanites. Celles-ci ont déjà été divisées en deux suites magmatiques, mais il sera important de déterminer s'il existe ou non des liens génétiques entre les deux suites. Deuxièmement, nous tenterons d'expliquer pourquoi le faciès coussiné, peu fréquent dans d'autres suites de komatiites, est si répandu dans les komatiites de Baby. Troisièmement, nous nous attarderons sur l'environnement tectonique dans lequel ces roches ont pu se former en proposant un modèle de formation et de mise en place. En dernier lieu, l'étude du métamorphisme permettra de mieux définir les derniers épisodes de l'histoire géologique de ces roches.

#### **6.2. Pétrogenèse**

Les variations géochimiques observées à l'intérieur d'une suite magmatique résultent de la superposition de différents processus qui contrôlent

la composition des roches: 1) l'altération, 2) la contamination et/ou le mélange de magmas, 3) la cristallisation fractionnée, et 4) la fusion partielle. Il est nécessaire d'étudier chacun de ces processus et leur effet sur la composition et la variation géochimique afin de comprendre la pétrogenèse des roches en question. Certains éléments témoignent des effets du processus d'altération alors que d'autres éléments, n'étant pas affectés par l'altération, seront plutôt contrôlés par la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle. Les propriétés des divers éléments déterminent quel processus contrôle leur distribution. Nous nous attarderons donc sur chacun des processus mentionnés précédemment, afin de retracer l'histoire pétrogénétique des volcanites de la séquence nord du Groupe de Baby.

#### 6.1.1. Altération

Le mot altération regroupe ici tous les processus qui ont pu modifier la composition des roches après leur mise en place, tels que l'altération par l'eau de mer et le métamorphisme, qui varie du faciès schiste vert au faciès amphibolite à épidote. Lors d'études précédentes (Ludden *et al.* 1982; Beswick 1983; Arndt et Nesbitt 1982), il a été déterminé que dans les komatiites et les basaltes, les éléments les plus fréquemment affectés par la remobilisation sont les métaux alcalins et alcalino-terreux (CaO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O) et les ELGRI (Sr, Ba, Rb et Cs). Les ETRL et Eu peuvent aussi être affectés lors du métamorphisme (Sun et Nesbitt 1978).

Il existe plusieurs méthodes pour déterminer la mobilité des éléments dans une suite de roches. Dans tous les cas, il s'agit de voir si la variation observée

dans la teneur d'un élément est contrôlée par un processus igné. Si par contre la variation semble aléatoire, alors cet élément a probablement été mobile. La méthode la plus communément utilisée pour déterminer la mobilité des éléments dans des échantillons d'une suite komatiitique est d'utiliser des diagrammes de rapports moléculaires (diagrammes de Pearce) (Beswick 1982; Barnes 1985; Canil 1987). En effet, les komatiites forment un système igné relativement simple, où il est facile de reconnaître les processus magmatiques qui contrôlent leur composition. Dans un diagramme de Pearce où l'élément incompatible normalisateur est immobile, les échantillons forment des droites qui sont dues au fait que ces échantillons sont reliés entre eux par un processus magmatique précis, comme la cristallisation fractionnée d'olivine ou de clinopyroxène (Fig.6.1.a). Par contre, si l'élément incompatible normalisateur est mobile et a subi les effets de l'altération, les points ne s'alignent pas le long de droites bien définies, mais forment plutôt un éventail ayant son origine à l'origine du diagramme (Fig.6.1.b, c et d). Ainsi, dans la suite komatiitique, Fe, Mg, Si, Al, Ti, Sm, HREE, Sc, Y, Zr et Hf sont restés immobiles alors que Ca, Na, K, La, Eu, Sr, Ba, Cs et Rb sont mobiles et ont été affectés par l'altération. Ces observations concordent avec les conclusions obtenues par d'autres auteurs cités précédemment.

Quant aux tholéiites, l'utilisation des diagrammes de Pearce est moins utile puisque la minéralogie de ces roches est plus variée et par conséquent, certains éléments, incompatibles dans les komatiites, deviennent compatibles dans les tholéiites. Nous pouvons alors utiliser des diagrammes de variation, où l'élément étudié est opposé à un élément incompatible immobile (Ludden et Gélinais 1982)

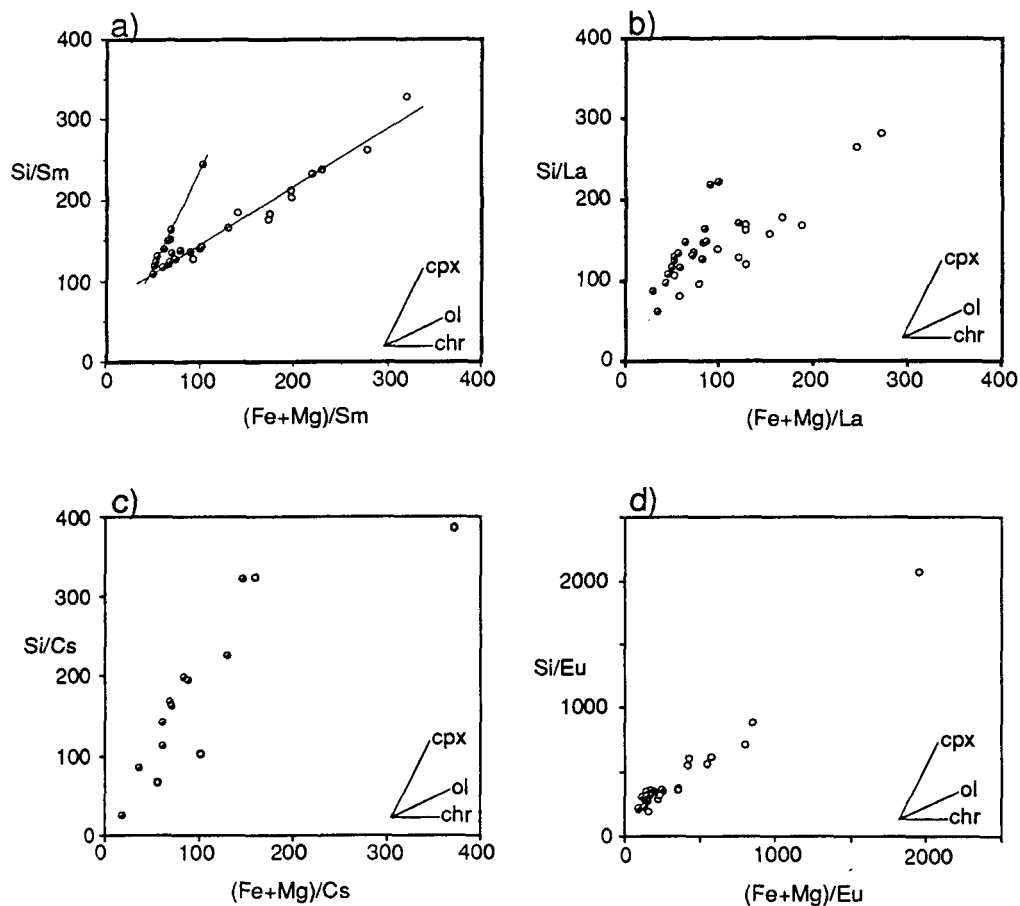


Figure 6.1. Diagrammes de Pearce, montrant l'effet de la mobilité des éléments dans la suite komatiitique. a) Si/Sm vs (Fe+Mg)/Sm. Sm est immobile. b) Si/La vs (Fe+Mg)/La. La est peu mobile. c) Si/Cs vs (Fe+Mg)/Cs. Cs est mobile. d) Si/Eu vs (Fe+Mg)/Eu. Eu est mobile. Les symboles sont les mêmes qu'à la Figure 5.4.

ou encore étudier les rapports entre éléments mobiles et immobiles (Nesbitt *et al.* 1979; Arndt et Jenner 1986). La Fig.6.2 montre des diagrammes de variation pour les tholéiites, où certains éléments considérés mobiles dans les komatiites sont opposés à  $\text{TiO}_2$ , un élément incompatible immobile. Seuls les échantillons qui sont reliés entre eux par la différenciation (cristallisation de clinopyroxène et plagioclase) sont utilisés dans ces diagrammes. En effet, les échantillons qui montrent une accumulation de clinopyroxène, ayant été identifiés dans la section 5.4., pourraient créer une dispersion des points qui n'est pas causée par l'altération et qui fausserait l'interprétation des diagrammes. Ainsi,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb et Ba sont mobiles dans les tholéiites tandis que Sr, Eu et La ont été peu affectés par l'altération dans ces roches. Les valeurs en Cs sont trop près du seuil de détection. Les rapports entre éléments mobiles et immobiles donnent les mêmes résultats (voir Tableau 6.1). Les rapports utilisant Sr, Eu et La varient peu, ce qui suggère que ces éléments sont immobiles, alors que ceux utilisant  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb et Ba montrent de grandes variations, dû à la mobilité de ces éléments.

Les éléments mobiles, soit  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , La, Eu, Ba, Cs, Rb et Sr dans les komatiites et  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ba et Rb dans les tholéiites, ne seront pas utilisés lors de la modélisation et toute interprétation basée sur ces éléments devrait être utilisée avec une grande réserve.

#### 6.1.2. Contamination

La contamination peut s'effectuer par assimilation ou par mélange de magmas. L'assimilation de croûte continentale par un magma mafique ou

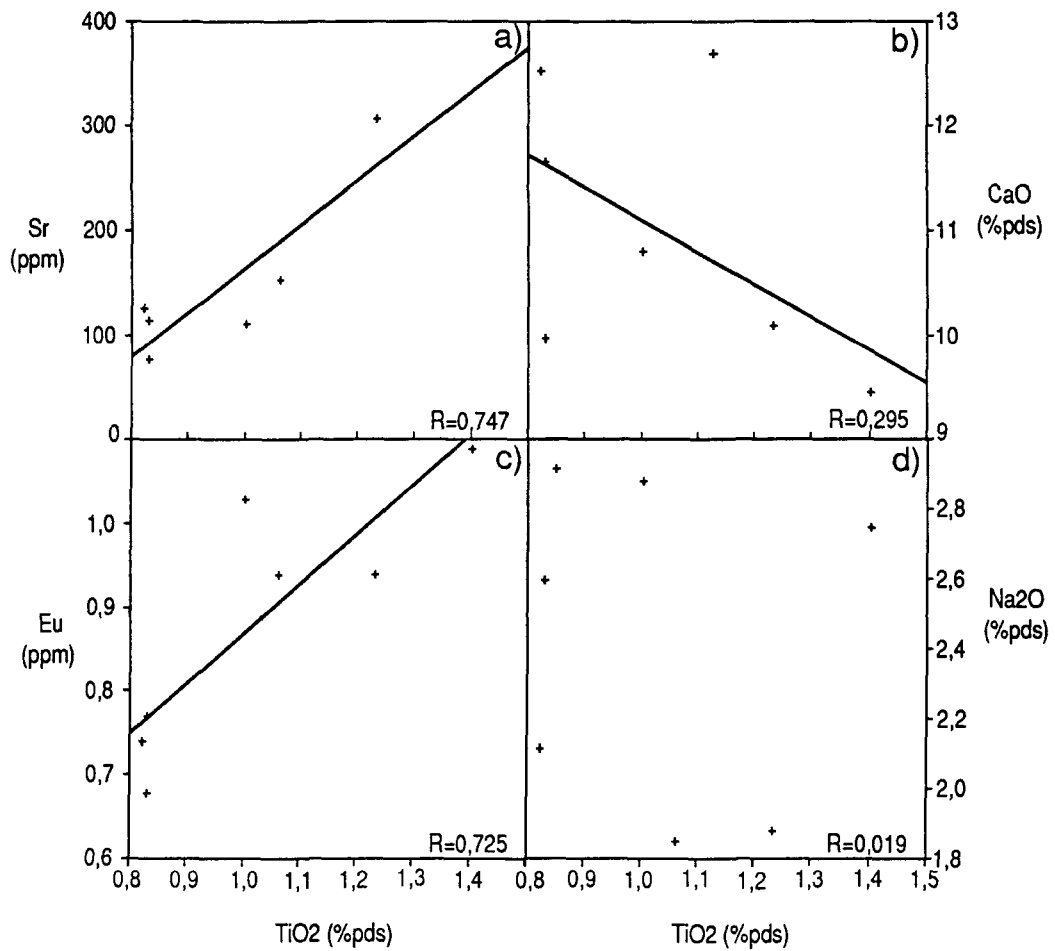


Figure 6.2. Diagrammes de variation, montrant l'effet de l'altération dans les tholéiites. a) Sr vs  $\text{TiO}_2$ . Sr est immobile. b) CaO vs  $\text{TiO}_2$ . CaO est mobile. c) Eu vs  $\text{TiO}_2$ . Eu est immobile. d)  $\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{TiO}_2$ .  $\text{Na}_2\text{O}$  est mobile. R = coefficient de corrélation.

Tableau 6.1. Rapports d'éléments mobiles dans les tholéiites

	Ti/Zr	Ca/Ti	Ca/Zr	Na/Ti	Na/Zr	K/Ti	K/Zr	La/Ti	La/Zr
BB92A	0,018	19,34	0,35	8,67	0,16	0,62	0,011	1,43	0,026
BB89	0,014	23,70	0,34	9,37	0,13	2,15	0,031	1,91	0,027
BB254	0,018	21,79	0,40	6,67	0,12	0,46	0,008	1,62	0,030
BB204	0,018	11,70	0,21	3,94	0,07	0,55	0,010	1,21	0,021
BB222B	0,018	15,40	0,28	7,43	0,13	0,31	0,006	1,45	0,026
BB214	0,018	19,65	0,35	8,71	0,16	0,43	0,008	1,39	0,025
BB91B	0,018	9,63	0,17	5,06	0,09	0,34	0,006	1,54	0,027
BB91A	0,019	20,55	0,39	6,64	0,13	0,49	0,009	1,37	0,026
BB202	0,017	17,08	0,30	4,50	0,08	0,42	0,007	1,70	0,030
BB88	0,016	17,13	0,27	9,04	0,15	0,45	0,007	1,39	0,022
BB90	0,018	20,03	0,36	8,08	0,15	0,39	0,007	1,31	0,024

	Eu/Ti	Eu/Zr	Ba/Ti	Ba/Zr	Rb/Ti	Rb/Zr	Sr/Ti	Sr/Zr
BB92A	0,61	0,011	45,34	0,83	12,14	0,22	189,48	3,46
BB89	0,59	0,009	175,47	2,52	26,71	0,38	127,38	1,83
BB254	0,47	0,009	21,29	0,39	4,67	0,09	140,12	2,57
BB204	0,40	0,007	30,75	0,55	10,64	0,19	227,60	4,04
BB222B	0,54	0,010					101,22	1,83
BB214	0,46	0,008	34,06	0,61			149,02	2,68
BB91B	0,41	0,007	37,40	0,66				
BB91A	0,46	0,009					79,79	1,52
BB202	0,47	0,008	41,72	0,73	4,94	0,09	131,62	2,30
BB88	0,43	0,007	70,10	1,12			84,60	1,36
BB90	0,49	0,009					126,35	2,30

ultramafique affecte principalement les teneurs en  $\text{SiO}_2$ , ELGRI, Th et ETRL. En effet, ces éléments sont fortement enrichis dans la croûte continentale, tout en étant présents à de faibles teneurs dans les magmas komatiitiques et basaltiques de nature tholéiitique. Le mélange de magmas aurait comme effet de produire un magma final avec des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre les deux magmas initiaux (ex: Arndt et Nesbitt 1984).

#### 6.1.2.1. La suite komatiitique

D'après Huppert et Sparks (1985a;1985b) et Arndt (1986), la contamination crustale est un problème sérieux pour les komatiites. En effet, lors de sa remontée à travers la lithosphère, le magma komatiitique serait facilement contaminé par les roches qu'il traverse pour plusieurs raisons: 1) sa température très élevée ( $1650^\circ\text{C}$ ) provoque de l'érosion thermique, 2) sa faible viscosité provoque un mouvement turbulent, qui facilite l'érosion et l'assimilation de l'encaissant et 3) la remontée doit être très rapide pour éviter une perte de chaleur trop importante, donc assez "vigoureuse" et turbulente, ce qui facilite encore plus l'assimilation d'encaissant par érosion. De plus, si le magma s'écoule sur un substrat felsique, il subira encore plus de contamination par assimilation de ce substrat. Huppert et Sparks (1985a, 1985b) affirment que le magma komatiitique peut subir jusqu'à 30% de contamination lors de son ascension à travers la croûte et un 10% additionnel lors de son éruption sur un substrat felsique. Évidemment, la contamination laisse des évidences géochimiques. En effet, le magma komatiitique est un magma primitif, issu d'un taux de fusion partielle élevé. Par conséquent, les teneurs en éléments incompatibles (et  $\text{SiO}_2$ ) sont généralement très faibles. La contamination



crustale aura pour effet d'augmenter ces teneurs, notamment au niveau du Th et des ETRL et de donner des profils anormaux. Or, le profil des komatiites de Baby est plat (Fig.6.3) et les teneurs en éléments très incompatibles sont très faibles, étant souvent sous le seuil de détection. À des teneurs aussi faibles, même un taux de contamination de 10% aurait un effet remarquable, faisant passer la teneur en Th de 0,1 ppm (=5Xmanteau primitif) à 0,38 ppm (=20Xmanteau primitif). Les komatiites de Baby ne montrent pas d'évidences de contamination, que ce soit de la croûte continentale moyenne, ou encore des sédiments du Pontiac (voir Fig.6.3). Ceci suggère que ces komatiites n'ont pas eu à traverser une croûte continentale et ne se sont pas écoulées sur les sédiments du Groupe de Pontiac. Ceci élimine l'hypothèse que le contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac représente une discordance. Les komatiites auraient plutôt été mises en place en milieu océanique, puis mises en contact avec le Groupe de Pontiac tardivement, de façon structurale (Sawyer et Barnes, soumis).

#### 6.1.2.2. La suite tholéiitique

Les tholéiites de Baby ne semblent pas non plus avoir subi de contamination crustale. Le diagramme Th/Yb vs Ta/Yb (Fig.5.12.b) illustre clairement qu'il s'agit de roches qui sont issues d'un milieu océanique. Par contre, il est impossible de discriminer entre un environnement de subduction ou de dorsale. Mis à part l'enrichissement en ELGRI, typique des environnements de subduction, les tholéiites ont des teneurs en éléments incompatibles qui s'apparentent aux MORB-N modernes. Cette signature géochimique intermédiaire pourrait être le résultat de la contamination ou d'un mélange de magmas. En effet, la différence dans le rapport  $[Sm/Lu]_n$  entre les tholéiites et la suite komatiitique indique que

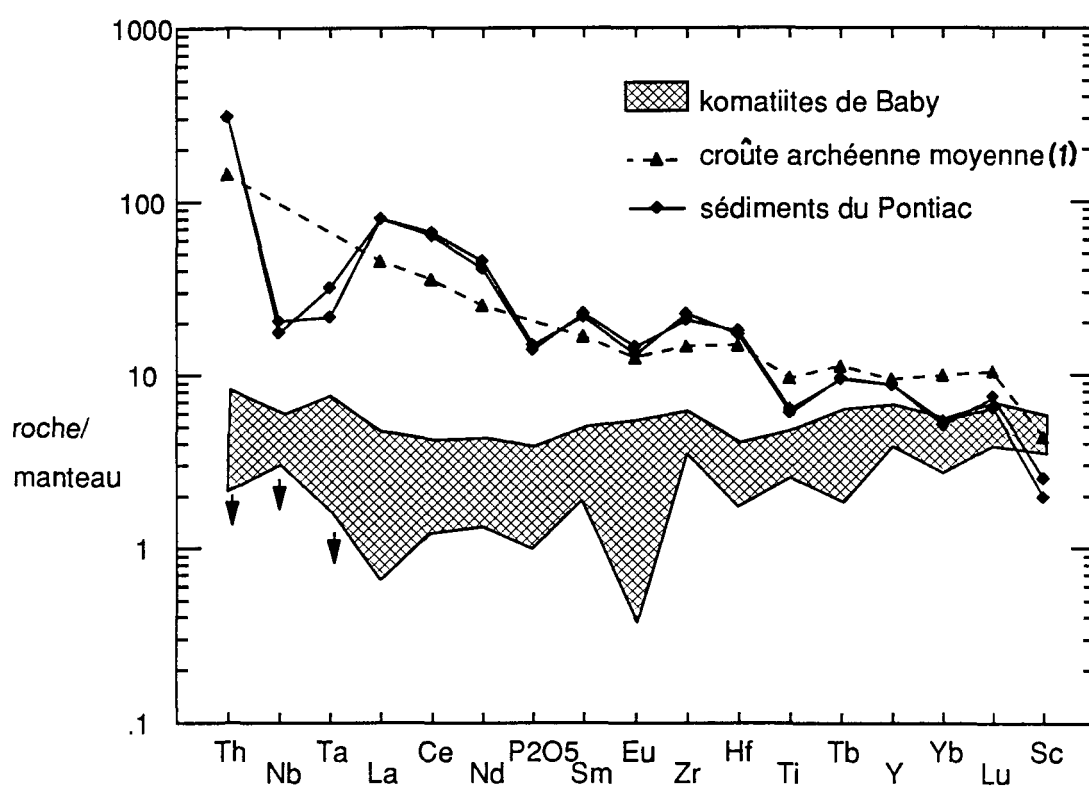


Figure 6.3. Diagramme multi-élément montrant l'absence de contamination crustale dans les komatiites de Baby.(1) Taylor et McLennan 1985. (  $\nabla$  sous le seuil de détection)

les tholéiites ne peuvent être issues de la cristallisation fractionnée des komatiites. Cependant, elles pourraient être le produit de la contamination de celles-ci ou encore d'un mélange de magma, possiblement entre un magma d'arc insulaire et un magma komatiitique.

Le Tableau 6.2 montre la composition d'un mélange entre un grauwacke du Pontiac et une komatiite dans les proportions 10% sédiment + 90% komatiite (mélange 1). Huppert et Sparks (1985b) suggèrent qu'un magma komatiitique peut subir jusqu'à 10% de contamination en s'écoulant sur un substrat felsique. On voit qu'il est impossible de générer un magma qui aurait une composition semblable aux tholéiites de Baby de cette façon. En effet, la plupart des oxydes (excepté MgO et SiO<sub>2</sub>) sont présents à des teneurs beaucoup plus élevées dans les tholéiites que dans les deux composantes initiales. De plus, il est impossible de trouver un équilibre entre le taux de silice élevé des sédiments et le taux de MgO élevé des komatiites. D'autres éléments, étant aussi très élevés dans les sédiments (ETRL, Ba, Cs, Rb, Th et U), ne peuvent être modélisés de façon à produire un magma similaire aux tholéiites. Ainsi, les tholéiites du Groupe de Baby n'ont pas été formées par contamination des komatiites.

Le mélange 2 au Tableau 6.2 représente un mélange 50:50 entre un magma d'arc insulaire et une komatiite. Le magma ainsi formé ressemble un peu plus aux tholéiites du Groupe de Baby, notamment pour ce qui est des ETR, Zr, Y, Hf et Th. Cependant, les teneurs en ELGRI (Ba, Rb, Sr, K<sub>2</sub>O) du mélange sont trop élevées, ainsi que les teneurs en MgO, Ni, Cr et Co. Il est impossible de concilier ces écarts en changeant les proportions des composantes. Les

**Tableau 6.2. Modélisation de la contamination et du mélange de magma**

	Grauwacke Pontiac BB71 (1)	Arc insulaire Moyenne n=6 (2)	Komatélite moyenne n=12 (3)	Mélange 1 10:90 1+3	Mélange 2 50:50 2+3	Tholélite BB254
SiO <sub>2</sub> (%pds)	67,46	54,57	48,83	50,69	51,70	48,93
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,87	0,36	0,38	0,61	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,71	17,69	8,84	9,52	13,26	16,10
FeO*	4,61	8,82	9,93	9,40	9,37	10,65
MnO	0,06	0,18	0,16	0,15	0,17	0,21
MgO	2,81	5,00	23,73	21,63	14,36	8,33
CaO	2,28	8,28	7,47	6,95	7,87	12,54
Na <sub>2</sub> O	3,64	2,94	0,65	0,95	1,79	2,12
K <sub>2</sub> O	2,64	0,59	0,03	0,30	0,31	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,16	0,02	0,04	0,09	0,07
TOTAL	100,00	99,10	100,00	100,00	99,55	100,00
La (ppm)	26,09	3,54	0,67	3,21	2,11	2,31
Ce	56,94	9,9	2,08	7,56	5,99	6,20
Nd	28,49	7,5	1,89	4,55	4,69	5,30
Sm	4,39	2,2	0,64	1,01	1,42	1,85
Eu	1,26	0,88	0,25	0,35	0,57	0,74
Ho			0,33		0,16	0,49
Tb	0,50	0,50	0,21	0,24	0,36	0,46
Yb	1,19	1,9	0,89	0,92	1,40	1,65
Lu	0,20	0,32	0,16	0,16	0,24	0,31
Ba (ppm)	787	120	29,00	104,80	74,50	30,00
Co	21	28	76,58	71,03	52,29	48,80
Cr	190	28	2056	1870	1042,17	362
Cs	4,5	0,09	0,64	1,03	0,37	<0,4
Hf	3,42	1,8	0,52	0,81	1,16	1,18
Nb	7,2	2,1	1,80	2,34	1,95	4,00
Ni	77	13	1020	925	516,25	177
Rb	68	8	2,80	9,32	5,40	4,10
Sc	13	32	29	27	30,35	36
Sr	395	279	22	59	150,55	126
Ta	0,43	0,08	0,11	0,14	0,10	0,16
Th	6,15	0,31	0,13	0,73	0,22	0,19
U	2,05	0,16	0,06	0,26	0,11	<0,09
Y	17	26	10	11	18,00	21
Zr	152	65	28	40	46,38	51

(2) Gill 1987

tholéiites du Groupe de Baby n'ont donc pas été formées par un mélange entre un magma d'arc insulaire et un magma komatiitique. La signature géochimique intermédiaire des tholéiites semble être une caractéristique des tholéiites archéennes et reflète peut-être des conditions de formation un peu différentes de celles d'aujourd'hui.

### 6.1.3. Cristallisation fractionnée

#### 6.1.3.1. La suite komatiitique

La nature compatible du Ni, Co, Cr et Ir à l'intérieur de la suite komatiitique suggère que le processus dominant de différenciation est la cristallisation fractionnée d'olivine et de chromite dans les komatiites, avec l'addition de clinopyroxène dans les basaltes komatiitiques. Cette conclusion est confirmée par la minéralogie de ces roches et la présence de phénocristaux d'olivine et de chromite dans les laves magnésiennes.

Les diagrammes de Pearce constituent un bon outil pour étudier la cristallisation fractionnée plus en détail. Dans le diagramme de Pearce Si vs (Fe+Mg) divisés par un même élément incompatible, les échantillons étant reliés entre eux par le fractionnement d'olivine devraient tomber sur une droite avec une pente de 0,5:1 ( $\text{Si}:(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0,5:1$  dans l'olivine), alors que les échantillons ayant subi le fractionnement de clinopyroxène formeront une droite avec une pente de 2:1 ( $\text{Si}:(\text{Fe}+\text{Mg}) = 2:1$  dans le clinopyroxène). Puisque nous avons des évidences de cristallisation de chromite dans les komatiites, nous avons aussi indiqué le vecteur de la chromite ( $\text{Si}:(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0:1$ ) dans les diagrammes de la Fig.6.4. Les komatiites tombent le long d'une droite avec une pente de 0,7:1, ce qui suggère

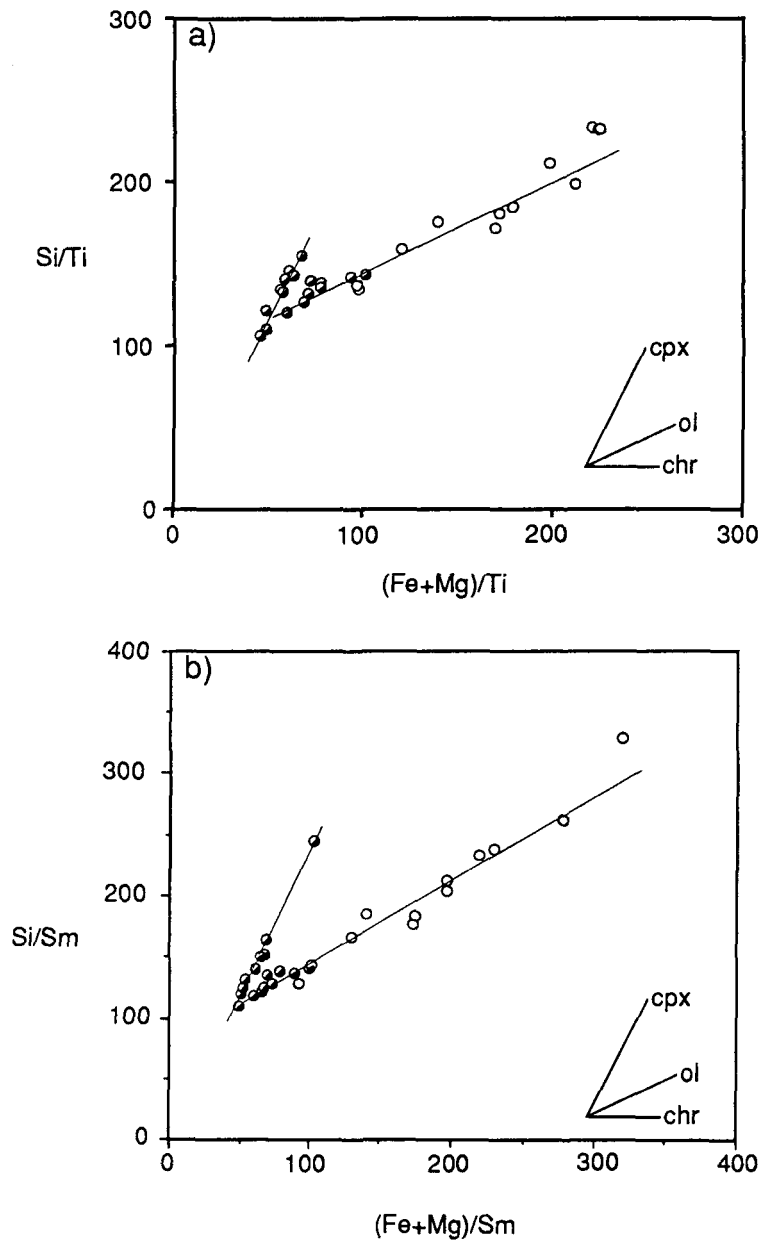


Figure 6.4. Diagrammes de Pearce pour la suite komatiitique.  
 a)  $\text{Si/Ti}$  vs  $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Ti}$ , b)  $\text{Si/Sm}$  vs  $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Sm}$ . Les symboles sont les mêmes qu'à la Fig.5.4.

que leur composition est contrôlée non seulement par le fractionnement d'olivine et de chromite, mais qu'il y aurait aussi fractionnement de clinopyroxène. Parmi les basaltes komatiitiques, certains tombent sur cette même droite, alors que d'autres forment une droite avec une pente de 2:1. Quelques basaltes komatiitiques tombent aussi entre les deux droites, ce qui suggère que leur composition est aussi contrôlée par la cristallisation fractionnée des trois phases (olivine + clinopyroxène + chromite). Les basaltes komatiitiques qui tombent sur la droite avec une pente de 2:1 ne subissent que le fractionnement de clinopyroxène. Il s'agit des basaltes les plus différenciés, avec une teneur en  $\text{MgO} \leq 10\%$ .

En utilisant l'équation pour la cristallisation fractionnée de type Rayleigh,

$$C_l/C_o = F^{(D-1)} \quad (2)$$

où  $C_l$  = concentration dans le liquide final,  $C_o$  = concentration dans le liquide initial,  $F$  = fraction de liquide qui reste et  $D$  = coefficient de partage global des phases qui cristallisent, nous pouvons déterminer la quantité de fractionnement ainsi que la proportion des différents minéraux qui cristallisent. Les résultats de la modélisation sont présentés au Tableau 6.3.a et b. L'échantillon BB10 avec texture spinifex à olivine, représente la meilleure approximation du magma parent. C'est en effet l'échantillon le plus magnésien qui ne contient pas de phénocristaux d'olivine. Les komatiites auraient donc été produites à partir du magma parent BB10, par cristallisation fractionnée (30-35%) d'olivine, de clinopyroxène et de chromite dans des proportions de 84% olivine + 15% clinopyroxène + 1% chromite. Quant aux basaltes komatiitiques, ils auraient été produits à partir des komatiites par 30-40% de cristallisation fractionnée. Les

Tableau 6.3. Modélisation de la cristallisation fractionnée

## a) les komatiites

	Co BB10	Cl BB87Q	Kd olivine	Kd clino- pyroxène	Kd chromite	%CF (84%ol:15% cpx:1%chr)
Ni	1179	480	3	8	5	28
Cr	2486	1416	0,7	5,4	100	33
Co	83	65,9	1,5	2,2	2	31
Sc	25,83	34,58	0,23	0,6	0,3	34
Y	11	13	0,013	0,65	0,4	17
Sm	0,663	0,972	0,00018	0,24	0,0001	33
Yb	0,87	1,21	0,00522	0,3	0,0012	29
Hf	0,57	0,77	0,01	0,31	0,1	27
Ir	1,32	0,2	5	0	5	44
Pd	11	14,5	0	0	0	24

## b) les basaltes komatiitiques

	Co BB87Q	Cl BB241A	Kd olivine	Kd clino- pyroxène	Kd chromite	%CF 59%ol:39% cpx:2%chr)
Ni	480	67	3	8	5	35
Cr	1416	228,5	0,7	5,4	100	40
Co	65,9	45,6	1,5	2,2	2	38
Sc	34,58	46,94	0,23	0,6	0,3	39
Y	13	18	0,013	0,65	0,4	36
Sm	0,972	1,177	0,00018	0,24	0,0001	19
Yb	1,21	1,66	0,00522	0,3	0,0012	30
Hf	0,77	0,96	0,01	0,31	0,1	22

## c) les tholéiites

	Co BB254	Cl BB204	Kd clino- pyroxène	Kd plagio- clase	% CF (65%cpx: 35%plag)
Ni	177	50	8	0,04	26
Cr	362	156,1	5,4	0,01	28
Co	48,8	46,4	2,2	0,02	11
Sc	36,03	48,09	0,6	0,015	38
Y	21	28	0,65	0,03	35
Sm	1,852	2,479	0,24	0,043	30
Yb	1,65	2,55	0,3	0,031	42
Hf	1,18	2,02	0,31	0,02	49

Kd tirés de Dostal *et al.* 1983, Fujinawa 1988, Irvine 1978, Irving et Frey 1984, Naldrett et Barnes 1986, Pearce et Norry 1979, Prinzhofer et Allègre 1985, Ray *et al.* 1983, Takahashi 1978, Yurimoto et Sueno 1984, Yurimoto et Sueno 1987.



phases qui cristallisent sont l'olivine, le clinopyroxène et la chromite dans les proportions de 30:20:1 (59% olivine + 39% clinopyroxène + 2% chromite). Il est nécessaire d'invoquer la cristallisation de chromite pour expliquer les teneurs en Cr des basaltes komatiitiques. Le magma final est représenté par l'échantillon BB241A, qui contient 9% MgO et qui possède une texture microspinifex à clinopyroxène. En deçà de 9% MgO, l'olivine et la chromite cessent probablement de cristalliser, tel qu'indiqué dans le diagramme de Pearce (Fig.6.4). Nous n'avons cependant pas tenté de modéliser ce dernier épisode de cristallisation fractionnée.

#### 6.1.3.2. La suite tholéiitique

Les éléments qui montrent un caractère compatible à l'intérieur de la suite tholéiitique sont  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, Ni et Cr ce qui suggère la cristallisation fractionnée de clinopyroxène et de plagioclase. Les diagrammes de Pearce, à la Fig.6.5, confirment l'hypothèse qu'il y a fractionnement de ces deux phases. Les échantillons montrant une accumulation de clinopyroxène varient verticalement, selon le vecteur du clinopyroxène. Les autres échantillons forment une droite avec une pente d'environ 2,5:1, reflétant la cristallisation fractionnée de plagioclase calcique et de clinopyroxène. Le "magma parent" choisi est l'échantillon BB254, qui a un Mg# élevé (0,58), une teneur en Zr faible (51 ppm) et ne montre pas d'évidence d'accumulation de clinopyroxène. Notez que le "magma parent" ne représente pas un magma primaire. En effet, les valeurs minimales pour un magma primaire sont estimées à  $\text{Mg\#} = 0,68$ ,  $\text{Ni} = 400$  ppm et  $\text{Cr} = 1000$  ppm (Wilson 1989), alors que BB254 possède un Mg# de 0,58 et ne contient que 177 ppm Ni et 362 ppm Cr. Il s'agit tout de même de l'échantillon le

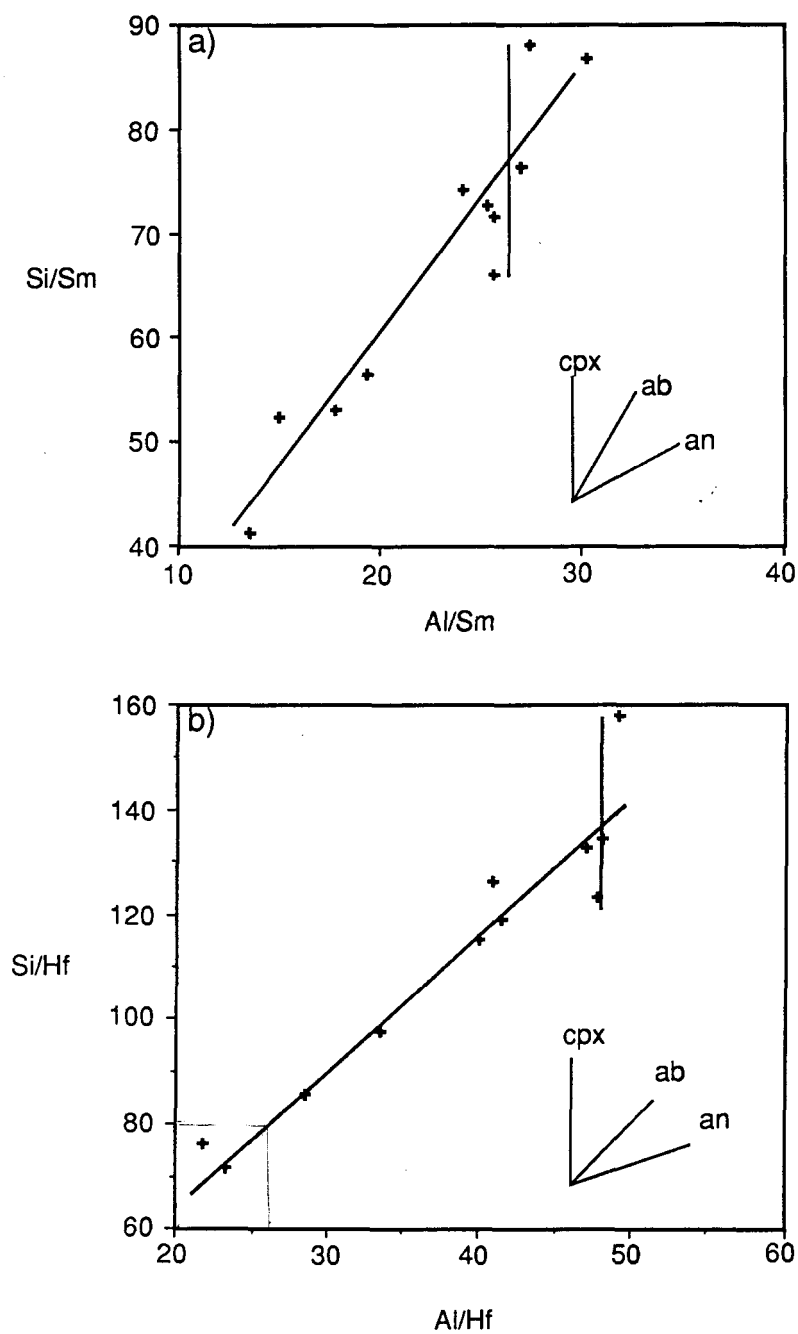


Figure 6.5. Diagrammes de Pearce pour la suite tholéiitique.  
a)  $Si/Sm$  vs  $Al/Sm$ , b)  $Si/Hf$  vs  $Al/Hf$ .

plus primitif dans la suite tholéiitique. Le liquide final est représenté par l'échantillon BB204, qui a un Mg# plus faible (0,52) et une teneur élevée en Zr (79 ppm). Les résultats de la modélisation sont présentés au Tableau 6.3.c. La variation géochimique observée à l'intérieur de la suite tholéiitique est attribuée à environ 30-40% de cristallisation fractionnée de clinopyroxène et de plagioclase dans des proportions de 2:1 (65% clinopyroxène + 35% plagioclase).

On implique souvent la cristallisation fractionnée d'olivine dans la différenciation des suites tholéiitiques (Pearce et Norry 1979; Camiré *et al.* 1993; Morin *et al.* 1993). Cependant, nous n'avons aucune évidence que l'olivine exerce un contrôle sur la variation géochimique de cette suite de roches. Nous n'avons pas observé de phénocristaux d'olivine dans les tholéiites. Cependant, notre liquide initial BB254 n'étant pas un liquide primaire, il est possible que l'olivine ait fractionné précédemment pour former le liquide plus évolué représenté par BB254 à partir du magma primaire.

#### 6.1.4. Fusion partielle

Les éléments incompatibles (ou hygromagmatophiles) ne sont pas affectés par l'altération, la contamination ou la cristallisation fractionnée et sont utiles pour étudier la fusion partielle. Les rapports d'éléments incompatibles ne sont pas affectés non plus par la cristallisation fractionnée et reflètent plutôt les conditions de fusion partielle, soit 1) le taux de fusion partielle, 2) les minéraux présents dans la restite et 3) la nature enrichie ou appauvrie du manteau. Il a été établi que les volcanites qui forment la séquence nord proviennent de deux sources distinctes. La suite komatiitique serait issue d'un manteau appauvri en éléments

incompatibles qui aurait subi un épisode de fusion précédent, tandis que la suite tholéiitique proviendrait d'une source non-fractionnée enrichie en ELGRI.

La fusion partielle "en lot" (batch melting) est modélisée à l'aide de l'équation:

$$C_l/C_o = 1/(D + F(1-D)) \quad (3)$$

où  $C_l$  = concentration dans le liquide,  $C_o$  = concentration dans la source,  $F$  = fraction de liquide formé,  $D$  = coefficient de partage global de la restite.

#### 6.1.4.1. La suite komatiitique

Dû à la nature appauvrie de la source du magma komatiitique, indiquée par l'appauvrissement en ETRL, la modélisation de la fusion partielle est plutôt risquée puisque l'estimation de la source des komatiites est inexacte. En effet, la modélisation des éléments majeurs (balance de masse) semble indiquer que la source des komatiites de Baby serait aussi appauvrie en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  comparativement au manteau primitif, appauvrissement aussi attribuable à un épisode de fusion précédent. Cependant, en supposant que la restite était composée d'olivine et d'orthopyroxène, ce qui est raisonnable au taux de fusion partielle considéré (Nesbitt *et al.* 1979), nous pouvons modéliser la fusion partielle pour les éléments compatibles Ni, Cr, Co. Le taux de fusion partielle est ainsi estimé à environ 40-50% (voir Tableau 6.4.a). Les éléments  $\text{TiO}_2$ , Sm, Yb, Hf et Sc donnent des résultats semblables. Ceci peut s'expliquer par le fait que ces éléments ont été retenus dans la restite lors du premier épisode de fusion partielle. En effet, si le taux de fusion partielle était très faible (<5%), des phases comme le grenat et/ou le clinopyroxène auraient pu rester dans la source et ainsi

**Tableau 6.4. Modélisation de la fusion partielle****a) la suite komatiitique**

	CI BB10	Co Manteau primitif (1)	F	% Fusion partielle
Ni	1179	2000	0,56	56
Co	83	100	0,55	55
Cr	2486	3000	0,48	48
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,16	0,44	44
Sm	0,663	0,347	0,52	52
Yb	0,87	0,372	0,43	43
Hf	0,57	0,27	0,47	47
Sc	25,93	13	0,50	50

**b) la suite tholéitique**

	CI BB254	Co Manteau primitif (1)	F Co/CI	% Fusion partielle
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,16	0,20	20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	3,64	0,23	23
Sm	1,852	0,347	0,19	19
Yb	1,65	0,372	0,23	23
Hf	1,18	0,27	0,23	23
Nb	4	0,56	0,14	14
Ta	0,16	0,04	0,25	25
Y	21	3,4	0,16	16
Zr	51	8,3	0,16	16

(1) Taylor et McLennan 1985

retenir ces éléments. Puis, lors du deuxième épisode de fusion partielle, le taux de fusion étant beaucoup plus élevé, ces phases seraient entrées en fusion et les éléments mentionnés, devenant alors incompatibles, seraient aussi entrés dans la phase liquide.

#### 6.1.4.2. La suite tholéiitique

La modélisation de la fusion partielle est aussi problématique dans le cas de la suite tholéiitique. En effet, nous n'avons aucune estimation du magma primaire issu directement du manteau. Il existe quelques outils géochimiques qui permettent de déterminer la composition du magma primaire d'une suite magmatique (Treuil et Varet 1973; Pearce et Norry 1979). Cependant, il est nécessaire d'avoir une suite relativement complète (basalte à rhyolite) pour obtenir de bons résultats. Malheureusement, la suite tholéiitique de Baby est peu différenciée et ne permet pas l'utilisation des diagrammes suggérés.

Nous avons tout de même tenté de modéliser la fusion partielle en utilisant BB254 comme magma parent. Nous devons considérer les résultats obtenus avec cet échantillon comme un estimé minimum du taux réel de fusion partielle. En utilisant des éléments incompatibles, dont le coefficient de partage  $D \approx 0$ , l'équation (3) devient:

$$C_i/C_0 = 1/F \quad \text{ou} \quad F = C_0/C_i$$

Le taux de fusion partielle est ainsi estimé entre 15 et 25% (Tableau 6.4.b). Bien qu'il s'agisse d'un taux minimum requis pour former les tholéiites de Baby, des taux similaires de fusion partielle ont été calculés pour d'autres suites tholéiitiques (Pearce et Norry 1979: 15-30%; Picard 1984: 10-35%).

## **6.2. Formation des coussins komatiitiques**

Le magma komatiitique a généralement une viscosité très faible, contrôlée par sa composition et sa température d'extrusion. L'abondance de liens M-O plutôt que Si-O dans le magma ultramafique donne une structure beaucoup moins polymérisée, donc un liquide plus fluide. De plus, la température d'extrusion du magma komatiitique a été estimée à 1650°C (Green 1975). Or, la viscosité est inversement proportionnelle à la température (Shaw 1972). Le magma ultramafique étant très fluide comparativement aux autres types de magmas, il forme généralement des laves en feuillets, assez minces mais d'étendue latérale importante ou des mégacoussins de forme aplatie si le débit est plus restreint. Le faciès coussiné, très fréquent dans les laves basaltiques, est plutôt rare dans les séquences komatiitiques (Arndt *et al.* 1979) puisque la formation de coussins implique une viscosité un peu plus élevée. Les komatiites de Baby, tout comme celles de Belingwe (Bickle *et al.* 1975) sont des exceptions.

Deux hypothèses sont envisagées pour expliquer la viscosité anormalement élevée qui a provoqué la formation de coussins ultramafiques dans la suite de Baby. D'abord, un taux d'effusion plus lent aurait permis à la lave de refroidir plus vite et ainsi de former des coussins. Cette hypothèse est difficile à prouver bien que la présence des sédiments entre les coussins pourrait indiquer un débit plus lent. Une deuxième hypothèse, plus facilement vérifiable, est que la présence de phénocristaux dans la lave aurait comme effet d'augmenter la viscosité. Les komatiites coussinées de Baby et Belingwe renferment en effet des phénocristaux d'olivine. Nous avons observé entre 0 et

20% de phénocristaux d'olivine dans les laves ultramafiques coussinées de Baby, alors que Bickle *et al.* (1975) rapportent que les roches ultramafiques coussinées à Belingwe renferment jusqu'à 50% de phénocristaux d'olivine. Une certaine proportion de ces cristaux montrent une texture squelettique, mais la plupart sont idiomorphes et sont probablement intratelluriques. Dans le cas des komatiites de Baby, les phénocristaux observés sont toujours idiomorphes et sont tout probablement intratelluriques aussi.

À l'aide de l'équation de Bottinga et Weill (1972),

$$\ln \mu = \sum X_i D_i \quad (4)$$

où  $\mu$  = viscosité du liquide,  $X_i$  = fraction molaire de l'oxyde  $i$  et  $D_i$  = constante empirique associée à l'oxyde  $i$ , il est possible de calculer la viscosité des magmas. D'après cette équation, la viscosité dépend de la concentration des divers oxydes et de la constante  $D$ , laquelle varie selon la teneur en  $\text{SiO}_2$  du liquide en question et de la température. Nous devons cependant supposer que le magma ne contient pas d' $\text{H}_2\text{O}$ , ce qui est raisonnable dans le cas d'un magma ultramafique, et que la pression est de 1 atm. Nous avons calculé la viscosité des roches qui représentaient des liquides (i.e. qui ne contenaient pas de phénocristaux) de la séquence nord du Groupe de Baby à la température de cristallisation de l'olivine en utilisant l'équation (4) et les valeurs de  $D$  définies par Bottinga et Weill (1972). La température de cristallisation de l'olivine est obtenue à l'aide de l'équation de Smith et Erlank (1982).

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = 18,79 \text{ MgO} + 1042 \quad (5)$$



L'équation de Roscoe (1952),

$$\mu_e = \mu (1 - 1,35\phi)^{-2,5} \quad (6)$$

où  $\mu_e$  = viscosité effective,  $\mu$  = viscosité du liquide et  $\phi$  = fraction volumique de particules solides, permet de calculer la viscosité effective d'un liquide qui contient des particules solides. L'équation est basée sur la supposition que les particules solides sont de forme sphérique et de taille homogène. Nous avons calculé la viscosité des liquides utilisés précédemment, auxquels on aurait ajouté 10%, puis 20% de phénocristaux d'olivine. Les résultats sont présentés graphiquement à la Fig. 6.6. La présence des phénocristaux fait augmenter la viscosité de façon appréciable.

Dans le Groupe de Baby, les komatiites qui sont coussinées et qui ne contiennent pas de phénocristaux d'olivine contiennent au maximum 18% MgO. Nous pouvons donc supposer qu'à des teneurs plus élevées en MgO, la lave ne formera pas de coussin mais plutôt des coulées massives ou à texture spinifex. La viscosité minimum requise pour former des coussins est donc d'environ 115 poises (voir Fig.6.6). Cette viscosité est atteinte à une composition beaucoup plus magnésienne lorsque la lave contient des phénocristaux puisque ceux-ci augmentent la viscosité de la lave et la teneur en MgO de la roche totale. Une lave qui contient 10% de phénocristaux, étant plus visqueuse, atteindra cette viscosité à une composition liquide d'environ 19,5% MgO. Toutefois, en ajoutant le MgO contenu dans les phénocristaux d'olivine, la roche totale aurait une composition de 22,5% MgO (%MgO roche totale = (%MgO liquide\*0,9) + (%MgO olivine\*0,1)) (la teneur en MgO de l'olivine ayant été déterminée à la section 5.2)

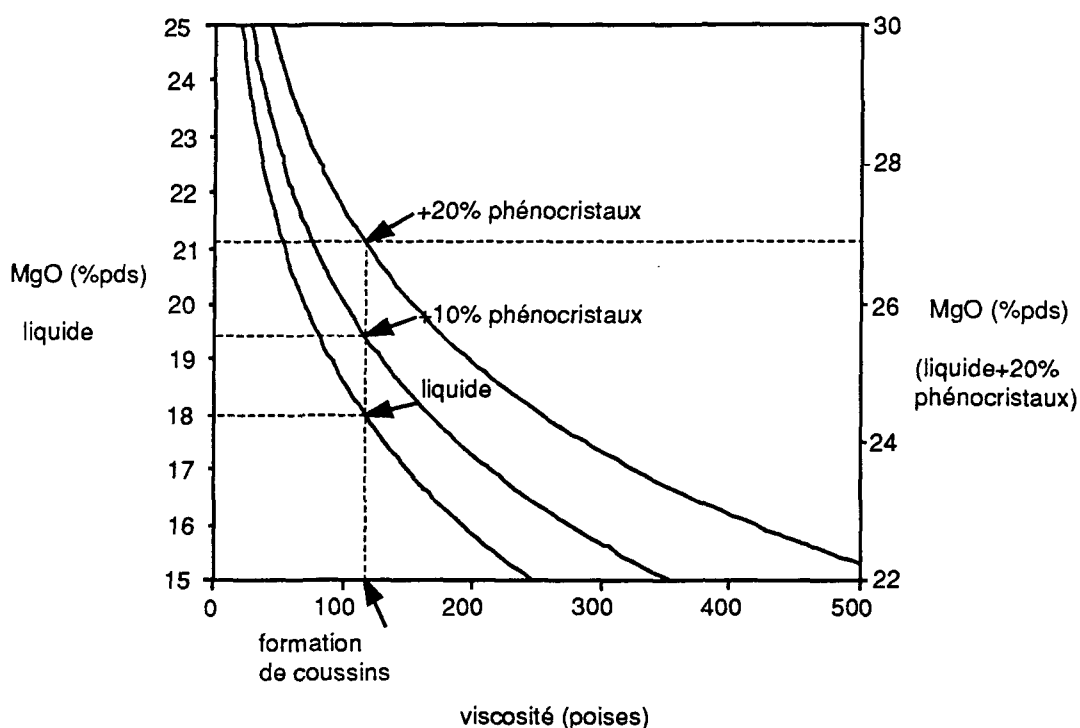


Figure 6.6. MgO vs viscosité. Les coussins les plus magnésiens ne contenant pas de phénocristaux ont une teneur en MgO=18%. La viscosité minimale pour former des coussins est donc établie à 115 poises. Cette viscosité est atteinte à une composition beaucoup plus magnésienne lorsque la lave contient des phénocristaux puisque ceux-ci augmentent la viscosité de la lave.

Une roche contenant 20% de phénocristaux d'olivine et pouvant former des coussins contiendrait 26,8% MgO  $((21\% \cdot 0,8) + (50\% \cdot 0,2))$ .

La présence des phénocristaux d'olivine augmente à la fois la viscosité de la lave, ainsi que la teneur en MgO de la roche totale, ce qui explique facilement la présence des komatiites à faciès coussiné dans le Groupe de Baby.

### **6.3. Environnement de formation**

Les volcanites formant la séquence nord du Groupe de Baby ont été formées en milieu océanique. L'absence de contamination crustale dans les deux suites magmatiques le confirme.

L'environnement de formation des komatiites est mal connu. Certains croient que les komatiites représentent la croûte océanique archéenne (deWit *et al.* 1987). D'autres affirment qu'elles ont été formées dans un plateau océanique (Storey *et al.* 1992; Kusky et Kidd 1992). Chose certaine, la plupart s'accordent pour dire que les komatiites sont produites dans des conditions exceptionnelles, soit à très haute température (Nesbitt et Sun 1976) ou à très haute pression (Takahashi 1986). La température de liquidus du magma komatiitique se situe autour de 1650°C à 1 atm (Green 1975), mais grimpe jusqu'à 1820°C à 30 kbars, (Nisbet et Walker 1982). Ceci implique une température anormalement élevée pour le manteau à cette profondeur, ce qui a amené plusieurs auteurs à suggérer que les komatiites sont produites dans des plumes mantelliques, qui pourraient

provenir d'aussi profondément que l'interface noyau-manteau (Ohtani 1984; Campbell *et al.* 1989; Herzberg 1992). De plus, produire un magma komatiitique nécessite un taux de fusion partielle très élevé, autour de 50%. Par contre, le magma aurait tendance à se séparer de la source avant d'arriver à un pourcentage de fusion aussi élevé. Cependant, si la fusion est initiée à grande profondeur, la densité du magma devient équivalente ou supérieure à la densité des minéraux du manteau (Nisbet et Walker 1982; Ohtani 1984) et le magma n'a donc pas tendance à se séparer de la restite. Un taux de fusion partielle élevé peut ainsi être atteint.

Storey *et al.* (1992) interprètent les komatiites d'âge tertiaire de Gorgona comme des basaltes de plateau océanique, produits au-dessus d'une plume mantellique. La géochimie des basaltes de plateau, ainsi que l'épaisseur de la croûte formée par les plateaux océaniques modernes, suggèrent une température mantellique et un taux de fusion partielle anormalement élevés, caractéristiques d'un environnement de plume, mais aussi environnement propice pour la formation de komatiites. Les komatiites de Baby auraient pu se former dans un environnement semblable. Les komatiites proviendraient de l'axe central de la plume, tandis que les basaltes komatiitiques proviendraient plutôt du corps principal, plus froid et plus fractionné, d'une façon similaire au modèle proposé par Campbell *et al.* (1989).

La présence de laves avec texture spinifex à olivine et l'abondance de laves massives dans la partie nord-est de la séquence, ainsi que la distribution géographique des komatiites les plus magnésiennes jusqu'aux basaltes

komatiitiques indiquent que la source (plume) aurait été située dans la portion nord-est de la séquence nord. En allant vers le sud-ouest, on observe la présence de mégacoussins et le faciès coussiné devient prédominant par rapport aux laves massives. De plus, la teneur en MgO diminue de façon sommaire, quand on passe du nord-est au sud-ouest (voir Fig.2.1 et Tableaux 5.2 et 5.3).

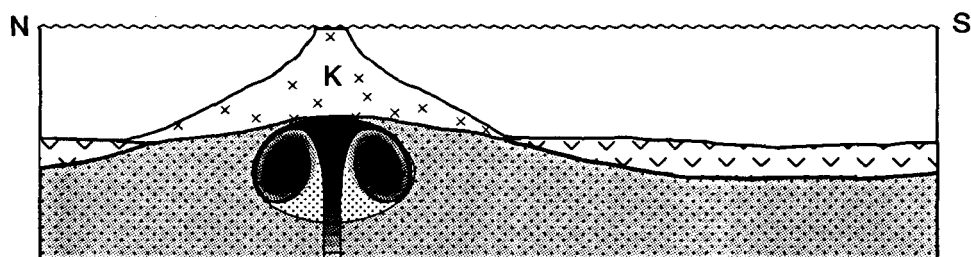
L'environnement de formation des tholéiites est plus ou moins bien défini. Celles-ci possèdent des caractéristiques géochimiques des basaltes d'arc océanique (enrichissement en ELGRI, rapports Th/Yb, Hf/Th), alors que d'autres caractéristiques sont plutôt associées aux MORB de type N (voir diagrammes de discrimination, Th/Ta, Nb/La, La/Ta). Les tholéiites de Baby ne montrent cependant pas d'affinité avec les basaltes de plateau océanique (voir Fig.5.11.b). L'enrichissement en ELGRI est déterminant, étant associé à la présence de sédiments dans la zone de subduction (Pearce 1982). Cependant, ces éléments sont reconnus comme étant facilement remobilisés lors du métamorphisme et toute interprétation basée sur les ELGRI doit être spéculative. Tout de même, la présence de roches felsiques de nature calco-alcaline dans la ceinture Belleterre-Angliers a poussé Barnes *et al.* (1992) à proposer un modèle selon lequel les tholéiites se seraient formées dans un milieu d'arc, au-dessus d'une zone de subduction dont la vergence est vers le nord.

L'interstratification grossière entre les tholéiites et les komatiites au niveau de la séquence nord suggère que les deux suites magmatiques sont contemporaines. Cependant, l'absence de komatiites et/ou de basaltes komatiitiques dans la séquence sud où les tholéiites prédominent pourrait indiquer que la source

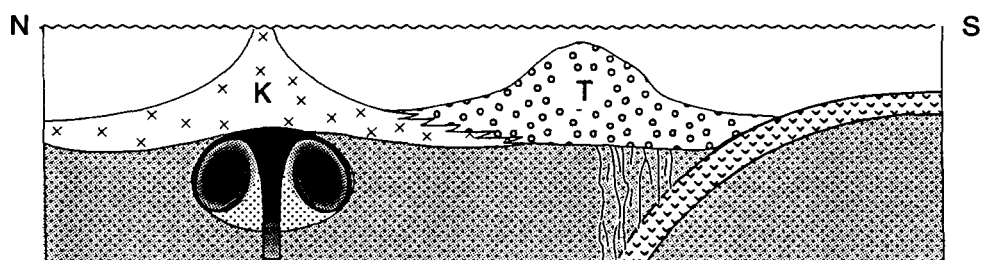
des tholéiites a eu une durée de vie plus longue que celle des komatiites. Toutefois, il est aussi possible que la plume formant les komatiites ait précédé de peu l'épisode de subduction formant les tholéiites (voir Fig.6.7). En effet, les komatiites sont prédominantes à la base de la séquence nord, puis disparaissent, tandis que les tholéiites, bien qu'étant présentes à la base du Groupe de Baby, prédominent surtout au sommet de la séquence nord et dans la séquence sud. De plus, si nous supposons une mise en place structurale, il est possible qu'une portion plus ou moins importante, en l'occurrence la portion principale de l'unité komatiitique, n'ait pas été transportée avec le reste de la ceinture. La séquence nord du Groupe de Baby représenterait la zone d'interstratification entre les deux unités formées dans deux environnements différents (Fig.6.7).

Puisque les roches qui forment la séquence nord du Groupe de Baby, qui représente en fait la base du groupe, ne montrent pas de contamination, ni par une croûte continentale, ni par les sédiments du Groupe de Pontiac, elles n'ont pu être déposées directement sur les grauwackes du Groupe de Pontiac et le contact entre ces deux groupes ne peut être une simple discordance. Le Groupe de Baby a dû être transporté à sa position actuelle. Sawyer et Barnes (soumis) ont proposé un modèle d'emplacement pour la ceinture Belleterre-Angliers, qui implique un chevauchement majeur provenant du nord. Le Groupe de Baby représenterait en fait une klippe, reposant sur un assemblage de métasédiments et de tonalite (Fig.6.7.d).

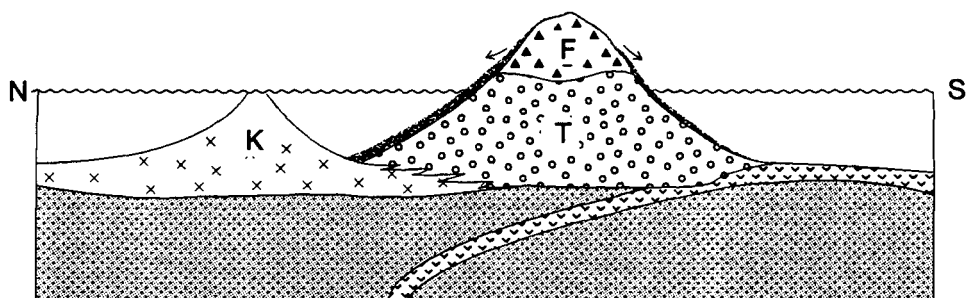
a) Formation des komatiites et basaltes komatiitiques



b) Formation des tholéiites



c) Formation des volcanites felsiques



d) Mise en place sur le Groupe de Pontiac

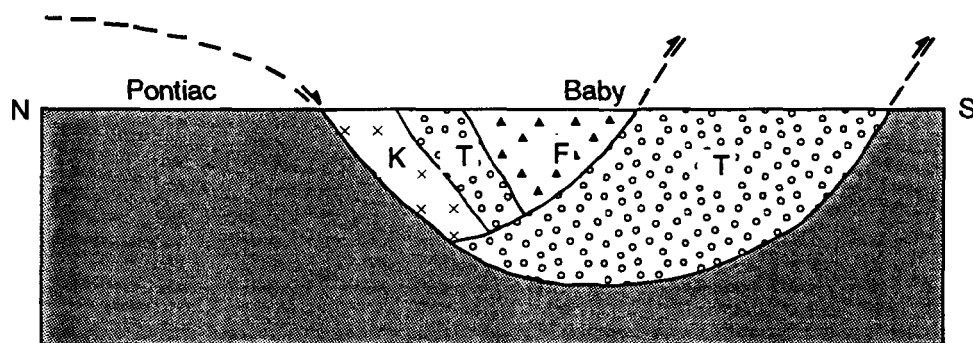


Figure 6.7. Formation de la séquence nord du Groupe de Baby.

#### **6.4. Métamorphisme**

L'étude du métamorphisme dans les volcanites de la séquence nord a révélé une zonation dans le grade métamorphique, passant du faciès schiste vert au sud-ouest au faciès amphibolite à épidote au nord-est. Le modèle structural proposé par Sawyer et Barnes (soumis) pour la mise en place de la ceinture Belleterre-Angliers implique 1) un chevauchement en un morceau provenant du nord et 2) un démembrement formant les trois groupes observés aujourd'hui causé par la montée du dôme granitique du Lac des Quinze. La portion est du Groupe de Baby est plus près de l'auréole métamorphique produite par le dôme du Lac des Quinze (Fig.1.1), ce qui suggère que la zonation dans le grade métamorphique aurait pu être produite lors du deuxième épisode.

L'hypothèse que le contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac est en fait un contact structural est aussi supportée par le fait que le grade métamorphique est plus élevé au contact basal (faciès amphibolite) que dans le reste de la séquence nord (faciès schiste vert à amphibolite à épidote). À tout le moins, cette hausse dans le grade métamorphique indique qu'il y a eu mouvement le long de ce contact lors du métamorphisme, ce qui concorde bien avec le modèle proposé par Sawyer et Barnes (soumis).



## **CHAPITRE 7**

### **CONCLUSION**

Les buts de ce travail étaient: 1) de caractériser les volcanites de la séquence nord du Groupe de Baby, 2) d'étudier les relations entre les groupes de volcanites et 3) d'étudier les relations entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac. L'étude géochimique, morphologique et pétrographique des volcanites a permis de définir l'histoire pétrogénétique de ces roches et de déterminer l'environnement dans lequel elles ont pu se former. Voici les conclusions principales de ce travail:

1. La séquence nord du Groupe de Baby est formée de deux suites magmatiques: une suite komatiitique, qui comprend des komatiites et des basaltes komatiitiques et une suite tholéitique.

2. La suite komatiitique a été produite par un taux de fusion partielle élevé d'un manteau appauvri en éléments très incompatibles dû à un épisode de fusion partielle précédent. Le taux de fusion a été estimé à environ 50%, bien qu'il s'agisse d'une valeur maximale, puisque le manteau était appauvri. Le magma parent ainsi formé, avec une teneur en MgO de 24%, a subi la cristallisation fractionnée d'olivine, de clinopyroxène et de chromite pour produire les komatiites et les basaltes komatiitiques. Certaines komatiites sont plutôt le

résultat d'une accumulation de phénocristaux d'olivine. L'étude des EGP a révélé qu'il n'y a pas eu de ségrégation de sulfures.

3. La suite tholéiitique provient d'environ 30% de fusion partielle d'une source distincte, non-fractionnée et enrichie en ELGRI. La variation géochimique observée à l'intérieur de la suite tholéiitique est due à la cristallisation fractionnée de clinopyroxène et de plagioclase.

4. La présence de laves coussinées de composition komatiitique est due à la viscosité anormalement élevée de ces laves, dû à la présence de phénocristaux d'olivine lors de l'écoulement de la lave.

5. L'absence de contamination des deux suites magmatiques indique qu'elles ont été mises en place en milieu océanique. Les conditions requises pour produire un magma komatiitique semblent indiquer que les komatiites sont formées dans des plumes mantelliques. Dans le cas du Groupe de Baby, les komatiites et basaltes komatiitiques auraient été produits par une plume située au nord-est de la séquence (position actuelle), où les faciès proximaux prédominent. La signature géochimique intermédiaire entre les MORB et les basaltes d'arc insulaire des tholéiites du Groupe de Baby est typique des suites tholéiitiques archéennes. Néanmoins, l'environnement de formation de ces roches est interprété comme un environnement d'arc insulaire, basé sur l'enrichissement en ELGRI des tholéiites de Baby, ainsi que la présence des volcanites et volcanoclastites felsiques calco-alkalines sus-jacentes.

6. L'absence de contamination crustale dans la suite komatiitique, particulièrement sensible à ce processus, indique que les roches du Groupe de Baby ne se sont pas déposées directement sur les métasédiments du Groupe de Pontiac. Ceci suggère que le contact entre les deux formations est structural plutôt que stratigraphique.

7. Une zonation dans le degré de métamorphisme a été observée à l'échelle de la séquence nord. Ainsi, le grade métamorphique passe du faciès schiste vert supérieur au sud-ouest de la séquence et augmente progressivement jusqu'au faciès amphibolite à épidote au nord-est. De plus, les roches situées au contact basal (nord) de la séquence sont à un grade métamorphique encore plus élevé, au faciès amphibolite.

Cette étude s'ajoute à d'autres travaux récents et courants sur la ceinture Belleterre-Angliers (Sawyer et Barnes, soumis; Tourigny et Goutier 1993; Carignan *et al.* 1992; Bouchaïb 1992; Barnes *et al.* 1993; etc.), avec l'intention de mieux cerner l'histoire géologique complexe de cette région. De plus, les conclusions sur la pétrogenèse et la relation entre les komatiites, basaltes komatiitiques et tholéiites associés contribuent à la compréhension de cette association fréquemment rencontrée dans les ceintures vertes archéennes. Enfin, l'explication de la présence du faciès coussiné dans les komatiites de Baby est applicable pour d'autres unités komatiitiques ailleurs dans le monde.

## RÉFÉRENCES

- Aitken, B. G. et Echeverria, L. M. 1984. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Columbia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**: 94-105.
- Arndt, N. T. 1986a. Komatiites: a dirty window to the Archean mantle. *Terra Cognita*, **6**: 59-66.
- Arndt, N. T. 1986b. Differentiation of komatiite flows. *Journal of Petrology*, **27**: 279-301.
- Arndt, N. T., Francis, D. et Hynes, A. J. 1979. The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites. *Canadian Mineralogist*, **17**: 147-163.
- Arndt, N. T. et Jenner, G. A. 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, western Australia. *Chemical Geology*, **56**: 229-255.
- Arndt, N. T., Naldrett, A. J. et Pyke, D. R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*, **18**: 319-369.
- Arndt, N. T. et Nesbitt, R. W. 1982. Geochemistry of Munro Township basalts. *Dans Komatiites. Edité par N. T. Arndt et E. G. Nisbet*. London, 309-330.
- Arndt, N. T. et Nisbet, E. G. 1982. What is a komatiite? *Dans Komatiites. Edité par N. T. Arndt et E. G. Nisbet*. London, 19-28.
- Barnes, S.-J. 1985. The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi Greenstone Belt and a model for their formation. *Lithos*, **18**: 241-270.
- Barnes, S.-J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nillson, L.-P., Often, M., Pedersen, R. B. et Robins, B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. *Dans Geo-Platinum 87. Edité par H. M. Prichard, P. J. Potts, J. F. W. Bowles et S. J. Crileb*. London, 113-143.
- Barnes, S.-J., Couture, J.-F., Sawyer, E.W. et Bouchaïb, C. 1993. Nickel-copper occurrences from the Belleterre-Angliers belt, Québec and the use of Cu/Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions. *Economic Geology*, **88**: 1402-1418.

- Barnes, S.-J. et Picard, C. P. 1993. The behavior of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation, and sulphide segregation: an example from the Cape Smith Fold Belt, northern Québec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 1-9.
- Barnes, S.-J., Picard, C., Giovenazzo, D. et Tremblay, C. 1992a. The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, Northern Québec. *Australian Journal of Earth Sciences*, **39**: 335-347.
- Barnes, S.-J., Sawyer, E. W., Mainville, M. et Bouchaïb, C. 1992b. Reconnaissance results from the Belleterre-Angliers belt. *Lithoprobe: Abitibi-Grenville Transect*, 25.
- Bédard, L. P. et Barnes, S.-J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14**: 479-484.
- Beswick, A. E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. *Dans Komatiites. Edité par N. T. Arndt et E. G. Nisbet*. London, 283-308.
- Beswick, A. E. 1983. Primary fractionation and secondary alteration within an archean ultramafic lava flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **82**: 221-231.
- Bickle, M. J., Martin, A. et Nisbet, E. G. 1975. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**: 155-162.
- Bliss, N. W. et MacLean, W. H. 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**: 973-990.
- Bottinga, Y. et Weill, D. F. 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *American Journal of Science*, **272**: 438-475.
- Bouchaïb, C. 1992. Distribution du Cu, Ni, Co, EGP, Au et Ag dans les sulfures de la Mine Lorraine. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.
- Brügmann, G. E., Arndt, N. T., Hofmann, A. W. et Tobschall, H. J. 1987. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario, and Gorgona Island, Columbia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 2159-2169.

- Camiré, G. E., Ludden, J. N., La Flèche, M. R. et Burg, J.-P. 1993. Mafic and ultramafic amphibolites from the northwestern Pontiac Subprovince: chemical characterization and implications for tectonic setting. *Canadian Journal of Earth Science*, **30**: 1110-1122.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. et Hill, R. I. 1989. Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, **339**: 697-699.
- Canil, D. 1987. The geochemistry of komatiites and basalts from the Deadman Hill area, Munro Township, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, **24**: 998-1008.
- Card, K. D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48**: 99-156.
- Carignan, J., Machado, N. et Gariépy, C. 1992. U-Pb and Pb-Pb geochronology of the Baby-Belleterre greenstone belt and associated Pb-Cu-Ni deposits, Pontiac subprovince. GAC-MAC. Wolfville, Nouvelle-Écosse. Association Géologique du Canada/Association Minéralogique de Canada, A15.
- Cattell, A. 1987. Enriched komatiitic basalts from Newton Township, Ontario: their genesis by crustal contamination of depleted komatiite magma. *Geological Magazine*, **124**: 303-309.
- Condie, K. C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, **23**: 1-18.
- Condie, K. C. 1990. Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. *Dans Early Precambrian Basic Magmatism. Edité par R. P. Hall et D. J. Hughes*. New York, 40-55.
- Crocket, J. H. et MacRae, W. E. 1986. Platinum-Group Element Distribution in Komatiitic and Tholeiitic Volcanic Rocks from Munro Township, Ontario. *Economic Geology*, **81**: 1242-1251.
- Deer, W. A., Howie, R. A. et Zussman, J. 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Group Ltd,
- DeWit, M. J., Hart, R. A. et Hart, R. J. 1987. The Jamestown ophiolite complex, Barberton Mountain Belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Science*, **6**: 681-730.

- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Science*, **20**: 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Science*, **19**: 1729-1758.
- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J. P., Le Guen De Kerneizon, M. et Maury, R. C. 1983. Partition coefficients of trace elements: application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 525-553.
- Dowling, S. E. et Hill, R. E. T. 1992. The distribution of PGE in fractionated Archean komatiites, Western and Central Ultramafic Units, Mt Keith region, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **39**: 349-363.
- Evans, B. W. 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **5**: 397-447.
- Feng, R. et Kerrich, R. 1991. Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi Greenstone Belt and Pontiac Subprovince, Québec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 3437-3441.
- Ferguson, J. et Currie, K. L. 1972. Silicate immiscibility in the ancient "basalts" of the Barberton Mountain Land, Transvaal. *Nature Physical Science*, **235**: 86-89.
- Floyd, P. A. 1989. Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. *Dans Magmatism in the Ocean Basins. Edité par A. D. Saunders et M. J. Norry. Special Publication no:42*, 215-230.
- Frost, K. M. et Groves, D. I. 1988. Ocellar units at Kambalda: evidence for sediment assimilation by komatiite lavas. *Dans Proceedings of the 5th magmatic sulphides field conference. Harare, Zimbabwe. Institute of Mining & Metallurgy*.
- Fujinawa, A. 1988. Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin. *Lithos*, **27**: 135-158.

- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P. et Grasso, F. 1977. Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. *Dans* Volcanic Regimes in Canada. *Édité par* W. R. A. Baragar, L. C. Coleman et J. M. Hall. Special Paper 16, 265-295.
- Gill, J. B. 1987. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the South Fiji Basin. *Journal of Geology*, **95**: 589-615.
- Green, D. H. 1975. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, **3**: 15-18.
- Herzberg, C. 1992. Depth and degree of melting of komatiites. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 4521-4540.
- Hocq, M. 1990. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV89-04.
- Huppert, H. E. et Sparks, S. J. 1985a. Komatiites I: eruption and flow. *Journal of Petrology*, **26**: 694-725.
- Huppert, H. E. et Sparks, R. S. J. 1985b. Cooling and contamination of mafic and ultramafic lavas during ascent through continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 371-386.
- Imreh, L. 1973. Relations stratigraphiques entre le Groupe de Pontiac et le sillon métavolcanique de Baby au Témiscamingue, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **10**: 1350-1353.
- Imreh, L. 1978a. Canton de Baby. Ministère des Richesses Naturelles, Rapport Géologique 185.
- Imreh, L. 1978b. Album photographique de coulées méta-ultramafiques sous-marines archéennes dans le sillon de LaMotte-Vassan. Ministère des Richesses Naturelles, V-6.
- ✓ Irvine, A. J. 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 743-770.
- ✓ Irving, A. J. et Frey, F. A. 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 1201-1221.
- Jolly, W. T. 1982. Progressive metamorphism of komatiites and related Archean lavas of the Abitibi area, Canada. *Dans* Komatiites. *Édité par* N. T. Arndt et E. G. Nisbet. London, 245-266.



- Kish, L. 1971. Part of Gaboury and Blondeau Townships, Timiscamingue County. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Rapport géologique 145.*
- Kusky, T. M. et Kidd, W. S. F. 1992. Remnants of an Archean oceanic plateau, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Geology*, **20**: 43-46.
- Laird, J. et Albee, A. L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, **281**: 127-175.
- Lavoie, C. 1992. Évaluation du processus analytique pour les éléments du groupe du platine et or dans les laboratoires géochimiques de l'UQAC. Projet de fin d'étude, Université du Québec à Chicoutimi, City.
- Ludden, J., Gélinas, L. et Trudel, P. 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. Part 2: Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Science*, **19**: 2276-2287.
- Ludden, J. N. et Gélinas, L. 1982. Trace element characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic belt of Québec. *Dans Komatiites. Edité par N. T. Arndt et E. G. Nisbet. London*, 331-346.
- Machado, N., Rive, M., Gariépy, C. et Simard, A. 1991. U-Pb geochronology of granitoids from the Pontiac subprovince: preliminary results. GAC-MAC. Toronto. A78.
- Miyashiro, A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltd, London.
- Morin, D., Jébrak, M., Bardoux, M. et Goulet, N. 1993. Pontiac metavolcanic rocks within the Cadillac tectonic zone, McWatters, Abitibi Belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, **30**: 1521-1531.
- Mortensen, J. K. et Card, K. D. 1993. U-Pb age constraints for the magmatism and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1970-1980.
- Mortensen, J. K., Thériault, R. J. et Card, K. 1988. U-Pb and Rb-Sr age constraints for plutonism and metamorphism in the Pontiac subprovince. GAC-MAC. St John's, Terre-Neuve. Association géologique du Canada/Association minéralogique du Canada, A87.
- Naldrett, A. J. et Barnes, S.-J. 1986. The fractionation of the platinum-group elements with special reference to the composition of sulphide ores. **64**: 113-133.

- Nesbitt, R. W. et Sun, S.-S. 1976. Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **31**: 433-453.
- Nesbitt, R. W., Sun, S.-S. et Purvis, A. C. 1979. Komatiites: Geochemistry and genesis. *Canadian Mineralogist*, **17**: 165-186.
- Nisbet, E. G., Bickle, M. J. et Martin, A. 1977. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Journal of Petrology*, **18**: 521-566.
- Nisbet, E. G. et Walker, D. 1982. Komatiites and the structure of the Archean mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **60**: 105-113.
- Ohtani, E. 1984. Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **67**: 261-272.
- Pearce, J. A. 1982. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Dans Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Edité par C. J. Hawkesworth et M. J. Norry*. 230-249.
- ✓ Pearce, J. A. et Norry, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 33-47.
- Picard, C. 1984. Evolution génétique et géodynamique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, Abitibi-est, Québec. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard-Lyon.
- Prinzhofer, A. et Allègre, C. J. 1985. Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 251-265.
- Pyke, D. R., Naldrett, A. J. et Eckstrand, O. R. 1973. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 955-978.
- ✓ Ray, G. L., Shimizu, N. et Hart, S. R. 1983. An ion microprobe study of the partitioning of trace elements between clinopyroxene and liquid in the system diopside-albite-anorthite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 2131-2140.
- Redman, B. A. et Keays, R. R. 1985. Archaean basic volcanism in the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, western Australia. *Precambrian Research*, **30**: 113-152.

- Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J. N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Sub-provinces, Superior Province, Canada. *Dans La Ceinture Polymétallique de Nord-Ouest Québécois. Edité par M. Rive, P. Verpaerst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard.* volume spécial 43, 65-76.
- Robert, R. V. D., Vanwyk, E. et Palmer, R. 1971. Concentration of the noble metals by a fire assay technique using nickel sulfide as the collector. *Nat.Inst.Metall.Rep.*, **1371**: 1-14.
- Roeder, P. L. et Emslie, R. F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**: 275-289.
- Roscoe, R. 1952. The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British Journal of Applied Physics*, **3**: 267-269.
- Sanford, R. F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science*, **282**: 543-616.
- Sawyer, E. W. et Barnes, S.-J. Soumis. Magmatic intraplate, extensional shearing and metamorphic core complex development following emplacement of the Archean Belleterre-Angliers Greenstone Belt thrust sheet onto Pontiac metasediments, Superior Province, Québec, Canada. *Precambrian Research*.
- Shaw, H. R. 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *American Journal of Science*, **272**: 870-893.
- Smith, H. S. et Erlank, A. J. 1982. Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Dans Komatiites. Edité par N. T. Arndt et E. G. Nisbet.* London, 347-398.
- Storey, M., Mahoney, J. J., Kroenke, L. W. et Saunders, A. D. 1991. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*, **19**: 376-379.
- Sun, S.-S. et Nesbitt, R. W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **65**: 301-325.
- Takahashi, E. 1978. Partitioning of  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficients. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1829-1844.

- Takahashi, E. 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotitic upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 9367-9382.
- Taylor, S. R. et McLennan, S. M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Tourigny, G. et Goutier, J. 1993. Géologie et métallogénie de la région de Belleterre, Témiscamingue. *Dans Rapport d'activité '93*. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec. DV-93-02, 59-60.
- Tracy, R. J., Robinson, P. et Wolff, R. A. 1984. Metamorphosed ultramafic rocks in the Bronson Hill Anticlinorium, central Massachusetts. *American Journal of Science*, **284**: 530-558.
- Treuil, M. et Varet, J. 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: 506-540.
- Viereck, L. G., Flower, M. F. J., Hertogen, J., Schmincke, H.-U. et Jenner, G. A. 1989. The genesis and significance of N-MORB sub-types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112-126.
- Viljoen, M. J. et Viljoen, R. P. 1969a. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Geological Society of South Africa, Special Publication 2*, 55-85.
- Viljoen, M. J. et Viljoen, R. P. 1969b. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. *Geological Society of South Africa, Special Publication 2*, 87-112.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Unwin Hyman, London.
- Wood, D. A., Joron, J.-L. et Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, **45**: 326-336.
- Wyman, D. A. et Kerrich, R. 1990. Archean lamprophyre dikes of the Superior Province, Canada: distribution, petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 4667-4696.

- Yurimoto, H. et Sueno, S. 1984. Anion and cation partitioning between olivine, plagioclase phenocrysts and the host magma: a new application of ion microprobe study. *Geochemical Journal*, **18**: 85-94.
- Yurimoto, H. et Sueno, S. 1987. Anion and cation partitioning between pyroxenes, chrome spinel phenocrysts and the host boninite magma: an ion microprobe study. *Geochemical Journal*, **21**: 85-104.