

## ET 87-07

Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

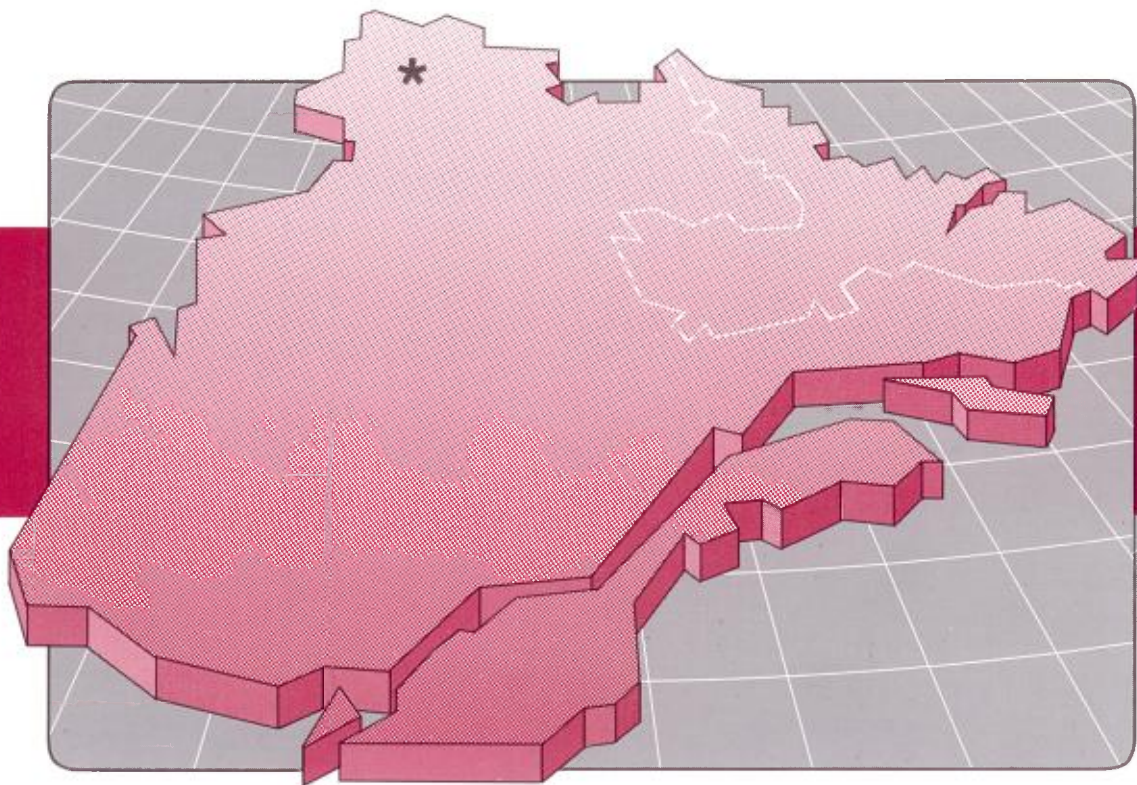
Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava

Christian Picard

ET 87-07



# **Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava**

Christian Picard

ET 87-07

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE

Chef : J. Cimon

Manuscrit soumis le 87-01-05

Accepté pour publication le 87-03-03

Lecteur critique

D. Lamothe

Éditeur

Géomines Ltée

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

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

## Résumé

La partie centrale de la Fosse de l'Ungava comprend les Groupes de Povungnituk et de Chukotat.

Le *Groupe de Povungnituk* repose en discordance sur le socle gneissique archéen de la Province du Supérieur. Il est constitué : 1) d'une mince bande de phyllades, de quartzites et de dolomies ; 2) d'une alternance d'horizons de siltstone et de quartzite, et d'horizons de microgabbro hypovolcanique et/ou de basalte massif ; et 3) d'une séquence de basaltes à plagioclase, le plus souvent coussinés. Les basaltes à plagioclase, d'affinité tholéiitique continentale, résultent de la fusion partielle à l'équilibre ( $F = 10$  à  $20\%$ ) d'une source mantellique faiblement enrichie en terres rares légères (TRLE) de type lherzolite à spinelle puis de la cristallisation fractionnée d'un mélange de plagioclase, de pyroxène et accessoirement d'olivine et d'ilméno-magnétite.

Des *basaltes ankaramitiques et des trachyandésites*, fortement enrichis en TRLE, Zr et Nb, sont localement intercalés dans la série volcanique du Groupe de Povungnituk. Ces laves semblent résulter de la fusion partielle ( $F = 1$  à  $5\%$ ) d'une source mantellique de type lherzolite à spinelle, puis d'une part, de la cristallisation fractionnée d'un mélange de plagioclase, clinopyroxène, olivine et ilméno-magnétite pour produire les basaltes ankaramitiques et, d'autre part, d'un mélange de plagioclase, de clinopyroxène, d'ilméno-magnétite et possiblement d'amphibole pour provoquer la formation des trachyandésites. Comme pour les basaltes tholéiitiques, les roches volcaniques alcalines ne semblent pas avoir subi de contamination majeure par la croûte continentale.

Les *basaltes du Groupe de Chukotat* reposent structurellement sur le Groupe de Povungnituk et forment une bande continue dans le tiers nord de la région étudiée. Ils constituent plusieurs séquences superposées évoluant chacune depuis des basaltes à olivine d'affinité komatiitique ( $MgO = 10-19\%$ ,  $TiO_2 < 0.75\%$ ) vers des basaltes à pyroxène d'affinité tholéiitique ( $MgO = 7-12\%$ ,  $TiO_2 = 0.75-0.99\%$ ), puis dans la partie septentrionale du Groupe de Chukotat vers des basaltes à plagioclase de type MORB ( $MgO < 8\%$ ,  $TiO_2 > 1\%$ ). Chaque séquence volcanique correspond à l'émission de liquides magmatiques produits par des fusions partielles successives (« Dynamic batch melting »,  $F = 20$  à  $30\%$ ) d'une source mantellique superficielle de type lherzolite à plagioclase  $\pm$  spinelle, progressivement appauvrie en TRLE d'une phase à l'autre. Les liquides formés ont ensuite évolué au cours de leur ascension vers la surface, en fractionnant tout d'abord de l'olivine seule, puis un mélange d'olivine et de pyroxène correspondant à la mise en place des basaltes à olivine, puis des basaltes à pyroxène. Plus tardivement, les liquides formés ont dû se piéger dans des réservoirs magmatiques où ils ont continué de se différencier en fractionnant un mélange de plagioclase, pyroxène et olivine pour finalement s'épancher sous forme de basaltes à plagioclase.

Quant à l'histoire géotectonique de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, nos observations suggèrent : 1) la création d'un bassin d'effondrement dans lequel se sont accumulés les sédiments de la partie basale du Groupe de Povungnituk ; 2) la formation d'un proto-rift en domaine ensialique, caractérisé par l'émission en grande quantité de basaltes à plagioclase tholéiitiques du Groupe de Povungnituk et, en périphérie du rift, par l'émission ponctuelle sur des îles volcaniques de basaltes ankaramitiques et de trachyandésites ; 3) la formation d'un rift océanique caractérisé par l'émission des basaltes komatiitiques à tholéiitiques du Groupe de Chukotat.



---

# Table des matières

---

	Page
<b>GÉNÉRALITÉS</b> . . . . .	1
Introduction . . . . .	1
Cadre géographique . . . . .	1
Cadre géologique . . . . .	4
Lithostratigraphie et géochronologie . . . . .	4
Travaux antérieurs et principaux modèles pétrogénétiques . . . . .	4
Géologie structurale . . . . .	5
Métamorphisme . . . . .	5
Minéralisations . . . . .	5
Remerciements . . . . .	5
<b>LITHOSTRATIGRAPHIE</b> . . . . .	7
Commentaires concernant les coupes géologiques . . . . .	7
Coupe géologique AA' : blocs 1, 2 et 3 . . . . .	7
Coupes géologiques BB' et CC' : bloc 3 . . . . .	7
Coupe géologique DD' : blocs 4, 5 et 6 . . . . .	7
Coupe EE' : blocs 5, 6 et 7 . . . . .	8
Coupe FF' : bloc 7 . . . . .	8
Coupes GG', HH' et II' : blocs 8, 9, 10 et 11 . . . . .	9
Colonne lithologique composite de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava . . . . .	9
<b>PÉTROLOGIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE POVUNGNITUK</b> . . . . .	13
Généralités . . . . .	13
Basaltes à plagioclase et filons de diabase associés . . . . .	13
Pétrographie . . . . .	13
Généralités . . . . .	13
Diabases et basaltes massifs à plagioclase du Beuparlant inférieur . . . . .	13
Caractéristiques macroscopiques . . . . .	13
Caractéristiques microscopiques . . . . .	14
Basaltes à plagioclase du Beuparlant supérieur . . . . .	14
Caractéristiques macroscopiques . . . . .	14
Caractéristiques microscopiques . . . . .	15
Basaltes aphyriques à plagioclase . . . . .	15
Basaltes microporphyriques à plagioclase . . . . .	16
Géochimie des basaltes à plagioclase . . . . .	17
Travaux analytiques . . . . .	17

Caractéristiques géochimiques . . . . .	17
Pétrogenèse . . . . .	20
Nature des matériaux sources et fusion partielle . . . . .	20
Cristallisation fractionnée . . . . .	22
Contamination crustale . . . . .	22
Basaltes ankaramitiques et trachyandésites du sous-groupe de Beuparlang . . . . .	24
Généralités . . . . .	24
Pétrographie . . . . .	24
Basaltes ankaramitiques et volcanoclastites (secteur du lac Kenty). . . . .	24
Trachyandésites (secteur du lac Kenty) . . . . .	26
Trachyandésites (SE des lacs Nuvilic) . . . . .	27
Dynamique du volcanisme . . . . .	27
Géochimie des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites . . . . .	27
Travaux analytiques . . . . .	27
Caractéristiques géochimiques . . . . .	27
Caractéristiques pétrogénétiques . . . . .	30
Nature des matériaux sources, fusion partielle et contamination crustale. . . . .	30
Cristallisation fractionnée . . . . .	31
Implication géodynamique des résultats obtenus . . . . .	32
Rhyolites massives et volcanoclastites du Groupe de Povungnituk . . . . .	32
Pétrographie . . . . .	32
Ryolites . . . . .	32
Volcanoclastites . . . . .	33
Caractéristiques géochimiques . . . . .	33
<b>PÉTROLOGIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE CHUKOTAT . . . . .</b>	<b>35</b>
Généralités . . . . .	35
Pétrographie . . . . .	35
Basaltes à olivine . . . . .	35
Caractéristiques macroscopiques . . . . .	35
Caractéristiques microscopiques . . . . .	40
Basaltes à pyroxène . . . . .	40
Caractéristiques macroscopiques . . . . .	40
Caractéristiques microscopiques . . . . .	42
Basaltes à plagioclase . . . . .	43
Caractéristiques macroscopiques . . . . .	43
Caractéristiques microscopiques . . . . .	43
Volcanologie . . . . .	44



Géochimie . . . . .	45
Travaux analytiques . . . . .	45
Caractéristiques géochimiques . . . . .	45
Caractéristiques pétrogénétiques . . . . .	50
Nature des liquides primitifs et relations génétiques entre les différents types de basalte	50
Nature des matériaux sources et de la fusion partielle . . . . .	50
Estimation des taux de fusion partielle . . . . .	51
Cristallisation fractionnée . . . . .	52
Influence des mécanismes de contamination . . . . .	53
Caractérisation du site géotectonique . . . . .	54
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE . . . . .</b>	<b>55</b>
<b>RÉFÉRENCES . . . . .</b>	<b>57</b>
<b>ANNEXES :</b>	
1 – Analyses chimiques des basaltes à plagioclase et/ou des microgabbros hypovolcaniques du Groupe de Povungnituk . . . . .	61
2 – Étude de la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk . . . . .	67
3 – Analyses chimiques des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites du Groupe de Povungnituk . . . . .	71
4 – Étude de la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium pour les roches volcaniques alcalines du Groupe de Povungnituk. . . . .	75
5 – Analyses chimiques des basaltes du Groupe de Chukotat. . . . .	79
6 – Étude de la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium pour les basaltes du Groupe de Chukotat. . . . .	85
<b>FIGURE HORS TEXTE :</b>	
65 – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les basaltes du Groupe de Chukotat	
<b>CARTES HORS TEXTE :</b>	
No. 2056 A – Coupes géologiques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava ; échelle : 1/20 000	
No. 2056 B – Distribution des éléments majeurs et des éléments traces pour les roches magmatiques du Groupe de Povungnituk en fonction de la position stratigraphique des échantillons prélevés le long des blocs 1 à 7	
No. 2056 C – Distribution des éléments majeurs et des éléments traces pour les basaltes du Groupe de Chukotat en fonction de la position stratigraphique des échantillons prélevés le long des coupes H-H' et I-I'	



## Introduction

Les travaux effectués au cours de l'été 1984 ont permis de réaliser plusieurs coupes géologiques au 1/20 000 de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava ( $1871 \pm 75$  millions d'années ; Zindler, 1981 ; 1960 à 1840 millions d'années ; St-Onge, 1986). Celles-ci sont localisées à l'ouest de la mine Asbestos Hill, entre  $74^{\circ}15'$  et  $75^{\circ}30'$  de longitude ouest, et  $61^{\circ}20'$  et  $61^{\circ}40'$  de latitude nord (carte 35G au 1/250 000 des lacs Nuville, figure 1 et carte 2056A). Elles sont situées dans la région cartographiée par Lamothe *et al.* (1984) et Roy (1985) dans le cadre du projet Cap Smith – Maricourt du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Les coupes réalisées (carte N°2056A) concernent uniquement les roches volcanosédimentaires et volcaniques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat au sud de la faille de chevauchement majeur séparant les blocs 5 et 6 de Hynes et Francis (1982) et cartographiés par Bergeron (1957-1959) et Taylor (1982). Ces travaux ont pour but de reconstituer la lithostratigraphie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava ainsi que la répartition spatio-temporelle des roches magmatiques avant toute phase de déformation. Les données pétrographiques et géochimiques obtenues<sup>(1)</sup> (éléments majeurs, traces, terres rares...) sont exploitées pour étudier la pétrologie et l'histoire géotectonique de la Fosse de l'Ungava afin de mieux définir le contexte géologique des minéralisations de nickel-cuivre et, localement, de platinoïdes (Giovenazzo, 1985).

1. Les échantillons prélevés ayant fait l'objet de lames minces et d'analyses chimiques sont localisés suivant leur position stratigraphique sur les coupes géologiques composites des cartes N°2056B et 2056C, hors texte. Cette précision vaut pour tout le rapport et les numéros d'échantillons cités en références se rapportent à ces coupes.

Les résultats et les interprétations exposés ci-dessous doivent encore être considérés comme préliminaires, d'autres travaux devant être effectués sur les roches volcaniques des Groupes de Povungnituk et de Chukotat de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (Picard, en préparation).

D'autre part, l'étude de l'évolution magmatique des roches volcaniques de la Fosse de l'Ungava doit se poursuivre par la modélisation des mécanismes pétrogénétiques mis en évidence ci-dessous et fera ultérieurement l'objet de nouvelles publications.

Pour fin de simplification, le tableau 1 donne la liste des principales abréviations utilisées dans le texte.

## Cadre géographique

La région étudiée forme un vaste plateau dénudé et vallonné compris entre 400 et 600 m d'altitude dans le Grand Nord québécois. Les principaux reliefs, constitués par les filons-couches et les roches volcaniques du Groupe de Chukotat, sont allongés parallèlement aux structures majeures avec une direction générale E-W à SW-NE. Les principales rivières, nommées rivière de Povungnituk et Petite rivière de Povungnituk, suivent également ces directions qui correspondent à l'orientation générale de la Fosse de l'Ungava (figure 2). D'autres rivières nord-sud recoupent ces structures, creusant localement de profonds cañons et façonnant ainsi d'excellents cheminements qui permettent de réaliser les coupes géologiques comme par exemple au sud du lac Watts. Sur les plateaux, la densité des affleurements varie en moyenne de 20 à 30% de la superficie totale avec parfois

TABLEAU 1 – Liste des abréviations utilisées dans le texte

Ab	Albite	Pn	Pentlandite
Ac	Actinote	Po	Pyrrhotite
Am	Amphibole	Py	Pyrite
Ap	Apatite	Qz	Quartz
Bi	Biotite	Se	Séricite
Ca	Calcite	Sp	Spinelle
Ch	Chlorite	Sph	Sphène
Cp	Chalcopyrite	Tr	Trémolite
Cpx	Clinopyroxène	Zo	Zoïsite
Ep	Epidote	é	épaisseur
Il	Ilménite	Ma	Millions d'années
Le	Leucosène	TR	Terres rares
Mt	Magnétite	TRLE	Terres rares légères
Mu	Muscovite	TRLO	Terres rares lourdes
Ol	Olivine	∅	Dimension des minéraux
Olg	Oligoclase	EGP	Éléments du groupe des platinoïdes
Op	Minéraux opaques	MORB	« Mid Oceanic Ridge Basalt »
OpX	Orthopyroxène	N MORB	« Normal Mid Oceanic Ridge Basalt »
Pi	Pistachite	E MORB	« Enriched Mid Oceanic Ridge Basalt »
Pl	Plagioclase		

de vastes étendues d'affleurement continu. Le recouvrement glaciaire est faible, surtout caractérisé par des champs de blocs morainiques. Le sol, gelé en permanence, présente de nombreuses structures polygonales typiques du pergélissol. La végétation de type toundra est surtout constituée de mousses, de lichens et de quelques graminées avec de rares arbustes nains (saule, bou-

leau) dans les zones protégées du vent. Quant au climat, de type subarctique, il est très rigoureux et sec avec 9 à 10 mois d'hiver et seulement 2 mois d'été en juillet et août.

Les seuls moyens d'accès sont l'avion jusqu'à Kuujuaq puis Salluit ou Asbestos Hill. Les déplacements sur le terrain nécessitent l'utilisation fréquente de l'hélicoptère.

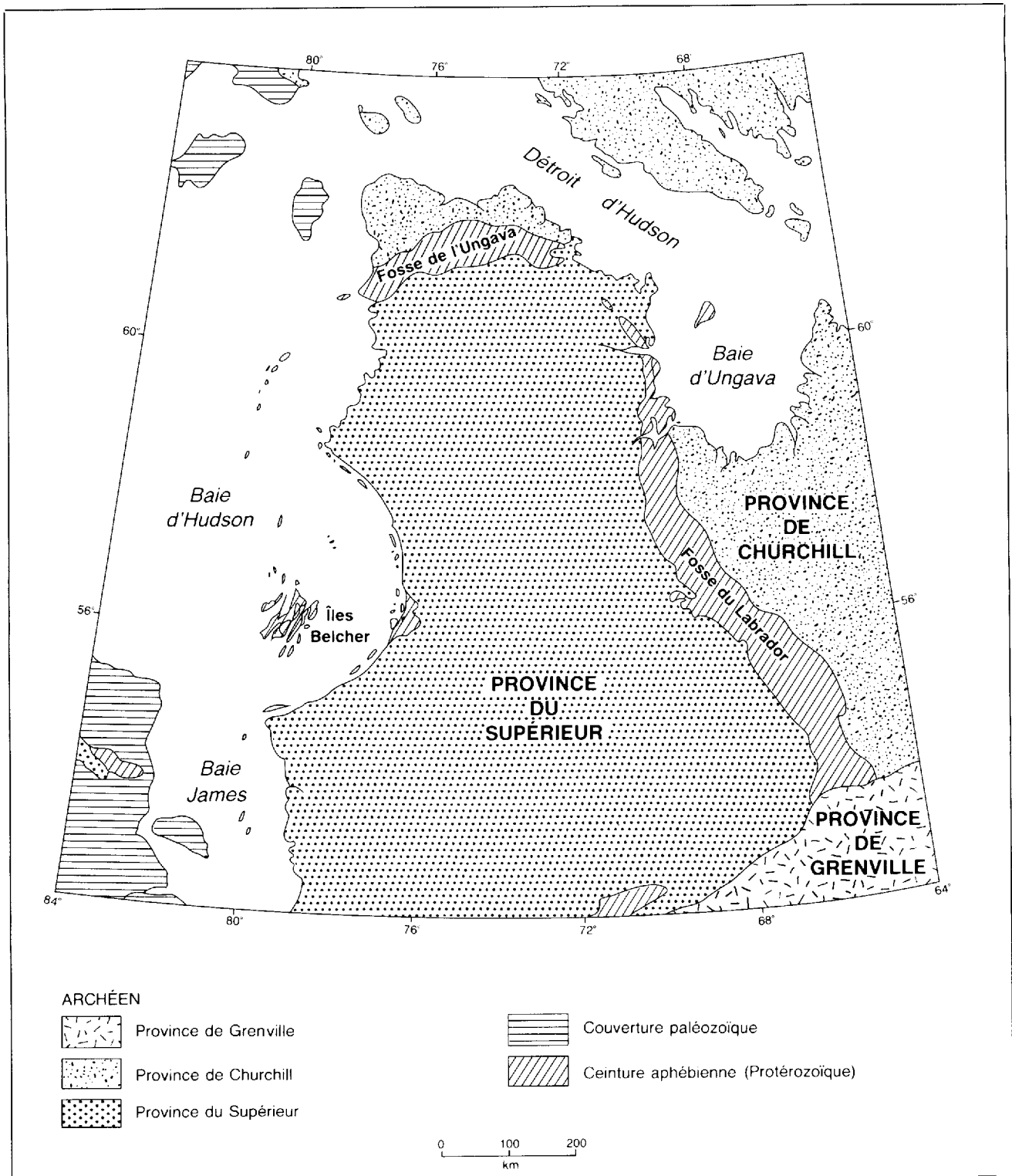


FIGURE 1 – Situation géographique de la Fosse de l'Ungava.

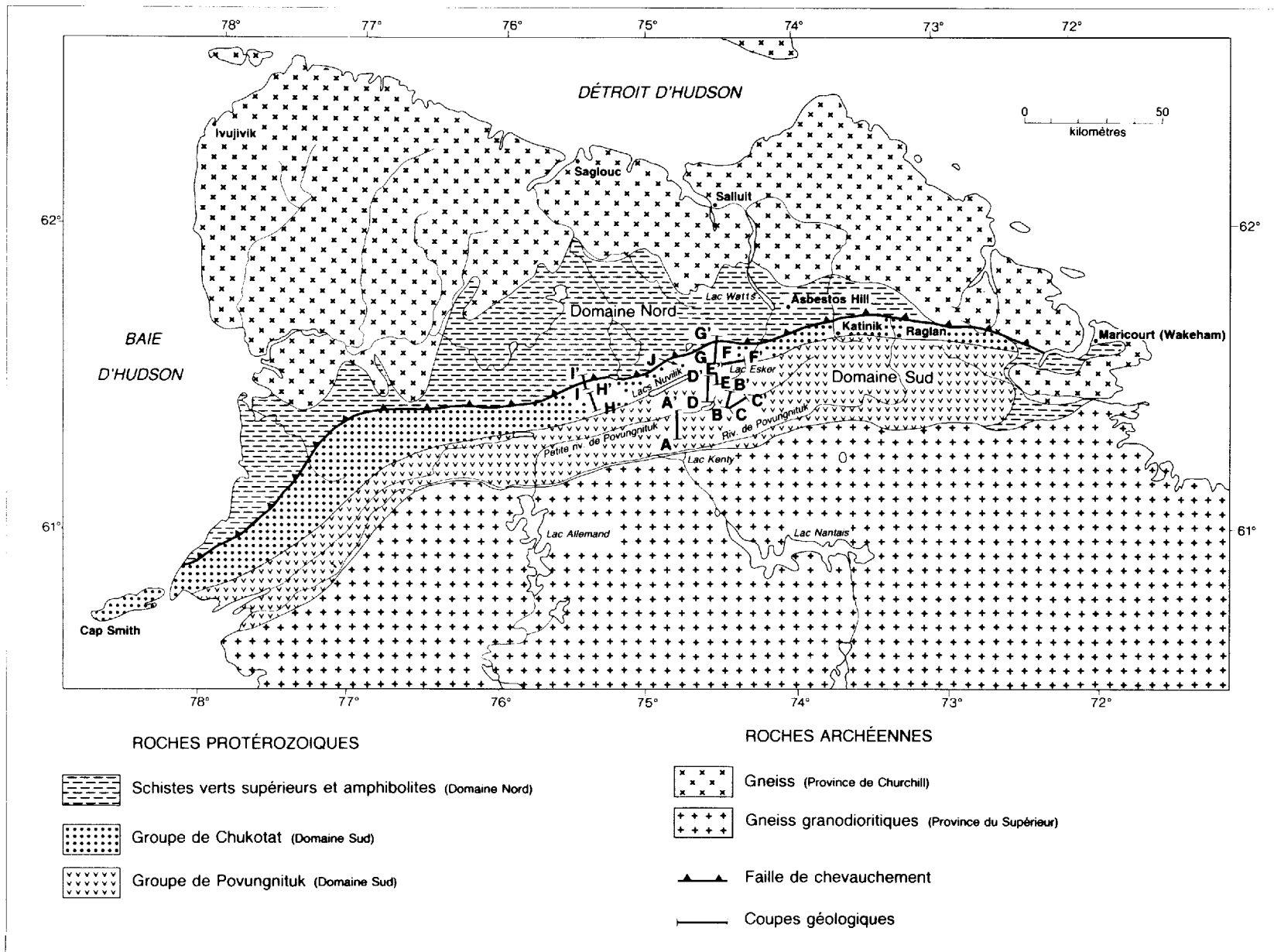


FIGURE 2 - Carte géologique schématique régionale de la Fosse de l'Ungava, d'après Bergeron (1957-59), indiquant la localisation des coupes géologiques AA' à II' et de la figure 39 (point J).

## Cadre géologique

### LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE

Les roches de la région étudiée, d'âge *Aphébien* (1960 à 1840 Ma ; St-Onge, 1986) font partie de la Fosse de l'Ungava (autrement appelée la bande de Cap Smith – Maricourt). Celle-ci (figure 2) s'étend d'est en ouest sur 350 km de longueur dans le Grand-Nord québécois et repose sur les gneiss granodioritiques archéens de la Province du Supérieur au sud, et sur les gneiss et les granulites de la Province de Churchill au nord (2930 à 2570 Ma ; Doig, 1983). Structuralement, la fosse se divise en deux domaines métamorphiques parallèles à son allongement, séparés l'un de l'autre par une faille majeure de chevauchement (figure 2). Le domaine sud est métamorphisé au faciès des schistes verts et présente plusieurs blocs structuraux imbriqués. Le domaine nord est intensément déformé et varie du faciès schiste vert supérieur au faciès amphibolite.

**Le domaine sud**, où se situent les coupes géologiques effectuées, présente deux groupes distincts : les Groupes de Povungnituk et de Chukotat (Hynes et Francis, 1982 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Lamothe, 1986 ; Roy, 1985 ; et Picard, 1986).

Le *Groupe de Povungnituk* se subdivise en deux sous-groupes :

- Le *sous-groupe de Lamarche*, au sud, constitue une mince bande sédimentaire de phyllades, de quartzites et de dolomies reposant en discordance sur le socle gneissique archéen de la Province du Supérieur ;
- Le *sous-groupe de Beauparlant* repose sur le sous-groupe de Lamarche et forme une bande continue dans les deux tiers sud de la région étudiée. Du sud au nord, il présente : 1) une alternance d'horizons sédimentaires de siltstone ou de quartzite finement lités, et d'horizons basaltiques massifs d'affinité tholéiitique continentale (Beauparlant inférieur) ; et 2) une séquence de basaltes à plagioclase à débit en coussins, également d'affinité tholéiitique continentale (Beauparlant supérieur). Plusieurs dômes rhyolitiques et une séquence de basaltes ankaramitiques et de trachyandésites fortement enrichis en terres rares légères (TRLE)<sup>(2)</sup>, Zr et Nb sont localement intercalés dans la série volcanique tholéiitique. Un de ces dômes, daté à l'aide de la méthode U-Pb sur zircon, donne un âge de  $1960 \pm 5$  Ma (Parrish, communication personnelle, 1985) pour la partie inférieure de la séquence volcanique de la Fosse de l'Ungava.

Le *Groupe de Chukotat* repose structuralement sur le Groupe de Povungnituk et forme une bande continue dans le tiers nord de la région étudiée. Il est composé d'abondantes coulées de basaltes en coussins (plus rarement massifs) exceptionnellement préservées de la déformation et du métamorphisme. Celles-ci forment plu-

sieurs séquences superposées évoluant chacune depuis des basaltes à olivine d'affinité komatiitique (MgO = 19-10%) vers des basaltes à pyroxène d'affinité tholéiitique (MgO = 12-7%) puis des basaltes à plagioclase de type MORB (MgO < 8%).

Enfin, plusieurs *filons-couches ultramafiques et mafiques* de péridotite ou de péridotite-gabbro, localement porteurs d'indices de cuivre-nickel sulfurés et dans quelques cas de EGP, sont intrusifs dans la série volcanique du Groupe de Povungnituk (Giovenazzo, 1986a, 1986b et en préparation).

**Le domaine nord** (figure 2) comprend les *Groupes de Spartan et de Watts* (Lamothe *et al.*, 1984) lesquels ont été interprétés comme les équivalents métamorphiques de la séquence volcanosédimentaire du Groupe de Povungnituk (Hynes et Francis, 1982). Comme dans le domaine sud, cette séquence présente de nombreuses intrusions mafiques et ultramafiques, mais de dimensions généralement beaucoup plus importantes, suggérant l'existence de véritables lopolites (Tremblay, 1986). Plusieurs massifs de diorite, de granodiorite ou de granite sont également intrusifs dans le Groupe de Watts. Des datations par la méthode U-Pb sur zircon, réalisées par la Commission Géologique du Canada, ont donné des âges de  $1910 \pm 5$  Ma pour un massif de granite monzonitique folié, de  $1840 \pm 2$  Ma pour une diorite quartzique foliée et de  $1840 \pm 5$  Ma pour un massif de granite non folié (Parrish, communication personnelle, 1985). Ainsi, les Groupes de Spartan et de Watts seraient postérieurs au Groupe de Chukotat et pourraient constituer la trace d'une ancienne marge continentale active (Hervet, 1986 ; Lamothe, 1986).

### TRAVAUX ANTÉRIEURS ET PRINCIPAUX MODÈLES PÉTROGÉNÉTIQUES

Dans le passé, plusieurs travaux ont été effectués dans la Fosse de l'Ungava et le lecteur pourra se reporter aux travaux de cartographie de Bergeron (1957-59), De Montigny (1959), Beall (1959-60-77), Gélinas (1962), Dimroth *et al.* (1970), Taylor (1982), Lamothe *et al.* (1984) et Roy (1984). De même, il pourra consulter les travaux de recherche de Francis et Hynes (1979), Hynes et Francis (1982), Francis *et al.* (1981-83), Bédard (1984), Hoffmann (1985) et St-Onge *et al.* (1986 a-b).

Certains de ces auteurs considèrent les roches de la Fosse de l'Ungava comme autochtones. Ainsi Bergeron (1957), Dimroth *et al.* (1970) et Baragar et Scoates (1981) interprètent la Fosse de l'Ungava comme un segment du géosynclinal Circum-Ungava (ou Circum-Supérieur). Dans le même ordre d'idée, Francis et Hynes (1979), Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1981-1983) interprètent les roches magmatiques comme résultant de l'ouverture progressive d'un rift continental puis océanique. Par contre d'après Hoffmann (1985) et St-Onge *et al.* (1986 a-b), les roches de la Fosse de l'Ungava seraient allochtones et correspondraient à un klippe

2. Voir tableau 1 pour les abréviations.

dont les matériaux proviendraient d'une zone située 90 km plus au nord dans la région de Salluit. Le débat entre ces différents modèles est actuellement ouvert et nos travaux exposés ci-dessous apportent une nouvelle contribution dans cette controverse.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

Trois générations de plis, rattachées à l'orogénèse hudsonnienne ont été reconnues dans la région étudiée (Hynes et Francis, 1982 ; St-Onge, 1986 a-b ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Lamothe, 1986). Le premier épisode se traduit par des plis synfoliaux P1 généralement déversés vers le sud et associés à une schistosité  $S_1$  le plus souvent confondue avec le litage  $S_0$ . Ces plis, d'amplitude décimétrique à métrique, ont été localement observés au sud dans les roches sédimentaires du sous-groupe de Lamarche. Les plis de deuxième génération P2, d'amplitude métrique à pluri-kilométrique, sont associés à une schistosité de plan axial  $S_2$  orientée E-NE et à pendage abrupt vers le nord. De tels plis sont fréquents dans les roches volcanosédimentaires des sous-groupes de Lamarche et de Beuparlant, mais au contraire très rares dans les basaltes du Groupe de Chukotat, lesquels forment une série monoclinale orientée N 60° à N 80° avec un pendage de 45° à 90° vers le nord. Ces derniers sont toutefois relativement plissés dans les portions centre et est de la fosse. Les plis de troisième génération P3, d'axe N-NW, donnent lieu à des plis ouverts visibles à l'échelle régionale. Ils sont localement associés à un clivage de crénulation  $S_3$ .

Un réseau de failles orientées N 60° à N 80° et à pendages abrupts vers le nord, découpe la région en plusieurs blocs structuraux imbriqués. La plupart correspondent à des failles de chevauchement marquées par d'intenses zones de cisaillement de plusieurs centaines de mètres de largeur (Hynes et Francis, 1982 ; St-Onge, 1986, Lamothe *et al.*, 1984 ; Lamothe, 1986).

## MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme régional<sup>(3)</sup> passe du faciès schiste vert à actinote-chlorite-zoïsite dans la zone sud (au sud de la faille majeure de chevauchement) au faciès schiste vert supérieur puis amphibolite au nord de cette dernière (Hynes et Francis, 1982 ; St-Onge *et al.*, 1986 a-b ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Lamothe, 1986). Comme nous le verrons ci-dessous, les roches situées au sud de ce chevauchement majeur (Groupes de Povungnituk et de Chukotat) montrent une diminution de l'intensité du métamorphisme du sud au nord. Ainsi, au sud de la Petite rivière de Povungnituk, les metabasaltes ont une paragenèse à  $Ac + Ch + Ep + Bi \pm Qz \pm Ab-Olg$  alors qu'au nord de cette rivière, la biotite disparaît. Dans les metabasaltes du Groupe de Chukotat, le métamorphisme schiste vert est de plus faible intensité, si bien que les cristaux de pyroxène d'origine magmatique sont généralement préservés et l'olivine possède encore de rares reliques.

3. Toutes les roches décrites dans le texte étant métamorphosées dans le faciès schiste vert, le préfixe « méta » est toujours sous-entendu.

## MINÉRALISATIONS

Depuis 1950, plusieurs compagnies minières ont exploré la région conduisant à la découverte de nombreux gîtes sulfurés de nickel-cuivre d'importance économique dont les plus importants sont les suivants (Giovenazzo, en préparation et 1986a) :

- Lac Cross (Falconbridge) – 10 Mt de réserves estimées avec 1.6% Ni et 0.8% Cu ;
- Raglan (Falconbridge) – 2.6 Mt de réserves estimées avec 4.4% Ni et 1.0% Cu ;
- Katinik (Falconbridge) – 10.2 Mt de réserves estimées avec 2,4% Ni et 0.7% Cu.

Ces gisements sont tous situés dans la semelle péridotitique des filons nourriciers de péridotite-dunite intrusifs dans le Beuparlant supérieur. Toutefois, d'autres indices de Ni-Cu ont été découverts dans des intrusions litées de péridotite-gabbro de la partie médiane du sous-groupe de Beuparlant. De plus, au cours des étés 1984 et 1985, des indices de platine-palladium ont été découverts dans ce même contexte (Giovenazzo, en préparation et 1986a et b ; Picard, données non publiées) et doivent faire l'objet de nouveaux travaux (Picard et Giovenazzo, projet IREM-MERI).

Par ailleurs, d'autres types de minéralisations ont été répertoriés par Giovenazzo (en préparation) : des minéralisations hydrothermales aurifères et argentifères ; des minéralisations polymétalliques de Cu-Zn dans des veines ; des minéralisations sédimentaires stratiformes, ainsi que plusieurs autres indices de platinoïdes dans les roches sédimentaires et volcanosédimentaires des Groupes de Povungnituk et de Chukotat.

Ainsi, la Fosse de l'Ungava pourrait représenter une province métallogénique enrichie en nickel-cuivre et platine, au même titre que l'Abitibi constitue une province enrichie en cuivre et or (Giovenazzo, 1986a-b).

## Remerciements

Je tiens à remercier Messieurs A.F. Laurin (sous-ministre adjoint de l'époque) et J. -L. Caty (directeur de la recherche géologique) du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MER) qui m'ont accueilli dans leur structure et m'ont permis de réaliser ce projet. J'exprime également mes remerciements aux gouvernements français et québécois qui ont permis la réalisation de ce travail dans le cadre des échanges France-Québec.

Je remercie particulièrement Daniel Lamothe (géologue au MER et directeur du Projet Fosse de l'Ungava) ainsi que Michel Piboule (professeur à l'Institut Dolomieu à Grenoble) et R. Oliver (Institut Laue Langevin à Grenoble) pour leur collaboration dans ce projet. Merci également à D. Francis (professeur à l'université McGill) qui nous a familiarisés avec la géologie de la Fosse de l'Ungava au cours de l'été 1983, à R. Banville mon assistant, et à tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, ont participé à ce travail.





## Commentaires concernant les coupes géologiques

Compte tenu des conditions d'affleurement et de la configuration du territoire sous forme de blocs structuraux imbriqués, neuf coupes géologiques ont été effectuées (carte N°2056A, hors texte). Les cinq premières, notées AA' à EE', permettent d'étudier le sous-groupe de Beuparlant. La coupe FF' montre la transition de ce sous-groupe avec le Groupe de Chukotat. Les coupes GG' à II' concernent le Groupe de Chukotat.

### COUPE GÉOLOGIQUE AA' : BLOCS 1, 2 ET 3

Longue de 10,4 km et orientée N 004°, cette coupe est comprise entre la rivière de Povungnituk et la Petite rivière de Povungnituk dans le secteur du lac Dumas. Elle montre l'existence d'au moins trois blocs structuraux limités par des failles orientées N 80° avec un pendage de 70 à 80° vers le nord. Ces roches constituent les flancs de plusieurs synclinoriums dont les plans axiaux ont des directions qui oscillent de N 60° à N 80° avec un pendage abrupt vers le nord.

**Le bloc 1** (Beuparlant inférieur,  $\epsilon = 3560$  m) au sud est constitué par de nombreux horizons finement lités de siltstone à  $Qz + Pl + Bi \pm Ch \pm Op$  et quelques horizons plus épais (jusqu'à 450 m) de quartzite à cristaux arrondis de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique dans une matrice microblastique à  $Qz + Se \pm Ca \pm Le \pm Ep$ . Ces roches alternent avec de nombreux horizons non différenciés ( $\epsilon = 1$  à 100m) de microgabbro et/ou de basalte massif, caractérisés par une texture microblastique à intersertale faiblement amygdalaire et une paragenèse à  $Ac + Ch + Ep + Le + Bi \pm Qz + Ca \pm Pl \pm Op$ . Enfin, plusieurs filons-couches différenciés de gabbro et de ferrogabbro sont intrusifs dans cette séquence.

**Le bloc 2** (Beuparlant supérieur,  $\epsilon = 1280$  m) contraste avec le précédent par l'abondance des coulées ( $\epsilon = 4$  à 12 m) de basalte à débit en coussins, et la rareté des horizons sédimentaires. Les basaltes ont une mésostase microblastique à  $Ac + Ch + Ep + Le \pm Bi \pm Pl + Op \pm Ca$  avec de nombreux microlites de plagioclase recristallisés en  $Zo + Ab-Olg$ . S'y intercalent au moins deux filons-couches ( $\epsilon = 80$  à 100 m) dont l'un est uniquement constitué de pyroxénite à olivine et de wehrlite, et l'autre de gabbro et de ferrogabbro.

**Le bloc 3** (Beuparlant supérieur,  $\epsilon = 960$  m) est composé d'une succession d'horizons de siltstone et de grès dolomitique, de coulées de basalte à plagioclase et de filons-couches différenciés à péridotite-pyroxénite-gabbro,

présentant ainsi des affinités avec le premier bloc structural. Toutefois, les basaltes forment de nombreuses coulées massives ou en coussins. Ils possèdent une mésostase microblastique à  $Ac + Ch + Ep + Le \pm Bi \pm Pl \pm Qz$  avec de nombreux microlites orientés et quelques phénocristaux de plagioclase pseudomorphosés en  $Zo \pm Ab-Olg$ . Au nord de ce bloc, les laves sont extrêmement cisailées sur plusieurs centaines de mètres de large, marquant l'existence à cet endroit d'une faille de chevauchement.

### COUPES GÉOLOGIQUES BB' ET CC' : BLOC 3

Ces deux coupes respectivement orientées N 18° et N 60° concernent le même bloc structural que la partie septentrionale de la section AA'. Elles sont localisées à l'est du lac Kenty (figure 2) dans un secteur où en plus des faciès décrits précédemment, affleurent des basaltes ankaramitiques à pyroxène, sphène et plagioclase, massifs ou bréchiques (coulée Aa); et des trachyandésites massives riches en feldspaths. Ces laves forment plusieurs séquences d'extension limitée, dont l'épaisseur maximale n'excède nulle part 60 à 70 m, constituant ainsi un complexe volcanique très différent des autres séquences volcaniques du Groupe de Povungnituk. Enfin, ces laves sont plissées en dômes et bassins et constituent la zone axiale d'un vaste synclinorium.

### COUPE GÉOLOGIQUE DD' : BLOCS 4, 5 ET 6

Cette coupe orientée N 350°, se situe au nord du lac Kenty et concerne la partie supérieure du sous-groupe de Beuparlant. Elle montre au sud une séquence sédimentaire dolomitique très cisailée par la faille de chevauchement limitant au nord le bloc 3. Au nord de celle-ci, on rencontre trois nouveaux blocs structuraux constitués en grande partie de basaltes à débit en coussins et par plusieurs filons-couches mafiques et ultramafiques.

**Dans le bloc 4** (Beuparlant supérieur), les roches montrent de nombreux plis, bien visibles à l'échelle régionale à l'ouest de notre coupe (Lamothe *et al.*, 1984). Le long de celle-ci, les plis sont peu visibles par manque d'horizons marqueurs, mais sont soulignés par des zones où les coussins sont très aplatis dans le plan de foliation  $S_2$ . Par ailleurs, les relations  $S_0-S_2$  suggèrent l'existence d'un synforme vers le nord du bloc 4. Ainsi, l'épaisseur de la séquence observée le long de cette coupe serait de l'ordre de 1300 m. Les basaltes forment de minces coulées ( $\epsilon = 2$  à 8 m) qui, pour la plupart (70%), ont un débit en coussins, ou sont bréchiques, ou encore sont massives à la base et en coussins au sommet. Au sud de la séquence, ces basaltes sont très altérés et montrent une pa-

ragenèse à Ch + Ep + Qz + Le + Ca avec seulement quelques traces d'actinote. Plus au nord, ils sont mieux préservés et possèdent une pâte microblastique et amygdalaire à Ac + Ch + Ep + Le + Qz + Ca avec de nombreux microlites de plagioclase recristallisés en zoïsite.

Dans le **bloc 5** (Beauparlant supérieur), les roches forment une séquence monoclinale orientée E-NE (é=2850 m) avec un pendage abrupt vers le nord. La foliation est très peu développée et la déformation est très faible. Celle-ci se traduit par une plus faible recristallisation des minéraux primaires lors du métamorphisme, si bien que les textures et les paragenèses magmatiques sont remarquablement préservées. Dans les 450 premiers mètres au sud de ce bloc, les basaltes sont identiques à ceux du sommet du bloc 4 et pourraient constituer la réplique par faille de ces derniers. Plus au nord, les basaltes constituent des coulées de 5 à 12 m d'épaisseur, massives ou à débit en coussins, ou encore massives à la base et en coussins au sommet avec des coussins très faiblement déformés, souvent multilobés et atteignant localement deux mètres de diamètre. Ils sont amygdalaires et aphyriques et possèdent une pâte microblastique à Ac + Ch + Le + Ep + Qz + Op avec de nombreux microlites d'albite peu ou pas orientés et, plus rarement, quelques microphénocristaux trapus d'augite recristallisés en actinote. Plusieurs filons-couches différenciés s'intercalent dans cette séquence volcanique. L'un d'eux, situé au nord de ce bloc, est intrusif dans les siltstones fortement recuits à son contact. De la base au sommet, il comprend : un horizon de wehrilite (é=130 m) à cristaux d'olivine partiellement serpentinisée et de chromite en inclusions dans des plages poecilites de clinopyroxène ; un horizon de pyroxénite (é=10 m) à olivine cumulus et augite intercumulus et à labrador interstitiel ; un horizon de gabbro à texture ophitique (é=60 m) à labrador cumulus, augite et orthopyroxène intercumulus et un horizon de gabbro granophyrique (é=40 m) à plagioclase cumulus, pyroxène intercumulus et quartz interstitiel associé à des micropegmatites quartzo-feldspatiques.

Le **bloc 6** (Beauparlant supérieur) est intensément plissé. Le long de notre coupe, il se compose d'un assemblage de basaltes massifs ou en coussins, de laves intermédiaires à acides et de pyroclastites. Les basaltes massifs ont une texture intersertale caractérisée par d'abondantes lattes d'albite non orientées (40 à 50%), des fantômes de clinopyroxène poecilites et des cristaux de sphène-ilménite poecilites (3 à 8%) dans un agrégat microblastique à Ac + Ch + Ep + Ca + Le + Qz. Les basaltes en coussins sont amygdalaires et montrent de nombreux microlites et quelques microphénocristaux d'albite-oligoclase dans une mésostase à Ac + Ep + Ch + Qz. Les laves intermédiaires à acides ont une texture trachytique caractérisée par d'abondants microlites de feldspath (Ab + Se) dans un agrégat à Ep + Ch + Le + Se + Ca. Ces dernières ressemblent aux trachyandésites décrites dans le bloc 3 (coupe BB') et deux

analyses chimiques obtenues à l'ouest de notre section révèlent l'existence de roches volcaniques de composition analogue. Quant aux pyroclastites, elles sont composées de tufs à cristaux et de tufs à lapilli formés par d'abondants cristaux anguleux de feldspath et par des fragments de basalte dans une matrice amygdalaire à Ep + Le + Ch + Qz + Ca.

### COUPE EE' : BLOCS 5, 6 ET 7

Cette section, orientée N 340°, concerne également la partie supérieure du sous-groupe de Beauparlant et se situe au sud-ouest et à l'ouest du lac Esker (figure 2). Elle recoupe la partie nord du **bloc 5**, lequel présente ici les mêmes caractéristiques qu'au long de la coupe DD'. Plus au nord, elle recoupe à nouveau le bloc 6 puis un septième bloc séparé du précédent par une intense zone de cisaillement à pendage abrupt vers le nord et large d'environ 200 m.

Comme plus à l'ouest, le **bloc 6** (Beauparlant supérieur) est fortement plissé mais la séquence observée est plus épaisse, de l'ordre de 1600 m. La partie nord de ce bloc est composée de basaltes à plagioclase à texture intersertale, analogues aux basaltes observés dans la coupe DD'. La partie sud présente tout d'abord un horizon de pyroclastites, puis une séquence de basaltes à pyroxène et plagioclase intercalés de roches sédimentaires et de filons de péridotite, de pyroxénite et de gabbro. Les pyroclastites sont essentiellement des tufs à lapilli et des brèches pyroclastiques de composition intermédiaire à acide, caractérisés par de nombreux cristaux de feldspath potassique et des fragments de lave mafique ou felsique, de ponce et de sédiment dolomitique dans une matrice microblastique à Qz + Ch + Se + Ca + Le. Les basaltes à pyroxène et plagioclase forment de minces coulées massives ou en coussins. Ils sont caractérisés par une teinte vert pâle à la cassure et par la présence de nombreux prismes aciculaires d'actinote et quelques microlites d'albite dans un agrégat microblastique à Le + Ac + Ch + Qz + Ab. Les filons sont constitués de gabbro ophitique à plagioclase cumulus et à clinopyroxène intercumulus au sud, et de gabbro à plagioclase cumulus, à clinopyroxène intercumulus et quartz interstitiel au nord. Enfin, un dyke de péridotite et de pyroxénite à olivine semble recouper la séquence volcanique.

Le **bloc 7** (Beauparlant supérieur) est également plissé et constitue un synclorium dont les flancs sont constitués par des filons-couches de péridotite, gabbro et ferro-gabbro à quartz, surmontés de basaltes à plagioclase et de tufs à lapilli analogues à ceux rencontrés dans la partie nord du bloc 6.

### COUPE FF' : BLOC 7

Cette coupe, réalisée d'ouest en est à l'intérieur du bloc 7, montre successivement les filons de péridotite-gabbro et la séquence de basaltes à plagioclase décrite ci-dessus (coupe EE'), puis un horizon de siltstone finement lité et

minéralisé en pyrrhotite-pyrite, deux filons-couches de péridotite-gabbro séparés par un mince horizon sédimentaire et, enfin, les séquences de basaltes du Groupe de Chukotat. Le contact entre les Groupes de Povungnituk et de Chukotat se situe à la base de la première coulée de basalte de type Chukotat et au-dessus des filons de péridotite-gabbro. Dans le secteur considéré, ce contact apparaît concordant et rien ne permet d'évoquer l'existence d'une discordance entre les deux groupes. Les laves du Groupe de Chukotat sont faiblement plissées et sont composées d'une séquence de basaltes à pyroxène ( $\epsilon=70$  m), suivie d'une séquence de basaltes à olivine puis à pyroxène ( $\epsilon=640$  m), lesquelles sont identiques aux séquences rencontrées au sud du bloc 8 (coupe GG'). Quant aux filons-couches situés en-dessous du contact des deux groupes, ils ont une extension considérable et peuvent être reconnus sur plusieurs dizaines de kilomètres à l'est et à l'ouest. Dans le secteur considéré, ils sont plissés et affleurent sur une vaste surface. Ils sont constitués pour deux tiers de wehrlite avec 70-80% de cristaux d'olivine et 3-5% de cristaux de chromite en inclusions dans de grandes plages poecilitiques d'augite, et pour un tiers de gabbro ophitique à plagioclase cumulus et clinopyroxène intercumulus. Ces filons recèlent plusieurs gîtes de Ni-Cu dont les plus importants sont les gîtes du lac Cross, de Raglan et de Katinik (figure 2).

#### COUPES GG', HH' ET II' : BLOCS 8, 9, 10 ET 11

Ces coupes géologiques concernent uniquement les roches volcaniques du Groupe de Chukotat. La coupe GG' prolonge la coupe EE' au nord du lac Esker, tandis que les coupes HH' et II' se situent à 50 km au SW de ces dernières. Les laves constituent plusieurs blocs structuraux (blocs 8 à 11) dans lesquels la déformation est essentiellement marquée par le basculement de la série volcanique vers le nord avec des pendages compris entre 45 et 90°. Les blocs 7 et 8 (coupe GG') sont séparés par une faille de chevauchement orientée N 80° avec un pendage abrupt vers le nord, entraînant la répétition des filons de péridotite-gabbro observés au sommet du Groupe de Povungnituk. Les blocs 8 et 9 (coupe GG') sont séparés par une faille de nature et de rejet indéterminés, correspondant à un linéament bien visible sur le terrain et sur photo aérienne. Au sud, les laves ne sont pas déformées (bloc 8), alors qu'au nord elles sont cisailées sur plusieurs centaines de mètres de largeur (bloc 9). Les blocs structuraux 10 et 8', 8' et 11 (coupes HH' et II') sont également séparés par des failles dont la nature et le rejet sont décrits par Roy (en préparation). Enfin, les laves du Groupe de Chukotat sont limitées au nord par un chevauchement majeur – déplacement du nord vers le sud de la série volcanosédimentaire hautement déformée et métamorphisée (Groupe de Spartan, Lamothe *et al.*, 1984) – observé dans la partie nord de la Fosse de l'Ungava.

Trois types pétrographiques de laves peuvent être reconnus en fonction de leur phase minérale au liquidus et de leurs teneurs en MgO : les basaltes à olivine, les basal-

tes à pyroxène et les basaltes à plagioclase. Les deux premiers types pétrographiques forment plusieurs séquences volcaniques (8a à 8e : bloc 8 ; A<sub>1</sub> à A<sub>2</sub> : bloc 10 ; B<sub>1</sub> à B<sub>5</sub> : bloc 8') évoluant peu à peu depuis des basaltes à olivine avec 15-20% de microphénocristaux d'olivine (MgO = 18-10%) vers des basaltes à pyroxène avec moins de 5% de microphénocristaux de pyroxène et d'olivine (MgO = 12-7%) dans les blocs 8 et 10 (coupes GG' et HH'). Toutefois, il faut noter l'absence de basalte à olivine à la base des séquences 8a et A<sub>1</sub>, et l'absence de basalte à pyroxène au sommet des séquences 8b, 8d et A<sub>2</sub>. Les basaltes à plagioclase (MgO < 8%) forment d'épaisses séquences volcaniques dans les blocs 9 et 11. Dans le bloc 9, ils surmontent les basaltes à pyroxène. Dans le bloc 11, ils sont intercalés d'horizons de tufs à cristaux finement lités, de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques en grande partie composés de cristaux de plagioclase, de pyroxène et d'amphibole, lesquels sont associés à des coulées de basalte porphyrique à plagioclase, pyroxène et amphibole.

Enfin, quelques horizons différenciés associés aux basaltes à olivine du Groupe de Chukotat constituent des « coulées litées » analogues à celles déjà décrites par Hynes et Francis (1982) et plusieurs filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro sont intrusifs dans les laves.

### Colonne lithologique composite de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava

À l'aide des coupes géologiques commentées ci-dessus, nous avons construit une colonne lithologique composite de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (figure 3), laquelle permet de faire les commentaires suivants :

Le Groupe de Povungnituk comprend deux sous-groupes géographiquement répartis du sud au nord et respectivement appelés le sous-groupe de Lamarche (non représenté sur les coupes géologiques effectuées) de nature sédimentaire ; et le sous-groupe de Beauparlant. Ce dernier se subdivise lui-même en deux parties inférieure et supérieure :

- Le *Beauparlant inférieur* correspond au premier bloc structural (coupe AA', carte N°2056A, hors texte) et sa localité type se situe dans la région des lacs Beauparlant et Dumas. Son épaisseur maximale corrigée des plis et des failles est de l'ordre de 3400 m. Il est caractérisé par l'alternance d'horizons de siltstone ou de quartzite, et d'horizons massifs de basaltes à plagioclase et/ou de microgabbro hypovolcanique. Globalement, le rapport sédiments/volcanites  $\approx 1$ .
- Le *Beauparlant supérieur* correspond aux blocs structuraux 2 à 7 et se localise entre la Petite rivière de Povungnituk au sud, et les lacs Nuvilic au nord. Compte tenu des répétitions de faciès par plis ou par failles, son épaisseur, correspondant à l'épaisseur cumulée des différents blocs structuraux, serait au maximum de 12 000 m. Il est en grande partie composé de coulées

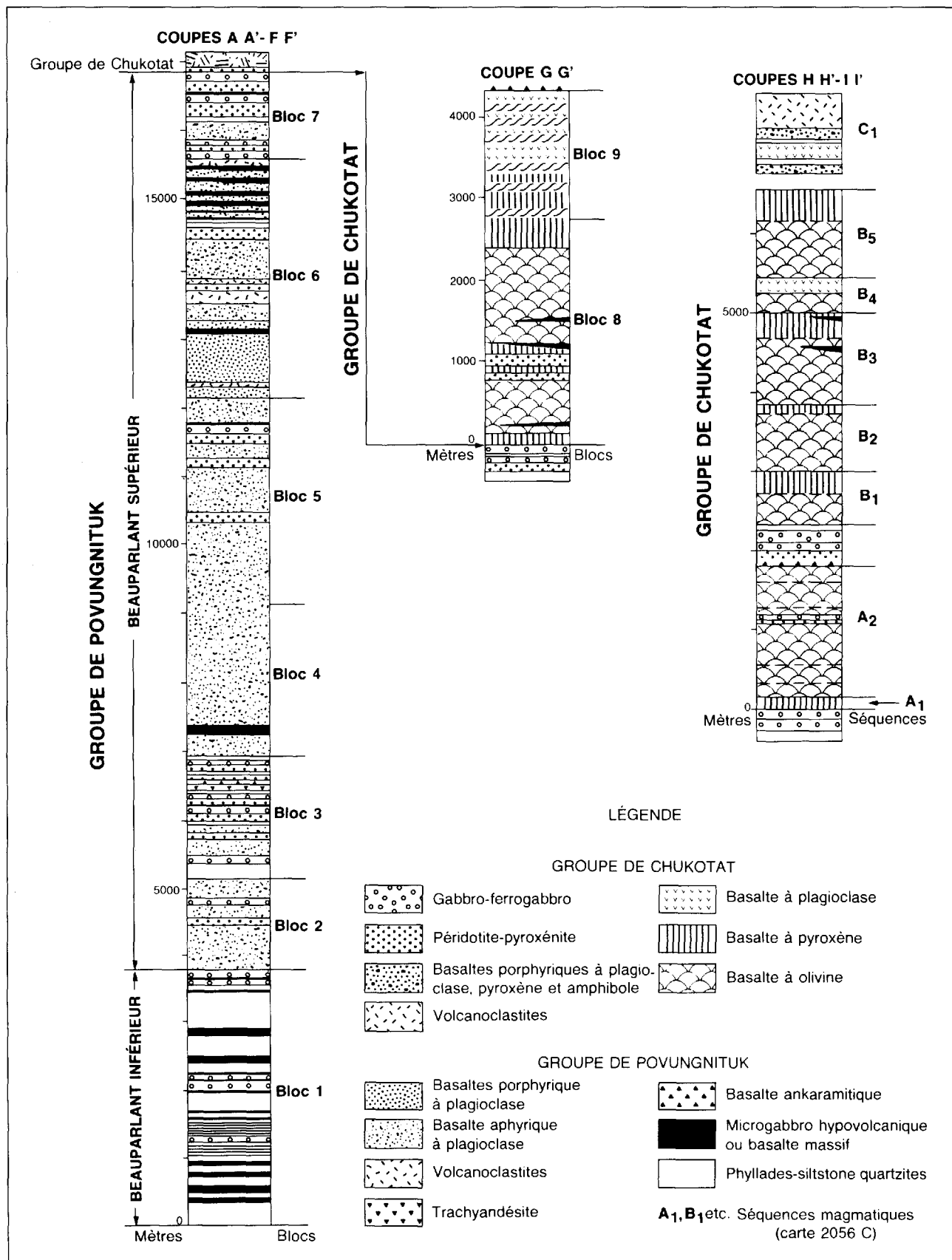


FIGURE 3 - Colonne lithologique composite des Groupes de Povungnituk et de Chukotat dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (colonne réalisée à partir des coupes géologiques AA' à II').

massives ou en coussins de basaltes à plagioclase et/ou plus rarement à pyroxène (80% des roches), lesquelles sont séparées par quelques filons-couches ainsi qu'un certain nombre d'horizons sédimentaires et de pyroclastites. Enfin, plusieurs massifs de rhyolite et une séquence de basaltes ankaramitiques et de trachyandésites sont intercalés dans la partie basale du Beuparlant supérieur.

Le Groupe de Chukotat repose structuralement sur le Groupe de Povungnituk avec lequel il semble, au moins localement, concordant. Les laves (95% des roches) sont très peu déformées et forment une série monoclinale fortement inclinée vers le nord. Les coulées possèdent le plus souvent un débit en coussins ; plus rarement, elles sont massives ou bréchiques. Elles constituent plusieurs séquences volcaniques évoluant chacune depuis des basaltes à olivine ( $MgO = 12-18\%$ ) vers des basaltes à pyroxène ( $MgO = 8-12\%$ ) dans les blocs 8 et 10, ou bien depuis des basaltes à pyroxène vers des basaltes à plagioclase ( $MgO < 8\%$ ) dans les blocs 9 et 11. Enfin, des dy-

kes de lamprophyre associés à des pyroclastites et à des basaltes porphyriques à plagioclase et amphibole sont intercalés dans des basaltes à plagioclase du bloc 11 (coupe II').

Plusieurs filons-couches mafiques et ultramafiques sont intrusifs dans les Groupes de Povungnituk et de Chukotat. Ils sont de quatre types : 1) des filons hypovolcaniques non différenciés de microgabbro ; 2) des filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro ; 3) des filons-couches différenciés de péridotite-pyroxénite-gabbro et localement de ferrogabbro ; et 4) des conduits nourriciers de pyroxénite-péridotite-dunite. Les deux premiers types sont fréquents dans le Groupe de Povungnituk et sont comagmatiques des laves de ce groupe, alors que les troisième et quatrième types sont fréquents dans le Beuparlant supérieur et à la base du Chukotat, et sont comagmatiques des basaltes du Chukotat (Picard et Giovenazzo, en préparation). Enfin, plusieurs « coulées litées » sont intercalées dans les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat.



# Pétrologie des roches volcaniques du Groupe de Povungnituk

## Généralités

Pratiquement inexistantes dans le sous-groupe de Larmarche où dominent les roches sédimentaires (rapport sédiments/roches volcaniques  $> 10$ ), les roches volcaniques, essentiellement des laves avec de rares intercalations de pyroclastites, deviennent peu à peu plus abondantes dans le Beuparlant inférieur (rapport sédiments/roches volcaniques  $\simeq 1$ ), puis très abondantes dans le Beuparlant supérieur (rapport sédiments/roches volcaniques  $< 0.1$ ).

Leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques permettent de définir quatre grandes familles :

- 1) *des basaltes massifs ou coussinés* (90% des roches volcaniques), localement associés à des filons hypovolcaniques de diabase ou de microgabbro ;
- 2) *des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites* formant localement un ou des complexes volcaniques à l'interface des parties inférieure et supérieure du sous-groupe de Beuparlant ;
- 3) *des rhyolites massives* en dômes ou cumulodômes ;
- 4) *des volcanoclastites* sous forme d'horizons intercalés entre les autres faciès.

## Basaltes à plagioclase et filons de diabase associés

### PÉTROGRAPHIE

#### Généralités

D'après leurs caractéristiques de terrain, les roches basaltiques à plagioclase du Groupe de Povungnituk peuvent être subdivisées en deux sous-familles :

- des roches volcaniques exclusivement massives et riches en  $TiO_2$  dans la partie inférieure du sous-groupe de Beuparlant, formant essentiellement des filons de diabase et plus rarement des coulées de basalte à plagioclase (cf. coupe AA' : carte N° 2056A, hors texte) ;
- des basaltes à plagioclase moins riches en  $TiO_2$ , formant un empilement de coulées à débit le plus souvent coussiné (Beuparlant supérieur, cf. coupes AA' à EE' : carte N°2056A, hors texte).

#### Diabases et basaltes massifs à plagioclase du Beuparlant inférieur

##### Caractéristiques macroscopiques

Les diabases et basaltes massifs à plagioclase (cf. coupe AA' : carte N°2056A, hors texte) forment de nombreux horizons massifs en relief positif dans la topographie et alternent avec des horizons de quartzite ou de siltstone finement lité (figure 4). La largeur de ces horizons varie de quelques mètres à 130 mètres pour une extension latérale excédant plusieurs centaines de mètres ou même plusieurs kilomètres. Compte tenu de leur pendage apparent (30 à 45°), leur puissance réelle varie de quelques mètres à une centaine de mètres. Ils sont plissés et montrent sans ambiguïté un patron d'interférence entre les plis de phase P2 et P3. D'autres plis P1 affectent également les roches sédimentaires, lesquelles présentent un clivage ardoisier très pénétratif  $S_2$  subparallèle à  $S_1$ . Ainsi, le Beuparlant inférieur (figure 3) possède une épaisseur maximale de l'ordre de 3800 m.



FIGURE 4 – Exemple de filons de microgabbro hypovolcanique et/ou de coulées massives de basalte à plagioclase (en relief positif, « sill swarm ») du Beuparlant inférieur, alternant avec des horizons sédimentaires (en relief négatif).

Les diabases et/ou les basaltes sont massifs, homogènes et exceptionnellement bréchiques ou bulbeux dans la partie supérieure des horizons, suggérant la présence à ces niveaux de coussins mal individualisés. À l'exception des horizons les plus minces où la texture est aphyrique, la plupart ont une texture microgrenue au coeur et aphyrique dans leurs bordures inférieure et supérieure. Les horizons les plus épais présentent même une texture grenue de type gabbroïque. Ces caractéristiques suggèrent une nature intrusive plutôt qu'extrusive et la plupart de

ces horizons sont en fait des filons-couches hypovolcaniques de diabase, formant alors un véritable « sill swarm »<sup>(1)</sup>. Toutefois, des horizons de faible épaisseur (quelques mètres) totalement aphyriques, possèdent une bordure figée supérieure qui est vitreuse et amygdalaire avec des textures d'écoulement en surface, évoquant ainsi la présence de quelques coulées effusives de basalte massif. Le problème posé par ces observations est alors de déterminer les liens entre les intrusions mafiques/ultramafiques et les roches volcaniques sus-jacentes.

### Caractéristiques microscopiques

Les basaltes massifs à plagioclase et les diabases (figure 5) possèdent une texture microblastique, faiblement amygdalaire avec, dans la plupart des cas, une texture relique intersertale. Leur association minéralogique est la suivante (éch. 1A, 5, 9, 11, 13C, et 20 ; cartes N°2056B et 2056C, hors texte) :

- *Actinote* (35 à 50%) sous forme de fibres séparées et non orientées ( $\varnothing < 0.5$  mm), plus rarement sous forme de fibres accolées associées à de la chlorite, résultant alors de la pseudomorphose de clinopyroxène, ou encore sous forme de petites plages xénomorphes.
- *Epidote* (25 à 40%) sous forme d'amalgames polycristallins ( $\varnothing < 1$  mm) mimétiques d'anciennes lattes de plagioclase calcique, non orientées et jointives ( $\varnothing < 0.5$  mm) ; ou sous forme de nombreux cristaux automorphes et disséminés de zoïsite et/ou de pistachite ( $\varnothing < 0.3$  mm).
- *Chlorite* (5 à 10%), bleu gris en lumière polarisée et vert pâle en lumière naturelle, sous forme de petites lamelles isolées ou agglomérées entre les fibres d'actinote, ou en remplissage d'amygdales.
- *Leucoxène* (5 à 10%) en granules xénomorphes et poecilitiques ( $\varnothing < 0.5$  mm, atteignant jusqu'à 1 mm – éch. 5), régulièrement distribués dans la roche.
- *Quartz* (2 à 8%) en petites plages mono ou polycristallines microgranoblastiques ( $\varnothing < 0.3$  mm) dispersées ou en remplissage des amygdales.
- *Plagioclase* (albite-oligoclase, 0 à 3% – éch. 1A et 20) en petits cristaux xénomorphes ( $\varnothing < 0.2$  mm), maclés albite et limpides en lumière naturelle.
- *Carbonate* (calcite, 1 à 2%) en plages mono ou polycristallines ( $\varnothing < 0.3$  mm) disséminées dans la roche ou en remplissage des amygdales.
- *Minéraux opaques* (pyrrhotite et/ou pyrite,  $\approx 2\%$ ) en cristaux xénomorphes ( $\varnothing < 1$  mm) parfois poecilitiques, dispersés dans la roche ou bien concentrés dans les amygdales.
- *Biotite* (1 à 2%, éch. 5 à 20) en lamelles automorphes plus ou moins corrodées ( $\varnothing < 0.3$  mm, exceptionnellement 0.5 mm – éch. 13C), non orientées et régulièrement dispersées.

- *Apatite* (éch. 5) sous forme de rares cristaux aciculaires ( $\varnothing < 0.5$  mm).

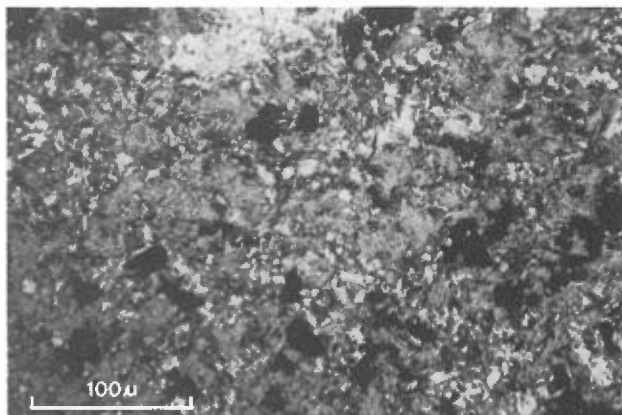


FIGURE 5 – Microphotographie d'un échantillon de microgabbro ou de basalte massif à plagioclase (éch. 20×10) du Beuparlant inférieur. Noter la texture relique intersertale et l'abondance d'actinote et de sphène-leucoxène (1=4 mm).

Les caractéristiques microscopiques des minéraux décrits ci-dessus et leurs associations montrent que les diabases et les basaltes massifs à plagioclase du Beuparlant inférieur possédaient la paragenèse magmatique suivante :

- *Plagioclase cumulus* (type labrador – 30 à 40%) sous forme de petites lattes non orientées et jointives ( $\varnothing < 0.5$  mm, texture intersertale).
- *Clinopyroxène* (quelques cristaux dispersés entre les lattes de plagioclase).
- *Ilménite ou ilméno-magnétite* sous forme de cristaux dispersés (5 à 10%,  $\varnothing < 0.5$  mm).
- *Apatite* sous forme de rares cristaux aciculaires.
- *Pâte microgrenue* (actuellement microblastique – 50 à 60%) légèrement vésiculée.

Quant aux minéraux du faciès schiste vert : Ac – Ep – Ch – Le – Qz – Ab – Olg – Ca, ils sont plus ou moins orientés dans la foliation  $S_2$  suggérant une blastogenèse lors de la première phase de déformation. Par contre, les biotites, ainsi que certains cristaux de pistachite automorphes qui se surimposent à ces structures, pourraient être synchrones de la deuxième ou même de la troisième phase de déformation.

### Basaltes à plagioclase du Beuparlant supérieur

#### Caractéristiques macroscopiques

À la différence des roches volcaniques de la partie inférieure du Beuparlant, les basaltes de la partie supérieure de ce sous-groupe ne forment pas d'horizons séparés de diabase ou de basalte massif, mais d'épaisses successions de coulées basaltiques massives, coussinées et/ou bréchi-ques (coupes AA' à EE', carte N°2056A, hors texte). Les séquences ainsi constituées sont séparées par plusieurs horizons sédimentaires ou volcanoclastiques (rapport basaltes/sédiments supérieur à 10). Elles sont également

1. Terme choisi par analogie avec les « dykes swarm ». Dans ce secteur nous n'avons pas observé de véritables dykes, mais leur présence n'est pas exclue.



intercalées par un complexe volcanique de basaltes ankaramitiques et de trachyandésites (coupes BB' et CC') et par plusieurs dômes volcaniques felsiques. Enfin, ces séquences sont recoupées par de nombreux filons-couches mafiques à ultramafiques.

Bien qu'apparemment très monotones sur le terrain, ces basaltes montrent de nombreuses variations de détail dans leur structure et, nous le verrons plus loin, dans leur pétrographie et leur géochimie. Tout d'abord, suivant l'intensité de la déformation, ils peuvent se présenter sous forme de schistes extrêmement cisailés où les structures magmatiques ne sont pratiquement plus reconnaissables, en particulier dans les zones de failles ou dans les charnières de plis<sup>(2)</sup>, ou bien sous forme de basaltes parfaitement bien conservés. Par ailleurs, l'abondance relative des laves massives ou coussinées, la structure interne des coulées, leur épaisseur ou encore la texture et la nature de la lave peuvent varier considérablement. Les teintes de la patine d'altération généralement brunâtre, ou de la cassure fraîche habituellement gris-vert plus ou moins soutenu, présentent également de nombreuses et subtiles variations.

D'une manière générale, l'épaisseur des coulées varie de quelques mètres à une quinzaine de mètres, mais certaines atteignent plusieurs dizaines de mètres de puissance. Leur extension latérale est généralement inconnue (au moins plusieurs centaines de mètres). Les coulées peuvent être totalement massives, coussinées ou autobréchifiées, ou bien présenter de la base au sommet les combinaisons de structures suivantes :

- lave massive-brèche autoclastique ;
- lave massive-lave coussinée ;
- lave massive-lave coussinée-brèche de coussins ;
- lave coussinée-brèche de coussins.

Enfin des brèches autoclastiques peuvent constituer la base de ces différents types de coulées. Les laves coussinées sont les plus nombreuses (habituellement 60 à 75% des laves), mais les coulées exclusivement massives forment plusieurs séquences à différents niveaux du Groupe de Povungnituk (carte N°2056A, hors texte et figure 3)<sup>(3)</sup>.

Les laves massives sont habituellement homogènes, de texture aphanitique ou microgrenue suivant leur épaisseur avec localement un débit prismatique irrégulier (affleurement 37D) ; elles sont généralement plus résistantes à la déformation que les laves coussinées. Les laves coussinées sont au contraire beaucoup plus sensibles à la déformation et leurs coussins forment dans les cas extrêmes de véritables piles d'assiettes avec un coefficient d'applatissement de 1 pour 10. Lorsqu'ils ne sont pas dé-

formés, ces derniers présentent une forme globuleuse généralement simple avec un ou plusieurs pédoncules. Leur taille commune est de l'ordre de  $0.3 \times 0.6 \times 1$  m atteignant dans certains cas jusqu'à 4 m dans leur plus grande dimension. Certains sont multilobés avec des cavités internes à fond plat et toit concave dans leur moitié supérieure, dues à l'éclusage d'un premier coussin pour en former un second. En section, ces coussins présentent typiquement une croûte figée externe ( $\epsilon \simeq 2$  cm), une écorce massive souvent amygdalaire ( $\epsilon \simeq 10-15$  cm) et un coeur microgrenu. Certains présentent une fine bordure chloriteuse due à la desquamation de leur croûte vitreuse lors de leur mise en place, et à la réaction de celle-ci avec l'eau de mer entraînant la formation de palagonite puis, lors de l'altération de cette dernière, la formation de chlorite + carbonate. Enfin, les coussins sont habituellement jointifs avec de faibles quantités de quartz + carbonate dans les espaces interstitiels. Toutefois, dans la partie sommitale du sous-groupe de Beau-parlant, bon nombre de coussins sont disjoints avec de la dolomie dans les espaces interstitiels (par exemple à proximité du lac Esker : carte N°2056A, coupe EE', éch. 95 à 111). Notons également la présence de pyrrhotite et/ou de pyrite comme matériel de remplissage secondaire des amygdales d'un certain nombre de coussins.

#### Caractéristiques microscopiques

L'étude microscopique des laves décrites ci-dessus permet de distinguer deux types de basaltes : i) des basaltes aphyriques à plagioclase ; et ii) des basaltes microporphyriques à plagioclase.

#### Basaltes aphyriques à plagioclase

Ils constituent l'essentiel des basaltes du Beau-parlant supérieur (carte N°2056A et figure 3 ; éch. 31B à 68B – coupes AA' à DD' ; éch. 95B à 102C – coupe EE').

Dans les laves coussinées, ils sont caractérisés par une texture aphyrique faiblement amygdalaire dans la croûte des coussins (figure 6), par une texture microlitique relic-

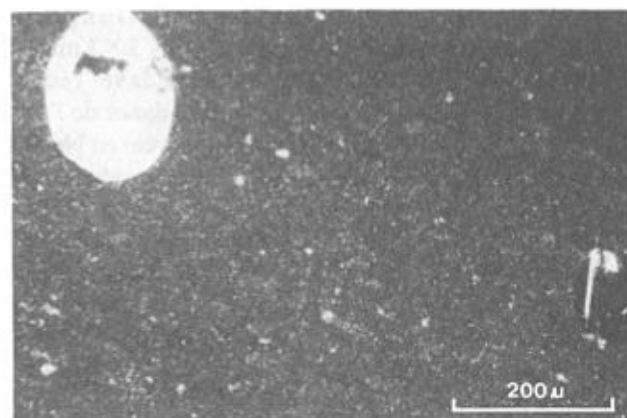


FIGURE 6 – Microphotographie de la bordure figée d'un basalte coussiné à plagioclase du Beau-parlant supérieur (éch. 32A,  $\times 10$ , L = 8 mm). Noter la texture aphyrique de la pâte volcanique et la présence d'amygdales contenant entre autres des minéraux opaques. Noter également la présence de nombreuses lamelles de biotite.

2. Les zones ainsi déformées sont repérées sur la carte N°2056A, hors texte, par les symboles structuraux indicateurs de foliation et de cisaillement.

3. Sur la carte N° 2056A, deux couleurs ont été choisies pour représenter ces basaltes : l'une pour les séquences où les coulées sont tantôt massives, coussinées ou bréchiques ; l'autre pour les séquences où les coulées sont exclusivement massives. Sur la figure 3, deux figurés distincts traduisent ces deux différents types de séquences.

tuelle et amygdalaire dans leur écorce et par une texture microlitique relictuelle faiblement amygdalaire au coeur. À ces deux dernières textures se surimpose une texture micronématoblastique.

La minéralogie de ces laves est caractérisée par la présence de verre volcanique dans la croûte avec de très fines granules de leucoxène ( $\varnothing < 0.01$  mm, figure 6) formant un réseau réticulé polygonal et délimitant des plages totalement anisotropes. Dans l'écorce et au coeur, la lave présente la paragenèse :  $Ab + Ac + Ch + Le \pm Ep \pm Qz \pm Op \pm Ca$  (figure 7) dont sont issues les différentes associations minéralogiques qui permettent d'identifier les paragenèses successives.

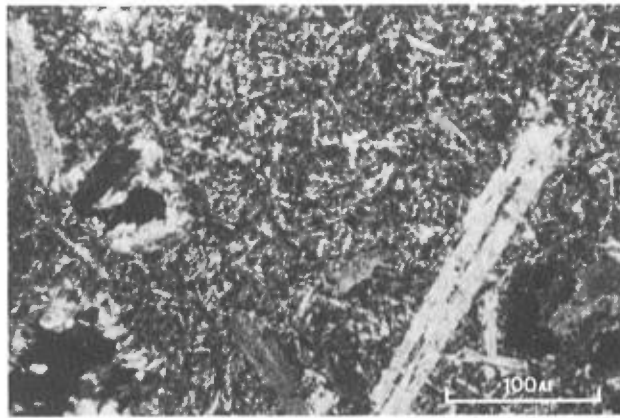


FIGURE 7 – Microphotographie de l'écorce d'un basalte coussiné à plagioclase (éch. 58A, X25, L = 4 mm). Noter les lattes de plagioclase (albite) et les amygdales dispersées dans la mésostase microblastique riche en actinote, chlorite et épidote. Noter aussi la présence de quelques microphénocristaux de clinopyroxène partiellement pseudomorphosé.

Des fantômes de plagioclase, sous forme de bâtonnets ( $\varnothing < 0.05 \times 0.3$  mm, 40-50%) non orientés et jointifs, forment une charpente intersertale ; ces bâtonnets sont constitués de plages d'albite plus ou moins recouvertes par un réseau d'épidote et de fines aiguilles de trémolite. D'autres fantômes de plagioclase ( $Ab + Ep \pm Bi + Op$ ,  $\varnothing < 5\%$ ), sous forme de lattes allongées ( $\varnothing < 3 \times 0.2$  mm) ou de cristaux trapus ( $\varnothing < 3 \times 3$  mm), sont localement disséminés dans la lave (éch. 33A-33E-34D-37A, etc. ; figure 7). L'abondance de l'albite, associée à des teneurs relativement élevées en  $Na_2O$  de l'ordre de 3 à 4.5% (éch. 31B à 39B), évoque l'influence possible de mécanismes de spillitisation sur les laves de la partie basale du Beauparlant supérieur. Dans les laves de la partie sommitale du Beauparlant supérieur (éch. 50A à 68B et éch. 91A), les fantômes de plagioclase sont beaucoup plus riches en épidote, suggérant l'absence de mécanismes de spillitisation et une composition chimique primaire plus calcique.

La mésostase entre les fantômes de plagioclase est composée :

- d'aiguilles de trémolite ( $\varnothing < 0.5 \times 0.05$  mm, 30 à 40%) généralement disjointes, formant des faisceaux ou des gerbes de directions variées ;

- de lamelles de chlorite (10 à 20%) vert pâle en lumière naturelle, bleu sombre en lumière polarisée, formant des flaques polycristallines entre les fantômes de plagioclase ;
- de cristaux d'épidote (pistachite + zoïsite, 20 à 40%) sous forme de microblastes xéno-à automorphes ;
- de granules xénomorphes et disséminés de leucoxène ( $\varnothing < 0.1$  mm, 2-6%), ces derniers étant très abondants dans les coulées de la partie sommitale du Beauparlant supérieur où ils constituent jusqu'à 10% de la mésostase (éch. 103 à 107) ;
- de cristaux de quartz et/ou d'albite sous forme de flaques xénomorphes (environ 1-2%) ;
- de minéraux opaques xénomorphes (environ 1% : pyrrhotite + pyrite  $\pm$  chalcopyrite) ;
- et de lamelles automorphes de biotite (jusqu'à 10%, éch. 37A) disséminées dans la lave et se surimposant aux textures primaires, surtout abondantes dans les laves de la partie basale du Beauparlant supérieur.

Par ailleurs, des microphénocristaux subautomorphes de clinopyroxène ( $\varnothing < 1 \times 0.8$  mm, jusqu'à 10% ; figure 7) pseudomorphosé en actinote + épidote + chlorite ont été observés dans quelques coulées (éch. 58A-64A-111C). De tels cristaux, pour la plupart d'origine intratellurique, apparaissent tantôt isolés dans la mésostase, tantôt en amas. Toutefois, dans certaines coulées, ces cristaux sont abondants (10 à 25% ; éch. 95B-96C-97A, bloc 6, coupe EE') et forment avec les fantômes de plagioclase, une charpente intersertale.

Enfin, les amygdales rencontrées dans la croûte et l'écorce ( $\varnothing < 3$  mm, 2-5% dans la croûte, jusqu'à 10% dans l'écorce ; figures 6 et 7) sont remplies de fines lamelles de chlorite, de cristaux d'épidote subautomorphes (pistachite), de quelques aiguilles d'actinote, de minéraux opaques (pyrrhotite  $\pm$  pyrite  $\pm$  chalcopyrite) et de quelques lamelles de biotite ( $\varnothing < 1$  mm).

Dans les coulées massives, les basaltes (éch. 34C-37D-52B-54A) possèdent une texture plus grossière à tendance intersertale. La charpente intersertale est constituée par les fantômes de plagioclase sous forme de lattes plus ou moins allongées et, localement, par des lattes de clinopyroxène pseudomorphosé. Quant aux espaces interstitiels, ils présentent la même association minéralogique que les laves coussinées avec une texture microblastique plus grossière. Toutefois, de nombreuses fibres d'actinote sont agglomérées les unes aux autres, révélant l'existence d'anciens cristaux poecilites de pyroxène.

#### *Basaltes microporphyriques à plagioclase*

Ils constituent plusieurs coulées massives, plus rarement coussinées (affleurements 69A à 77C, coupe DD' ; carte N°2056A et figure 3), intercalées dans la partie inférieure du bloc 6 avec plusieurs horizons de lave et de pyroclastites de composition intermédiaire (affleurements 69B-78A-92A-94A).

La lave présente une texture trachytique à intersertale avec une mésostase microblastique dans le cas des coulées à débit coussiné (éch. 75D-75E-77B) et une texture intersertale dans le cas des basaltes massifs (éch. 68B-69A-71A-72B-75C). Elle possède également de nombreuses amygdales. Leur minéralogie est caractérisée par l'abondance des microphénocristaux de plagioclase, quelques microphénocristaux pseudomorphosés de clinopyroxène et par l'association minéralogique :  $Ac + Le + Ch + Ep \pm Ab \pm Ca \pm Ap$  dans la mésostase (figure 8).

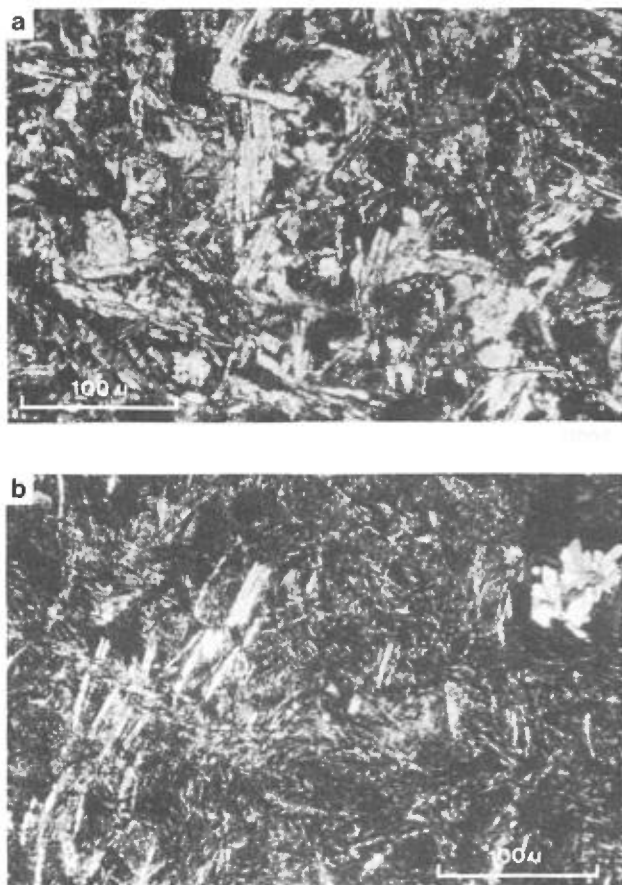


FIGURE 8 – Microphotographies de basalte microporphyrrique à plagioclase du Beuparlant supérieur : a) dans une coulée massive (éch. 71A), b) dans une coulée coussinée (éch. 75D).

Les microphénocristaux de plagioclase (30 à 35%,  $\varnothing < 2$  mm) se présentent sous forme de bâtonnets joints et non orientés d'albite avec des traces d'épidote dans les laves massives, ou bien sous forme de fins microphénocristaux ( $\varnothing \leq 1 \times 0.5$  mm) ou de microlites dans les basaltes coussinés.

Les microphénocristaux pseudomorphosés de clinopyroxène ( $\varnothing < 2 \times 3$  mm, jusqu'à 25-30%) sont pour la plupart poecilites et englobent plus ou moins ceux de plagioclase. Ils sont caractérisés par des fibres accolées d'actinote ferrifère ponctuées de plaques de chlorite et possèdent localement de rares reliques de pyroxène (éch. 69A).

La mésostase est composée d'un agrégat microblastique d'actinote ferrifère (verte en lumière naturelle, 15 à 30%), d'épidote (essentiellement de la pistachite, 5 à 25%), de chlorite (5-10%), de leucoxène ou de sphène (respectivement sous forme de granules informes ou de grandes plages xénomorphes, 3 à 10%,  $\varnothing < 2$  mm) avec accessoirement du quartz, de l'albite, des carbonates et des minéraux opaques (pyrrhotite et/ou pyrite). Par ailleurs, quelques reliques d'ilménite sont localement présentes au coeur des plages de sphène, et des cristaux de zircon ont été observés en inclusion dans les microphénocristaux de clinopyroxène.

Les amygdales (2-5%,  $\varnothing < 2$  mm) sont remplies par un assemblage d'épidote (pistachite), de minéraux opaques (pyrrhotite et/ou pyrite), de chlorite, de carbonate et de fibres d'actinote.

## GÉOCHIMIE DES BASALTES À PLAGIOCLASE

### Travaux analytiques

Notre interprétation géochimique des basaltes à plagioclase et des microgabbros du Povungnituk est basée sur 89 analyses chimiques des éléments majeurs et traces (annexe 1) effectuées par le Centre de Recherches Minérales du Québec (CRM). Parmi celles-ci, 63 analyses ont été sélectionnées ( $PAF \leq 4\%$ ) pour étudier les caractéristiques géochimiques de ces laves ; cette sélection comprend 10 analyses de basaltes massifs à plagioclase et de microgabbros du Beuparlant inférieur ; 50 analyses de basaltes aphyriques à plagioclase du Beuparlant supérieur ; et 3 analyses de basaltes microporphyrriques à plagioclase du Beuparlant supérieur. Enfin, 8 analyses de terres rares et des éléments traces Th, Ta et Hf (tableau 2) ont été effectuées par activation neutronique à Grenoble (France) aux Instituts Laue Langevin et Dolomieu.

### Caractéristiques géochimiques

Sur la carte N°2056B (hors texte) nous avons reporté les caractéristiques géochimiques des laves en fonction de la position stratigraphique des échantillons. À l'annexe 2, nous avons représenté la distribution des éléments majeurs et traces en fonction du zirconium, puisqu'en raison de son caractère fortement hygromagmaphile, cet élément constitue un très bon indice de différenciation.

Ainsi les basaltes tholéïtiques du Groupe de Povungnituk (tableau 3) possèdent une composition chimique comprise entre 42 et 53% de  $SiO_2$ . Ils sont moyennement alumineux ( $Al_2O_3 = 12-16\%$ ) à l'exception des faciès présentant des microphénocristaux de plagioclase où la teneur en  $Al_2O_3$  augmente jusqu'à 18.5%. Leur teneur en  $TiO_2$  est toujours supérieure à 1% et atteint 3.6% dans les faciès les plus différenciés. De même, leur teneur en  $MgO$  est systématiquement inférieure à 9% (en moyenne 5-7%), ce qui les distingue des laves du Groupe de Chukotat. Quant aux autres éléments majeurs moins

**TABLEAU 2 – Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares pour quelques basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk.**

N° Échant.	1 52B	2 61A	3 68A	4 95B	5 111C*	6 1029C	7 1231A*	8 6310
<b>Oxydes (% du poids)</b>								
SiO <sub>2</sub>	48.90	47.30	46.40	43.80	45.90	47.40	43.90	46.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.60	17.20	14.10	16.80	15.60	14.20	16.70	14.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	13.00	10.00	15.30	14.40	13.70	14.40	17.34	13.59
MgO	7.00	6.55	5.77	7.59	9.53	5.78	7.19	6.35
CaO	12.70	12.60	14.80	11.20	5.97	8.73	3.80	13.90
Na <sub>2</sub> O	1.45	2.00	1.55	1.39	2.30	2.93	4.18	1.61
K <sub>2</sub> O	0.24	1.06	0.16	0.06	0.32	1.45	0.25	0.32
TiO <sub>2</sub>	1.25	2.17	2.02	1.98	1.83	2.15	1.78	1.35
MnO	0.19	0.16	0.20	0.19	0.18	0.27	0.21	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.21	0.13	0.21	0.18	0.20	0.11	0.10
PAF	1.94	1.05	1.15	3.06	4.56	2.07	5.65	2.11
<b>Total</b>	<b>100.42</b>	<b>100.30</b>	<b>101.58</b>	<b>100.68</b>	<b>100.07</b>	<b>99.66</b>	<b>101.11</b>	<b>100.77</b>
<b>Éléments traces (ppm)</b>								
Y	19	25	30	22	22	18	25	17
Zr	110	170	130	110	110	130	110	96
U	0.06	0.207	0.08	0.01	0.123	0.855	0.7	–
Th	1.18	1.867	1.31	0.88	1.27	1.2	0.4	0.54
Hf	2.41	4.19	3.21	1.76	2.57	4.03	2.893	2.24
Sc	43.11	50.17	46.1	29.6	33.08	38.5	52.7	43.0
Ta	1.14	1.36	1.126	0.922	1.168	1.19	0.565	1.18
Cr	77	123	76	103	144	130	150	68
Ni	73	86	96	122	145	59	78	48
<b>Terres rares (ppm)</b>								
La	9.95	14.47	14.45	10.97	11.83	14.45	8.24	11.11
Ce	23.7	28.89	26.72	19.76	27.41	30.53	14.67	20.94
Nd	13.4	17.74	17.65	12.03	15.45	21.11	10.28	15.15
Sm	3.28	4.72	4.46	2.97	3.64	4.62	2.979	3.44
Eu	1.485	1.299	1.79	1.573 1.42		1.656	1.097	1.33
Tb	0.596	0.884	0.939	0.654	0.67	0.792	0.664	0.56
Yb	2.26	3.18	3.17	1.91	2.21	2.169	3.488	1.86
Lu	0.318	0.42	0.43	0.245	0.303	0.345	0.513	0.33
<b>Rapports caractéristiques</b>								
(La/Sm) <sub>n</sub>	1.85	1.87	1.97	2.19	1.98	1.91	1.69	1.97
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.91	3.00	3.01	3.69	3.53	4.40	1.56	3.94
Th/Ta	1.04	1.37	1.16	0.95	1.09	1.01	0.71	0.46
Zr/Y	5.79	6.80	4.33	5.00	5.00	7.22	4.40	5.65
La/Ta	8.73	10.64	12.83	11.90	10.13	12.14	14.58	9.42

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique des éléments majeurs et traces : PAF > 4% ; seules les teneurs de terres rares sont considérées dans le texte.

caractéristiques, ils présentent d'importantes variations liées d'une part aux mécanismes de différenciation dans le cas du fer (Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> = 9 à 18%), du manganèse (0.10 à 0.34%) et du phosphore (0.11 à 1.2%), et d'autre part aux mécanismes d'altération dans le cas du potassium (0.02 à 2.9%) et du sodium (0.5 à 5.1%). Les teneurs en éléments hygromagmaphiles Zr, Y et Nb sont relativement élevées (Zr = 70-330 ppm ; Y = 16-44 ppm et Nb = 4-54 ppm), alors que les éléments compatibles tels le chrome, le nickel et le cobalt sont peu abondants (Cr = 8-270 ppm ; Co = 17-82 ppm ; Ni = 22-162 ppm) mettant ainsi en évidence le caractère différencié de ces basaltes et l'existence probable de réservoirs magmatiques avant leur épanchement.

En ce qui concerne l'altération, les valeurs de la perte au feu (PAF) et les teneurs en S (carte N°2056B et annexe

1) apparaissent très irrégulières et indépendantes de la stratigraphie avec un bruit de fond de la perte au feu de l'ordre de 2 à 3% en moyenne. Toutefois, les basaltes de la partie sommitale du sous-groupe de Beuparlant (éch. 101 à 111), très enrichis en fer et en titane, possèdent une perte au feu élevée (PAF = 3 à 8%) qui peut en partie s'expliquer par l'intensité de la déformation et des recristallisations métamorphiques associées. Par ailleurs, les teneurs en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O, généralement faibles, montrent d'importantes anomalies (carte N°2056B et annexe 2). À ce propos, nous avons noté des traces de spillitisation sur certains cristaux de plagioclase (éch. 1A à 25, 31B à 51C). En effet, les diabases et les basaltes massifs du Beuparlant inférieur (éch. 1A à 25), ainsi que les basaltes de la partie basale du Beuparlant supérieur (éch. 31B à 51C) possèdent des teneurs en Na<sub>2</sub>O anor-

**TABLEAU 3 – Caractéristiques géochimiques des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk. Pour chaque faciès les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales (Cf. tableaux d'analyses chimiques de l'annexe 1).**

	Beuparlant inférieur Diabases et basaltes massifs n=10	Beuparlant supérieur Basaltes Th. aphyriques n=50	Beuparlant supérieur Basaltes Th. porphyriques n=3
<b>Oxydes (% en poids)</b>			
SiO <sub>2</sub>	46.5 – 51.6	42.1 – 52.7	45.9 – 46.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.4 – 14.1	12.0 – 18.5	13.4 – 16.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.6 – 16.9	9.00 – 17.3	13.4 – 17.3
MgO	5.68 – 7.99	3.2 – 8.97	4.73 – 7.40
CaO	7.39 – 11.4	3.71 – 14.8	6.72 – 14.5
Na <sub>2</sub> O	1.10 – 5.12	0.45 – 4.48	1.81 – 2.88
K <sub>2</sub> O	0.08 – 0.63	0.02 – 2.88	0.08 – 1.31
TiO <sub>2</sub>	1.29 – 3.27	1.04 – 3.53	1.88 – 3.18
MnO	0.20 – 0.26	0.10 – 0.34	0.16 – 0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12 – 0.74	0.03 – 1.17	0.11 – 0.57
PAF	1.40 – 2.90 (max 6.32)	0.13 – 3.97 (max 9.8)	2.58 – 3.02 (max 5.55)
<b>Éléments traces (ppm)</b>			
Zr	93 – 280	73 – 320	96 – 330
Y	25 – 42	16 – 44	16 – 40
Nb*	16 – 42	4 – 54	25 – 49
Rb	2 – 24	2 – 55	2 – 26
Sr	180 – 530	28 – 757	181 – 930
Ba	14 – 219	16 – 1900	128 – 1500
Cr	8 – 162	1 – 270	35 – 123
Co	30 – 50	17 – 82	38 – 47
Ni	39 – 90	22 – 130	53 – 162
V	193 – 418	66 – 690	251 – 299

\* : Lors des dosages par le CRM le niobium a été systématiquement surdosé d'environ 12ppm (Cf tableaux à l'annexe 1).

malement élevées (Na<sub>2</sub>O souvent supérieur à 3%, jusqu'à 5%) alors que les teneurs en CaO sont pour la plupart inférieures à 9-10%. Au contraire, les basaltes tholéitiques de la partie sommitale du Beuparlant supérieur sont, pour la plupart, caractérisés par des teneurs en Na<sub>2</sub>O inférieures ou égales à 2.5% et des teneurs en CaO irrégulières, généralement supérieures à 10%.

Si on examine la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium (annexe 2), on constate que les trois types de basaltes tholéitiques (massifs, aphyriques et microporphyriques) possèdent sensiblement les mêmes caractéristiques géochimiques (les points représentatifs de ces trois faciès définissent des champs communs). Toutefois, si on considère le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction de la position stratigraphique des échantillons (carte N°2056B), on constate que les teneurs en TiO<sub>2</sub>, Zr et, dans une moindre mesure, les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Y et Nb présentent d'importantes variations au sein d'un même faciès, suggérant l'existence de plusieurs séquences magmatiques au sein des blocs structuraux. Chaque séquence apparaît en effet caractérisée par l'augmentation progressive des teneurs en TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Zr, Y et Nb de la base au sommet, puis par la chute abrupte de ces teneurs au début d'une nouvelle séquence. De plus, la distribution des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (annexe 2), permet les observations suivantes :

1) SiO<sub>2</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O montrent d'importantes variations pour une même valeur de Zr, révélant la mo-

bilité de ces quatre éléments au cours de l'altération. Toutefois, l'étalement du nuage de points montre que les teneurs de CaO et de SiO<sub>2</sub> diminuent faiblement au cours de la différenciation (lorsque les teneurs en Zr augmentent), alors que les teneurs en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O tendent à augmenter.

2) La distribution de l'alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) suggère l'existence de deux sous-populations : l'une caractérisée par des teneurs comprises entre 13 et 16%, sensiblement constantes au cours de la différenciation ; et la seconde caractérisée par des teneurs comprises entre 16% et 19% correspondant à des basaltes riches en microphénocristaux de plagioclase. Ainsi, les premiers basaltes peuvent être assimilés à des liquides alors que les seconds se comportent plutôt comme des laves à tendance cumulative et devront être considérés avec prudence dans la suite de notre étude.

3) Les éléments TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb et Y montrent une très bonne corrélation positive avec le Zr liée à leur caractère incompatible et leur teneur augmente fortement au cours de la différenciation. De plus, la distribution du titane révèle l'existence de deux sous-populations de basaltes (différentes de celles mises en évidence par Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, les teneurs de Zr étant distinctes dans les deux cas), les uns caractérisés par des teneurs en TiO<sub>2</sub> comprises entre 1 et 2.3% ; et les autres caractérisés par des teneurs en TiO<sub>2</sub> comprises entre 2.8 et 3.6%. Or, nous avons déjà signalé l'existence de séquences magmatiques superposées dans le Groupe de Povungnituk (carte N°2056B). Les basaltes les plus enrichis en

TiO<sub>2</sub> correspondent aux parties sommitales de ces séquences. À ce propos, il est intéressant de noter que la plupart des basaltes de la partie sommitale du Groupe de Povungnituk (éch. 103 à 108, 1125C et 1128C) possèdent des teneurs élevées en TiO<sub>2</sub>. Toutefois, s'il paraît logique à priori d'expliquer une telle distribution du TiO<sub>2</sub> par la différenciation magmatique, la discontinuité géochimique observée pose un problème sur lequel nous reviendrons ultérieurement dans notre étude des mécanismes de cristallisation et des caractéristiques pétrogénétiques de ces laves.

- 4) Les teneurs en FeO<sub>t</sub> augmentent au cours de la différenciation mais plus faiblement que pour les éléments TiO<sub>2</sub>, Nb et Y. De même, les teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> croissent de manière significative.
- 5) Les teneurs en MgO, Cr, Ni et Co diminuent au début du fractionnement dans les basaltes, puis deviennent relativement constantes dans les termes plus différenciés. Un tel comportement révèle l'influence des fractionnements du pyroxène et accessoirement de l'olivine, tandis que les diminutions de CaO signalées plus haut pourraient également résulter du fractionnement des plagioclases calciques.

Les analyses de terres rares obtenues sur 8 échantillons de basalte (tableau 2) répartis dans la séquence magmatique montrent des spectres (figure 9) faiblement enrichis en terres rares légères ( $La_n/Sm_n = 1.69$  à  $2.19$ ) alors que les terres rares lourdes sont faiblement fractionnées ( $La_n/Yb_n = 1.56$  à  $4.40$ ; tableau 2). De tels spectres, ainsi que le comportement de FeO<sub>t</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Y et Nb en fonction de Zr (figure 9) montrent leur affinité géochimique tholéiitique, laquelle est corroborée par la distribution des points dans le diagramme Al-Mg-Fe<sub>t</sub>+Ti de Jensen (figure 10). Par ailleurs, l'enrichissement en terres rares légères, les teneurs élevées en éléments incompatibles et plus particulièrement en TiO<sub>2</sub>,

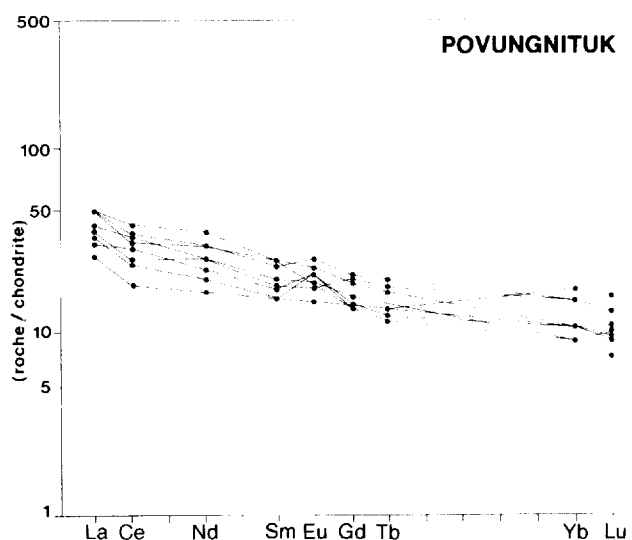


FIGURE 9 – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk.

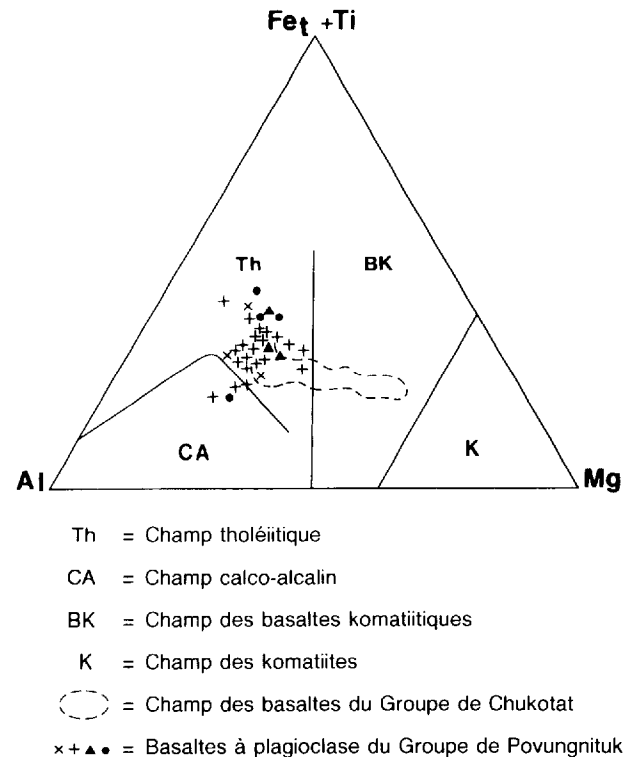


FIGURE 10 – Diagramme Al-Mg-Fe<sub>t</sub>+Ti (Jensen, 1976) pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk. Cf. Légende des symboles à l'annexe 2.

les rapports  $Zr/Y > 4$  ( $Zr/Y = 4.3$  à  $7.22$ ; Pearce, 1983),  $Th/Ta = 0.5$  à  $1.4$  et  $La/Ta = 8.7$  à  $14.6$  (tableau 2 et annexe 1) et la position de la majorité des points dans le champs des basaltes intraplaques sur le diagramme discriminant  $Zr-Y.3-Ti.10^{-2}$  de Pearce et Cann (figure 11) suggèrent pour les basaltes du Groupe de Povungnituk, une mise en place en milieu continental lors d'un stade proto-rift.

En résumé :

- les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk constituent plusieurs séquences magmatiques superposées ;
- avant leur épanchement, ils se sont différenciés dans des réservoirs magmatiques, si bien que les laves émises étaient déjà très évoluées ;
- ils semblent avoir évolué par fractionnement du plagioclase, du pyroxène et accessoirement de l'olivine ;
- ils possèdent une affinité géochimique tholéiitique continentale et leur mise en place pourrait correspondre à un stade proto-rift.

## Pétrogenèse

### Nature des matériaux sources et fusion partielle

Les profils de terres rares (figure 9) et les rapports  $La_n/Sm_n = 1.69$  à  $2.19$ ,  $La_n/Yb_n = 1.56$  à  $4.40$ ,  $Th/Ta = 0.46$  à  $1.37$  et  $Zr/Y = 4.33$  à  $7.22$  suggèrent comme matériaux sources une péridotite mantellique de



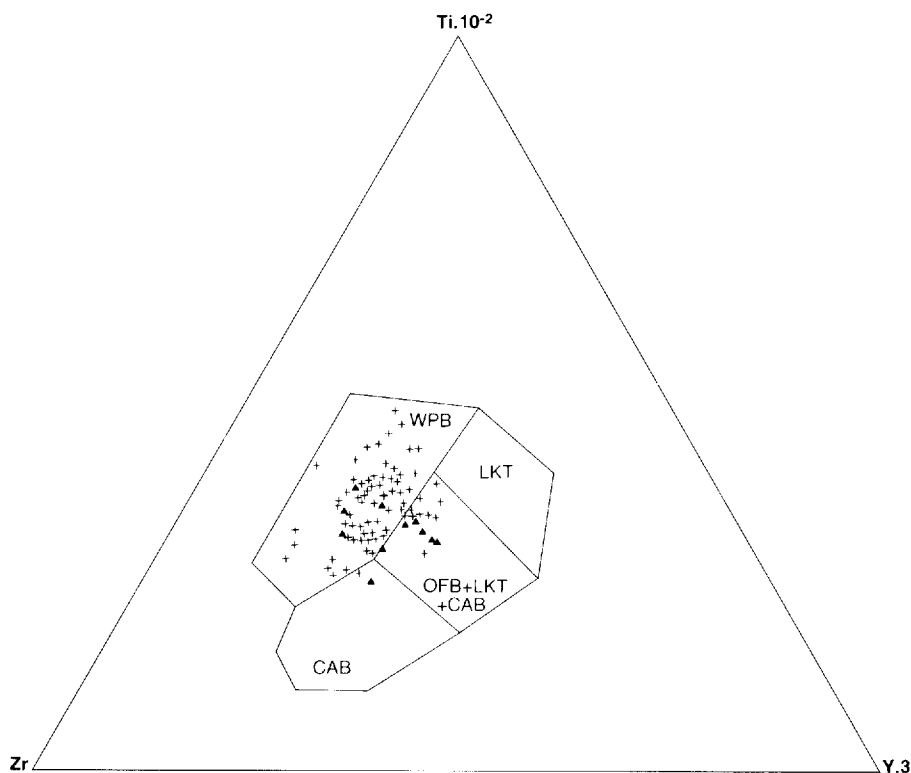


FIGURE 11 – Diagramme discriminant Zr-Y.3-Ti.10<sup>-2</sup> de Pearce et Cann (1973) pour les basaltes à plagioclase d'affinité tholéitique du Groupe de Povungnituk. Cf. légende des symboles à l'annexe 2. WPB=basaltes intracontinentaux ; LKT= tholéites hypopotassique ; CAB=basaltes calco-alcalins ; OFB=basaltes du plancher océanique. Analyses telles que 12% < MgO+CaO < 20%.

type lherzolite à spinelle. Quant au taux de fusion partielle à l'origine des liquides basaltiques, il est difficile à déterminer en raison du caractère déjà très évolué des basaltes. Toutefois, la distribution des points dans la figure 12 montre que les laves ont évolué par cristallisation fractionnée à partir d'un liquide primitif produit par un taux de fusion partielle du matériel mantellique de l'ordre de 20%. Ce résultat établi dans le cas d'une source de type lherzolite à spinelle est toutefois approximatif. Un autre moyen est d'appliquer les équations de fusion partielle (Steinberg *et al.*, 1979 ; Hanson, 1980 ; Bougault, 1980) en utilisant les teneurs des éléments les plus hygromagmaphiles observées dans les basaltes les moins évolués.

Ainsi, dans l'hypothèse d'un modèle de fusion partielle à l'équilibre, on applique l'équation :

$$C_1/C_0 = 1/(D(1-F)+F) \quad (1)$$

en utilisant les valeurs des coefficients de partage du Zr, de l'Y, du Nb (Pearce et Norry, 1979) et du Ce (Hanson, 1980) tel que :

$C_1$  = concentration de l'élément « i » dans le liquide primitif.

$C_0$  = concentration de l'élément « i » dans la source initiale.

D = coefficient de partage global pour l'élément « i ».

F = taux de fusion partielle.

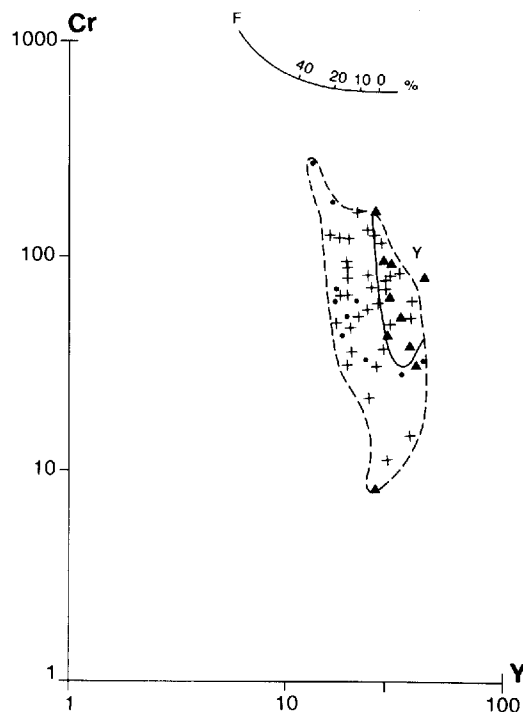


FIGURE 12 – Étude de la fusion partielle des liquides basaltiques : estimation des taux de fusion partielle F à l'aide du diagramme  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  dans le cas où la source mantellique serait une lherzolite à spinelle (Pearce, 1980). Voir légende des symboles utilisés à l'annexe 2.

À partir de l'équation (1), on déduit l'équation du taux de fusion partielle :

$$F = -\frac{\frac{C_0}{C_1} - D}{D-1}$$

Pour déterminer le taux de fusion partielle  $F$ , il faut donc connaître la nature des matériaux sources, le coefficient de partage global pour chaque élément (calculé pour chaque type de source), les teneurs en éléments traces des basaltes les plus primitifs (les basaltes représentatifs des liquides primitifs présentent normalement des teneurs en chrome de l'ordre de 600 ppm, en nickel de l'ordre de 250 ppm et un indice de différenciation (Mg Value)  $MGV = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe_i^{2+})$  de l'ordre de 0.7-0.8 ; Steinberg *et al.*, 1979, Bougault, 1980). Enfin, il faut connaître les concentrations des éléments traces considérés dans les matériaux source. Or, le manteau primordial, avant tout mécanisme de différenciation, était de composition chondritique (Steinberg *et al.*, 1979). Lors de sa différenciation pour former le noyau et le manteau récent, les terres rares se sont concentrées dans le manteau à cause de leurs propriétés lithophiles (Wood *et al.*, 1979 ; Steinberg *et al.*, 1979 ; Bougault, 1980 ; Hanson, 1980, etc). En conséquence, le manteau est caractérisé par un enrichissement en terres rares (environ 2 fois les teneurs des chondrites) et par des spectres de terres rares parallèles à ceux des chondrites (Hanson, 1980). Ainsi, les valeurs fréquemment retenues pour les teneurs du manteau en éléments traces et en terres rares sont celles de Wood *et al.* (1979) : Rb=0.86, Ba=7.56, Th=0.096, U=0.027, K=252, Ta=0.043, Nb=0.62, La=0.71, Ce=1.90, Sr=23, Nd=1.29, P=90.4, Hf=0.35, Zr=11, Sm=0.385, Ti=1527, Y=4.87 (toutes ces valeurs étant exprimées en ppm).

Or, pour une source mantellique de type lherzolite à spinelle dont l'association minéralogique est :  $Cpx_{0.25} - Ol_{0.55} - Opx_{0.15} - Sp_{0.05}$ , le coefficient de partage global  $D_i$  pour l'élément « i » est alors égal à :  $D_i = 0.25(D_{Cpx}) + 0.55(D_{Ol}) + 0.15(D_{Opx}) + 0.05(D_{Sp})$

Ainsi, pour l'élément Zr :  $D_{Zr} = 0.04$  avec  
 $D_{Cpx} = 0.1$ ,  $D_{Ol} = 0.01$ ,  $D_{Opx} = 0.03$ ,  $D_{Sp} = 0.1$   
 pour l'élément Y :  $D_Y = 0.17$  avec  
 $D_{Cpx} = 0.5$ ,  $D_{Ol} = 0.01$ ,  $D_{Opx} = 0.2$ ,  $D_{Sp} = 0.2$   
 pour l'élément Nb :  $D_{Nb} = 0.055$  avec  
 $D_{Cpx} = 0.1$ ,  $D_{Ol} = 0.01$ ,  $D_{Opx} = 0.15$ ,  $D_{Sp} = 0.4$   
 pour l'élément Ce :  $D_{Ce} = 0.031$  avec  
 $D_{Cpx} = 0.098$ ,  $D_{Ol} = 0.0005$ ,  $D_{Opx} = 0.0030$ ,  
 $D_{Sp} = 0.114$

De cette manière, nous pouvons estimer le taux de fusion partielle  $F_i$  à l'origine des liquides basaltiques du

Groupe de Povungnituk ( $Zr_i = 73$  ppm,  $Y_i = 16$  ppm,  $Nb_i = 4$  ppm,  $Ce_i = 14.97$  ppm). et nous obtenons :

$$F_{Zr} = -\frac{\frac{11}{73} - 0.04}{0.04 - 1} = 0.12$$

$$F_Y = -\frac{\frac{4.87}{16} - 0.17}{0.17 - 1} = 0.16$$

$$F_{Nb} = -\frac{\frac{0.62}{4} - 0.055}{0.055 - 1} = 0.11$$

$$F_{Ce} = -\frac{\frac{1.90}{14.97} - 0.031}{0.031 - 1} = 0.10$$

Nous pouvons donc conclure que le taux de fusion partielle du matériel mantellique est au moins de 10 à 16%.

### Cristallisation fractionnée

Le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (annexe 2), la répartition des profils de terres rares normalisés aux chondrites (figure 9), la distribution des points dans le diagramme  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  (figure 12), montrent clairement que les liquides primitifs à l'origine des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk ont évolué par cristallisation fractionnée à l'intérieur d'un réservoir magmatique. Ils montrent également que la nature des laves est essentiellement contrôlée par le fractionnement du plagioclase, du pyroxène et de l'olivine avant leur épanchement.

Les diagrammes  $\text{Log TiO}_2$  et  $\text{Log Y} = f(\text{Log Zr})$  (figure 13) montrent sans ambiguïté que les liquides issus de la fusion partielle ont évolué selon des mécanismes de cristallisation fractionnée à basse pression. Ils permettent d'étudier les fractionnements en comparant les tendances de différenciation observées avec les vecteurs calculés pour 50% de fractionnement en utilisant d'une part l'équation de Rayleigh  $C_i/C_0 = F^{(D-1)}$  et d'autre part les coefficients de partage de Pearce et Norry (1979). Or, les tendances de fractionnement des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk montrent une pente intermédiaire entre les vecteurs (1) et (2) dans les diagrammes  $\text{Log Y} = f(\text{Log Zr})$  et  $\text{Log TiO}_2 = f(\text{Log Zr})$  (figure 13). On peut donc conclure que les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk ont évolué par cristallisation fractionnée de l'association minéralogique plagioclase - clinopyroxène - olivine + magnétite et/ou ilménomagnétite dans les proportions  $Pl_{0.5} - Cpx_{0.3} - Ol_{0.20-0.15} - Mt_{0.05}$  qui correspondent à des liquides de composition basique à intermédiaire.

### Contamination crustale

Nous avons noté ci-dessus que les valeurs élevées du rapport  $Zr/Y > 3.5$ , ainsi que la distribution des points dans le diagramme  $Zr-Y \cdot 3 \cdot Ti \cdot 10^{-2}$  (figure 11) suggéraient



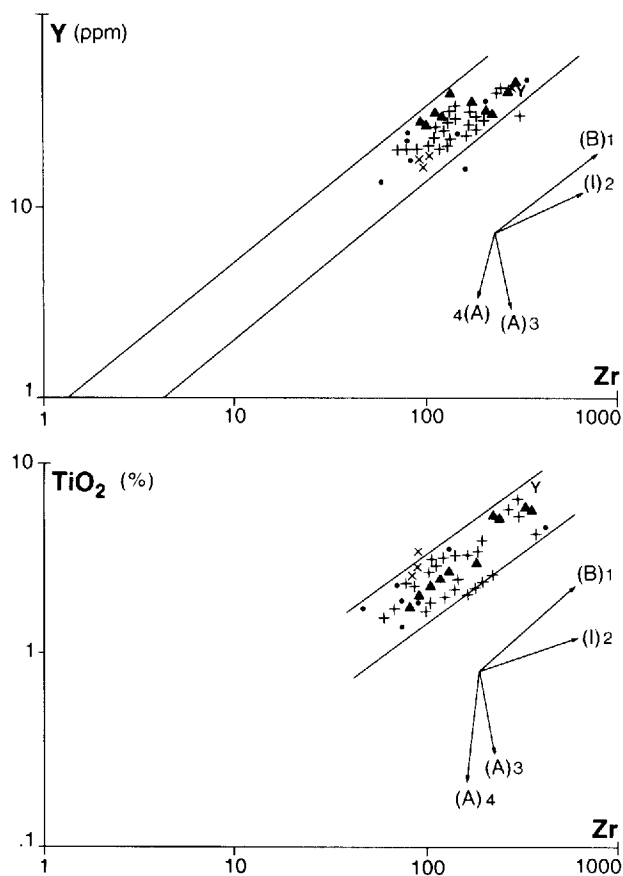


FIGURE 13 – Diagrammes Log  $\text{TiO}_2$  et Log  $Y = f(\text{Log Zr})$  permettant d'estimer la nature des fractionnements à l'origine des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk, selon la méthode de Pearce et Norry (1979). Les vecteurs (1) à (4), calculés en utilisant l'équation de Rayleigh  $C_1/C_0 = F^{(D-1)}$ , correspondent à des liquides basiques (B), intermédiaires (I) et acides (A) au fractionnement ( $F = 50\%$ ) des assemblages : 1)  $\text{Pl}_{50}\text{-Cpx}_{30}\text{-Ol}_{20}$  (B) ; 2)  $\text{Pl}_{50}\text{-Cpx}_{30}\text{-Ol}_{15}\text{-Mt}_5$  (I) ; 3)  $\text{Pl}_{60}\text{-Cpx}_{20}\text{-Am}_{15}\text{-Mt}_5$  (A) et 4)  $\text{Pl}_{60}\text{-Am}_{20}\text{-Bi}_{15}\text{-Mt}_5$  (A). Légende des symboles au tableau 1 et à l'annexe 2.

l'existence d'une croûte continentale à l'aplomb des séquences volcaniques du Groupe de Povungnituk. Si, par contre, nous considérons les diagrammes Log  $\text{TiO}_2$  et Log  $Y = f(\text{Log Zr})$  (figure 13), les tendances de fractionnement convergent vers l'origine des diagrammes, si bien que les liquides primitifs ne semblent pas à priori avoir subi de contamination majeure par la croûte continentale. Or, si de tels mécanismes de contamination crustale existent, ils seront enregistrés par des éléments traces tels le thorium et le barium, particulièrement abondants dans la croûte continentale archéenne. Ainsi, si nous considérons les teneurs en thorium et en barium au sein des basaltes du Groupe de Povungnituk (tableaux 2 et 3), celles-ci n'apparaissent pas anormalement élevées ( $\text{Th} = 0.4\text{-}1.9$  ppm,  $\text{Ba} = 14\text{-}450$  ppm, exceptionnellement jusqu'à 1900 ppm). De plus, dans les diagrammes Th-Ta et La-Ta (figure 14), les droites représentatives des nuages de points convergent vers l'origine du repère suggérant l'absence de mécanisme de contamination. Un tel résultat diffère notablement des conclusions de Francis *et al.* (1983). En effet, pour ces auteurs, les roches vol-

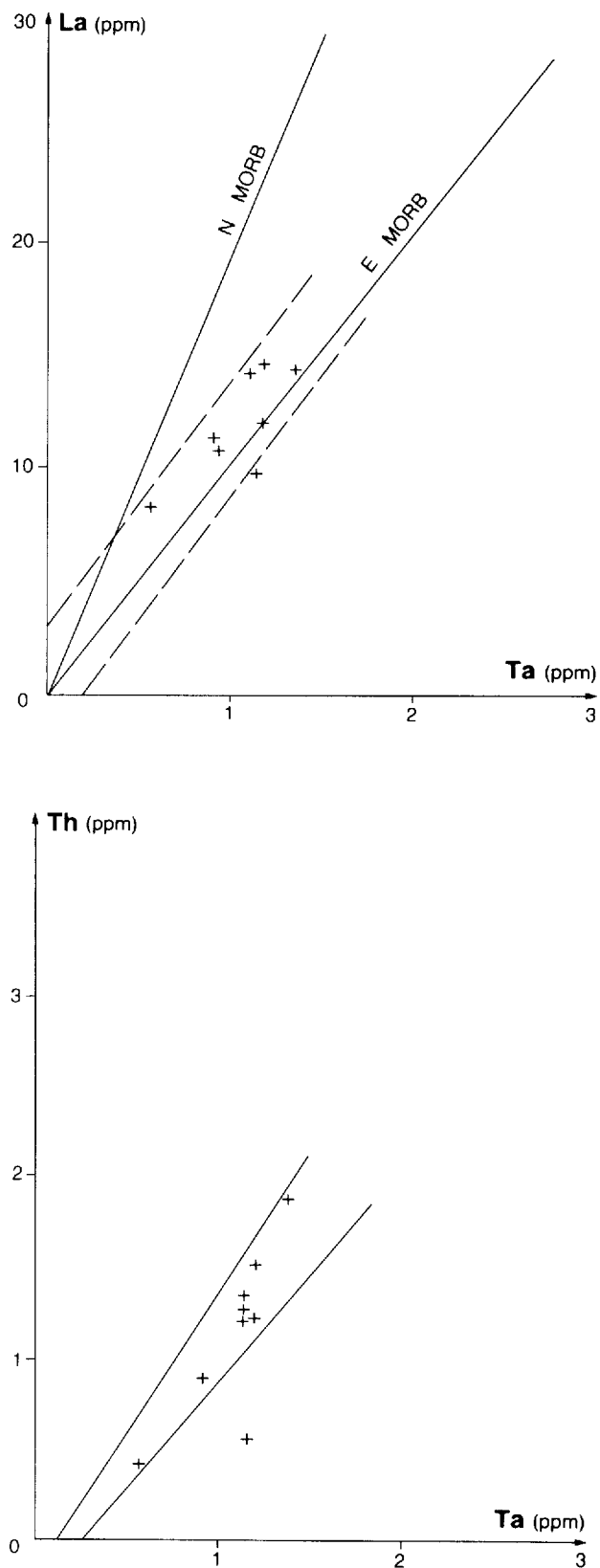


FIGURE 14 – Illustration de l'intervention éventuelle de mécanismes de contamination crustale dans la magmatogenèse des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk : Diagramme La-Ta et Th-Ta. Les droites N et E MORB correspondent aux droites représentatives des basaltes du type MORB (mid-oceanic-ridge-basalt) enrichi (E MORB) ou non (N MORB) en terres rares légères (Steinberg *et al.*, 1979).

caniques du Groupe de Povungnituk résulteraient à la fois de la cristallisation fractionnée d'un liquide d'origine mantellique et de la contamination des liquides magmatiques par la croûte continentale ; leur conclusion repose en outre sur la distribution des basaltes dans le diagramme La/Sm-La. En effet, dans ce diagramme, le rapport La/Sm augmente en même temps que les teneurs en La, définissant une droite qui pourrait traduire une loi de mélange entre un liquide magmatique initial et la croûte continentale. Aussi, une autre méthode pour visualiser l'apport éventuel de certains éléments chimiques à un liquide initial est de normaliser les teneurs des éléments traces Sr, K, Rb, Ba, Th, Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y et Yb des basaltes étudiés à la composition moyenne des MORB tholéïtiques (Pearce, 1983 ; figure 15). Ainsi, les spectres obtenus pour ces roches sont semblables aux spectres des basaltes intraplaques d'Ethiopie ou de l'An-

tartique (Pearce, 1983). En appliquant la méthode proposée par cet auteur, on constate qu'à l'exception de l'Yttrium et de l'Yterbium, tous les éléments sont enrichis par rapport au MORB de référence. De plus, le tantale est le plus enrichi des éléments, suivi par le thorium et le barium. D'après Pearce (1983), un enrichissement de ce type est caractéristique de celui produit par la lithosphère subcontinentale (juste au-dessous de la croûte continentale) et dès lors, comme nous l'avons supposé précédemment, il n'y a pas lieu d'invoquer une contamination majeure par la croûte continentale superficielle.

## Basaltes ankaramitiques et trachyandésites du sous-groupe de Beuparlant

### GÉNÉRALITÉS

Nous avons déjà signalé la présence d'un complexe de roches volcaniques alcalines dans la partie inférieure du Beuparlant supérieur au sud de la Petite rivière de Povungnituk dans le secteur du lac Kenty (Carte N°2056A ; bloc 3, coupes BB' et CC'). Ces roches volcaniques constituent une séquence ( $\epsilon = 60$  à  $70$  m) de volcanoclastites et de basaltes massifs ankaramitiques (affleurements 152G et 145 à 147) localement surmontée d'un massif de trachyandésites massives (affleurements 151, 152C à E et 1038 ; carte N°2056A et annexe 3) et interdigitée avec des roches sédimentaires. D'autres trachyandésites forment des coulées massives dans la partie nord du Beuparlant supérieur au sud-est des lacs Nuvilic (affleurements 78A à 89B et 4321A ; coupe DD', bloc 6).

### PÉTROGRAPHIE

#### Basaltes ankaramitiques et volcanoclastites (secteur du lac Kenty)

Les *basaltes ankaramitiques* constituent plusieurs coulées ( $\epsilon = 1$ - $12$  m, 10-20%) intercalées dans les volcanoclastites. Ces coulées ( $\epsilon = 1$  à  $12$  m) sont constituées de brèches volcaniques et de scories dans leur partie basale, de basalte massif dans leur partie médiane et de brèches volcaniques dans leur partie sommitale (figures 3, 16 et 17 ; carte N°2056A, coupes BB' et CC', bloc 3). Par leurs caractéristiques, ces coulées s'apparentent aux coulées de lave de type Aa, rencontrées sur les flancs des volcans subaériens. La lave est caractérisée par la présence de microphénocristaux noirs de pyroxène et/ou de hornblende brune ( $\varnothing = 1$ - $6$  mm, 2-15%), dans une pâte volcanique aphyrique de teinte gris noir à gris vert sombre à la cassure. Elle contient également de nombreux cristaux de pyrrhotite et accessoirement de chalcopryrite disséminés dans la pâte volcanique ou localement en petits amas (Po : 2-3% + Cp : 0.5%, éch. 145F).

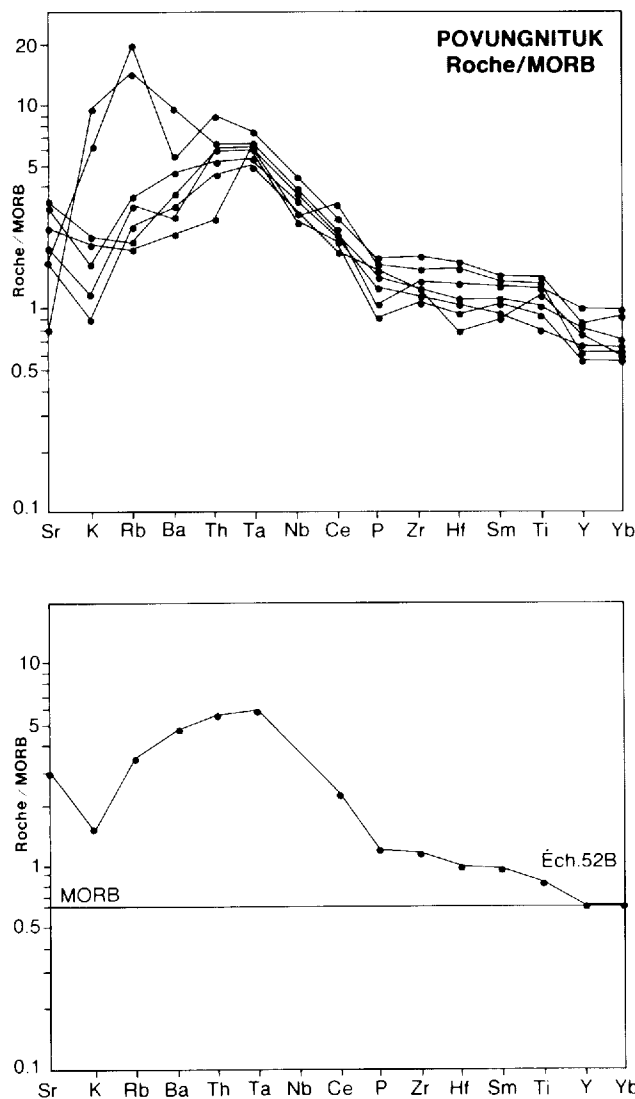


FIGURE 15 – Spectres des terres rares et des éléments traces normalisés à la composition moyenne des MORB tholéïtiques (valeurs de normalisation de Pearce *et al.*, 1981) pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk. La contribution de la lithosphère subcontinentale est déterminée suivant la méthode de Pearce (1983).

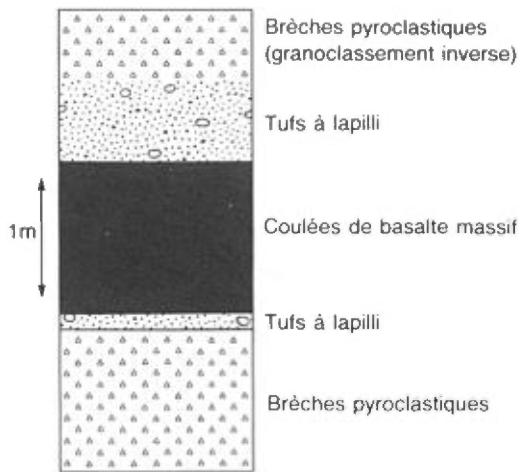


FIGURE 16 – Exemple de séquence de pyroclastites et de basaltes ankaramitiques observée dans le Groupe de Povungnituk (affleurement 147D).



FIGURE 17 – Exemple de coulée massive de basalte ankaramitique ( $\epsilon = 1$  m) intercalée dans des tufs scoriacés à lapilli et des brèches pyroclastiques de même nature que les basaltes.

Les *volcanoclastites* (80-90% des roches ; figures 16, 18 et 19) constituent de nombreux horizons de brèches volcaniques, de coulées scoriacées, de hyaloclastites et de pyroclastites (brèches pyroclastiques, tufs à lapilli). Elles présentent localement des litages « sédimentaires » et un tri grossier des matériaux (figure 19) avec également des granoclassements inverses caractérisés par des tufs à lapilli à la base et des brèches pyroclastiques grossières et scoriacées dans leur partie sommitale. Notons à ce propos, l'existence d'une zonalité spatiale dans la taille des fragments, les plus gros étant observés à l'est (affleurement 149). Enfin des volcanoclastites extrêmement cisailées (débit en feuillets) et fortement carbonatisées se rencontrent dans les charnières de plis. Elles sont hétérolithiques avec de nombreux fragments de taille et de forme variées (fragments subangulaires, arrondis ou ovoïdes de 1 à 30 cm). Ces derniers sont constitués de fragments de basalte ankaramitique (40 à 50%), de fragments blanchâtres en patine d'altération avec des phénocristaux de pyroxène ( $\varnothing < 15$  mm), et de quelques enclaves arrondies de pyroxénite (ou hornblendite) à grain



FIGURE 18 – Exemple de brèche pyroclastique constituée de nombreux blocs et scories de basalte ankaramitique dans une matrice basaltique amygdalaire, carbonatisée et chloriteuse.



FIGURE 19 – Exemple d'horizon pyroclastique finement lité et présentant un granoclassement inverse, résultant probablement d'anciennes retombées aériennes.

grossier (avec plus de 90% de cristaux de pyroxène et/ou d'amphibole). Leur matrice, de nature basaltique plus ou moins carbonatisée et chloriteuse, est microcristalline avec de nombreux cristaux de pyroxène et/ou d'amphibole (20-30%,  $\varnothing < 8$  mm). Elle contient de très nombreuses amygdales remplies de carbonates et présente systématiquement des minéralisations disséminées de  $Po + Cp \pm Py$ .

À l'échelle microscopique, les basaltes ankaramitiques et les fragments de basalte ankaramitique des volcanoclastites sont caractérisés par de nombreux cristaux de clinopyroxène (15 à 40%) pseudomorphosé en  $Ac + Ch \pm Bi \pm Ca \pm Ep$ . Ces derniers forment pour la plupart des microlattes plus ou moins orientées, ou des microphénocristaux trapus et automorphes ( $\varnothing < 7$  mm, figure 20). Certains phénocristaux, dispersés dans la lave et caractérisés par une teinte brune en lumière naturelle avec un léger pléochroïsme jaune-brun à brun-rouge, pourraient constituer des cristaux d'augite titanifère et/ou de hornblende brune (absence de section basale pour discriminer les deux types de minéraux, figure 21). De nom-

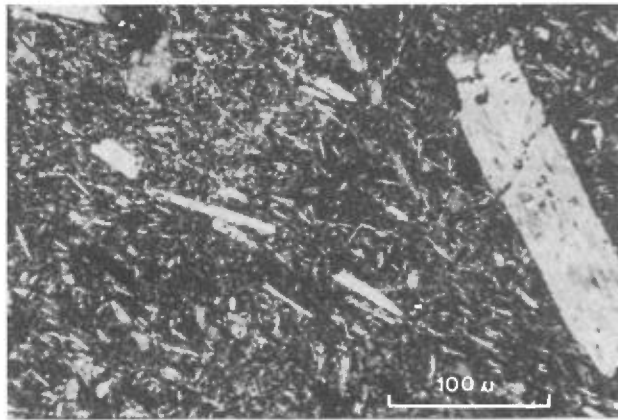


FIGURE 20 – Microphotographie d'un échantillon de basalte ankaramitique montrant l'abondance des microlattes et des microphénocristaux de clinopyroxène pseudomorphosés en actinote dans une mésostase microblastique riche en granules de leucoxène. Noter également la présence de cristaux aciculaires d'apatite dispersés dans la lave (L = 4 mm).

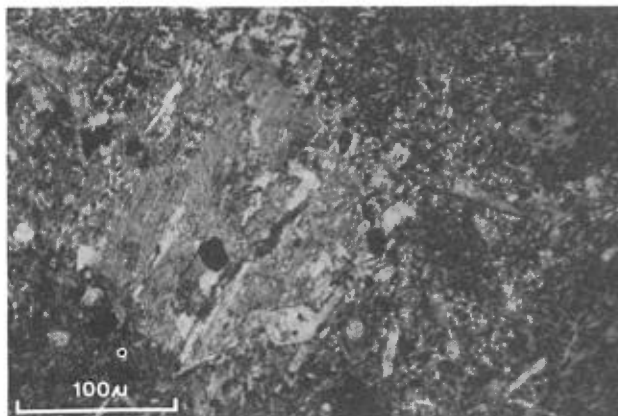


FIGURE 21 – Microphotographie (en lumière naturelle) d'un échantillon de basalte ankaramitique montrant un phénocristal d'augite titanifère ou de hornblende brune et de nombreux grains de leucoxène en inclusion ou disséminés dans la mésostase (L = 4 mm).

breux cristaux de sphène et d'ilménite relictuels, des cristaux aciculaires d'apatite (localement abondants) et quelques cristaux de zircon en inclusion dans les microphénocristaux de pyroxène et d'amphibole complètent l'association minéralogique de ces basaltes. Leur mésostase forme un assemblage microblastique extrêmement riche en grains de leucoxène ainsi qu'en fibres d'actinote avec, en moindre quantité, de l'épidote, de la chlorite et accessoirement du quartz, des carbonates et des minéraux opaques (pyrrhotite + chalcopyrite ± pyrite). Quelques amygdales sont également dispersées dans la mésostase. Enfin, des enclaves pyroxéniques ( $\varnothing = 2$  mm à 20 cm) ont été localement observées dans ces basaltes. Celles-ci sont constituées d'un assemblage hétérogranulaire de pyroxène (40-45%), de hornblende brune (35-40%, clivages à 120°), de sphène (10-15%) et d'apatite (5-10%). Il est intéressant à ce propos de noter la similarité des paragenèses magmatiques dans la lave et les enclaves.

Les volcanoclastites sont caractérisées par d'abondants fragments de basalte ankaramitique de tailles et de formes variées. Leur matrice, de même composition que la lave, présente une texture ponceuse caractérisée par d'abondantes amygdales remplies de carbonate et de chlorite.

### Trachyandésites (secteur du lac Kenty)

Elles constituent une séquence de lave massive ( $\epsilon_{\max} = 30-40$  m) au-dessus des volcanoclastites et des basaltes ankaramitiques décrits ci-dessus (carte N°2056A et annexe 3 ; coupes BB' et CC', bloc 3 ; affleurements 151C-E, 152C-E et 1038A). D'extension limitée et de faible épaisseur ( $\epsilon_{\max} = 40$  m), elles forment un massif aplati suggérant l'existence de cumulo-dômes dans la partie basale du Beauparlant supérieur. De teinte gris clair en surface altérée et vert crème à la cassure, la lave est massive et contient de nombreux cristaux orientés de plagioclase ( $\varnothing < 1$  mm) et des faisceaux d'actinote prismatique dans une pâte aphyrique. Elle présente également de nombreuses varioles grisâtres ( $\varnothing < 1$  cm) disséminées dans la mésostase.

Les trachyandésites (éch. 1038 et 152C-E, figure 22) possèdent une texture microlitique et microporphyrique avec de nombreux microlites orientés de plagioclase formant une texture relictuelle trachytique. Leur association minéralogique comprend :

- de nombreux microlites jointifs et plus ou moins orientés d'albite, possédant une macle polysynthétique floue et contenant quelques inclusions de zoïsite ;
- des phénocristaux subautomorphes à automorphes de feldspath potassique, localement très abondants (éch. 7051) et fortement altérés en séricite ;
- de grandes gerbes d'actinote prismatique (aiguilles  $\leq 2$  mm, biréfringence et relief élevés) ;

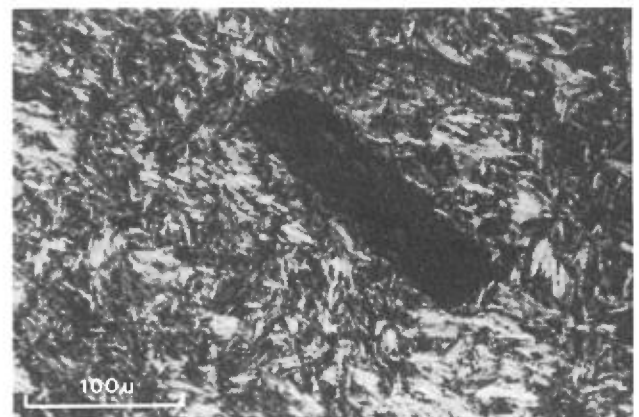


FIGURE 22 – Microphotographie d'un échantillon de trachyandésite montrant de nombreux microlites d'albite et un phénocristal de feldspath potassique. Noter également les grandes gerbes d'actinote prismatique (L = 4 mm).

- des cristaux xénomorphes de leucoxène et/ou de sphène contenant localement des reliques d'ilménite ;
- quelques plages de chlorite ferreuse entre les minéraux précités ;
- et de grosses varioles constituées d'un agrégat microblastique de séricite, zoïsite, leucoxène et quartz.

### Trachyandésites (au sud-est des lacs Nuvilic)

Les trachyandésites affleurant dans la partie nord du Groupe de Povungnituk au sud-est des lacs Nuvilic (affleurements 78A à 87A, 89B et 4321A à l'annexe 3 ; coupe DD', bloc 6), constituent plusieurs coulées massives, localement coussinées, et intercalées çà et là par des brèches volcaniques (à fragments de lave dans une matrice dolomitique).

Ces trachyandésites sont de teinte brune à rougeâtre en surface altérée. Leur cassure est gris sombre à noire, aphyrique et esquilleuse. Leur texture est microporphyrrique (éch. 78A-1282B-4321A) avec 4 à 5% de lattes de feldspath potassique et de plagioclase. Elles possèdent de nombreux microlites orientés d'albite, plus ou moins altérés en séricite, dans une mésostase lépidoblastique à  $Ep + Ch + Se + Ab + Le \pm Qz \pm Bi + Ca$ . Enfin, elles sont plus ou moins riches en amygdales ( $\varnothing \leq 4$  mm), ces dernières étant remplies de quartz et de calcite avec des traces de fluorine.

### DYNAMIQUE DU VOLCANISME.

Les caractéristiques des coulées de basalte ankaramitique et des horizons volcanoclastiques suggèrent une activité volcanique subaquatique (caractérisée par la présence de hyaloclastites) à subaérienne (coulées de basaltes massives de type Aa) à caractère explosif. La présence de pyroclastites litées, à granoclassement inverse révèle l'existence de retombées aériennes. Les nombreuses amygdales observées révèlent l'abondance des gaz impliqués dans les éruptions volcaniques. De plus, l'extension limitée des coulées et des dépôts volcanoclastiques, leur faible épaisseur, leur association avec les trachyandésites massives et leur situation dans un environnement sous-aquatique de basaltes tholéïtiques continentaux, suggèrent que ces édifices volcaniques, de type central, constituaient des îles volcaniques en périphérie du rift continental évoqué précédemment, ou à l'aplomb d'éventuelles failles transformantes. Enfin, compte tenu de leurs caractéristiques pétrographiques, il semble que les basaltes et les pyroclastites ankaramitiques résultent typiquement d'éruptions phréatomagmatiques. Quoi qu'il en soit, la présence d'un tel complexe alcalin dans un environnement de basaltes tholéïtiques continentaux présente un très grand intérêt pour la connaissance du magmatisme protérozoïque et ouvre un nouveau champ d'investigation pour la prospection métallogénique.

## GÉOCHIMIE DES BASALTES ANKARAMITIQUES ET DES TRACHYANDÉSITES

### Travaux analytiques

Trente-deux analyses chimiques pour les éléments majeurs et en traces (tableaux 4, 5 et tableaux de l'annexe 3) ont été effectuées au Centre de recherches minérales du Québec (CRM) : 14 analyses de basaltes ankaramitiques ; 9 analyses de trachyandésites prélevées dans le secteur du lac Kenty ; et 9 analyses de trachyandésites prélevées au SE des lacs Nuvilic. Parmi celles-ci, 27 analyses ont été sélectionnées ( $PAF \leq 4\%$ ) pour étudier les caractéristiques géochimiques de ces laves. Enfin, 2 analyses de terres rares et des éléments traces Th, Ta et Hf (tableau 5) ont été effectuées par activation neutronique à Grenoble (France) aux Instituts Laue Langevin et Dolo-mieu.

### Caractéristiques géochimiques

Sur la carte N°2056B (hors texte), nous avons reporté les caractéristiques géochimiques des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites du sous-groupe de Beauparlant en fonction de la position stratigraphique des échantillons. À l'annexe 4, nous avons représenté la distribution des éléments majeurs et en traces en fonction du zirconium, utilisé comme indice de différenciation.

Les *basaltes ankaramitiques* possèdent une composition chimique (tableaux 4 et 5) comprise entre 38 et 47% de  $SiO_2$ , 0.1 et 1.8% de  $K_2O$ , et 0.2 à 3.0% de  $Na_2O$ . Ils sont peu alumineux ( $Al_2O_3 = 8-13\%$ ), par contre ils sont très riches en  $TiO_2$  (3.3 à 7%),  $Fe_2O_3$  (14-23%),  $P_2O_5$  (0.4-1.4%), Zr (330-810 ppm), Y (23-51 ppm) et Nb (75-150 ppm) et relativement enrichis en MgO (5.2-11.5%), CaO (11-17%), Cr (50-600 ppm), Co (22-80 ppm) et Ni (17-420 ppm). Ces dernières teneurs et les valeurs de l'indice de différenciation MGV de 0.42 à 0.63 montrent le caractère relativement primitif de ces basaltes.

Les *trachyandésites* ( $SiO_2 = 55-65.5\%$ ) sont caractérisées par leurs hautes teneurs en éléments alcalins  $K_2O$  (1.8-11%) et  $Na_2O$  (1.4-7%), en alumine ( $Al_2O_3 = 17-22\%$ ), en Ba (300-3300ppm) et en éléments incompatibles (Zr = 570-1700 ppm, Y = 27-80 ppm, Nb = 80-400 ppm). Par contre, elles sont pauvres en  $TiO_2$  (0.08-0.51%), en  $P_2O_5$  (0.01-0.15%) et en éléments compatibles (MgO = 1-3%, Cr = 1-20 ppm, Co = 2-6 ppm, Ni = 1-51 ppm).

En ce qui concerne l'altération, les teneurs en  $H_2O$ ,  $CO_2$  et en S (carte N°2056B, tableaux à l'annexe 3) apparaissent assez régulières avec un bruit de fond de la perte au feu (PAF) de l'ordre de 2 à 3%. Toutefois, certains échantillons de basaltes ankaramitiques possèdent une perte au feu élevée ( $PAF > 4\%$ , jusqu'à 7%) qui peut en partie s'expliquer par l'intensité de la déformation et des recristallisations métamorphiques subies par ces échan-

**TABLEAU 4 – Basaltes ankaramitiques et trachyandésites du sous-groupe de Beauparlant (Groupe de Povungnituk). Pour chaque faciès les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales observées (Cf. tableaux à l'annexe 3).**

Beauparlant supérieur (Groupe de Povungnituk)			
	Basaltes ankaramitiques région du lac Kenty n=11	Trachyandésites région du lac Kenty n=9	Trachyandésites SE des lacs Nuville n=7
<b>Oxydes (% en poids)</b>			
SiO <sub>2</sub>	37.9 – 46.2	57.4 – 65.5	55.2 – 60.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.87 – 13.3	19.1 – 21.8	17.1 – 20.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> *	14.2 – 22.6	0.42 – 5.50	2.20 – 9.28
MgO	5.21 – 11.5	1.08 – 2.23	1.14 – 2.71
CaO	10.9 – 16.8	0.62 – 2.73	0.84 – 5.03
Na <sub>2</sub> O	0.21 – 2.98	1.58 – 6.89	1.44 – 4.73
K <sub>2</sub> O	0.11 – 1.81	2.76 – 10.9	1.79 – 9.51
TiO <sub>2</sub>	3.31 – 6.84	0.08 – 0.21	0.09 – 0.51
MnO	0.18 – 0.31	0.01 – 0.16	0.06 – 0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40 – 1.43	0.01 – 0.06	0.01 – 0.14
PAF	1.44 – 3.44 (max 7.4)	0.64 – 1.90	1.78 – 3.49 (max 6.8)
<b>Éléments traces (ppm)</b>			
Zr	330 – 810	1000 – 1300	570 – 1700
Y	23 – 51	49 – 79	16 – 40
Nb	75 – 150	140 – 54	82 – 400
Rb	2 – 55	90 – 55	41 – 330
Sr	80 – 650	86 – 732	82 – 612
Ba	23 – 754	768 – 3300	128 – 1600
Cr	50 – 600	2 – 20	1 – 15
Co	2 – 79	2 – 3	2 – 6
Ni	17 – 414	1 – 51	1 – 38
V	118 – 880	1 – 2	1 – 11

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> = fer ferrique total

tillons. Les teneurs en K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O, relativement faibles pour les basaltes et au contraire élevées dans le cas des trachyandésites, montrent d'importantes variations liées à la mobilité de ces éléments (annexe 4). Toutefois, si l'altération est responsable des variations observées, l'abondance en éléments alcalins semble bien d'origine magmatique.

La distribution des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (représentée à l'annexe 4) permet les observations suivantes :

- 1) Les éléments Y et Nb montrent une très bonne corrélation positive avec Zr liée à leur caractère incompatible et leur teneur augmente fortement au cours de la différenciation. Une telle distribution justifie le choix du zirconium comme élément de référence et comme indice de différenciation.
- 2) Les teneurs en SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> augmentent brutalement des basaltes ankaramitiques aux trachyandésites lors de la différenciation, puis demeurent relativement stables dans ces deux derniers faciès lorsqu'augmentent les teneurs en Zr. Ainsi, les variations de ces deux éléments révèlent l'existence d'une discontinuité géochimique importante entre les basaltes d'une part, et les trachyandésites d'autre part.
- 3) D'une manière générale les teneurs en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O augmentent fortement au cours de la différenciation. Toutefois, ils présentent d'importantes variations pour une même valeur de Zr, révélant la mobilité de ces éléments au cours de l'altération.

4) Les teneurs en FeO<sub>1</sub>, TiO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diminuent au cours de la différenciation révélant ainsi leur comportement comme éléments compatibles lors de la différenciation. Par ailleurs, un tel comportement du fer et du titane exclut toute affinité de ces roches avec les suites tholéitiques et montre l'existence probable de fractionnement d'ilménite et/ou d'ilméno-magnétite au cours de la différenciation.

5) Les teneurs en MgO, CaO, Cr et Ni chutent fortement au début du fractionnement dans les basaltes ankaramitiques, puis diminuent plus faiblement dans les trachyandésites où leurs teneurs demeurent très faibles. Un tel comportement de MgO, Cr et Ni révèle l'importance des fractionnements du pyroxène et de l'olivine, tandis que les variations de CaO pourraient résulter du fractionnement des plagioclases calciques.

Les spectres de terres rares obtenus sur 2 échantillons (éch. n°152G de basalte et éch. n°152D de trachyandésite ; figure 23 et tableau 5) sont fortement enrichis en terres rares légères (La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 3.47 et La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 28.63 pour les basaltes ; La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> = 7.62 et La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 27.66 pour les trachyandésites). De tels spectres, ainsi que le comportement et les teneurs (tableau 4) de FeO<sub>1</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, les teneurs en Ba (23-3300ppm), K<sub>2</sub>O (0.1-11%) et Na<sub>2</sub>O (0.2-7%) et les rapports (annexe 3) Nb/Y (1.9-5.4) et Zr/Y (10.4-28) montrent l'affinité alcaline de ces roches volcaniques. Par ailleurs, l'abondance de cristaux d'augite titanifère dans des basaltes d'affinité alcaline confirme leur nature ankaramitique.

**TABLEAU 5 – Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares pour quelques échantillons de basalte ankaramitique et de trachyandésite du sous-groupe de Beuparlant (Groupe de Povungnituk).**

N° Échant.	1 152G	2 1136A	3 79A	4 152D	5 152C
Pétero	B. ank.	B. ank.	Trach.	Trach.	Trach.
<b>Oxyde (% en poids)</b>					
SiO <sub>2</sub>	37.90	44.40	58.00	57.40	65.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.40	12.10	17.10	21.80	19.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	15.40	13.65	9.28	1.54	1.25
MgO	11.00	6.42	2.10	2.23	1.41
CaO	14.00	11.20	2.13	1.72	1.27
Na <sub>2</sub> O	0.72	1.65	3.90	2.59	6.89
K <sub>2</sub> O	0.46	1.15	1.79	9.79	2.76
TiO <sub>2</sub>	5.85	4.66	0.51	0.08	0.15
MnO	0.31	0.26	0.12	0.03	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.43	0.57	0.14	0.02	0.03
PAF	3.00	2.94	3.49	1.90	0.64
<b>Total</b>	<b>100.47</b>	<b>99.00</b>	<b>98.56</b>	<b>99.10</b>	<b>99.42</b>
<b>Éléments traces (ppm)</b>					
Y	42	34	27	79	78
Zr	560	580	760	1100	1200
Nb	130	110	110	180	190
U	1.28	–	–	5.58	–
Th	10.76	–	–	33.74	–
Hf	14.78	–	–	25.49	–
Sc	33.68	–	–	0.10	–
Ta	7.23	–	–	9.00	–
Cr	271	390	1	7	4
Ni	226	97	1	1	2
<b>Terres rares (ppm)</b>					
La	111	–	–	274	–
Ce	232	–	–	424	–
Nd	114.9	–	–	146	–
Sm	20.63	–	–	23.28	–
Eu	5.81	–	–	4.97	–
Tb	1.982	–	–	2.394	–
Yb	2.561	–	–	6.543	–
Lu	0.329	–	–	0.72	–
<b>Rapports caractéristiques</b>					
La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub>	3.47	–	–	7.62	–
La <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	28.63	–	–	27.66	–
Th/Ta	0.90	–	–	1.65	–
La/Ta	10.16	–	–	1.51	–
Zr/Y	13.33	17.06	28.15	13.92	15.38
Ta/Yb	2.82	–	–	1.80	–
Th/Yb	4.20	–	–	3.92	–
Nb/Y	3.10	3.24	4.07	2.28	2.44

Pour les basaltes ankaramitiques, les spectres de terres rares, les teneurs élevées en éléments incompatibles et plus particulièrement en TiO<sub>2</sub>, les rapports (Pearce, 1983 ; Saunders *et al.*, 1979) Zr/Y (10.4 à 23.2, annexe 3), Th/Ta = 0.90 et La/Ta = 10.16 (tableau 5) et la position de leurs points représentatifs à la limite du champs des basaltes intraplaques sur le diagramme discriminant Zr-Y.3-Ti.10<sup>-2</sup> de Pearce et Cann (figure 24) suggèrent que les roches volcaniques alcalines du sous-groupe de Beuparlant se sont mises en place en milieu continental. De plus, leur situation dans un environnement de basaltes tholéïtiques continentaux mis en place en milieu sous-aquatique, suggère que ces édifices volcaniques de type central constituaient des îles volcaniques en périphérie du rift continental évoqué précédemment, ou à l'aplomb d'éventuelles failles transformantes.

En résumé, les observations ci-dessus révèlent plusieurs points importants :

- Les basaltes ankaramitiques et les trachyandésites du secteur du lac Kenty constituent un complexe volcanique alcalin au sein du sous-groupe de Beuparlant, tandis que les trachyandésites situées au SE des lacs Nuville constituent plusieurs horizons magmatiques dans la partie supérieure de ce dernier ;
- Les basaltes ankaramitiques semblent résulter de liquides relativement primitifs, lesquels auraient ensuite évolué dans un réservoir magmatique, ce que suggèrent les discontinuités géochimiques entre les basaltes d'une part et les trachyandésites d'autre part ;
- Le pyroxène, l'olivine, le plagioclase, l'ilméno-magnétite et, vraisemblablement, l'apatite semblent

- avoir joué un rôle prépondérant dans les mécanismes de fractionnement de ces laves ;
- Ces laves se seraient mises en place en milieu continental et auraient pu constituer des îles volcaniques en périphérie du rift continental précédemment évoqué, ou à l'aplomb d'éventuelles failles transformantes.

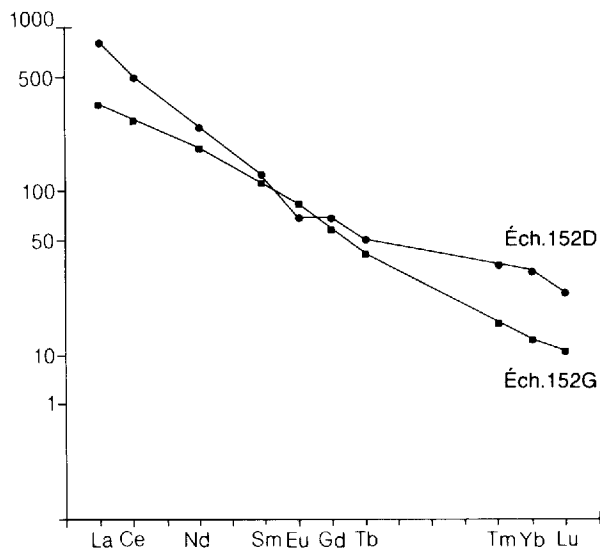


FIGURE 23 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes ankaramitiques et les trachyandésites du sous-groupe de Beuparlant (Groupe de Povungnituk). Cf. légende des symboles à l'annexe 4.

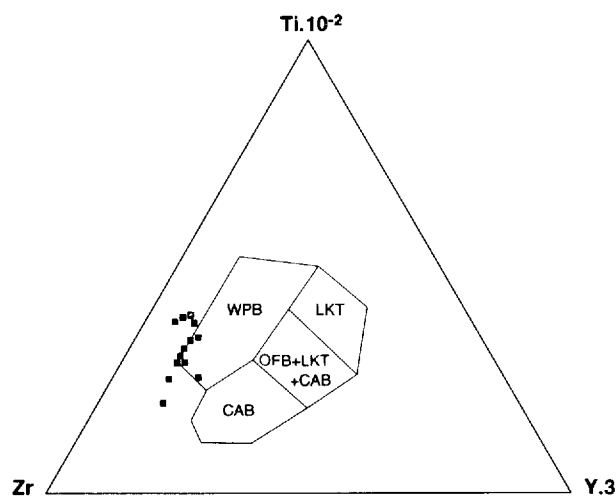


FIGURE 24 - Diagramme discriminant Zr-Y.3-Ti  $10^{-2}$  de Pearce et Cann (1973) pour les basaltes ankaramitiques du sous-groupe de Beuparlant (Groupe de Povungnituk). Cf. légende des symboles à l'annexe 4. WPB = basaltes intraplaques ; LKT = tholéïtes hypotassiques ; CAB = basaltes calco-alcalins ; OFB = basaltes du plancher océanique.

### Caractéristiques pétrogénétiques

#### Nature des matériaux sources, fusion partielle et contamination crustale

Les profils de terres rares (figure 23), les rapports (tableau 5)  $La_n/Sm_n$  ( $La_n/Sm_n = 3.47$  pour les basaltes, et

7.62 pour les trachyandésites) et  $La_n/Yb_n$  (27 à 29) et les teneurs en chrome, nickel et cobalt observées (tableau 4) dans les basaltes suggèrent comme matériaux sources une péridotite mantellique de type lherzolite à spinelle ou grenat ayant subi un très faible taux de fusion partielle (Hanson, 1980). Par ailleurs, les rapports (tableau 5) Th/Ta (0.9 à 1.65) et Zr/Y (10.4 à 28, annexe 3), Ta/Yb (1.8-2.8) et Th/Yb (3.9-4.2) montrent leur situation intracontinentale et l'intervention probable de mécanismes de contamination crustale (Pearce, 1983).

Les taux de fusion partielle à l'origine des liquides basaltiques peuvent être estimés en utilisant les méthodes exprimées dans la section intitulée : « Nature des matériaux sources et fusion partielle », page 20. Ainsi, dans l'hypothèse d'une source mantellique de type lherzolite à spinelle, la distribution des points dans la figure 25 montre que les laves ont évolué par cristallisation fractionnée à partir d'un liquide primitif produit par un taux de fusion partielle de l'ordre de 1 à 10%.

Nous pouvons aussi calculer le taux de fusion en utilisant l'équation de fusion partielle  $C_l/C_0 = 1/D(1-F) + F$  (Steinberg *et al.*, 1979 ; Hanson, 1980 ; Bougault, 1980) appliquée soit à une source de type lherzolite à spinelle,

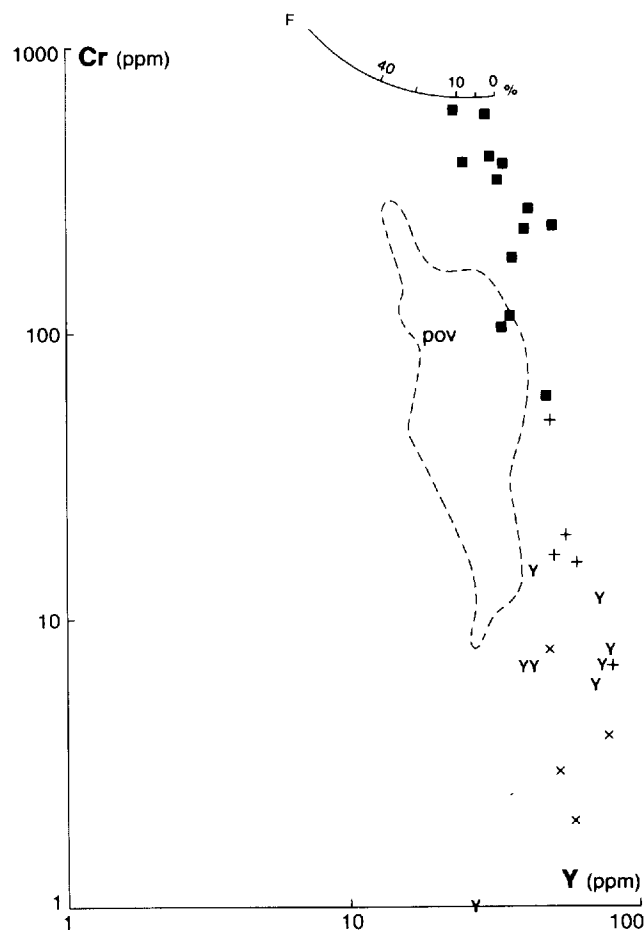


FIGURE 25 - Étude de la fusion partielle des liquides basaltiques : estimation des taux de fusion partielle à l'aide du diagramme  $\text{Log } C = f(\text{Log } Y)$  dans le cas où la source mantellique serait une lherzolite à spinelle (Pearce, 1980). Voir légende des symboles à l'annexe 4.



soit à une source de type lherzolite à grenat<sup>4</sup>). Or, pour un tel calcul, il est nécessaire de s'intéresser aux teneurs des basaltes les plus primitifs, et d'utiliser les éléments les plus hygromagmaphiles d'une part, et les plus insensibles aux mécanismes de contamination crustale d'autre part. Ainsi, le zirconium et le niobium constituent de très bons éléments pour une telle étude. Toutefois, pour tester la nature présumée des matériaux sources, dans l'hypothèse où la source mantellique serait une lherzolite à grenat, nous effectuerons ce même calcul à l'aide de l'yttrium, très sensible au fractionnement du grenat ; nous utiliserons également le cérium, traceur des mécanismes de contamination lors de la fusion partielle de sédiments. Les résultats obtenus sont les suivants :

1) *Pour une source mantellique de type lherzolite à spinelle (Cpx<sub>0.25</sub> - Ol<sub>0.55</sub> - Opx<sub>0.15</sub> - Sp<sub>0.05</sub>).*

Les coefficients de partage  $D_i = 0.25 (D_{Cpx}) + 0.55(D_{Ol}) + 0.15 (D_{Opx}) + 0.05 (D_{Sp})$  sont  $D_{Zr} = 0.04$ ,  $D_Y = 0.17$ ,  $D_{Nb} = 0.055$  et  $D_{Ce} = 0.03$  (cf calcul page 22).

D'où, les taux de fusion partielle  $F_i$  à l'origine des liquides basaltiques, calculés à l'aide des teneurs  $Zr_i = 380$  ppm,  $Y_i = 23$  ppm,  $Nb_i = 75$  ppm,  $Ce_i = 232$  ppm rencontrées dans les basaltes ankaramitiques les plus primitifs, sont :

$$\begin{aligned} F_{Zr} &= -((11/380)-0.04)/(0.04-1) = 0.01 \\ F_{Nb} &= -((0.62/75)-0.055)/(0.055-1) = 0.05 \\ F_Y &= -((4.87/23)-0.17)/(0.17-1) = 0.05 \\ F_{Ce} &= -((1.90/232)-0.031)/(0.031-1) = 0.02 \end{aligned}$$

2) *Pour une source mantellique de type lherzolite à grenat (Cpx<sub>0.20</sub> - Ol<sub>0.55</sub> - Opx<sub>0.15</sub> - Gt<sub>0.10</sub>).*

Le coefficient de partage global  $D_i$  pour l'élément « i » est alors égal à  $D_i = 0.20(D_{Cpx}) + 0.55(D_{Ol}) + 0.15(D_{Opx}) + 0.10(D_{Gt})$

Ainsi, pour l'élément Zr :  $D_{Zr} = 0.06$  avec

$$D_{Cpx} = 0.1, D_{Ol} = 0.01, D_{Opx} = 0.03, D_{Gt} = 0.3$$

pour l'élément Y :  $D_Y = 0.41$  avec

$$D_{Cpx} = 0.5, D_{Ol} = 0.01, D_{Opx} = 0.2, D_{Gt} = 2$$

pour l'élément Nb :  $D_{Nb} = 0.058$  avec

$$D_{Cpx} = 0.1, D_{Ol} = 0.01, D_{Opx} = 0.15, D_{Gt} = 0.1$$

pour l'élément Ce :  $D_{Ce} = 0.014$  avec

$$D_{Cpx} = 0.098, D_{Ol} = 0.0005, D_{Opx} = 0.0030, D_{Gt} = 0.021$$

D'où, les taux de fusion partielle  $F_i$ , calculés à l'aide des teneurs  $Zr_i = 380$  ppm,  $Y_i = 23$  ppm,  $Nb_i = 75$  ppm,

$Ce_i = 232$  ppm rencontrées dans les basaltes ankaramitiques les plus primitifs, sont :

$$\begin{aligned} F_{Zr} &= -((11/380)-0.06)/(0.06-1) = 0.03 \\ F_{Nb} &= -((0.62/75)-0.058)/(0.058-1) = 0.05 \\ F_Y &= -((4.87/23)-0.41)/(0.41-1) = 0.34 \\ F_{Ce} &= -((1.90/232)-0.014)/(0.014-1) = 0.006 \end{aligned}$$

D'après les résultats obtenus en utilisant les éléments Zr et Nb, le taux de fusion partielle apparaît compris entre 1 et 5% quel que soit le type de source. En utilisant l'yttrium, le taux calculé est de 5% pour une source de type lherzolite à spinelle, ce qui est conforme au taux estimé à l'aide du diagramme  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  (figure 25), et de 34% pour une source de type lherzolite à grenat. Cette dernière valeur en contradiction évidente avec tous les autres résultats, doit donc être rejetée et permet de déduire que la source mantellique des basaltes ankaramitiques était une lherzolite à spinelle. Quant aux taux calculés à l'aide du cérium ( $F = 2\%$  dans le cas d'une lherzolite à spinelle ;  $F = 0.6\%$  dans le cas d'une lherzolite à grenat), ils sont faibles et demeurent dans l'ordre de grandeur des résultats obtenus avec le zirconium et le niobium, si bien qu'il ne semble pas nécessaire d'évoquer la fusion partielle de roches sédimentaires pour expliquer les spectres de terres rares observés.

Nous pouvons donc conclure que les basaltes ankaramitiques et les trachyandésites rencontrés dans le Groupe de Povungnituk résultent de la fusion partielle d'une source mantellique de type lherzolite à spinelle avec un très faible taux de fusion partielle de l'ordre de 1 à 5%. Par ailleurs, même si les données analytiques montrent clairement la présence d'un socle sous-jacent lors de l'épanchement de ces basaltes, il ne semble pas que les mécanismes de contamination crustale aient largement contribué à l'évolution pétrogénétique de ces laves.

### Cristallisation fractionnée

Le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (annexe 4), la répartition des profils de terres rares (figure 23), la distribution des points dans le diagramme  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  (figure 25), montrent clairement que les liquides primitifs à l'origine des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites du sous-groupe de Beauparlant ont évolué par cristallisation fractionnée à l'intérieur d'un réservoir magmatique. Ils montrent également que la nature des laves est en grande partie contrôlée par le fractionnement du pyroxène, de l'olivine, du plagioclase, de l'ilménomagnétite et de l'apatite.

Les trois diagrammes  $\text{Log TiO}_2$ ,  $\text{Log Y}$ ,  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$  (figure 26) montrent sans ambiguïté que les liquides primitifs issus de la fusion partielle ont évolué selon des mécanismes de cristallisation fractionnée à basse pression. Ils permettent d'étudier les fractionnements en comparant les tendances de différenciation observées avec les vecteurs calculés pour 50% de fractionnement en utilisant d'une part l'équation de Rayleigh  $C_i/C_0 = F^{(D-1)}$  et, d'autre part, les coefficients de partage de

4. Les valeurs utilisées pour les teneurs du manteau en éléments traces et en terres rares sont celles de Wood *et al.* (1979) : Ce = 1.90, Zr = 11, Y = 4.87, Nb = 0.62 (toutes ces valeurs étant exprimées en ppm).

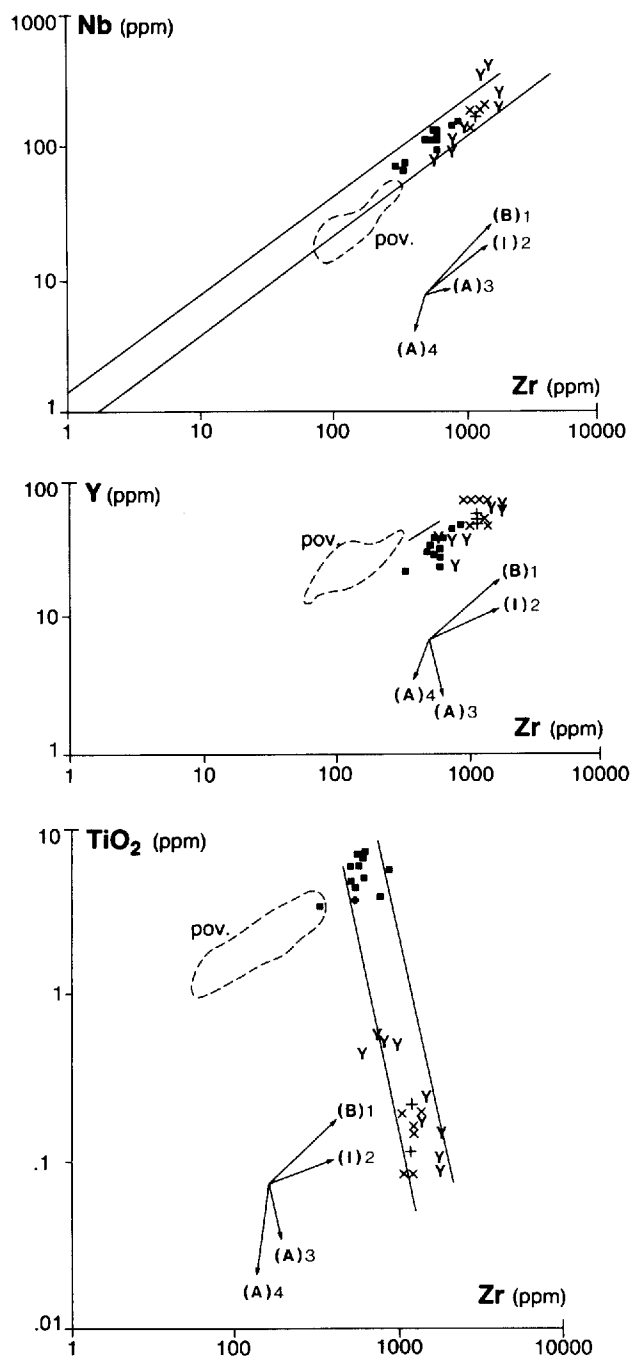


FIGURE 26 - Diagrammes  $\text{Log TiO}_2$ ,  $\text{Log Y}$  et  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$  permettant d'estimer la nature des fractionnements à l'origine des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites du Groupe de Povungnituk, selon la méthode de Pearce et Norry (1979). Les vecteurs (1) à (4), calculés en utilisant l'équation de Rayleigh  $C_i/C_0 = F^{D-1}$ , correspondent, à partir de liquides basiques (B), intermédiaires (I) et acides (A), au fractionnement ( $F = 50\%$ ) des assemblages : 1)  $\text{Pl}_{50} - \text{Cpx}_{30} - \text{Ol}_{20}$  (B) ; 2)  $\text{Pl}_{50} - \text{Cpx}_{30} - \text{Ol}_{15} - \text{Mt}_5$  (I) ; 3)  $\text{Pl}_{60} - \text{Cpx}_{20} - \text{Am}_{15} - \text{Mt}_5$  (A) et 4)  $\text{Pl}_{60} - \text{Am}_{20} - \text{Bi}_{15} - \text{Mt}_5$  (A'). Voir légende des symboles à l'annexe 4.

Pearce et Norry (1979) pour 4 types de liquides primitifs de composition basique à acide. Or, les tendances de fractionnement des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites du Beuparant montrent une pente subparallèle au vecteur (2) dans les diagrammes  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$  et  $\text{Log Y} = f(\text{Log Zr})$ , suggérant des mécanis-

mes de différenciation essentiellement contrôlés par le fractionnement du mélange plagioclase-clinopyroxène-olivine-magnétite et/ou ilméno-magnétite dans les proportions  $\text{Pl}_{0.5} - \text{Cpx}_{0.3} - \text{Ol}_{0.15} - \text{Mt}_{0.05}$  qui correspondent à un liquide de composition intermédiaire. Dans le diagramme  $\text{Log TiO}_2 = f(\text{Log Zr})$ , la tendance de différenciation apparaît tout d'abord subparallèle au vecteur (1). Par la suite, elle se modifie brutalement en raison de la perte du caractère incompatible du titane et devient subparallèle au vecteur (3) suggérant le fractionnement du mélange  $\text{Pl}_{0.6} - \text{Cpx}_{0.2} - \text{Am}_{0.15} - \text{Mt}_{0.05}$  de composition plus acide. Cette dernière observation évoque la participation de l'amphibole dans les mécanismes de fractionnement, mais si tel était le cas, l'yttrium devrait se comporter comme un élément compatible ( $D_Y$  pour l'amphibole = 2.5; Pearce et Norry, 1979) et la tendance de fractionnement observée dans le diagramme  $\text{Log Y} = f(\text{Log Zr})$  serait subparallèle au vecteur (3), ce qui n'est pas le cas. La tendance observée dans le diagramme  $\text{Log TiO}_2 = f(\text{Log Zr})$  résulterait donc probablement d'une plus forte participation de l'ilméno-magnétite dans les mécanismes de fractionnement, que celle considérée dans le calcul des vecteurs de fractionnement.

#### Implication géodynamique des résultats obtenus

Nous avons déjà indiqué, d'après les données analytiques, que les basaltes ankaramitiques et les trachyandésites du sous-groupe de Beuparant semblaient s'être épanchés en milieu ensialique sur des îles volcaniques en périphérie du rift continental évoqué précédemment, ou à l'aplomb d'éventuelles failles transformantes. Par comparaison avec différents exemples connus dans la région de la mer Rouge ou du rift africain, un tel magmatisme pourrait résulter de l'activité d'un panache thermique dans le manteau profond, lequel aurait donné naissance à un diapir mantellique et à la fusion partielle d'une fraction du manteau supérieur. Toutefois, compte tenu du faible volume des laves alcalines (moins de 5% du volume global des laves du Groupe de Povungnituk) qui se sont épanchées au cours de l'activité magmatique, un tel mécanisme a été nécessairement d'ampleur limitée et, en conséquence, on ne peut pas catégoriquement assimiler cette forme de magmatisme protérozoïque aux points chauds actuellement connus dans le monde.

## Rhyolites massives et volcanoclastites du Groupe de Povungnituk

### PÉTROGRAPHIE

#### Rhyolites

Ces roches forment plusieurs édifices isolés dans le Beuparant supérieur. D'extension limitée (quelques centaines de mètres) avec une puissance de quelques dizaines de mètres, ces derniers sont uniquement constitués de lave massive et suggèrent l'existence de dômes

volcaniques acides dans le Groupe de Povungnituk. La lave, de teinte gris pâle en patine d'altération, gris vert à la cassure, est aphyrique et esquilleuse. Elle est localement fortement cisailée et possède de nombreuses microfissures contenant quelques traces de fluorine. En lame mince (éch. 1237A-B, 41D, 42D), elle est caractérisée par une texture microblastique et présente l'association minéralogique  $Qz + Ab + Ep + Ch + Ac + Le \pm Mu$  (muscovite) +  $Ap \pm Op$ .

#### Volcanoclastites<sup>(5)</sup>

Les volcanoclastites forment plusieurs horizons dans la partie supérieure du sous-groupe de Beuparlant (é max = 100-120 m, coupe EE' ; carte N°2056A et figure 3). Ces roches sont essentiellement constituées de tufs à lapilli (affleurements 69B, 94A, 106D, 109A et 110A) et de brèches volcanoclastiques (affleurements 92A et 101A) montrant localement un litage discret. Les tufs à lapilli sont formés de cristaux de feldspath de 2 à 15 mm et de fragments feldspathiques angulaires de 2 à 40 mm, dans une matrice verte tufacée et chloriteuse. Les brèches volcanoclastiques sont polyolithologiques avec de nombreux fragments anguleux ou ovoïdes de basalte amygdalaire ( $\varnothing \leq 20$  cm,  $\approx 15\%$ ), de ponce basaltique avec 40% d'amygdales ( $\varnothing \leq 10$  cm, 10-15%), de lave felsique et/ou de chert ( $\varnothing \leq 6$  cm, 4-5%), de dolomie (10 cm à 1 m, 3-5%) et de sédiments finement lités (2-3%), dans une matrice tufacée plus ou moins dolomitisée, riche en cristaux xénomorphes de plagioclase (1 à 20 mm, 20-30%). En lame mince, les tufs à lapilli (éch. 69B) montrent de nombreux cristaux anguleux de plagioclase (albite  $\pm$  séricite + chlorite  $\pm$  calcite) dans une matrice microblastique et amygdalaire composée d'épidote, de chlorite, de quartz, de leucoxène, de séricite et de calcite. Ils possèdent également quelques cristaux de feldspath potassique partiellement corrodés ( $\varnothing \leq 2$  mm) et de rares cristaux de pyroxène pseudomorphosé en actinote et chlorite (éch. 92A, 94A, 101A, 110A). Quant aux fragments de lave, ils sont en grande partie recristallisés en quartz, calcite, leucoxène et séricite avec, localement, une texture relictuelle microlitique et/ou microporphyrrique.

5. La classification utilisée pour les volcanoclastites est celle de Fisher (1961-1966) revue par Lajoie (1979).

## CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES.

Les caractéristiques géochimiques des rhyolites et des volcanoclastites du Groupe de Povungnituk sont données dans le tableau 6. Elles semblent génétiquement liées aux basaltes à plagioclase d'affinité tholéitique du Beuparlant dont elles pourraient dériver par des mécanismes de fractionnement. Toutefois, en raison du nombre limité d'affleurements de ce type et d'échantillons, leur connaissance demeure fragmentaire et nous n'avons pas suffisamment de données analytiques pour étudier leur pétrogenèse. Il est cependant intéressant de souligner le caractère basaltique des volcanoclastites analysées, suggérant l'existence d'explosions volcaniques au cours des épanchements basaltiques et révélant une assez faible bathymétrie des sites de mise en place.

TABLEAU 6 - Caractéristiques géochimiques des rhyolites et des volcanoclastites du Groupe de Povungnituk.

Beuparlant supérieur		
	Rhyolites n=2 (éch. 1237A-B)	Tuf à lapilli éch. 101C
<b>Oxydes (% du poids)</b>		
SiO <sub>2</sub>	76.9-77.3	43.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.5-13.6	14.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.9-1.0	16.33
MgO	0.1-0.3	6.55
CaO	0.9-1.0	10.44
Na <sub>2</sub> O	4.2-5.0	2.64
K <sub>2</sub> O	1.9-3.1	0.49
TiO <sub>2</sub>	0.02-0.03	4.12
MnO	0.01	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	1.42
<b>Éléments traces (ppm)</b>		
Zr	130	290
Y	73-88	40
Nb	110	72
Rb	120-150	10
Sr	40	362
Ba	110	218
Cr	2	101
Co	n.d.	37
Ni	4-5	67
V	2	162



# Pétrologie des roches volcaniques du Groupe de Chukotat

## Généralités

Les laves du Groupe de Chukotat (coupes GG', HH' et II' : blocs 8, 9, 10 et 11 ; carte N°2056A et figure 3 ; 95% des roches de ce groupe) forment une bande continue dans le tiers nord de la région étudiée. Elles reposent structurellement sur les roches volcanosédimentaires du Groupe de Povungnituk avec lesquelles elles semblent, au moins localement, concordantes. Très peu déformées, elles forment une série monoclinale fortement inclinée vers le nord et sont réparties dans plusieurs blocs, structuraux. Elles sont limitées par la faille de chevauchement majeur séparant les Groupes de Spartan et de Watts au nord, et le Groupe de Chukotat au sud.

Trois types pétrographiques de laves peuvent être reconnus en fonction de leur phase minérale au liquidus et de leurs teneurs en MgO : les basaltes à olivine (MgO = 18-10%), les basaltes à pyroxène (MgO = 12-7%) et les basaltes à plagioclase (MgO < 8%).

Les basaltes à olivine et les basaltes à pyroxène forment plusieurs séquences volcaniques dans les blocs 8 à 10 (notées 8a à 8e, B<sub>1</sub> à B<sub>5</sub>, A<sub>1</sub> et A<sub>2</sub> dans les coupes GG' et HH' ; carte N°2056A). Ils évoluent peu à peu depuis des basaltes riches en olivine avec 15-20% de microphénocristaux d'olivine (MgO = 18%) vers des basaltes contenant moins de 5% de microphénocristaux d'olivine et de pyroxène (MgO = 12-7%). Enfin, certains horizons différenciés intercalés dans les coulées de basalte à olivine et co-génétiques de ces dernières constituent des « coulées litées » analogues à celles déjà décrites par Hynes et Francis (1982).

Les basaltes à plagioclase (MgO < 8%) forment d'épaisses séquences volcaniques dans les blocs 9 et 11. Dans le bloc 9, ils surmontent les basaltes à pyroxène. Dans le bloc 11, ils sont intercalés avec des horizons de tufs à cristaux finement lités, de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques en grande partie composés de cristaux de plagioclase, de pyroxène et d'amphibole, lesquels sont associés à des coulées de basalte porphyrique à plagioclase et amphibole (coupe II' ; carte N°2056A et figure 3).

Compte tenu de leur répartition et des données structurales, nous avons construit pour ces laves une colonne stratigraphique type (carte N°2056C, hors texte) basée sur la séquence lithologique observée le long des coupes géologiques HH' et II'. Dans la suite de ce chapitre, les observations pétrographiques se réfèrent à ces deux coupes.

## Pétrographie

D'une manière générale, les basaltes du Groupe de Chukotat forment des coulées lenticulaires imbriquées, de 1 à 30 m d'épaisseur, avec une extension latérale de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. La plupart présentent un débit en coussins, mais les coulées massives sont toutefois assez fréquentes avec localement un débit prismatique plus ou moins grossier. D'autres coulées sont en partie massives, coussinées ou bréchiques dans des proportions variées ; des coulées litées sont présentes dans la séquence de basalte à olivine. Enfin, de minces horizons de siltstone (é < 10 cm) sont localement intercalés entre les coulées.

### BASALTES À OLIVINE

#### Caractéristiques macroscopiques

Les basaltes à olivine constituent des coulées lenticulaires de 1 à 30 m d'épaisseur pour une extension latérale de quelques dizaines à quelques centaines de mètres (figure 27). Les coulées ont pour la plupart un débit en coussins (90% des coulées) alors que les coulées massives, intercalées entre les coulées coussinées, sont plus rares (≈ 10% des coulées, figure 36). D'autres coulées sont massives dans leur partie inférieure et coussinées dans leur partie supérieure. Enfin, les coulées litées constituent le dernier type de coulée caractéristique des basaltes à olivine.



FIGURE 27 – Exemple de coulée lenticulaire de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Noter l'abondance des coussins et la forme globale de la coulée.

Les surfaces de coulée, généralement érodées, sont dans quelques cas bien préservées. Elles montrent des structures de lave cordée évoquant des coulées de type pahoéhoé (figure 28), permettant d'estimer la direction et parfois le sens d'écoulement de la lave (par exemple N270°/59° avec  $S_0 = N250°/71°$ ). Plus en détail, de telles surfaces figées montrent une texture en croûte de pain avec de nombreuses craquelures résultant du refroidissement rapide de la lave.

Les coulées coussinées possèdent des coussins jointifs, généralement très allongés et très aplatis, dont la taille varie de  $0.1 \times 0.1 \times 0.2$  à  $1 \times 3 \times 7$  m (figure 29). Les coussins sont pour la plupart multilobés, uni- ou multipédunculés et sont souvent interconnectés formant alors de véritables tubes d'écoulement (figures 30 et 31). Ils se moulent les uns sur les autres et suggèrent une très grande fluidité de la lave au moment de son épanchement. Les différents lobes observés, caractérisés par des « rentrants », correspondent à des excroissances successives (Hargreaves et Ayres, 1979 ; figures 31 à 35) et permettent également de déterminer le sens d'écoulement de la lave. Les espaces entre les coussins sont petits et remplis de quartz et de carbonate.



FIGURE 28 – Surface d'une coulée de basalte à olivine du Groupe de Chukotat, présentant typiquement une structure de lave cordée de type pahoéhoé. Noter également la structure en croûte de pain de la bordure figée.



FIGURE 29 – Exemple d'une coulée de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Noter l'abondance des coussins multilobés et interconnectés ainsi que leur forme allongée et aplatie.

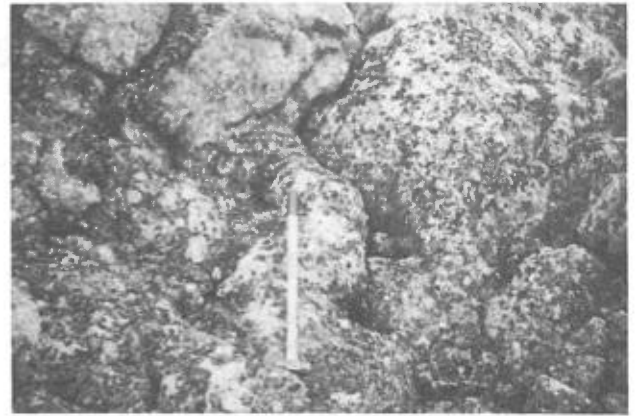


FIGURE 30 – Exemple de coussin très allongé dans une coulée de basalte à olivine du Groupe de Chukotat.

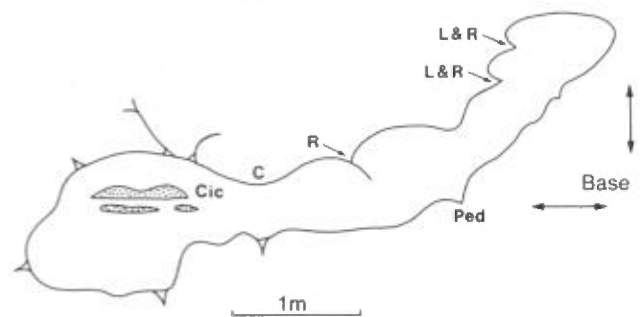


FIGURE 31 – Caractéristiques morphologiques et géométrie des coussins dans les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat. Cic = cavité intracoussin ; L = lobe ; P = pédoncule ; R = rentrant.

Les coussins sont fréquemment microfracturés avec des fractures radiales dans leur périphérie. Leur surface présente un aspect bulbeux et granuleux de teinte gris vert. En section (figure 32), ils montrent successivement : une bordure figée externe de hyaloclastite ( $\epsilon \leq 1$  cm) caractérisée par des micro-écharde de verre chloritisé dans une matrice microcristalline chloriteuse et carbonatée (palagonite recristallisée en chlorite + carbonate) ; une bordure figée interne ( $\epsilon = 1-3$  cm) avec 8-20% de microphénocristaux d'olivine pseudomorphosée ( $\varnothing \leq 1$  mm) dans une pâte volcanique aphyrique gris vert pâle ; une écorce homogène finement cristallisée dans laquelle les microphénocristaux d'olivine ne sont plus visibles à l'oeil nu ; et un coeur de même nature, un peu plus microgrenu et localement bréchiq. Quelques varioles ( $\varnothing \leq 5$  mm, 3-5%) sont localement dispersées en bordure et au coeur des coussins. Enfin, de fines laminations concentriques peuvent être observées en périphérie des coussins sur une épaisseur de quelques centimètres.

Des cavités sont souvent observées à l'intérieur des coussins (figures 33 à 35). Ces dernières, appelées « cavités intracoussins » sont souvent remplies de quartz et de carbonate. Dans la plupart des cas, elles sont situées dans le tiers supérieur et la partie amont des coussins. Elles sont allongées parallèlement au plan d'écoulement de la lave et mesurent quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de longueur, pour une hauteur maximale de 5 à 10 cm. Leur plancher est toujours plat et la

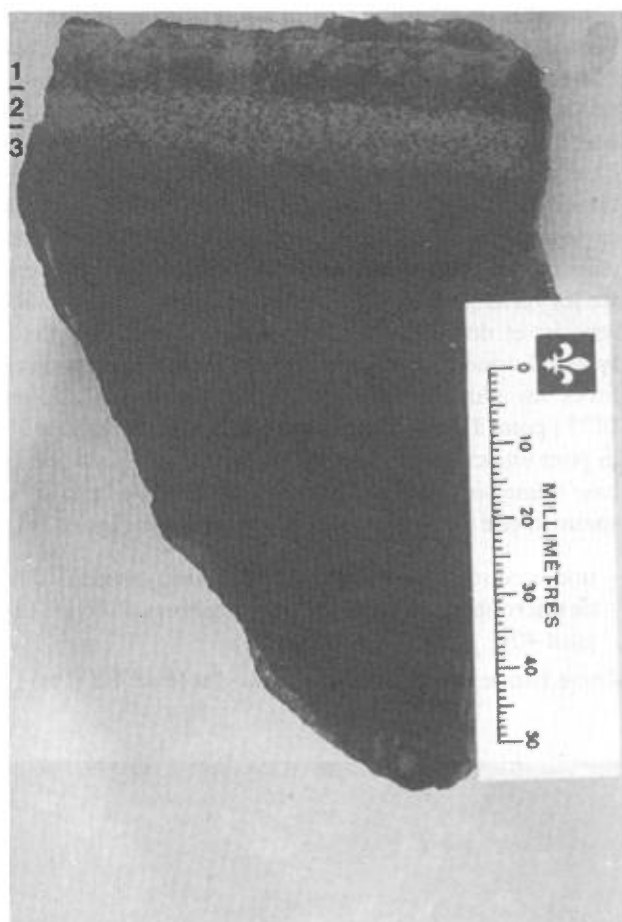


FIGURE 32 – Exemple de section dans la bordure figée et l'écorce d'un coussin de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Noter 1) la bordure figée externe de hyaloclastite ( $\epsilon = 1$  cm) ; 2) la bordure figée interne ( $\epsilon = 1.5$  cm) avec 15% de microphénocristaux pseudomorphosés d'olivine ( $\varnothing < 1$  mm) dans une pâte aphyrique gris vert pâle ; et 3) l'écorce finement cristallisée dans laquelle les microphénocristaux d'olivine ne sont plus visibles à l'oeil nu.



FIGURE 33 – Exemple de cavité intracoussin observée dans un coussin de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Noter la forme du plancher et du toit des cavités, leur nombre, et la structure figée de la lave qui entoure ces cavités.

mesure de sa direction et de son pendage caractérise le plan d'écoulement de la lave. Leur toit est concave et montre de fines stalactites de lave figée. Autour de ces ca-



FIGURE 34 – Exemple de cavité intracoussin observée dans un coussin de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Dans certains cas, les cavités deviennent coalescentes, formant alors une très grande cavité dans la partie sommitale du coussin. Noter la forme concave du toit.

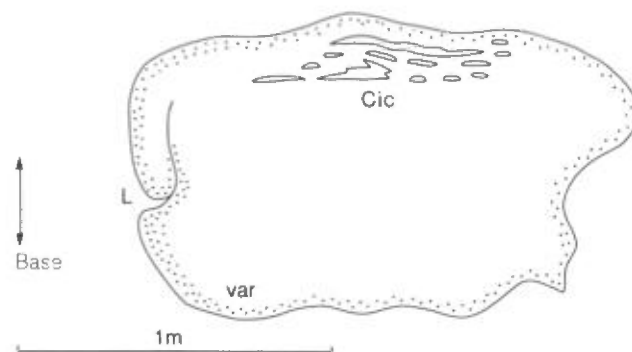
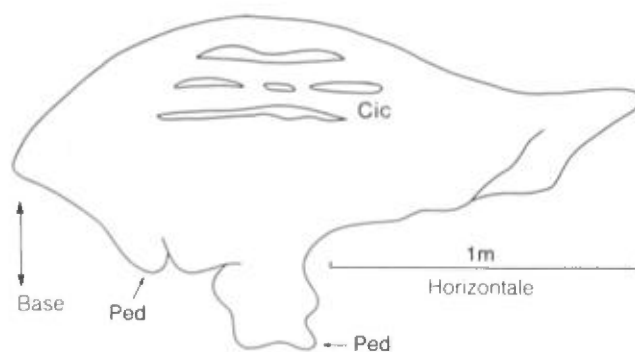
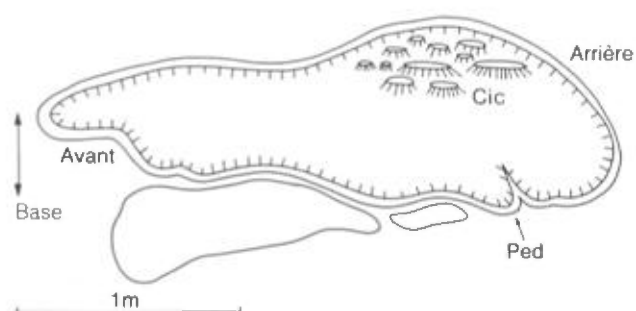


FIGURE 35 – Caractéristiques morphologiques des cavités intracoussins observées dans les coussins de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Cic = cavité intracoussin ; Ped = Pédoncule ; L = Lobe ; Var = varioles.



vités, la lave est figée et montre de nombreuses microfractures radiales suggérant un refroidissement rapide. Plusieurs cavités peuvent se disposer dans un même plan et délimiter des piliers de lave. Enfin, ces cavités intracoussins peuvent être uniques ou multiples, et nous avons observé dans certains coussins jusqu'à 8 cavités superposées.

Les *coulées massives* ( $\epsilon = 1$  à 17 m) sont également de forme lenticulaire et sont intercalées entre les coulées à coussins (figure 36). Elles sont tantôt très massives ou bien elles possèdent un débit prismatique grossier (figure 37). Toutefois, quelques coulées montrent un débit prismatique très fin et régulier avec des colonnes de 10 à 25 centimètres de diamètre. Dans ces dernières, la lave est très aphyrique, comparable à un verre avec des paquets de microphénocristaux d'olivine et des plages aphyriques vert pâle contenant de nombreuses aiguilles ( $< 1$  cm) de pyroxène et/ou d'olivine à texture spinifex. D'une manière générale, la lave des coulées massives est microgrenue avec, dans sa partie supérieure, de minuscules cristaux de pyroxène et/ou d'olivine.



FIGURE 36 – Exemple de coulée massive intercalée dans une séquence de basalte coussiné du Groupe de Chukotat.



FIGURE 37 – Exemple de coulée massive de basalte à olivine présentant un débit prismatique.

Les *coulées litées* (figures 38 à 43) ainsi désignées par Hynes et Francis (1982) et Baragar (1984), forment des horizons lenticulaires dont l'épaisseur et l'extension latérale sont respectivement de quelques dizaines et quelques centaines de mètres (figures 38 et 39). Elles se situent à la base, à l'intérieur ou au sommet des séquences de basaltes à olivine. Au cours des étés 1983 à 1985, nous avons cartographié en détail plusieurs de ces coulées afin de rechercher les critères permettant de faire la distinction entre les véritables coulées litées et les filons-couches différenciés, et donc d'éviter les confusions entre ces deux types d'horizons. La figure 39 représente une des coulées litées les plus caractéristiques (affleurements 155 et 1177 ; point J sur la figure 2). Cette coulée, épaisse de 35 m pour une extension latérale de 340 m, est localisée à la base d'une séquence de basaltes à olivine. De la base au sommet, elle présente la succession suivante (figure 39) :

- une bordure figée ( $\epsilon = 5$  à 10 cm) avec environ 10% de microphénocristaux pseudomorphosés d'olivine (figure 40) ;
- une bande de pyroxénite à grain fin ( $\epsilon = 4$  à 6 m) ;



FIGURE 38 – Vue générale d'une coulée litée intercalée dans une séquence de basalte coussiné du Groupe de Chukotat. De gauche à droite, la coulée est constituée d'une semelle de péridotite, d'un horizon de gabbro, d'un horizon de microgabbro puis de la bordure figée supérieure.



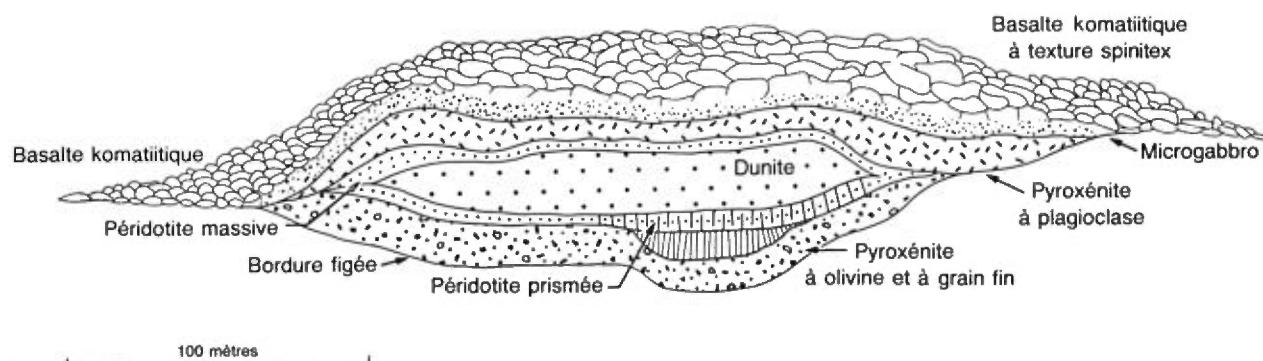


FIGURE 39 – Représentation schématique d'une coulée litée observée dans le Groupe de Chukotat (affleurements 155 et 1177 ; point J sur la figure 2).



FIGURE 40 – Caractéristiques des coulées litées : contact entre une coulée de basalte coussiné et la pyroxénite basale d'une coulée litée.



FIGURE 41 – Caractéristiques des coulées litées : péridotite à pyroxène à débit prismatique observée dans la partie inférieure d'une coulée litée.

- un cœur de cumulat à olivine (péridotite,  $\epsilon$  max = 20 m) avec une semelle riche en pyroxène poecilitique présentant un débit prismatique, d'abord fin et régulier, puis plus grossier (figure 41), surmontée de werhlite et de dunite massive, puis par une nouvelle bande de péridotite riche en pyroxène ;
- une bande de pyroxénite ( $\epsilon$  max = 4 m) à pyroxène cumulus et plagioclase interstitiel ;
- un horizon de microgabbro à cristaux d'olivine et de pyroxène squelettiques ( $\epsilon$  = 2 à 3 m) passant progressivement à un basalte aphyrique dans lequel apparaissent des coussins d'abord informes, puis de véritables coussins multilobés et interconnectés (figure 42), typiques des basaltes à olivine avec 15-20% de microphénocristaux d'olivine ( $\epsilon$  = 3 à 4 m).

Par ailleurs, les observations détaillées ont permis de montrer que ces horizons de coulées litées passaient latéralement à de la lave massive, progressivement ennoyée par ses propres coussins (figures 42 et 43). De plus, l'observation attentive de la bordure figée inférieure a permis de montrer que ces horizons moulaient parfaitement les coulées sous-jacentes sans jamais les recouper (figure 40), confirmant ainsi leur origine effusive. Enfin, notons que les microphénocristaux d'olivine et de pyroxène squelettiques à texture microspinifex observés au sommet de la séquence litée attestent des conditions brutales de refroidissement de la bordure de ces coulées.



FIGURE 42 – Caractéristiques des coulées litées : le microgabbro massif de la partie sommitale de la coulée litée passe progressivement à un basalte à olivine à débit en coussins.

Quant à l'origine de leur différenciation, on peut supposer le scénario suivant. Tout d'abord, un volume anormalement élevé de magma est émis au début d'un nouveau cycle basaltique komatiitique. La lave expulsée s'épanche alors en utilisant les différents chenaux laissés par les coulées antérieures. À un certain stade, la coulée, gênée dans son cheminement, s'épaissit et des coussins se forment en surface et en bordure de la coulée. Le cœur, alors protégé des conditions extérieures, se refroidit beaucoup plus lentement, favorisant ainsi les mécanis-



FIGURE 43 – Caractéristiques des coulées litées : latéralement, la coulée litée se biseaute et le microgabbro passe progressivement à des basaltes en coussins.

mes d'accumulation de cristaux à l'origine de la zonation observée. Toutefois, un modèle de refroidissement statique est insuffisant pour expliquer l'intensité des fractionnements observés. Aussi, il est probable qu'après sa mise en place, la coulée litée ait été rapidement enfouie. Son cœur, encore liquide, a pu servir de conduit nourricier, au moins dans la période des phases paroxysmales de l'éruption volcanique. On peut ainsi expliquer l'accumulation intense d'olivine dans la partie inférieure de la coulée, et les analogies entre la zonation observée et la zonation des conduits nourriciers décrits par Barnes *et al.* (1982) et Bédard *et al.* (1984).

### Caractéristiques microscopiques

Dans la bordure figée interne des coussins, les basaltes à olivine ont une texture microporphyrrique squelettique caractérisée par 8 à 20% de microphénocristaux automorphes ou idiomorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée ( $\varnothing < 2$  mm) en chlorite  $\pm$  épidote + calcite + trémolite + quartz. La pâte volcanique microblastique est formée par un réseau dendritique ou sphérolitique (texture de plume) de trémolite et de chlorite avec de fins cristaux d'épidote (Ep) qui occupent les interstices (figures 44 à 46). Dans de nombreux cas, la lave possède une texture microspinifex caractérisée par des aiguilles allongées d'olivine pseudomorphosées en chlorite-serpentine avec parfois des aiguilles squelettiques d'augite ( $\varnothing < 8$  mm) partiellement pseudomorphosées en actinote dans les coulées massives ou l'écorce des coussins. Les figures 47 et 48 représentent, d'après Gelinas (notes de cours, 1975), les configurations morphologiques possibles des cristaux squelettiques d'olivine et de pyroxène dans les basaltes komatiitiques, celles-ci étant pour la plupart observables dans les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat. Enfin, quelques minéraux opaques (magnétite et/ou chromite + pyrrhotite) sont également disséminés dans la lave.

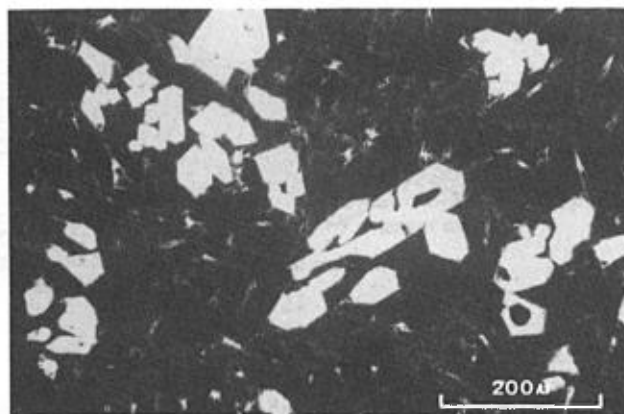


FIGURE 44 – Microphotographie d'un échantillon de basalte à olivine (x2.5, L = 8 mm). Noter l'abondance et l'habitus des microphénocristaux pseudomorphosés d'olivine du basalte à olivine.

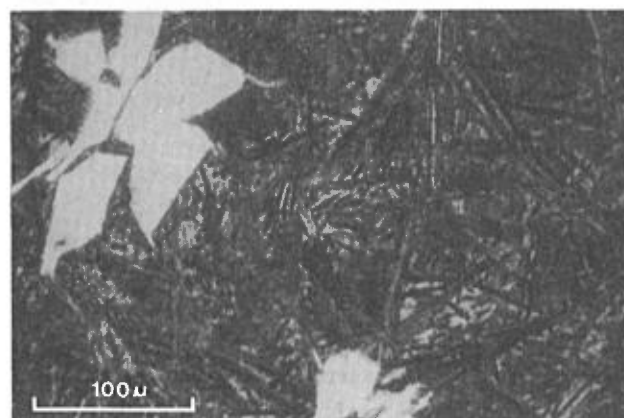


FIGURE 45 – Microphotographie d'un échantillon de basalte à olivine (x10, L = 4 mm). Noter l'habitus des microphénocristaux pseudomorphosés d'olivine et la matrice à texture dendritique.

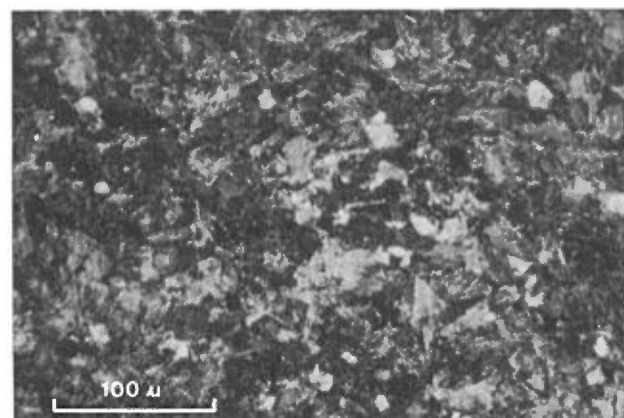


FIGURE 46 – Microphotographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte à olivine (x10, L = 4 mm).

### BASALTES À PYROXÈNE

#### Caractéristiques macroscopiques.

Les coulées massives des basaltes à pyroxène sont plus abondantes que celles des basaltes à olivine (30-40%) et leur épaisseur varie de 2 à 15 m pour une extension laté-

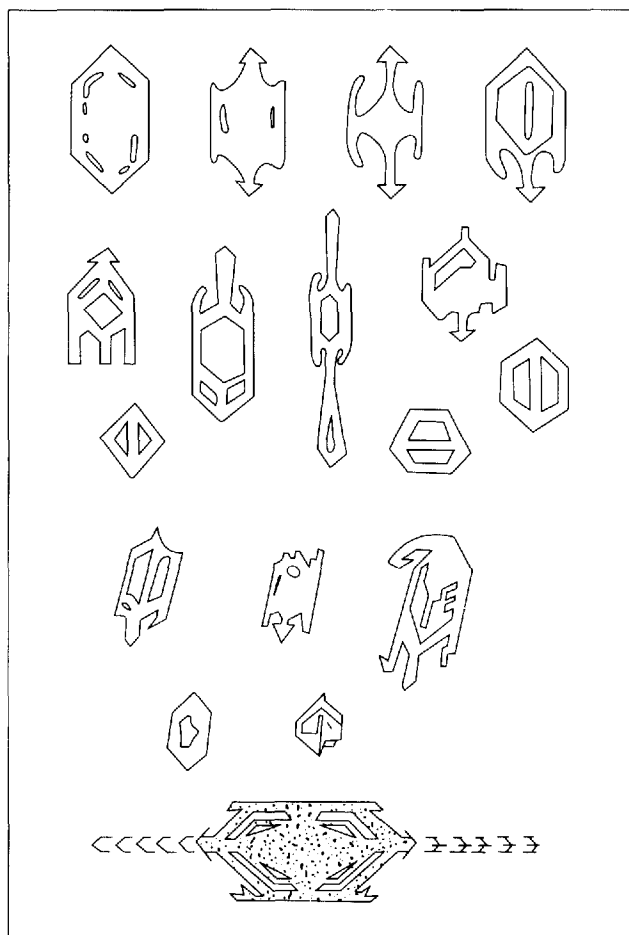


FIGURE 47 – Différentes formes squelettiques des cristaux d'olivine (d'après Gélinas – notes de cours, 1975) observées dans les basaltes du Groupe de Chukotat.

rale de plusieurs centaines de mètres. Elles sont caractérisées par un débit massif ou prismatique grossier, avec souvent des brèches autoclastiques à la base et au sommet ( $\epsilon \leq 1-2$  m) et des hyaloclastites au sommet ( $\epsilon = 1$  cm). Dans la partie nord du bloc 8' (séquence B<sub>5</sub>, coupe HH'), une épaisse coulée massive (affleurements 137A<sub>1</sub> à 137A<sub>4</sub>,  $\epsilon = 60$  m) présente successivement une semelle bréchique (15 cm), une épaisse zone de lave massive indifférenciée (60 m), puis une brèche autoclastique sommitale (hyaloclastite, figures 55 et 56) caractérisée par de nombreux fragments anguleux de verre basaltique de quelques millimètres à 15 cm de diamètre moyen.

Les coulées en coussins (60-70% des coulées,  $\epsilon = 1$  à 18 m) sont de forme lenticulaire et sont imbriquées les unes dans les autres. Comme pour les basaltes à olivine, la lave était très fluide et s'est écoulée dans des chenaux formant un réseau très digité. De nombreuses coulées sont constituées de lave massive à la base avec parfois un débit prismatique, puis de lave coussinée au sommet. Par ailleurs, il n'est pas rare d'observer des coussins géants semblables à une lentille de lave massive (affleurement 134A) et entourés de coussins de taille plus modeste. Notons que les limites entre les coulées ne sont pas toujours

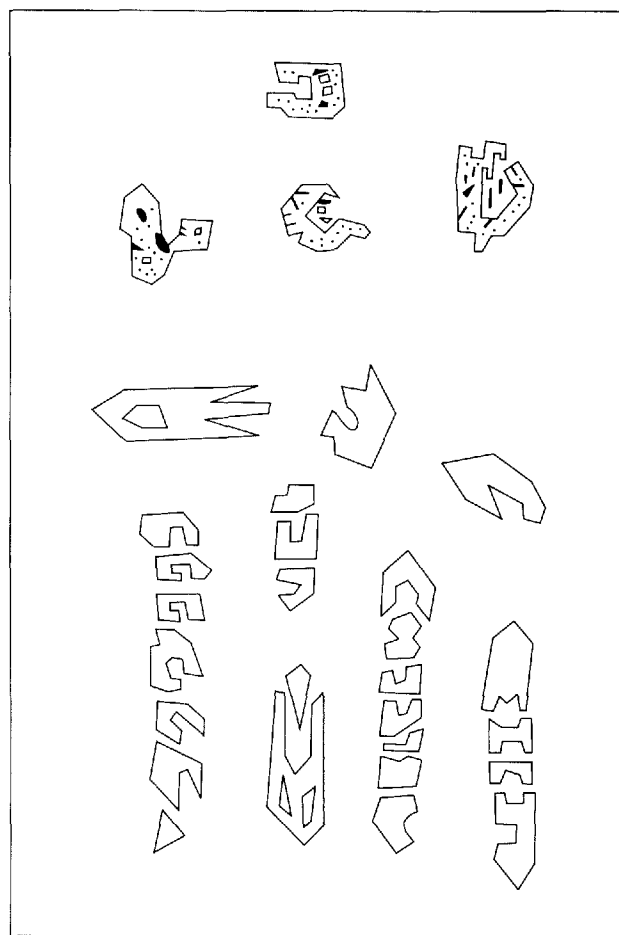


FIGURE 48 – Différentes formes squelettiques des cristaux de pyroxène (d'après Gélinas – notes de cours, 1975) observées dans les basaltes du Groupe de Chukotat.

évidentes à définir et ceci est particulièrement vrai dans le cas des coulées mixtes. De même, il n'est pas toujours simple de faire la distinction entre un gros coussin et une petite coulée massive.

Comme pour les basaltes à olivine, les coussins sont multilobés et interconnectés ( $\varnothing = 10 \times 20$  cm à  $1.5 \times 6$  m), mais ils sont plus globuleux et leur surface altérée est rougeâtre (figures 49 et 50). De plus, les espaces interstitiels entre les coussins sont plus grands et sont remplis de quartz et de carbonate. Les coussins sont très microfracturés et sont caractérisés par une bordure vitrifiée chloriteuse avec des échardes de verre dans une matrice chloriteuse et carbonatée, résultant de la desquamation puis de la palagonitisation des verres au contact du magma avec l'eau de mer. La bordure figée interne, de teinte gris vert pâle, est très aphyrique et très esquilleuse (cassure comme du verre) avec 1 à 5% de microphénocristaux essentiellement composés de pyroxène et accessoirement d'olivine. Elle montre également de nombreuses varioles ( $\varnothing = 3-6$  mm) vert pâle, plus claires que leur matrice (figure 51). Celles-ci sont abondantes dans la bordure des coussins et deviennent coalescentes dans l'écorce et le coeur. En outre, de fines laminations con-



FIGURE 49 – Exemple d'une coulée de basalte à pyroxène du Groupe de Chukotat. Noter la forme plus globuleuse des coussins.



FIGURE 50 – Exemple de coussins dans une coulée de basalte à pyroxène du Groupe de Chukotat. Noter les varioles dans l'écorce des coussins, la croûte chloriteuse et les espaces interstitiels entre les coussins.



FIGURE 51 – Exemple de varioles dans l'écorce d'un coussin de basalte à pyroxène. Noter en surface la présence de linéations subparallèles à la bordure des coussins.

centriques sont parallèles à la bordure des coussins sur une épaisseur de plusieurs centimètres. Notons enfin la présence de rares amygdales ( $\varnothing < 5$  mm, maximum 2 à 4%) disséminées dans l'écorce et la bordure interne des coussins et remplies de quartz, de carbonate et parfois de pyrrhotite. Quant au coeur des coussins, il est très massif, microgrenu et parfois bréchifié.

Enfin, comme les basaltes à olivine, les coussins des basaltes à pyroxène possèdent de nombreuses « cavités intracoussins » (figure 52) en tout point identiques à celles décrites ci-dessus, mais toutefois un peu moins nombreuses.



FIGURE 52 – Exemple de cavités intracoussins dans l'apex d'un coussin de basalte à pyroxène. Noter également l'abondance des varioles dans l'écorce du coussin.

#### Caractéristiques microscopiques

Les basaltes à pyroxène sont caractérisés par des microphénocristaux automorphes ou squelettiques d'augite (1-10%,  $\varnothing = 0.5$  à 2 mm) plus ou moins recristallisés en actinote et chlorite dans une pâte volcanique microblastique parfois sphérolitique à  $Ac + Ep + Ch \pm Le \pm Ca \pm Qz$  (figures 53 et 54). Quelques microphénocristaux hydriomorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée (0-3%) sont également disséminés dans les faciès les plus magnésiens (éch. 128A, 131E, etc.). A l'opposé, quelques lattes de plagioclase sont associées aux microphénocristaux de pyroxène dans les faciès les moins magnésiens (éch. 131F). Par ailleurs, dans les coulées massives, certains cristaux de pyroxène peuvent être également poecilitiques avec, en inclusion, des lattes de plagioclase recristallisées en zoisite (éch. 137A<sub>3</sub> etc.). En bordure des coussins, les varioles (éch. 1050C, 136D)

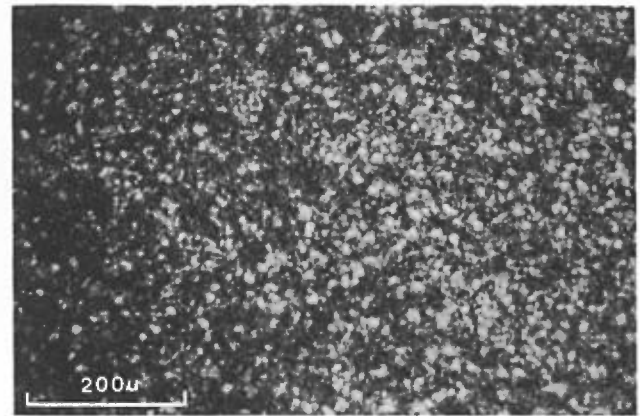


FIGURE 53 – Microphotographie d'un échantillon de basalte à pyroxène ( $\times 2.5$ , L = 8 mm). Noter l'abondance et l'habitus des microphénocristaux pseudomorphosés de clinopyroxène.



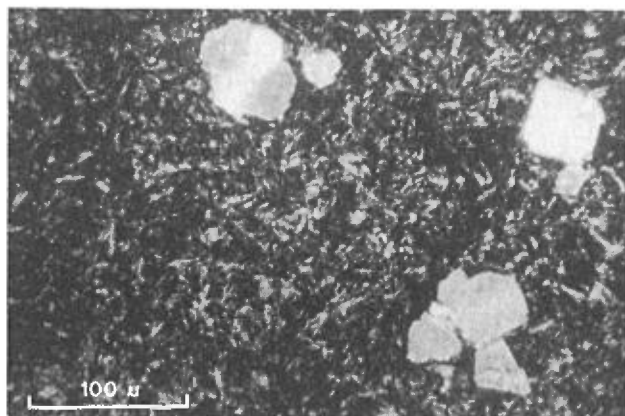


FIGURE 54 – Microphotographie d'un échantillon de basalte à pyroxène (x10, L = 4 mm). Noter l'habitus des microphénocristaux pseudomorphosés de pyroxène et la matrice actinolitique à texture microblastique.

sont constituées de fibres radiales d'actinote, dispersées dans des agrégats microblastiques d'actinote et d'épidote. Quant aux hyaloclastites (éch. 28B, 1299C, 137A<sub>4</sub>, figures 55 et 56), elles sont caractérisées par des échardes

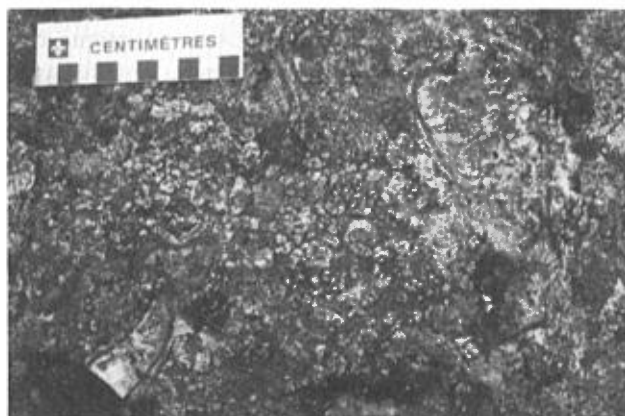


FIGURE 55 – Exemple de hyaloclastites observées dans la partie supérieure d'une coulée massive de basalte à pyroxène. Noter l'abondance des fragments de basaltes aphyriques et anguleux dans une matrice chloriteuse et carbonatée (éch. 137A<sub>4</sub>).

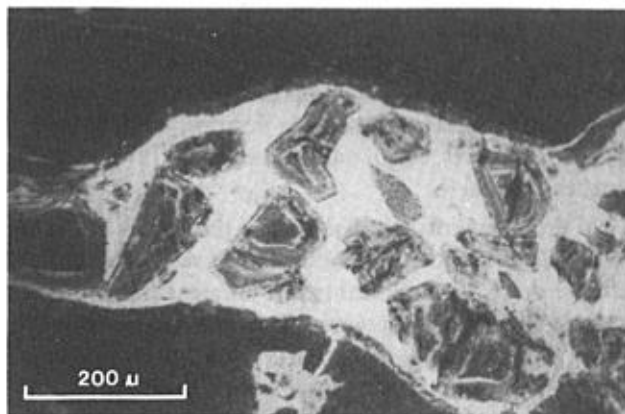


FIGURE 56 – Microphotographie (lumière naturelle) d'un échantillon de hyaloclastites (éch. 137A<sub>4</sub>) provenant de la partie supérieure d'une coulée massive de basalte à pyroxène. Noter l'abondance de fragments de verre dans une matrice chloriteuse et carbonatée. Les plus petits fragments présentent une texture réactionnelle avec la matrice.

de verre à peine dévitrifié avec de rares microphénocristaux de pyroxène partiellement recristallisés en actinote et chlorite. Leur matrice microblastique est riche en actinote, zoïsite et chlorite avec des minéraux opaques dans les microfissures.

## BASALTES À PLAGIOCLASE

### Caractéristiques macroscopiques

Proportionnellement beaucoup moins nombreux que les deux autres types de basaltes dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, les basaltes à plagioclase forment plusieurs séquences de laves massives ou en coussins dans la partie nord des blocs 9, 8' et 11. À la différence des deux autres faciès, les coussins sont de plus petite taille ( $0.10 \times 0.20$  à  $0.6 \times 3$  m) et sont beaucoup plus globuleux (figure 57). On observe encore des coussins multilobés et interconnectés avec localement des cavités intracoussins, celles-ci étant cependant beaucoup moins nombreuses. Par ailleurs, les espaces interstitiels sont beaucoup plus grands et les coussins ne sont généralement pas jointifs (figures 57 et 58). Les coulées massives sont généralement très homogènes mais possèdent localement un débit prismatique.

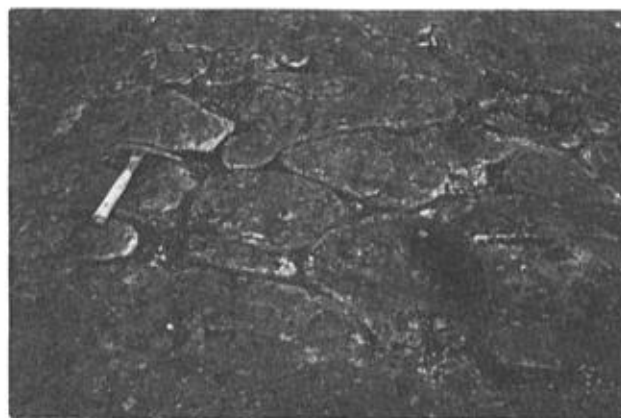


FIGURE 57 – Exemple d'une coulée de basalte à plagioclase Groupe de Chukotat. Noter d'une part la forme plus globuleuse des coussins ; et d'autre part la grandeur des espaces intracoussins.

La lave est aphyrique à microgrenue avec quelques cristaux de plagioclase visibles à l'œil nu (2 à 3%, exceptionnellement jusqu'à 15-20% ;  $\varnothing < 3$  mm), et parfois quelques microphénocristaux d'olivine (au plus 1%) et de pyroxène (au plus 2-3%). La cassure, de teinte vert clair à gris vert soutenu, est très esquilleuse et la lave se brise comme du verre. Elle contient fréquemment des amygdales ( $\varnothing < 2$  mm) remplies de quartz, de carbonate et d'épidote avec, dans certains cas, des minéraux opaques de pyrrhotite et/ou de chalcopyrite.



FIGURE 58 – Exemple de coussins dans une coulée de basalte à plagioclase du Groupe de Chukotat. Noter la forme des coussins, la présence de cavités intracoussins et l'abondance des espaces interstitiels entre les coussins.

#### Caractéristiques microscopiques

Les basaltes à plagioclase sont caractérisés par la présence de quelques microlattes de plagioclase (2-4% ;  $\varnothing < 1$  mm) recristallisées en épidote avec des traces d'albite, de séricite et de chlorite. La pâte microblastique est riche en actinote, chlorite, épidote, leucoxène avec calcite, quartz et minéraux opaques (Po-Py) comme phase minérale accessoire (figures 59 et 60). De rares cristaux automorphes et pseudomorphosés d'olivine et ou de pyroxène (0-5%) sont parfois associés au plagioclase. Enfin, des amygdales remplies de quartz, de carbonate et localement de minéraux opaques (pyrrhotite et/ou pyrite) sont disséminées dans la mésostase.

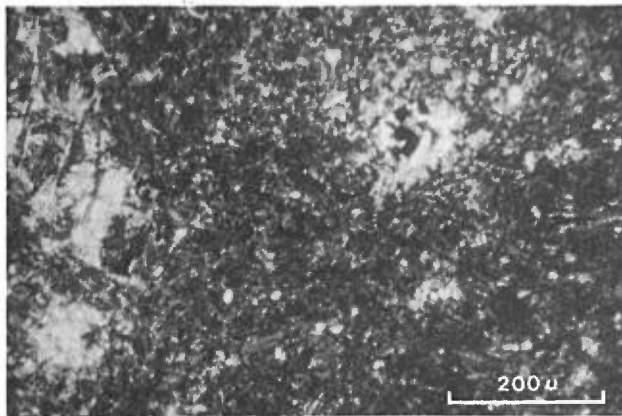


FIGURE 59 – Microphotographie d'un échantillon de basalte à plagioclase (x2.5, L = 8 mm). Noter la présence de microphénocristaux de plagioclase et de quelques amygdales chloriteuses.

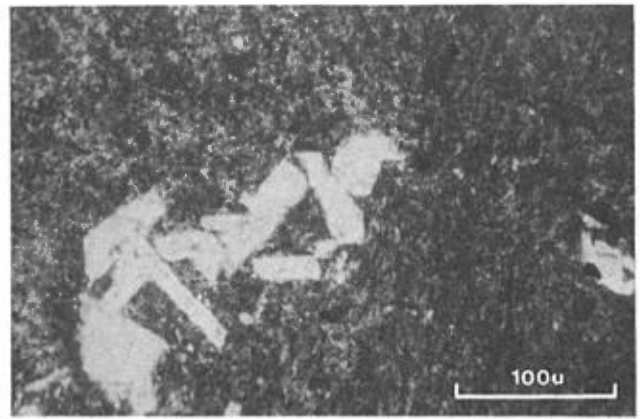


FIGURE 60 – Microphotographie d'un échantillon de basalte à plagioclase (x10, L = 4 mm). Noter la taille et la forme de microphénocristaux de plagioclase.

## Volcanologie

L'abondance des coulées coussinées et la rareté des amygdales montrent que les basaltes du Groupe de Chukotat se sont épanchés en milieu sous-aquatique de grande profondeur où ils ont probablement constitué une vaste plaine abyssale du type des fonds océaniques actuels. La présence de laves cordées de type pahoéhoé, la morphologie très aplatie et très allongée des coussins, l'existence de texture microspinifex et de varioles montrent qu'au moment de son épanchement, le magma à l'origine des basaltes à olivine et des basaltes à pyroxène était extrêmement fluide et chaud et s'est refroidi rapidement. Conformément aux travaux expérimentaux sur les komatiites archéennes, il est probable que les laves komatiitiques émises atteignaient des températures de l'ordre de 1600°C. Par ailleurs, le volume de magma expulsé a été considérable, et les éruptions volcaniques étaient uniquement effusives. Dans le cas des basaltes à plagioclase, les coussins sont plus bulbeux, moins aplatis, ce qui traduit une plus grande viscosité de la lave et possiblement une température d'émission plus faible, de l'ordre de 1200°C. Or, ces dernières caractéristiques physiques sont intimement liées à la composition chimique des basaltes à plagioclase qui, nous le verrons, sont typiquement tholéïtiques, ce qui est conforme aux travaux expérimentaux actuels.

Un problème majeur, déjà signalé par Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1981-1983), est l'absence apparente de dykes importants qui auraient pu servir de voies de cheminement pour les laves. Toutefois, de nombreux filons-couches mafiques et ultramafiques recoupent le Groupe de Povungnituk et il est hautement probable que ces filons sont comagmatiques des laves du Groupe de Chukotat. Plusieurs filons de périclase-pyroxénite recoupent également les laves du Groupe de Povungnituk et pourraient constituer les systèmes nourriciers du Groupe de Chukotat (Bédard *et al.*, 1984 ; Picard et Giovenazzo, en préparation).

À propos des cavités intracoussins, au moins deux hypothèses peuvent être proposées (Hargreaves et Ayres, 1979 ; Baragar, 1984 ; Yamagishi, 1985) : 1) les cavités résulteraient de l'accumulation de gaz dans l'apex des coussins ; 2) les cavités résulteraient de vidanges successives des coussins. Dans la première hypothèse, on suppose qu'au moment de leur mise en place, les laves véhiculaient des gaz dissouts dans le magma et qu'à un certain stade de l'évolution des magmas et de leur refroidissement, il y a eu séparation entre phase gazeuse et phase liquide. Toutefois, cette première explication ne tient pas quand on considère l'absence d'amygdales dans les basaltes à olivine et les basaltes à pyroxène. Une autre explication, plus plausible, serait de supposer le piégeage de « bulles » de vapeur d'eau dues à la vaporisation d'eau de mer incorporée au magma. Cette dernière explication serait cohérente, mais elle n'explique pas pourquoi les cavités sont toujours situées dans la partie amont des coussins. Elle n'explique pas non plus, comment huit cavités superposées ont pu se former dans un même coussin, ni pourquoi la base des cavités est toujours plate, et pourquoi les cavités sont limitées par une bordure figée. Aussi, l'hypothèse de vidanges successives de coussins paraît la plus vraisemblable. En effet, nous avons montré que les coussins étaient multilobés avec des rentrants et interconnectés, formant de véritables tubes d'écoulement. Or, les mécanismes de croissance des coussins ont été étudiés en détail par Hargreaves et Ayres (1979) et Yamagishi (1985). Ces auteurs ont montré que les coussins augmentaient peu à peu de volume, jusqu'à un seuil de rupture de la croûte figée, laquelle s'ouvrait, laissant le passage à une nouvelle effusion de magma et entraînant la formation d'un nouveau lobe de lave. Cette excroissance subite entraîne la vidange du coussin initial, laissant un vide dans ce dernier à l'origine des cavités observées. Après la vidange de la lave, les parois de la cavité se refroidissent plus rapidement que les restes du coussin, expliquant la bordure figée observée. Si ce mécanisme d'excroissance se produit plusieurs fois, on peut facilement comprendre la formation de cavités superposées. Ainsi, de telles cavités témoigneraient des vidanges successives des coussins et donc de la fluidité des magmas. De plus, de telles cavités peuvent alors être considérées comme de bons marqueurs de polarité, et de bons indicateurs sur les directions et le sens des écoulements. A ce propos, il devient facile d'expliquer pourquoi les cavités intracoussins sont plus rares dans les basaltes à plagioclase, ces derniers basaltes étant plus visqueux que les autres types de basalte.

## Géochimie

### TRAVAUX ANALYTIQUES

Quatre-vingt-quinze analyses chimiques des éléments majeurs et traces (tableaux 7 et 8 et annexe 5) ont été effectuées au Centre de Recherche Minérale du Québec (CRM). Parmi celles-ci, 88 analyses ont été sélectionnées

(PAF  $\leq$  4%) pour étudier les caractéristiques géochimiques de ces laves : 55 analyses de basalte à olivine ; 22 analyses de basalte à pyroxène ; 3 analyses de basalte à pyroxène (et/ou plagioclase) et 8 analyses de basalte à plagioclase. Enfin 23 analyses de terres rares et des éléments traces Th, Ta et Hf (tableau 8) ont été effectuées par activation neutronique à Grenoble (France) aux Instituts Laue Langevin et Dolomieu.

**TABLEAU 7 – Caractéristiques géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat. Pour chaque faciès les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales observées (cf. tableaux d'analyses chimiques de l'annexe 5).**

Groupe de Chukotat			
	Basaltes à olivine n=55	Basaltes à pyroxène n=22	Basaltes à plagioclase n=11
<b>Oxydes (% en poids)</b>			
SiO <sub>2</sub>	46.0-52.3	46.6-52.5	47.0-49.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.90-13.9	11.0-14.0	13.0-14.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	11.0-14.3	11.0-13.8	12.5-15.8
MgO	8.56-17.3	8.02-12.3	5.52-7.86
CaO	7.40-14.7	7.43-13.7	8.70-12.8
Na <sub>2</sub> O	0.10-2.94	0.45-3.42	0.87-2.87
K <sub>2</sub> O	0.02-0.79	0.02-0.42	0.07-0.75
TiO <sub>2</sub>	0.53-0.72	0.65-0.90	1.00-2.09
MnO	0.14-0.21	0.14-0.20	0.18-0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01-0.08	0.03-0.10	0.07-0.26
PAF	2.00-3.88 (max 5.1%)	2.02-3.26	2.20-3.77 (max 5.30)
<b>Éléments traces (ppm)</b>			
Zr	35-52	41-78	58-150
Y	11-15	15-21	20-27
Nb	12-19*	13-19*	16-28*
Rb	2-11	2-15	3-14
Sr	21-453	41-363	76-308
Ba	13-114	13-183	16-678
Cr	231-916	72-333	41-135
Co	45-82	44-60	48-61
Ni	210-617	94-312	73-161
V	200-291	238-311	279-353

\* Lors des dosages par le CRM le niobium a été systématiquement surdosé d'environ 12 ppm (Cf. tableaux de l'annexe 5).

### CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES

Dans l'ensemble, les basaltes du Groupe de Chukotat possèdent une composition chimique comprise entre 46 et 53% de SiO<sub>2</sub> (tableau 7). Ils sont relativement peu alumineux (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 9-15%) et sont surtout caractérisés par leurs hautes teneurs en MgO, Cr et Ni (MgO = 6 à 18% ; Cr = 40 à 920 ppm ; Ni = 70 à 620 ppm) et leurs faibles teneurs en TiO<sub>2</sub> (0.5 à 2.1%). Les autres éléments majeurs, moins caractéristiques, présentent des variations liées, d'une part aux mécanismes de différenciation dans le cas du fer (11 à 16%), du manganèse (0.14 à 0.23%) et du phosphore (0.01 à 0.26%), et d'autre part aux mécanismes d'altération dans le cas du potassium (0.02 à 0.79%) et du sodium (0.10 à 3.5%). Le calcium (7.4 à 14%) montre des variations dues à la combinaison des deux mécanismes. Les teneurs en éléments hydro-

**TABLEAU 8 – Distribution des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares pour quelques basaltes du Groupe de Chukotat. Les teneurs en éléments majeurs sont recalculées à 100% en base anhydre. Pour les éléments traces Zr, Y et Nb, deux valeurs sont parfois indiquées, la première donnant les teneurs obtenues au Centre de recherche minérale du Québec (CRM), et la seconde les teneurs obtenues par XRF à l'université Claude Bernard à Lyon, France. Les valeurs du rapport Zr/Y ci-dessous correspondent à celles calculées à partir des données du CRM.**

Échant. Iden. Séq.**	113A Px A <sub>1</sub>	115A O1 A <sub>2</sub>	117A O1 A <sub>2</sub>	121B O1 A <sub>2</sub>	123A O1 B <sub>1</sub>	125A Px B <sub>1</sub>	125B Px B <sub>1</sub>	126A O1 B <sub>2</sub>	127C O1 B <sub>2</sub>	128A O1 B <sub>2</sub>	128D O1 B <sub>3</sub>	130C O1 B <sub>3</sub>	131B Px B <sub>3</sub>	131F Px B <sub>3</sub>	132B O1 B <sub>4</sub>	132E O1 B <sub>4</sub>	133A PI B <sub>4</sub>	133C O1 B <sub>5</sub>	136C O1 B <sub>5</sub>	136D Px B <sub>5</sub>	137D Px B <sub>5</sub>	140A PI C <sub>1</sub>	140D PI C <sub>1</sub>
<b>Oxydes (% du poids)</b>																							
SiO <sub>2</sub>	50.22	49.01	49.02	48.03	44.64	50.92	51.99	51.36	47.33	48.49	49.91	47.57	49.39	50.52	50.47	48.44	50.10	47.13	51.95	51.88	51.72	48.98	50.64
Al <sub>2</sub> O	13.97	10.41	10.51	11.14	10.85	11.37	14.38	10.95	9.54	11.25	11.14	11.76	13.99	14.02	11.98	12.32	14.09	12.70	11.79	13.56	12.75	13.91	14.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12.25	12.46	12.8	12.57	13.66	11.99	11.3	11.46	13.42	12.38	11.74	12.78	12.98	12.60	11.77	13.03	13.58	14.65	11.18	13.15	13.16	14.62	13.55
MgO	8.54	15.32	14.99	13.08	20.13	12.60	8.24	14.12	17.72	13.20	14.38	14.10	9.44	9.13	12.29	11.80	6.49	12.81	11.90	9.55	9.55	8.04	7.03
CaO	10.83	10.19	11.03	13.59	9.74	10.66	11.61	10.03	10.55	12.69	10.53	11.66	10.75	9.19	12.39	12.52	11.11	10.35	9.60	8.25	9.43	11.66	9.86
Na <sub>2</sub> O	3.04	1.65	0.69	0.63	0.09	1.44	1.07	1.16	0.55	0.98	1.29	1.15	2.30	3.35	0.10	0.87	2.95	1.18	2.35	2.46	2.13	1.33	2.33
K <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.06	0.05	0.02	0.10	0.38	0.07	0.06	0.05	0.09	0.05	0.05	0.07	0.13	0.12	0.35	0.23	0.50	0.04	0.12	0.12	0.76
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.65	0.68	0.68	0.65	0.67	0.79	0.66	0.59	0.71	0.68	0.70	0.85	0.91	0.61	0.64	1.03	0.68	0.56	0.86	0.86	1.08	1.12
MnO	0.17	0.18	0.19	0.17	0.18	0.18	0.17	0.16	0.22	0.18	0.17	0.18	0.18	0.16	0.18	0.21	0.20	0.22	0.16	0.18	0.20	0.18	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.05	0.03	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.01	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.10	0.07	0.01	0.06	0.07	0.07	0.11
PAF*	2.36	2.73	2.66	2.63	5.05	2.07	2.75	2.36	3.55	2.62	2.52	3.06	2.71	2.02	3.46	3.82	3.77	3.88	2.56	2.68	2.38	2.20	2.20
<b>Total*</b>	<b>101.12</b>	<b>100.67</b>	<b>98.74</b>	<b>100.48</b>	<b>100.93</b>	<b>99.67</b>	<b>100.08</b>	<b>100.11</b>	<b>101.16</b>	<b>100.37</b>	<b>101.29</b>	<b>101.66</b>	<b>101.32</b>	<b>101.19</b>	<b>101.14</b>	<b>101.26</b>	<b>100.98</b>	<b>101.49</b>	<b>100.92</b>	<b>100.02</b>	<b>100.40</b>	<b>99.99</b>	<b>100.1</b>
<b>Éléments traces (ppm)</b>																							
Zr	62-55	43-40	45-44	48-49	47-46	48	78-75	45-43	40-44	48	47	52-42	55	56-53	39	41-36	58-61	42	36	51-52	50	60-52	66
Y	18-16	13-15	14-15	15-15	13-14	15	19-17	14-15	13-14	15	14	15-17	16	19-16	15	15-14	22-23	15	13	17-18	17	20-22	23
Nb	15-3	15-1	15-2	17-1	17-1	14	15-2	13-2	16-2	17	13	16-2	16	16-4	14	15-1	17-4	18	14	13-2	15	17-3	18
Rb	9	2	3	4	3	3	9	2	3	4	3	5	5	5	5	7	6	5	11	2	7	5	14
Sr	286	55	110	151	11	94	95	69	28	83	94	314	127	108	19	36	90	45	81	54	46	153	97
Ba	39	31	31	35	7	54	183	42	21	35	41	24	27	46	26	40	57	36	112	22	62	65	678
Cr	196	490	673	420	1100	561	224	605	769	349	443	643	304	164	231	389	100	462	522	214	252	137	673
Co	50	66	64	65	92	61	44	69	69	57	67	68	52	46	46	60	49	59	66	53	52	50	58
Ni	103	527	528	380	982	462	94	617	544	373	541	566	146	121	247	305	161	257	372	145	141	83	91
V	280	214	227	233	215	241	238	223	210	235	232	256	274	298	233	256	339	266	240	279	277	289	286
Th	0.11	0.59	0.72	0.77	0.19	1.05	3.19	0.73	n.d.	0.82	0.64	0.38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.21	0.35	0.25	0.46	n.d.
Ta	1.02	0.85	0.72	0.76	0.38	0.60	0.94	1.31	1.11	0.57	0.51	0.63	0.55	0.79	0.81	0.95	0.88	0.47	0.39	1.62	0.41	0.69	0.55
Hf	1.33	1.53	1.41	1.29	1.15	1.46	1.92	1.11	0.93	1.39	1.24	1.01	1.41	1.33	0.86	0.87	1.63	1.09	1.27	0.57	1.17	1.48	1.53
Sc	40	34	34	34	36	41	36	33	34	44	40	35	46	44	39	43	47	45	49	42	50	49	54



Échant. Iden. Séq.**	113A Px A <sub>1</sub>	115A O1 A <sub>2</sub>	117A O1 A <sub>2</sub>	121B O1 A <sub>2</sub>	123A O1 B <sub>1</sub>	125A Px B <sub>1</sub>	125B Px B <sub>1</sub>	126A O1 B <sub>2</sub>	127C O1 B <sub>2</sub>	128A O1 B <sub>2</sub>	128D O1 B <sub>3</sub>	130C O1 B <sub>3</sub>	131B Px B <sub>3</sub>	131F Px B <sub>3</sub>	132B O1 B <sub>4</sub>	132E O1 B <sub>4</sub>	133A PI B <sub>4</sub>	133C O1 B <sub>5</sub>	136C O1 B <sub>5</sub>	136D Px B <sub>5</sub>	137D Px B <sub>5</sub>	140A PI C <sub>1</sub>	140D PI C <sub>1</sub>
<b>Terres rares (ppm)</b>																							
<b>La</b>	4.09	1.74	1.99	3.09	6.20	4.20	11.31	4.02	2.84	3.89	3.21	2.18	5.17	5.77	2.43	1.75	3.43	1.97	3.77	5.08	5.27	5.75	6.23
<b>Ce</b>	9.76	7.72	7.77	8.69	14.96	9.07	22.63	7.73	7.75	8.17	6.97	6.10	7.41	7.82	6.34	5.85	9.77	6.53	5.99	7.78	7.66	9.25	9.78
<b>Nd</b>	6.45	4.20	5.25	6.57	5.71	6.64	11.47	4.32	4.87	4.78	3.84	5.45	6.08	6.04	3.63	3.72	7.60	3.23	3.70	5.76	6.56	6.78	8.91
<b>Sm</b>	2.09	1.46	1.57	1.70	1.68	1.67	2.65	1.48	1.53	1.60	1.42	1.49	1.92	2.10	1.52	1.56	2.61	1.57	1.68	1.67	2.01	2.25	2.61
<b>Eu</b>	0.95	0.55	0.59	0.98	0.61	0.74	0.81	0.56	0.66	0.56	0.79	0.87	0.83	0.81	0.79	0.69	1.21	0.76	0.79	0.51	0.78	0.84	1.03
<b>Tb</b>	0.54	0.43	0.44	0.42	0.37	0.39	0.47	0.37	0.42	0.41	0.37	0.36	0.43	0.51	0.42	0.40	0.60	0.34	0.36	0.38	0.42	0.50	0.66
<b>Yb</b>	2.03	1.29	1.29	1.42	1.59	1.82	2.08	1.31	1.45	1.73	1.64	1.42	2.24	1.99	1.52	1.66	2.75	1.57	1.85	1.63	2.09	2.11	2.68
<b>Lu</b>	0.301	0.165	0.21	0.197	0.264	0.24	0.276	0.218	0.244	0.25	0.26	0.296	0.34	0.288	0.232	0.257	0.319	0.25	0.42	0.299	0.28	0.241	0.36
<b>Rapports caractéristiques</b>																							
<b>La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub></b>	1.14	0.73	0.77	1.06	2.16	1.47	2.50	1.59	1.13	1.42	1.32	0.86	1.58	1.61	0.94	0.66	0.77	0.73	1.31	1.77	1.53	1.50	1.40
<b>La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub></b>	1.27	0.89	1.02	1.38	2.47	1.46	3.45	1.95	1.29	1.42	1.24	0.97	1.46	1.84	1.01	0.67	0.79	0.80	1.29	1.98	1.60	2.44	1.47
<b>Th/Ta</b>	0.11	0.69	1.00	1.01	0.50	1.75	3.39	0.56	n.d.	1.44	1.25	0.60	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.54	0.22	0.56	0.67	n.d.
<b>La/Ta</b>	4.01	2.05	2.76	5.13	6.31	7.00	2.03	3.07	2.58	6.82	6.29	3.46	9.40	7.30	3.00	0.95	3.90	4.19	9.66	3.13	12.85	8.33	11.33
<b>Zr/Y</b>	3.44	3.30	3.20	3.20	3.60	3.20	4.10	3.21	3.08	3.20	3.36	3.47	3.43	2.95	2.60	2.73	2.64	2.80	2.77	3.00	2.94	3.00	2.87

\* Valeurs brutes tirées de l'annexe 5.

\*\* Séquences volcaniques apparaissant sur la carte N° 2056C.

magmaphiles Zr, Y et Nb sont relativement faibles (Zr = 35-150 ppm ; Y = 11-27 ppm et Nb = 12-28 ppm) mettant en évidence le caractère primitif de ces basaltes. De même, les teneurs en Sr, Rb et Ba sont faibles (Sr = 20-450 ppm ; Rb = 2-15 ppm ; Ba = 13-680 ppm) avec d'importantes variations liées à l'altération. À ce propos, les valeurs de la perte au feu (PAF) et les teneurs en S (annexe 5 et carte N°2056C) sont irrégulières et indépendantes de la stratigraphie avec un bruit de fond de la perte au feu de l'ordre de 2 à 2.5%.

Nous avons noté précédemment qu'il existait trois types pétrographiques majeurs : des basaltes à olivine, des basaltes à pyroxène et des basaltes à plagioclase. Ces trois types sont également bien caractérisés sur le plan géochimique.

Les *basaltes à olivine* ( $\text{SiO}_2 = 46.0 - 52.3\%$ ) se distinguent des deux autres types par leurs faibles teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.9 - 13.9\%$  ;  $\text{TiO}_2 = 0.53 - 0.72\%$ ) et à l'opposé par leurs teneurs élevées en MgO, Cr et Ni (MgO = 8.56 - 17.3% ; Cr = 231-916 ppm ; Ni = 210-617 ppm).

Les *basaltes à pyroxène* ( $\text{SiO}_2 = 46.6 - 52.5\%$ ) sont un peu plus riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.1-14.0\%$  ;  $\text{TiO}_2 = 0.65 - 0.90\%$ ), les teneurs en titane étant toujours inférieures à 1%. Ils sont par contre, plus pauvres en MgO, Cr et Ni (MgO = 8.02 - 12.3% ; Cr = 72 - 333 ppm ; Ni = 94 - 312 ppm), ces dernières teneurs restant encore relativement élevées.

Les *basaltes à plagioclase* ( $\text{SiO}_2 = 47.0 - 49.7\%$ ) sont les plus riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13.0 - 14.9%) et possèdent des teneurs en  $\text{TiO}_2$  systématiquement supérieures à 1% ( $\text{TiO}_2 = 1.00 - 2.09\%$ ). À l'opposé, leurs teneurs en MgO, Cr et Ni sont les plus basses observées dans les basaltes du Groupe de Chukotat (MgO = 5.5 - 8% ; Cr = 41 - 135 ppm ; Ni = 73 - 161 ppm).

En résumé, les trois types de basaltes du Groupe de Chukotat ont les caractéristiques géochimiques suivantes :

- Basaltes à olivine :  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9 - 14\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.5 - 0.75\%$  ; MgO = 9 - 18% ; Cr = 230 - 920 ppm ; Ni = 210 - 620 ppm ;
- Basaltes à pyroxène :  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11-14\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.65-0.90\%$  ; MgO = 8-12% ; Cr = 70-330 ppm ; Ni = 90-310 ppm ;
- Basaltes à plagioclase :  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 13\%$  ;  $\text{TiO}_2 > 1\%$  ; MgO  $\leq 8\%$  ; Cr < 140 ppm ; Ni < 160 ppm.

Ces caractéristiques sont comparables aux observations de Francis *et al.* (1981) qui ont situé les limites suivantes pour les trois types de basalte : basaltes à olivine : MgO = 12-19% ; basaltes à pyroxène : MgO = 8-12% ; et basaltes à plagioclase : MgO = 4-7%. Toutefois, ces auteurs ont établi des coupures très nettes, uniquement basées sur les teneurs de MgO. Dans la réalité, les limites ne sont pas aussi tranchées et l'utilisation de plusieurs éléments chimiques est préférable pour discriminer les

trois types de basaltes. De fait, le seul élément qui semble vraiment se prêter au choix de bornes pour distinguer les trois faciès est le titane (tableau 7) : basaltes à olivine :  $\text{TiO}_2 = 0.5-0.75\%$  ; basaltes à pyroxène :  $\text{TiO}_2 = 0.65-0.90\%$  ; et basaltes à plagioclase :  $\text{TiO}_2 \geq 1\%$ . Ces derniers basaltes présentent d'ailleurs de nombreuses analogies avec les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk.

Sur la carte N°2056C, nous avons reporté les caractéristiques géochimiques des laves en fonction de la position stratigraphique des échantillons (coupes HH' et II', carte N°2056A et figure 3). Si on considère la distribution de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , MgO, Cr et Ni, l'existence de plusieurs séquences magmatiques au sein des basaltes du Groupe de Chukotat apparaît immédiatement (séquences A<sub>1</sub>-A<sub>2</sub> ; B<sub>1</sub> à B<sub>5</sub> ; C<sub>1</sub>). La première séquence A<sub>1</sub> est uniquement constituée de basalte à pyroxène avec des teneurs constantes en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , MgO, Cr et Ni. Les séquences A<sub>2</sub>, B<sub>1</sub> à B<sub>3</sub> passent graduellement de basalte à olivine à des basaltes à pyroxène. Elles sont caractérisées par une diminution progressive des teneurs en MgO et Ni ainsi que Cr mais de façon plus irrégulière. Parallèlement, les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  augmentent peu à peu. Pour ces dernières, le passage d'une séquence à l'autre est net et caractérisé par une augmentation brutale des teneurs en MgO, Cr et Ni. La séquence B<sub>4</sub> se distingue des précédentes par un passage net des basaltes à olivine à des basaltes à plagioclase, caractérisé par une augmentation brutale des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ , et une chute abrupte des teneurs en MgO, Cr et Ni. La séquence B<sub>5</sub> évolue de basaltes à olivine faiblement enrichis en MgO, Cr et Ni, vers des basaltes à pyroxène, le passage d'un faciès à l'autre étant très abrupt. Enfin, la séquence C<sub>1</sub> est uniquement constituée de basalte à plagioclase à teneurs élevées en  $\text{TiO}_2$ .

Ces observations mettent en évidence, un magmatisme polyphasé, caractérisé par des injections multiples de liquide primitif. Elles suggèrent l'existence d'un lien génétique entre les basaltes à olivine et les basaltes à pyroxène, ce qui ne semble pas évident dans le cas des basaltes à pyroxène et des basaltes à plagioclase. De plus, l'appauvrissement progressif des teneurs en MgO, Cr et Ni des basaltes à olivine les plus primitifs d'une séquence à l'autre, montre que les liquides primitifs à l'origine de chacune de ces séquences ont évolué avec le temps.

Sur les diagrammes binaires de l'annexe 6, nous avons représenté la distribution des éléments majeurs et traces en fonction du zirconium, utilisé comme indice de différenciation. Ces diagrammes font ressortir les points suivants :

- 1)  $\text{SiO}_2$ , CaO,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  montrent d'importantes variations pour un même valeur de Zr (annexe 6), révélant la mobilité de ces quatre éléments au cours de la différenciation.  $\text{FeO}_t$  est également variable pour une valeur donnée de Zr, mais d'une manière générale, les teneurs en fer augmentent quand on passe des basaltes à olivine aux basaltes à pyroxène, puis aux basaltes

à plagioclase, suggérant un fractionnement tholéïtique.

- 2)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  augmente des basaltes à olivine les plus primitifs jusqu'aux basaltes à pyroxène les plus évolués, définissant deux tendances de différenciation (cf. étude de la cristallisation fractionnée). Une telle distribution révèle le comportement hygromagmaphile de l'aluminium au cours de l'évolution des liquides à l'origine des basaltes à olivine et pyroxène du Groupe de Chukotat. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tendent par contre à diminuer dans les basaltes à plagioclase en raison du rôle majeur joué par le plagioclase à ce stade des fractionnements.
- 3) Les éléments  $\text{TiO}_2$ , Y et, dans une moindre mesure,  $\text{Nb}^{(1)}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{FeO}_1$  montrent une bonne corrélation positive avec Zr liée à leur comportement incompatible au cours des fractionnements. Leurs teneurs augmentent régulièrement au cours de la différenciation suggérant une évolution des trois types de basaltes essentiellement contrôlée par la cristallisation fractionnée.
- 4) Les teneurs en MgO, Cr, Ni et Co chutent fortement au début du fractionnement dans les basaltes à olivine, puis plus faiblement dans le cas des basaltes à pyroxène, et leur distribution devient faiblement pentée dans le cas des basaltes à plagioclase (voir annexe 6). Un tel comportement de MgO, Cr, Ni et Co révèle l'importance des fractionnements de l'olivine et, accessoirement, de la chromite dans les basaltes à olivine (tendance de fractionnement 1, annexe 6) et, dans une moindre mesure, dans les basaltes à pyroxène où les fractionnements seraient plutôt contrôlés par la cristallisation eutectique de l'olivine et du pyroxène (tendance de fractionnement 2). Dans les basaltes à plagioclase, la cristallisation serait davantage contrôlée par le fractionnement du plagioclase avec participation du pyroxène et, accessoirement, de l'olivine (baisse des teneurs en MgO, Cr et Ni, ainsi que des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; tendance de fractionnement 3).

D'une manière générale, l'augmentation des teneurs en titane, en phosphore et en fer au cours de l'évolution des basaltes du Groupe de Chukotat (voir carte N°2056C) suggère une affinité géochimique tholéïtique. De plus, les hautes teneurs en MgO, Cr et Ni des basaltes à olivine évoquent pour ces derniers une nature picritique ou de basalte komatiitique. Dans le diagramme Al -  $\text{Fe}_t + \text{Ti}$  - Mg de Jensen (figure 61), les basaltes à olivine se distribuent effectivement dans le champ des basaltes komatiitiques ou des picrites, tandis que les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase passent dans le champ

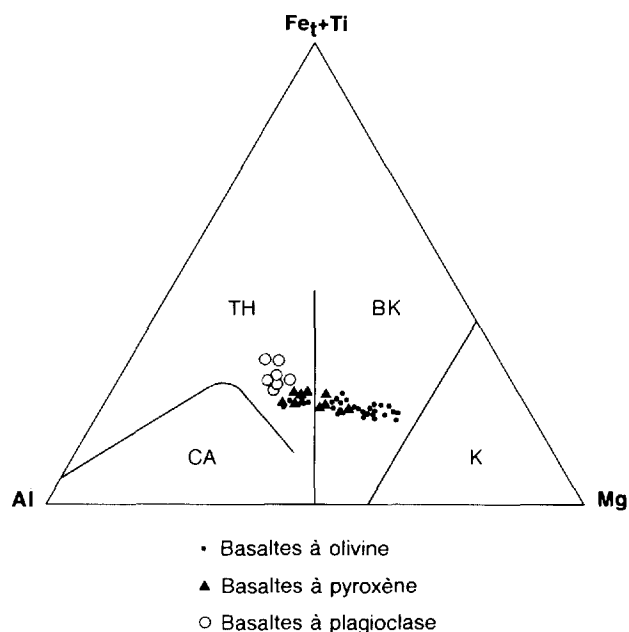


FIGURE 61 - Diagramme Al- $\text{Fe}_t + \text{Ti}$ -Mg (Jensen, 1976) pour les basaltes du Groupe de Chukotat. TH = champ tholéïtique; CA = champ calco-alcalin; BK = champ des basaltes komatiitiques et des picrites; K = champ des komatiites.

des basaltes tholéïtiques où ils se caractérisent par la croissance de la somme des éléments Fe + Ti. Quant à la distinction des basaltes à olivine entre des picrites ou des basaltes komatiitiques, la question est délicate. Sur le plan géochimique, ces basaltes sont en fait de véritables picrites, mais l'existence, même locale, de basaltes à olivine à texture spinifex leur confère une affinité komatiitique (Arndt *et al.*, 1979).

Vingt-trois spectres de terres rares ont été réalisés au travers de la séquence magmatique (tableau 8 et figure 65, hors texte). À l'exception d'un spectre de basalte à pyroxène fortement enrichi en terres rares légères (éch. 125B;  $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2.5$ ,  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 3.45$ ), les spectres obtenus apparaissent faiblement déprimés à enrichis en terres rares légères ( $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 0.66-2.16$ ,  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.67-2.47$ ). Ils diffèrent des spectres de terres rares obtenus par Francis *et al.* (1981-1983) dans la région au sud d'Asbestos Hill, lesquels sont systématiquement déprimés en terres rares légères ( $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 0.66-1.02$ ). Les basaltes à olivine sont caractérisés par des spectres déprimés à faiblement enrichis en terres rares légères ( $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 0.66-2.16$ ,  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.67-2.47$ ). Les basaltes à pyroxène présentent des spectres similaires ( $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 0.77-2.50$ ,  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.79-3.45$ ), bien que plus élevés en valeurs absolues. Enfin, les basaltes à plagioclase sont les plus enrichis en teneurs absolues avec des rapports  $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 1.4-1.5$  et  $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.47-2.44$ . Dans le détail, on constate une évolution d'une séquence volcanique à l'autre. Ainsi, dans le bloc 8' (séquences B<sub>1</sub> à B<sub>5</sub>; figure 65, hors texte), les basaltes de la séquence B<sub>1</sub> sont enrichis en terres rares légères, alors que dans les séquences supérieures B<sub>2</sub> à B<sub>5</sub> les basaltes à olivine deviennent peu à peu déprimés en terres rares légères. De même, les basaltes à pyroxène, très enrichis en

1. Dans le diagramme Nb-Zr, la distribution des points définit une tendance qui recoupe l'axe des ordonnées pour une valeur de Nb = 10-15 ppm, correspondant à une erreur systématique dans le dosage du niobium. En effet, les éléments traces Zr, Y et Nb ont d'abord été dosés au Centre de recherche minière du Québec (CRM), puis une seconde fois par XRF à l'Université Claude Bernard de Lyon-France. Les secondes analyses sont systématiquement plus faibles et la différence correspond aux valeurs de Nb mentionnées ci-dessus (cf tableau 7).

TRLE dans la première séquence, deviennent moins enrichis dans les séquences supérieures. Ces observations, très différentes de celles de Francis *et al.* (1981-1983), suggèrent plusieurs hypothèses quant à l'origine des liquides primitifs des différentes séquences magmatiques (cf. caractéristiques pétrogénétiques ci-après). Dans le bloc 10 (cartes N°2056A et 2056C), les basaltes des séquences A<sub>1</sub> et A<sub>2</sub> possèdent des spectres déprimés à très faiblement enrichis en TRLE ( $La_n/Sm_n = 0.73-1.14$  et  $La_n/Yb_n = 0.89-1.38$ ), similaires à ceux observés plus à l'est par Francis *et al.* (1981-1983). Enfin, les basaltes à plagioclase de la séquence C<sub>1</sub> (bloc 11) sont faiblement enrichis en terres rares légères ( $La_n/Sm_n = 1.4-1.5$  et  $La_n/Yb_n = 1.47-2.44$ ).

### CARACTÉRISTIQUES PÉTROGÉNÉTIQUES

Les profils de terres rares présentés à la figure 65 (hors texte) et les rapports caractéristiques (tableau 8)  $La_n/Sm_n = 0.66$  à  $2.16$ ,  $La_n/Yb_n = 0.67$  à  $2.47$ ,  $Th/Ta = 0.11$  à  $1.44$  (exceptionnellement  $1.75$  et  $3.39$  pour les éch. 125A et B) et  $Zr/Y = 2.6$  à  $3.6$  varient notablement à l'intérieur d'une séquence donnée et d'une séquence à l'autre. Ces variations soulèvent la question sur l'homogénéité des sources à l'origine des liquides magmatiques, sur l'existence d'un ou de plusieurs taux de fusion partielle, sur l'influence éventuelle de mécanismes de contamination par la croûte continentale ou par les roches sédimentaires du Groupe de Povungnituk, et sur la nature des fractionnements qui ont contrôlé l'évolution des basaltes du Groupe de Chukotat.

#### Nature des liquides primitifs et relations génétiques entre les différents types de basalte

Les basaltes à olivine constituent les laves les plus primitives du Groupe de Chukotat et apparaissent, par leur composition, les plus proches de la source mantellique. En effet, si nous considérons les valeurs de l'indice de différenciation  $MGV = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe_t^{2+})$  (« Mg Value ») et les teneurs en Ni-Cr des différents types de faciès (tableau 7), nous obtenons les classes suivantes :

- basaltes à olivine :  $MGV = 0.59-0.73$ , Cr = 230-920 ppm, Ni = 210-620 ppm ;
- basaltes à pyroxène :  $MGV = 0.56-0.68$ , Cr = 70-330 ppm, Ni = 90-310 ppm ;
- basaltes à plagioclase :  $MGV = 0.43-0.52$ , Cr = 41-135 ppm, Ni = 73-161 ppm.

Ainsi, seuls les basaltes à olivine possèdent les caractères de liquides primitifs, ces derniers étant normalement caractérisés par des valeurs de l'indice de différenciation  $MGV$  compris entre  $0.68$  et  $0.75$  et des teneurs en chrome et nickel respectivement de  $600$  et  $300$  ppm (Steinberg *et al.*, 1979 ; Bougault, 1980). Remarquons cependant que bon nombre de basaltes à olivine possèdent des teneurs en Cr et Ni supérieures aux valeurs indiquées ci-dessus. Cette anomalie apparente peut facile-

ment s'expliquer par un effet cumulatif des microphénocristaux d'olivine dans les basaltes et/ou une augmentation des teneurs en Cr et Ni produite par un taux de fusion partielle supérieur à  $25\%$  (voir estimation des taux de fusion partielle ci-après). Les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase apparaissent beaucoup plus évolués et ne peuvent correspondre à des liquides primitifs.

Toutefois, une question importante est de déterminer si ces derniers basaltes dérivent des mêmes liquides que les basaltes à olivine ou non. Nous avons déjà partiellement élucidé cette question par nos observations pétrographiques et géochimiques. En effet, nous avons noté un continuum entre les basaltes à olivine les plus magnésiens et riches en microphénocristaux d'olivine, et les basaltes à pyroxène plus évolués, pauvres en microphénocristaux de pyroxène et d'olivine. Ce continuum est moins évident quand on considère les basaltes à plagioclase et nous n'avons pas véritablement observé dans la section considérée (coupes HH' et II', carte N°2056A), le passage entre les basaltes à pyroxène ou olivine et les basaltes à plagioclase. Toutefois, dans une autre coupe géologique, réalisée dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (Picard, en préparation), le passage entre les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase est progressif, laissant supposer une évolution continue de l'un à l'autre. Par ailleurs, les variations de l'indice  $MGV$  et la répartition des basaltes dans les diagrammes binaires en fonction du zirconium de l'annexe 6 ainsi que dans les diagrammes  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  (figure 62),  $\text{Log TiO}_2$ ,  $\text{Log Y}$  et  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$  (figure 63), suggèrent effectivement une relation génétique d'un faciès à l'autre. Cette relation est partiellement confirmée par la distribution des spectres de terres rares au sein de chacune des séquences, mais il n'est pas évident que cette évolution soit commandée par de simples mécanismes de cristallisation fractionnée, les spectres de terres rares au sein d'une même séquence n'étant pas strictement parallèles les uns aux autres<sup>(2)</sup> (figure 65, hors texte).

En conclusion, seuls les basaltes à olivine peuvent être considérés comme des liquides primitifs, les basaltes à pyroxène, et de manière moins évidente, les basaltes à plagioclase semblant dériver de ces liquides. En conséquence, une seule source magmatique semble à l'origine des basaltes du Groupe de Chukotat.

#### Nature des matériaux sources et de la fusion partielle

Si nous considérons uniquement les spectres de terres rares des basaltes à olivine les plus primitifs de chaque séquence (figure 65, hors texte), ceux-ci sont plats, faiblement enrichis à faiblement déprimés en terres rares légè-

2. Dans les spectres de terres rares obtenus, le lanthane montre pour plusieurs échantillons un comportement erratique en étant tantôt déprimé, tantôt enrichi par rapport aux autres terres rares. Cet élément étant normalement bien dosé en activation neutronique, ce comportement pourrait soit résulter d'une contamination par les roches sédimentaires, soit de l'altération. Cette dernière hypothèse paraît la plus vraisemblable puisque le lanthane est le plus sensible des lanthanides à l'altération, et le cérium, traceur de la fusion des roches sédimentaires, n'est pas affecté.

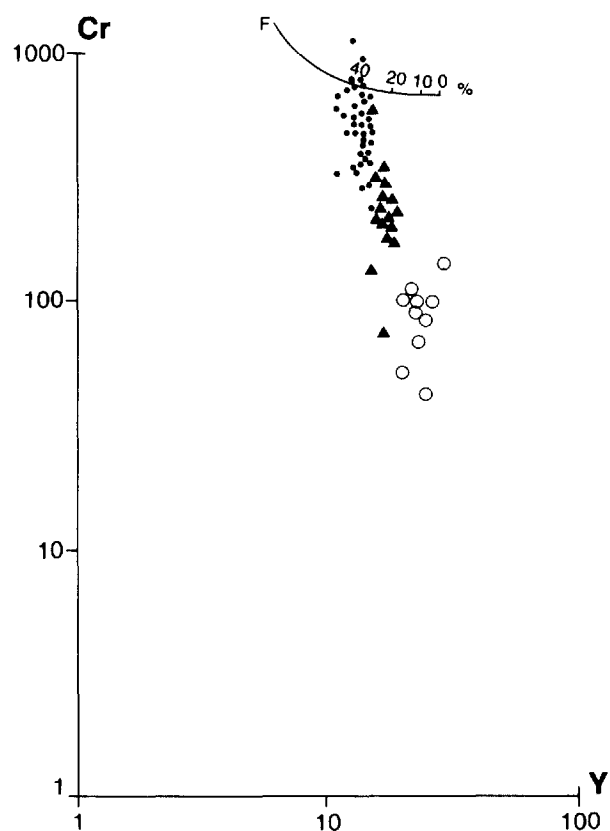


FIGURE 62 – Étude de la fusion partielle des liquides basaltiques du Groupe de Chukotat : estimation des taux de fusion partielle à l'aide du diagramme  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  (Pearce, 1980). Voir légende des symboles utilisés à l'annexe 6.

res, suggérant une source mantellique faiblement enrichie en terres rares légères du type lherzolite à spinelle. Toutefois, une anomalie positive en europium quasi-systématique pour les basaltes à olivine pourrait résulter de la présence de plagioclase dans la source et/ou de l'absence complète de fractionnement de celui-ci au début du fractionnement des liquides (cf. paragraphe sur la cristallisation fractionnée). Ainsi, la source mantellique des basaltes du Groupe de Chukotat pourrait être très superficielle et de nature lherzolitique à plagioclase  $\pm$  spinelle.

L'appauvrissement progressif en terres rares légères de la séquence B<sub>1</sub> à la séquence B<sub>5</sub> pourrait s'expliquer par des fusions successives de la source mantellique, les taux de fusion pouvant varier au cours du temps. Autrement dit, les séquences de basalte du Groupe de Chukotat pourraient résulter de plusieurs phases de fusion partielle à partir d'une même source mantellique de type lherzolite à plagioclase + spinelle, progressivement appauvrie en TRLE, chaque séquence résultant de l'évolution par cristallisation fractionnée des liquides produits. Un tel mécanisme de fusion partielle progressive où les liquides produits sont périodiquement séparés des matériaux sources, a été modélisé par Langmuir *et al.* (1977) et est qualifié par ces auteurs de fusion partielle dynamique (« Dynamic batch melting »).

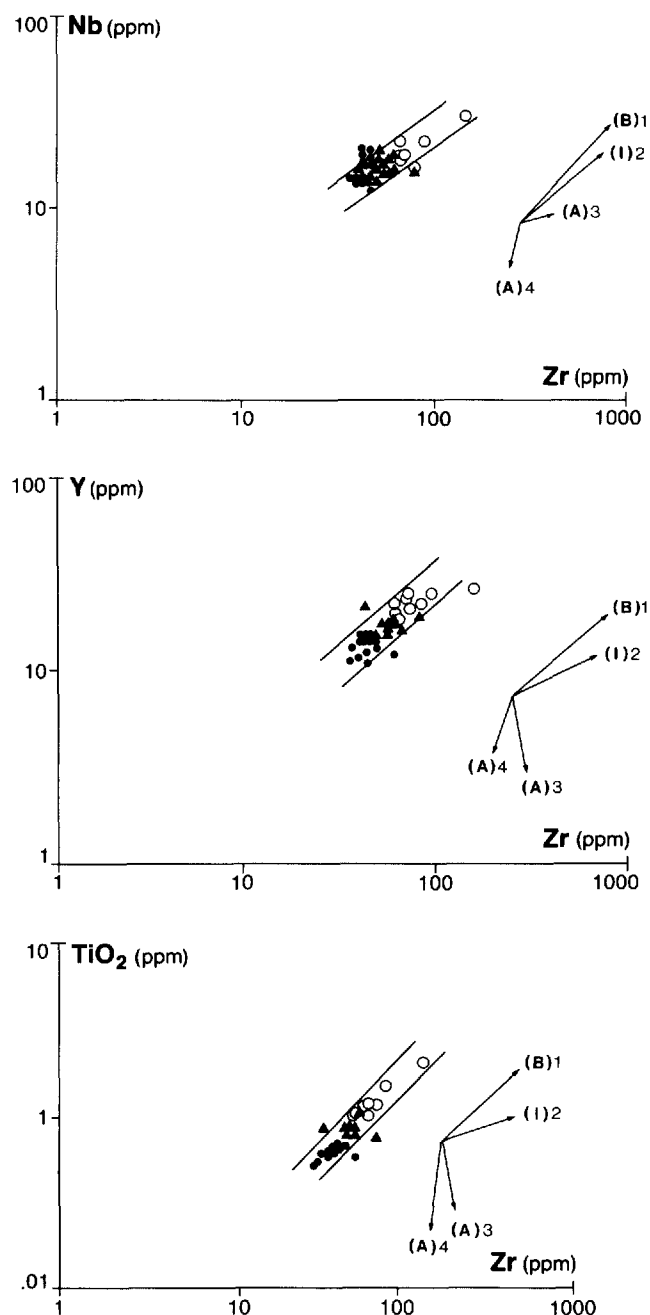


FIGURE 63 – Diagrammes  $\text{Log TiO}_2$ ,  $\text{Log Y}$  et  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$  permettant d'estimer la nature des fractionnements à l'origine des basaltes du Groupe de Chukotat, selon la méthode de Pearce et Norry (1979). Les vecteurs (1) à (4), calculés en utilisant l'équation de Rayleigh  $C_1/C_0 = F^{(D-1)}$ , correspondent pour des liquides basaltiques (B), intermédiaires (I) et acides (A) au fractionnement ( $F=50\%$ ) des assemblages suivants : 1)  $\text{Pl}_{50}\text{-Cpx}_{30}\text{-Ol}_{20}$  (B) ; 2)  $\text{Pl}_{50}\text{-Cpx}_{30}\text{-Ol}_{15}\text{-Mt}_5$  (I) ; 3)  $\text{Pl}_{60}\text{-Cpx}_{20}\text{-Am}_{15}\text{-Mt}_5$  (A) et 4)  $\text{Pl}_{60}\text{-Am}_{20}\text{-Bi}_{15}\text{-Mt}_5$  (A'). Voir légende des symboles utilisés à l'annexe 6.

#### Estimation des taux de fusion partielle

Dans l'hypothèse d'une source mantellique de type lherzolite à plagioclase  $\pm$  spinelle et d'un modèle de fusion partielle dynamique, la distribution des points dans la figure 62 suggère que les laves ont évolué par cristallisation fractionnée à partir de liquides primitifs produits par un taux global de fusion partielle de l'ordre de 30%.

Un autre moyen pour estimer le taux de fusion global serait d'appliquer l'équation établie par Hanson (1980) pour un modèle de fusion partielle fractionnée :

$C_i/C_0 = (1/D)(1-F)^{(1/D)-1}$  où  $C_i$  est la concentration de l'élément « i » dans le liquide primitif produit,  $C_0$  la concentration de l'élément « i » dans la source initiale,  $D$  le coefficient de partage global pour l'élément « i » considéré, et  $F$  le taux de fusion recherché.

Toutefois, chaque phase de fusion partielle peut être assimilée à un modèle de fusion partielle à l'équilibre de type « batch melting » pour lequel nous pouvons appliquer l'équation :

$C_i/C_0 = 1/(D(1-F) + F)$  (Hanson, 1980). De cette équation, on peut déduire l'équation du taux de fusion partielle :

$F = -(C_0/C_i - D)/(D-1)$  à l'origine des liquides de chacune des séquences magmatiques.

Ainsi, pour une source mantellique de type lherzolite à plagioclase ± spinelle dont l'association minéralogique serait :  $Cpx_{0,25} - Ol_{0,55} - Opx_{0,15} - Pl_{0,05} \pm Sp$ , et en utilisant les teneurs des éléments hygromagmaphiles Zr et Y<sup>(3)</sup> observées dans les basaltes les plus primitifs de chaque séquence, ainsi que la valeur de leurs coefficients de partage (Pearce et Norry, 1979 ; Hanson, 1980), le coefficient de partage global  $D_i$  est égal à :

$$D_i = 0.25(D_{Cpx}) + 0.55(D_{Ol}) + 0.15(D_{Opx}) + 0.05(D_{Pl}) \text{ soit :}$$

- pour l'élément Zr :  $D_{Zr} = 0.0355$  avec  $D_{Cpx} = 0.1$ ,  $D_{Ol} = 0.01$ ,  $D_{Opx} = 0.03$ ,  $D_{Pl} = 0.01$ ,  $D_{Sp} = 0.1$
- pour l'élément Y :  $D_Y = 0.162$  avec  $D_{Cpx} = 0.5$ ,  $D_{Ol} = 0.01$ ,  $D_{Opx} = 0.2$ ,  $D_{Pl} = 0.03$ ,  $D_{Sp} = 0.2$

Le taux de fusion partielle calculé à l'origine des séquences A<sub>1</sub>-A<sub>2</sub> ( $Zr_i = 43$  ppm,  $Y_i = 13$  ppm) est donc  $F = 23-25\%$

$$F_{Zr} = -((11/43)-0.0355)/(0.0355-1) = 0.23$$

$$F_Y = -((4.87/13)-0.162)/(0.162-1) = 0.25$$

De même, les taux de fusion partielle calculés à l'origine des liquides des séquences B<sub>1</sub> à B<sub>5</sub> sont respectivement :

- Séquence B<sub>1</sub> :  $F = 21$  à  $25\%$  ( $F_{Zr} = 0.21$ ,  $F_Y = 0.25$  avec  $Zr_i = 46$  ppm,  $Y_i = 13$  ppm).
- Séquence B<sub>2</sub> :  $F = 25\%$  ( $F_{Zr} = 0.25$ ,  $F_Y = 0.25$  avec  $Zr_i = 40$  ppm,  $Y_i = 13$  ppm).
- Séquence B<sub>3</sub> :  $F = 25$  à  $29\%$  ( $F_{Zr} = 0.25$ ,  $F_Y = 0.29$  avec  $Zr_i = 40$  ppm,  $Y_i = 12$  ppm).
- Séquence B<sub>4</sub> :  $F = 26$  à  $29\%$  ( $F_{Zr} = 0.26$ ,  $F_Y = 0.29$  avec  $Zr_i = 39$  ppm,  $Y_i = 12$  ppm).
- Séquence B<sub>5</sub> :  $F = 29$  à  $33\%$  ( $F_{Zr} = 0.29$ ,  $F_Y = 0.33$  avec  $Zr_i = 35$  ppm,  $Y_i = 11$  ppm).

3. Nous n'effectuons pas les calculs avec le niobium, les teneurs de cet élément étant très faibles (de l'ordre de 1 à 3 ppm) dans ce type de basalte et à la limite du seuil analytique. Nous avons noté à ce propos que le Nb avait été systématiquement surdosé lors de son analyse au CRM.

Ainsi, en première approximation, nous pouvons conclure que le taux global de fusion partielle à l'origine des basaltes du Groupe de Chukotat est compris entre 21 et 33%, ce qui est conforme aux taux de fusion partielle habituellement observés dans les séries volcaniques d'affinité komatiitique. Toutefois, d'autres travaux sont nécessaires pour préciser le calcul de ces taux et modéliser les mécanismes de fusion.

### Cristallisation fractionnée

Nous avons montré ci-dessus que le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (annexe 6), la répartition des profils de terres rares (figure 65, hors texte), la distribution des points dans le diagramme  $\text{Log Cr} = f(\text{Log Y})$  (figure 62), indiquaient que les liquides primitifs à l'origine des basaltes du Groupe de Chukotat ont évolué par cristallisation fractionnée. De même, nous avons montré que les *basaltes à olivine* résultaient de l'épanchement de liquides immatures issus directement de la fusion partielle des matériaux sources. Or, l'abondance des microphénocristaux d'olivine et, au contraire, l'absence de cristaux de pyroxène et de plagioclase dans la bordure figée des basaltes à olivine, de même que la chute abrupte des teneurs en MgO, Ni et Cr au début des fractionnements (tendance de fractionnement 1, annexe 6) suggèrent que l'évolution des liquides primitifs était essentiellement contrôlée par le fractionnement d'olivine et, accessoirement, de chromite. De plus, la forte augmentation des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O, quand les teneurs en éléments de transition diminuent, et la présence quasi systématique d'une anomalie positive de l'euprium dans les spectres de terres rares des basaltes à olivine (figure 65, hors texte) révèlent l'absence de fractionnement de plagioclase au début de la cristallisation.

Dans les *basaltes à pyroxène* (tendance de fractionnement 2, annexe 6), la chute des teneurs en MgO, Cr et Ni montre un léger infléchissement, tandis que le pyroxène fait son apparition dans la bordure figée des coussins, montrant qu'à ce stade, les fractionnements sont essentiellement contrôlés par l'olivine et le pyroxène. Dans ces basaltes, les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O continuent de s'élever, montrant que les plagioclases n'ont pas encore commencé à fractionner.

Enfin, dans les *basaltes à plagioclase* (tendance de fractionnement 3, annexe 6), les teneurs en MgO, Cr et Ni s'infléchissent brutalement et deviennent relativement faibles et stables lorsque les teneurs en Zr augmentent. À l'opposé, les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O cessent de s'accroître et même diminuent plus ou moins fortement. Le comportement de ces éléments montre qu'à ce stade, l'évolution des basaltes est essentiellement contrôlée par le fractionnement du plagioclase et, accessoirement, par celui du pyroxène et de l'olivine.

Ces observations qualitatives montrent également qu'au début du fractionnement, les liquides produits par les différentes phases de fusion partielle étaient directe-

ment acheminés vers la surface où ils se sont épanchés sous forme d'abondantes coulées de basalte à olivine. Les fractionnements d'olivine se sont produits dans les conduits nourriciers, immédiatement après la séparation des liquides de leur source, entraînant la création d'une véritable bouillie de cristaux d'olivine. Ainsi, les premiers liquides qui parviennent en surface contiennent jusqu'à 20% de ces microphénocristaux, expliquant le caractère cumulatif de certaines laves anormalement enrichies en Cr (teneurs supérieures à 900 ppm), Ni et MgO (annexe 5). Par la suite, les liquides qui s'épanchent sont peu à peu moins chargés en olivine, et le magma s'étant déjà un peu refroidi, les premiers cristaux de pyroxène commencent à cristalliser au liquidus. En ce qui concerne les basaltes à plagioclase, beaucoup plus évolués, la rareté des passages transitionnels avec les deux autres types de basalte, et l'énorme épaisseur des séquences de basalte à plagioclase observées à l'est dans la région étudiée par Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1981-1983), ou à l'ouest, à proximité de la baie d'Hudson (coupe géologique effectuée par Picard, en préparation), suggèrent que les liquides parents de ces basaltes se sont différenciés dans des réservoirs magmatiques avant leur épanchement.

Enfin, nous avons représenté la distribution des basaltes du Groupe de Chukotat dans les diagrammes  $\text{Log TiO}_2$ ,  $\text{Log Y}$  et  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$  (figure 63). La distribution obtenue confirme que les liquides issus des différentes phases de fusion partielle ont évolué selon des mécanismes de cristallisation fractionnée et que les trois types de basaltes sont génétiquement liés. Ces diagrammes ont pour objectifs d'étudier les fractionnements en comparant les tendances de différenciation observées avec les vecteurs calculés pour 50% de fractionnement, à l'aide de l'équation de Rayleigh  $C_1/C_0 = F^{(D-1)}$  et de la valeur des coefficients de partage définis par Pearce et Norry (1979). Ainsi, dans le cas de l'yttrium et du titane, la distribution des points montre une pente parallèle au vecteur de fractionnement (1), lequel correspond au fractionnement d'un mélange de plagioclase-clinopyroxène et olivine dans les proportions  $\text{Pl}_{0,5} - \text{Cpx}_{0,3} - \text{Ol}_{0,20}$ . Le parallélisme est moins net dans le cas du niobium mais, encore une fois, des difficultés de dosage de cet élément rendent sa distribution plus ou moins erronée. En fait, il est intéressant de noter ici une limite de l'utilisation de ce type de diagramme. En effet, nous avons montré plus haut dans ce paragraphe que les fractionnements étaient contrôlés par l'olivine et, accessoirement, par la chromite dans le cas des basaltes à olivine ; par l'olivine et le pyroxène dans le cas des basaltes à pyroxène ; et par le plagioclase et, accessoirement, l'olivine et le pyroxène dans le cas des basaltes à plagioclase. Or, ces résultats sont partiellement en désaccord avec ce que suggèrent les observations dans les diagrammes  $\text{Log TiO}_2$ ,  $\text{Log Y}$  et  $\text{Log Nb} = f(\text{Log Zr})$ , ce qui peut s'expliquer par les faibles différences dans les valeurs des coefficients de partage de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase pour les

quatre éléments considérés ( **Nb** :  $D_{\text{Ol}} = 0.01$ ,  $D_{\text{Cpx}} = 0.1$ ,  $D_{\text{Pl}} = 0.01$  ; **Zr** :  $D_{\text{Ol}} = 0.01$  ;  $D_{\text{Cpx}} = 0.1$ ,  $D_{\text{Pl}} = 0.01$  ; **Y** :  $D_{\text{Ol}} = 0.01$ ,  $D_{\text{Cpx}} = 0.5$ ,  $D_{\text{Pl}} = 0.03$  ; **Ti** :  $D_{\text{Ol}} = 0.02$ ,  $D_{\text{Cpx}} = 0.3$ ,  $D_{\text{Pl}} = 0.04$  ; Pearce et Norry, 1979).

Ainsi, au terme de cette étude de pétrogenèse, nous pouvons qualitativement décrire les mécanismes de cristallisation fractionnée qui sont à l'origine de la formation des basaltes différenciés du Groupe de Chukotat. D'autres travaux sont nécessaires toutefois pour quantifier et modéliser ces mécanismes dans les basaltes considérés (se reporter aussi aux travaux de Francis *et al.* 1981-1983).

### Influence des mécanismes de contamination

Nous venons de voir ci-dessus le rôle des mécanismes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée dans les caractéristiques géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat. Par ailleurs, nous avons noté au début de cette étude de pétrogenèse que les variations observées dans les spectres de terres rares (figure 65, hors texte) pouvaient aussi résulter de l'influence éventuelle de mécanismes de contamination crustale. Or, si on considère les coefficients de partage des terres rares vis-à-vis de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase (Hanson, 1980), on constate qu'un fractionnement d'olivine seule, suivi d'un fractionnement d'olivine et de clinopyroxène, se traduira par un léger appauvrissement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères (les valeurs des coefficients de partage pour l'olivine et surtout pour le clinopyroxène étant plus élevées pour les terres rares lourdes que pour les terres rares légères). Le fractionnement de plagioclase a par contre un effet antagoniste (expliquant ainsi pourquoi le fractionnement d'un mélange de plagioclase, pyroxène et olivine se traduit par un parallélisme des spectres). Par conséquent, si les fusions partielles successives d'une même source mantellique de type lherzolite à plagioclase + spinelle expliquent l'appauvrissement progressif en terres rares légères (TRLE) dans les basaltes à olivine les plus primitifs (séquences  $A_1$  et  $A_2$ ) des différentes séquences, les fractionnements d'olivine, puis d'olivine et de pyroxène expliquent les enrichissements en terres rares légères observés dans une même séquence des basaltes les plus primitifs aux plus évolués. En conclusion, l'influence présumée (à priori) des mécanismes de contamination crustale, apparaît tout à fait négligeable par rapport aux autres mécanismes pétrogénétiques. Seul, un échantillon de basalte à pyroxène de la séquence  $B_1$  (éch. 125B) apparaît anormalement enrichi en terres rares légères et pourrait laisser supposer une contamination éventuelle du liquide source par les sédiments sous-jacents du Groupe de Povungnituk. Cette hypothèse est d'autant plus plausible, que cet échantillon présente également des teneurs plus élevées en Th et Ba (Th = 3.19 ppm, Ba = 183 ppm) que les autres laves du même type.

## CARACTÉRISATION DU SITE GÉOTECTONIQUE

Les caractéristiques géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat, l'allure des spectres de terres rares des basaltes à olivine les plus primitifs, et les valeurs de rapports (Pearce, 1983 ; Saunders *et al.*, 1979) tels Zr/Y (2.6-3.6), Th/Ta (0.11-1.44) et La/Ta (0.95-16.31), suggèrent un site géotectonique comparable à celui des dorsales océaniques. Par ailleurs, nous avons pu noter que les mécanismes de fusion partielle montraient des similarités avec ceux décrits par Langmuir *et al.* (1977) dans la zone FAMOUS et qualifiés de fusion partielle dynamique ou progressive. Enfin, la représentation des basaltes du Groupe de Chukotat dans le diagramme discriminant Zr-Y.3-Ti.10<sup>-2</sup> de Pearce et Cann (figure 64) corrobore les hypothèses mentionnées ci-dessus.

Toutefois, quelques observations de terrain apportent des limites au modèle. Tout d'abord, dans la région du lac Cross à l'est, et dans la région de la rivière Chukotat à

l'ouest (figure 2), les basaltes du Groupe de Chukotat reposent sur une séquence de phyllades du Groupe de Povungnituk avec lesquelles ils semblent concordants (Picard, en préparation). Par ailleurs, plusieurs filons nourriciers des basaltes du Groupe de Chukotat, constitués de pyroxénite-péridotite-dunite, recoupent à angle faible les roches volcanosédimentaires du Groupe de Povungnituk (Picard, Giovenazzo, en préparation). Ces deux observations, ainsi que les traces, même faibles, de contamination des liquides basaltiques primitifs par des roches sédimentaires du Povungnituk, laissent supposer qu'au moins au début de leur histoire, les basaltes du Groupe de Chukotat se seraient épanchés sur les roches volcanosédimentaires du Groupe de Povungnituk. Ainsi, au début de son évolution, le Groupe de Chukotat se serait mis en place à l'aplomb d'une zone de distension sur un soubassement sialique fissuré. Par la suite, il est probable que le proto-rift ait achevé son évolution géotectonique pour commencer à former une véritable croûte océanique.

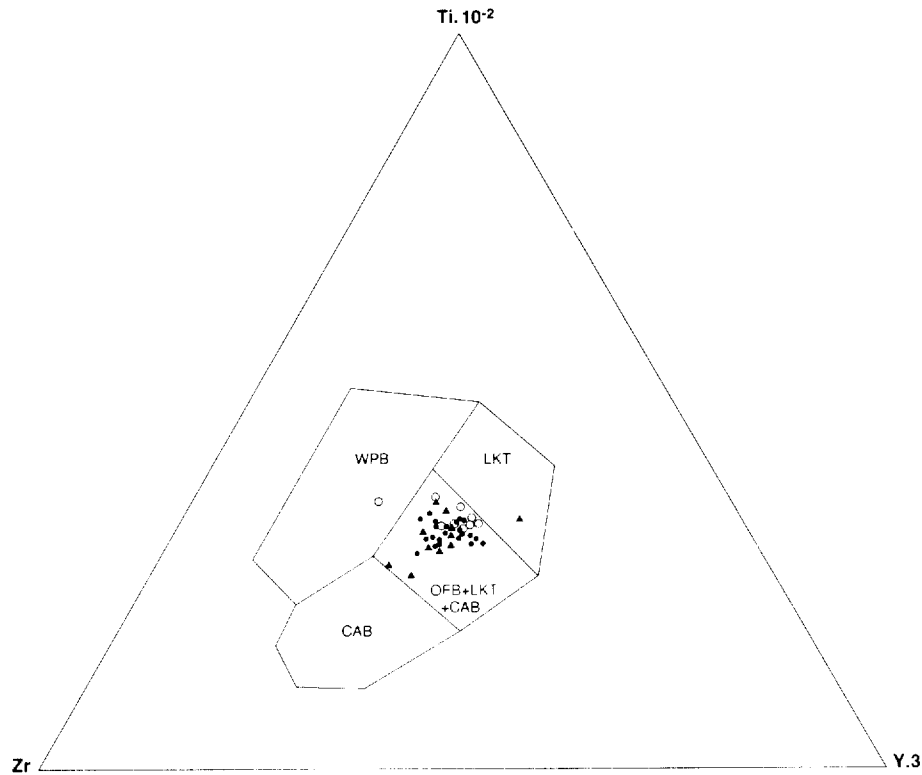


FIGURE 64 – Diagramme discriminant Zr - Y.3 - Ti.10<sup>-2</sup> de Pearce et Cann (1973) pour les basaltes du Groupe de Chukotat. Cf. légende des symboles à l'annexe 6. WPB = basaltes intraplaques ; LKT = tholéiites hypopotassiques ; CAB = basaltes calco-alcalins ; OFB = basaltes du plancher océanique. N.B. : Normalement conçu pour des analyses telles que 12% < MgO + CaO < 20%, nous avons malgré tout utilisé ce diagramme pour les basaltes komatiitiques à olivine dont la somme MgO + CaO dépasse 20%.



## Conclusion générale

Dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, les roches des Groupes de Povungnituk et de Chukotat (1960 à 1840 millions d'années ; St-Onge, 1986) forment une série volcanosédimentaire dont l'épaisseur cumulée des séquences, observées dans les différents blocs structuraux, dépasse 17 000 m. L'épaisseur réelle demeure cependant difficile à établir en raison des répétitions de faciès provoquées par les failles et les plis.

Le *Groupe de Povungnituk* au sud, repose en discordance sur le socle gneissique archéen de la Province du Supérieur. De la base au sommet, il est constitué : 1) d'une mince bande sédimentaire de phyllades, de quartzites et de dolomies (sous-groupe de Lamarche) ; 2) d'une alternance d'horizons sédimentaires de siltstone finement lité ou de quartzite, et d'horizons de microgabbro hypovolcanique et/ou de basalte massif d'affinité tholéiitique intracontinentale (sous-groupe de Beuparlant inférieur) ; et 3) d'une séquence de basaltes à plagioclase coussinés ou massifs, également d'affinité tholéiitique intracontinentale (sous-groupe de Beuparlant supérieur). Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des basaltes à plagioclase et des microgabbros hypovolcaniques cogénétiques de ces basaltes montrent que les roches volcaniques du Groupe de Povungnituk, d'affinité tholéiitique intracontinentale, constituent plusieurs séquences magmatiques superposées, caractérisées par un enrichissement en  $TiO_2$  de la base au sommet de chacune des séquences. D'autre part, le caractère déjà très évolué de ces basaltes montre qu'ils se sont différenciés par cristallisation fractionnée dans un ou des réservoirs magmatiques. Enfin, le comportement des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares, montre que les basaltes tholéiitiques du Groupe de Povungnituk résultent de la fusion partielle à l'équilibre ( $F = 10$  à  $20\%$ ) d'une source mantellique faiblement enrichie en terres rares légères de type lherzolite à spinelle. Les liquides produits auraient ensuite évolué par cristallisation fractionnée d'un mélange de plagioclase, de pyroxène et accessoirement d'olivine et peut être aussi d'ilméno-magnétite. Quelques traces de contamination crustale ont été relevées dans les basaltes, notamment en ce qui concerne les teneurs en thorium, mais l'influence de ce mécanisme apparaît tout à fait minime en comparaison de celui de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée.

Plusieurs *dômes rhyolitiques* et une séquence de *basaltes ankaramitiques* et de *trachyandésites* fortement enrichis en terres rares légères (TRLE), Zr et Nb sont localement intercalés dans la série volcanique tholéiitique du Groupe de Povungnituk. D'après leurs caractéristiques géochimiques, ces laves d'affinité alcaline semblent également résulter de la fusion partielle d'une source mantelli-

que de type lherzolite à spinelle, l'abondance des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes résultant d'un très faible taux de fusion de l'ordre de 1 à 5%. Les liquides produits auraient ensuite évolué par des mécanismes de cristallisation fractionnée, contrôlés par le fractionnement d'un mélange de plagioclase, clinopyroxène, olivine et ilméno-magnétite dans les proportions  $Pl_{0,5} - Cpx_{0,3} - Ol_{0,15} - Mt_{0,05}$  pour les basaltes ankaramitiques ; et d'un mélange de plagioclase, de clinopyroxène, d'ilméno-magnétite et possiblement d'amphibole dans le cas des trachyandésites. Enfin, comme pour les basaltes tholéiitiques du Groupe de Povungnituk, les roches volcaniques alcalines ne semblent pas avoir subi de contamination majeure par la croûte continentale. Toutefois, ces résultats sont préliminaires et ces roches volcaniques doivent faire l'objet de travaux plus approfondis.

Les *basaltes du Groupe de Chukotat* reposent structurellement sur le Groupe de Povungnituk et forment une bande continue dans le tiers nord de la région étudiée. Ils forment d'abondantes coulées de basalte en coussins, plus rarement massifs, et sont exceptionnellement préservés de la déformation et du métamorphisme. Ils constituent plusieurs séquences superposées évoluant chacune depuis des basaltes à olivine d'affinité komatiitique ( $MgO = 10-19\%$ ,  $TiO_2 < 0.75\%$ ) vers des basaltes à pyroxène d'affinité tholéiitique ( $MgO = 7-12\%$ ,  $TiO_2 = 0.75-0.99\%$ ), puis dans la partie sommitale du Groupe de Chukotat vers des basaltes à plagioclase de type MORB ( $MgO < 8\%$ ,  $TiO_2 > 1\%$ ). Chaque séquence volcanique correspond à l'émission de liquides magmatiques produits par des fusions partielles successives (« Dynamic batch melting »,  $F = 20$  à  $30\%$ ) d'une source mantellique superficielle de type lherzolite à plagioclase  $\pm$  spinelle, progressivement appauvrie en TRLE d'une phase à l'autre. Les liquides formés ont ensuite évolué au cours de leur ascension vers la surface en fractionnant : tout d'abord de l'olivine seule, puis, un mélange d'olivine et de pyroxène, correspondant en surface à la mise en place des basaltes à olivine, puis des basaltes à pyroxène. Plus tardivement dans l'histoire magmatique du Groupe de Chukotat, les liquides formés ont dû se piéger dans des réservoirs magmatiques où ils ont continué de se différencier en fractionnant un mélange de plagioclase, de pyroxène et d'olivine pour finalement s'épancher sous forme de basaltes à plagioclase.

Quant à l'histoire géotectonique de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, les observations pétrographiques et géochimiques permettent d'envisager plusieurs stades successifs d'évolution :

1) Au cours d'un premier stade, la croûte continentale archéenne aurait été soumise à d'importantes forces de distension, entraînant la création d'un bassin d'effondre-

ment ou proto-rift intracontinental dans lequel se sont accumulés les sédiments de la partie basale du Groupe de Povungnituk.

2) À la faveur de cette période d'extension, la croûte continentale a dû progressivement s'amincir et un volcanisme tholéiitique intracontinental a commencé à se manifester à l'aplomb des fissures de distension parallèles à l'axe du bassin. Ce volcanisme, d'abord intermittent, a peu à peu augmenté pour bientôt devenir la source principale des roches en cours de déposition. Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des basaltes montrent que l'activité volcanique était surtout dominée par des éruptions fissurales sous-marines (type proto-rift), entraînant la formation de vastes plaines volcaniques. L'émission ponctuelle sur des îles volcaniques de basaltes ankaramitiques et de trachyandésites d'affinité alcaline montre l'existence probable de failles transformantes ou de panaches thermiques dans l'environnement du rift.

3) Finalement, après une phase de sédimentation marquée par le dépôt d'une épaisse séquence de phyllades, l'activité volcanique reprend et se traduit par la mise en place de plusieurs séquences de basaltes à olivine et de basaltes à pyroxène d'affinité komatiitique à tholéiitique du Groupe de Chukotat. Celles-ci semblent correspondre au stade ultime de l'ouverture du rift continental et les produits émis sont comparables aux laves des dorsales océaniques. Toutefois, la présence de roches sédimentaires sous les basaltes à olivine montrent que ces roches se sont déposées sur la séquence volcanosédimentaire du Groupe de Povungnituk. Leurs caractéristiques géochimiques semblent essentiellement résulter de la faible profondeur de leur source, des taux élevés de fusion partielle

et de l'absence de chambre magmatique relais où le magma aurait pu se différencier. Les basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat, mis en place plus tardivement, se sont quant à eux différenciés dans un réservoir magmatique avant leur épanchement.

4) Quant à l'évolution finale de la Fosse de l'Ungava, nous ne disposons pas des données nécessaires pour en discuter ici, mais d'après les données de terrain obtenues lors de la cartographie par les équipes du MER, et d'après les résultats des travaux de Herve (1986) et de G. Tremblay (1986), le bassin de la Fosse de l'Ungava semble avoir achevé son évolution par la création d'une zone de subduction où se sont déposées les séries volcanosédimentaires des Groupes de Spartan et de Watts observées dans la partie nord de la Fosse.

Enfin, diverses datations obtenues sur les roches magmatiques de la Fosse de l'Ungava indiquent : 1) l'âge du socle archéen au nord et au sud de la Fosse de l'Ungava, soit plus de 2700 Ma pour le socle de la Province du Supérieur au sud, et un âge compris entre 2570 et 2930 Ma pour le socle de la Province de Churchill au nord ; 2) l'âge d'ouverture du bassin où se sont mises en place les roches volcanosédimentaires du Groupe de Povungnituk ( $1960 \pm 5$  Ma) ; 3) l'âge maximum de fermeture du bassin, caractérisé par la mise en place de granitoïdes anté-à synkinématiques ( $1910 \pm 5$  Ma) ; et enfin 4) l'âge de la fin de l'orogénèse hudsonnienne qui a affecté les roches de la Fosse de l'Ungava ( $1840 \pm 5$  Ma sur un granite postcinématique). Ainsi, toute l'histoire magmatique de la Fosse de l'Ungava s'insère dans un intervalle de temps de 50 millions d'années, ce qui est cohérent avec les données actuelles sur la formation des bassins océaniques.

# Références

- ARNDT, N.T. – FRANCIS, D. – HYNES, A.J., 1979 – The field characteristics and petrology of archean and proterozoic komatiites. *Canadian Mineralogist*; volume 17, pages 147-163.
- BARAGAR, W.R.A., 1984 – Pillow formation and layered flows in the Circum-Superior Belt of eastern Hudson Bay. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 21, pages 781-792.
- BARAGAR, W.R.A. – SCOATES, R.F.J., 1981 – The Circum-Superior belt : a proterozoic plate margin ? *In* : KRONER, A. (editor) : Precambrian plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, pages 297-330.
- BARNES, J.J. – COATS, C.J.A. – NALDRETT, A.J., 1982 – Petrogenesis of a proterozoic nickel sulfide komatiite association. The Katinik sill, Ungava, Québec. *Economic Geology*; volume 77, pages 413-429.
- BEALL, G.H., 1959 – Cross Lake area, New Quebec. Quebec Department of Mines; rapport et carte préliminaires; RP-396, 9 pages.
- 1960 – Laflamme Lake area, New Quebec. Quebec Department of Mines; rapport et carte préliminaires; RP-435, 10 pages.
- 1977 – Cross Lake and Laflamme Lake areas. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; DP-460.
- BEDARD, J.H. – FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J. – NADEAU, S., 1984 – Fractionation in the feeder system at a proterozoic rifted margin. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 21, pages 489-499.
- BERGERON, R., 1957 – Cape Smith-Wakeham Bay belt, New Quebec. Quebec Department of Mines; rapport et cartes préliminaires; RP-355, 8 pages.
- 1959 – Povungnituk range area, New Quebec. Quebec Department of Mines; rapport et carte préliminaires; RP-392, 9 pages.
- BOUGAULT, H., 1980 – Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse de doctorat es sciences; Université Paris VII, France; 221 pages.
- BOUGAULT, H. – TREUIL, M. – JORON, J.L., 1979 – Trace elements from 23°N and 36°N in the Atlantic ocean : fractionnal crystallization, partial melting and heterogeneity of the the upper mantle. *In* : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; volume 45, pages 493-506.
- DE MONTIGNY, P.A., 1959 – Upper Deception River area, New Quebec. Quebec Department of Mines; rapport et carte préliminaires; RP-398, 8 pages.
- DIMROTH, E. – BARAGAR, W.R.A. – BERGERON, R. – JACKSON, G.D., 1970 – The filling of the Circum-Ungava geosyncline. *In* Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield. BAER, A.J.(editor). Commission Géologique du Canada; Paper 70-40, pages 45-144.
- DOIG, R., 1983 – Rb-Sr isotopic study of archean gneisses north of the Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 20, pages 821-829.
- DUPUY, C. – DOSTAL, J., 1984 – Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 67, pages 61-69.
- DUPUY, C. – DOSTAL, J. – VERNIERES, J., 1977 – Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point of view. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7ème série; tome XIX, n°6, pages 1233-1243.
- FISHER, R.V., 1961 – Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of American Bulletin*; volume 72, pages 1409-1414.
- 1966 – Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Review*; volume 1, pages 287-298.
- FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J., 1979 – Komatiite derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 44, pages 473-481.
- FRANCIS, D.M. – HYNES, A.J. – LUDDEN, J.N. – BEDARD, J., 1981 – Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Quebec. *Contribution to Mineralogy and Petrology*; volume 78, pages 27-36.
- FRANCIS, D.M. – LUDDEN, J.N. – HYNES, A.J., 1983 – Magma evolution in a proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*; volume 24, pages 556-582.
- GELINAS, L., 1962 – Watts Lake area, New Quebec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. Rapport et carte préliminaires; RP-471.
- GIOVENAZZO, D., 1985 – Étude des minéralisations du secteur centre du sillon de Cap Smith : région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-13.
- 1986a – Platinum-group element (PGE) mineralizations in the Cape Smith Belt. *In* : CLARK, T. – BELANGER, M. – GIOVENAZZO, D. (editors) : Precious metals in New Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

- 1986b – La Fosse de l'Ungava : une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine. *Dans* : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; Séminaire d'information 1986 ; DV 86-16, pages 75-81.
- en préparation – Indices minéralisés du secteur central de la Fosse de l'Ungava : région du lac Bélanger, des lacs Nuvilic et du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; rapport final, ET 87-09.
- HANSON, G.O., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* ; volume 8, pages 371-406.
- HARGREAVES, R. – AYRES, L.D., 1979 – Morphology of archaean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Journal Canadien des Sciences de la Terre* ; volume 16, pages 1452-1466.
- HERVET, M., 1985 – Région de la vallée de Narsajuaq, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; DP 85-05.
- 1986 – Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. *Dans* : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; Séminaire d'information 1986 ; DV 86-16, pages 21-30.
- HOFFMAN, P.F., 1985 – Is the Cape Smith belt (Northern Quebec) a klippe? *Journal Canadien des Sciences de la Terre* ; volume 22, pages 1361-1369.
- HYNES, A.J. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics* ; volume 88, pages 23-59.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines ; Miscellaneous Paper n° 66, 22 pages.
- JORON, J.L. – BOUGAULT, H. – WOOD, D.A. – TREUIL, M., 1978 – Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7ème série ; tome XX, n°4, pages 521-531.
- JUTEAU, T., 1975 – Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie) : pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte téthysienne. *Sciences de la Terre* ; mémoire n°32, 692 pages.
- LAJOIE, J., 1979 – Facies model 15 : volcanoclastic rocks. *Geoscience Canada* ; volume 6, n° 3, pages 129-139.
- LAMOTHE, D., 1986 – Développements récents dans la Fosse de l'Ungava. *Dans* : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; Séminaire d'information 1986 ; DV 86-16, pages 1-6.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J.O., 1984 – Géologie du lac Beauparlant, bande de Cap Smith-Maricourt. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; carte et rapport préliminaires ; DP 84-39.
- LANGMUIR, C.H. – BENDER, J.F. – BENCE, A.E. – HANSON, G.N. – TAYLOR, S.R., 1977 – Petrogenesis of basalts from the Famous area : Mid Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters* ; volume 36, pages 133-156.
- LUDDEN, J. – GELINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec : part 2) Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Journal Canadien des Sciences de la Terre* ; volume 19, pages 2276-2287.
- McBIRNEY, A.R., 1963 – Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin de volcanologie* ; volume 26 ; pages 455-469.
- McDONALD, G.A., 1953 – Pahoehoe and block lavas. *American Journal of Sciences* ; volume 251, pages 169-191.
- MOORHEAD, J., 1985 – Géologie de la région du lac Chukotat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; DP 86-01.
- 1986 – Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava. *Dans* : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; Séminaire d'information 1986 ; DV 86-16, pages 7-14.
- PEARCE, J.A., 1980 – Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *In* : Ophiolites : Proceedings International Ophiolite Symposium (A. Panyiotou, editor) ; Cyprus 1979. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, Republic of Cyprus ; pages 261-272.
- 1983 – Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* : HAWKESWORTH, C.J. – NORRY, J., Continental basalts and mantle xenoliths. *Shiva Geology Series* ; pages 230-272.
- PEARCE, J.A. – ALABASTER, T. – SHELTON, A.W. – SEARLE, M.P., 1981 – The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidence and implications. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, volume A300 ; pages 299-317.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth and Planetary Science Letters* ; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. – NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic

- rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 69, pages 33-47.
- PICARD, C., 1986a – Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 85-12.
- 1986b – Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. *Dans*: Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; Séminaire d'information 1986; DV 86-16, pages 57-72.
- en préparation – Lithochimie des roches volcaniques protérozoïques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (région au sud du lac Lanyan). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 87-14.
- ROUBAULT, M., 1982 – Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Editions Lamarre – Poinat, Paris 6ème, France; 465 pages.
- ROY, C., 1985 – Région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 85-15.
- SAUNDERS, A.D. – TARNEY, J., 1979 – The geochemistry of basalts from a back arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 43, pages 555-572.
- SAUNDERS, A.D. – TARNEY, J. – MARSH, N.G. – WOOD, D.A., 1980 – Ophiolite as ocean crust or marginal basin crust: a Geochemical approach. *In*: Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium (A. Panyiotou editor); Cyprus 1979. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, Republic of Cyprus; pages 193-204.
- STEINBERG, M. – TREUIL, M. – TOURAY, J.C., 1979 – Géochimie: Principes et méthodes – tome 2: Cristallogéochimie et éléments en traces. Edition Doin, Paris, 595 pages.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1986a – Structural and metamorphic evolution of an early proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava trough), Québec. *Dans*: Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986; DV 86-16, pages 31-40.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BEGIN, N.J., 1986b – Eastern Cape Smith Belt: an early proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratère du Nouveau Québec map areas. *In*: Current Research, Part A, Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, pages 1-14.
- SUN, S.S. – NESBITT, R.W., 1977 – Chemical heterogeneity of the archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 35, pages 429-448.
- 1978 – Petrogenesis of archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 65, pages 301-325.
- SUN, S.S. – NESBITT, R.W. – SHARASKIN, A.Y., 1979 – Geochemical characteristics of mid-ocean-ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 44, pages 119-138.
- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian shield, northern Quebec and Northwest Territories. Commission Géologique du Canada; Mémoire 399, 32 pages.
- TAYLOR, S.R. – GORTON, M.P., 1977 – Geochemical applications of spark source mass spectrography III element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 41, pages 1375-1380.
- TREMBLAY, G., 1985 – Région du lac Vanasse, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 85-29.
- 1986 – Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau Québec. *Dans*: Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; Séminaire d'information 1986; DV 86-16, pages 15-20.
- TREUIL, M. – VARET, J., 1973 – Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: Exemple de l'Afar. Thèse en sciences; universités Paris sud et Orléans.
- WOOD, D.A. – JORON, J.L. – TREUIL, M. – NORRY, M. – TARNEY, J., 1979 – Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 70, pages 319-339.
- WOOD, D.A. – TARNEY, J. – VARET, J. – SAUNDERS, A.D. – BOUGAULT, H. – JORON, J.L. – TREUIL, M. – CANN, J.R., 1979 – Geochemistry of basalt drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 42, pages 77-97.
- YAMAGISHI, H., 1985 – Growth of pillow lobes – Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology*; volume 13, pages 499-502.
- ZINDLER, A., 1982 – Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. *In*: Komatiites. Edited by ARNDT, N.T – NISBETT, E.C., Allen and Unwin, London, England; pages 399-420.



# **Annexe 1**

**Analyses chimiques des basaltes à plagioclase et/ou des microgabbros hypovolcaniques  
du Groupe de Povungnituk**

Basaltes massifs et/ou microgabbros hypovolcaniques ou diabases (analyses 1984)												Basaltes à plagioclase (analyses 1984)													
												Échantillons													
1A	5	9	11A	13C	15	17B	20	22A*	24	25A	30*	31B	32A	33A	33E	34C	34D	37A	37D	37E	39B	50A*	50B	51A	
<b>Oxydes (% en poids)</b>																									
SiO <sub>2</sub>	48.80	46.50	47.00	48.50	48.10	49.20	48.30	46.90	45.90	47.50	51.60	51.10	47.30	51.20	51.10	51.40	49.60	51.00	51.50	48.60	50.00	50.70	48.30	48.50	47.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.90	12.60	12.40	13.00	13.40	13.60	12.80	13.50	13.30	14.10	12.60	13.10	12.80	12.90	13.70	14.60	12.00	14.70	13.90	14.20	14.20	13.20	13.00	12.90	14.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.30	16.90	16.60	14.90	16.80	14.90	15.10	16.00	12.40	14.70	14.60	17.60	16.30	13.10	12.60	12.20	15.40	12.20	14.00	15.00	13.00	16.50	13.00	16.30	15.90
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	6.32	5.68	5.80	6.33	6.41	6.58	6.59	6.29	8.02	7.99	5.75	6.08	8.97	8.87	5.36	5.16	7.64	5.40	5.59	6.11	4.73	3.20	5.77	6.06	6.80
CaO	9.45	9.74	9.63	9.70	9.28	10.50	11.40	7.57	8.42	7.86	7.39	4.59	7.08	5.94	9.36	9.27	7.04	8.70	6.31	9.36	8.31	4.20	7.40	10.70	7.35
Na <sub>2</sub> O	3.20	2.59	1.75	1.80	1.10	2.95	2.17	2.92	3.85	3.47	5.12	0.52	3.14	4.00	3.83	3.83	3.34	4.53	4.34	3.22	3.92	4.48	2.39	2.07	2.85
K <sub>2</sub> O	0.08	0.42	0.53	0.39	0.29	0.19	0.46	0.63	0.07	0.18	0.09	0.02	0.11	0.43	1.00	1.34	1.08	0.59	0.98	0.56	1.18	1.31	0.11	0.10	0.15
TiO <sub>2</sub>	1.94	3.11	3.27	2.95	1.53	1.29	1.68	2.93	1.38	1.45	1.83	2.33	1.20	1.40	1.51	1.29	1.63	1.64	1.44	1.58	1.69	2.55	1.70	1.89	2.11
MnO	0.23	0.26	0.24	0.20	0.23	0.22	0.23	0.22	0.21	0.22	0.25	0.24	0.25	0.15	0.19	0.12	0.23	0.18	0.18	0.25	0.18	0.25	0.17	0.22	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.74	0.48	0.36	0.15	0.12	0.15	0.36	0.13	0.13	0.18	0.39	0.10	0.17	0.19	0.14	0.20	0.19	0.17	0.20	0.22	1.17	0.11	0.14	0.20
PAF	1.91	2.18	2.56	2.61	2.90	1.68	1.64	2.64	6.32	2.53	1.40	4.08	3.13	2.56	1.01	0.92	2.14	1.56	1.68	1.79	1.68	3.28	7.61	1.87	2.62
TOTAL	101.34	100.72	100.26	100.74	100.19	101.23	100.52	99.96	100.00	100.13	100.81	100.05	100.38	100.72	99.85	100.27	101.10	100.69	100.09	100.87	99.11	100.84	100.36	100.75	100.50
<b>Éléments traces (ppm)</b>																									
Y	34	42	38	29	29	27	28	30	19	25	37	52	19	24	23	20	29	29	20	30	29	29	24	26	22
Sr	370	340	370	530	240	210	190	200	110	180	220	250	59	28	190	300	65	190	100	150	100	250	132	285	270
Rb	3	8	18	14	9	5	15	24	2	6	2	2	5	8	22	46	20	12	19	13	24	36	6	6	2
Zr	170	280	260	210	110	93	120	200	100	100	130	270	79	130	160	110	180	180	130	170	200	300	110	130	160
Nb	22	40	42	34	16	14	18	34	13	17	19	25	14	22	22	18	27	24	19	26	27	54	21	28	26
Ba	14	219	111	63	38	59	110	110	20	47	109	11	57	136	348	347	541	260	196	198	438	1900	40	38	52
Co	50	39	39	39	48	46	45	46	45	30	36	44	56	30	41	34	43	40	49	47	43	18	43	46	49
Cr	50	76	31	62	42	162	92	91	73	8	37	1	90	79	21	35	11	37	46	46	67	1	64	30	51
Cu	181	62	47	46	132	228	99	115	172	58	33	212	245	6	48	3	40	7	35	30	45	25	71	94	38
Ni	63	46	39	71	61	89	90	74	74	43	53	8	60	59	44	57	30	41	65	45	34	0	67	56	54
Zn	120	142	121	109	116	92	72	116	41	33	131	114	100	124	67	76	118	101	99	110	101	135	99	115	124
V	403	356	400	378	383	370	396	367	310	193	418	185	310	282	304	311	316	324	326	321	351	66	334	370	313
Zr/Y	5.00	6.67	6.84	7.24	3.79	3.44	4.29	6.67	5.26	4.00	3.51	5.19	4.16	5.42	6.96	5.50	6.21	6.21	6.50	5.67	6.90	10.34	4.58	5.00	7.27
Nb/Y	0.65	0.95	1.11	1.17	0.55	0.52	0.64	1.13	0.68	0.68	0.51	0.48	0.74	0.92	0.96	0.90	0.93	0.83	0.95	0.87	0.93	1.86	0.88	1.08	1.18

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%



	Basaltes à plagioclase (analyses 1984)																		Basaltes porphyriques à plagioclase (analyses 1984)						
	Échantillons																								
	51C*	52B	54A	54C	55C	56B*	57A	58A	58B*	59B	61A	62A	62B	64A	66A	66C	91A	68A	68B	69A	71A*	72B*	75C	75D	75E*
	Oxydes (% en poids)																								
SiO <sub>2</sub>	47.50	48.90	47.50	44.70	48.80	48.50	49.40	48.10	47.00	49.50	47.30	49.70	50.90	48.30	48.30	44.60	49.00	46.40	48.20	46.80	41.70	42.00	45.90	45.90	47.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00	13.60	13.10	14.30	13.80	13.80	13.90	14.20	14.40	12.40	17.20	14.50	15.10	13.80	13.70	15.70	13.20	14.10	13.30	13.40	14.50	14.90	15.70	16.30	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00	13.00	15.30	15.40	13.40	13.80	12.20	14.20	15.90	13.90	10.00	12.80	12.80	14.50	15.30	15.20	14.60	15.30	16.30	17.30	15.40	14.80	14.30	13.40	14.70
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	5.83	7.00	5.98	6.43	6.83	7.28	5.52	7.17	5.52	5.20	6.55	6.07	5.84	6.73	6.47	5.6	16.23	5.77	6.44	4.73	6.47	6.48	7.40	4.95	4.88
CaO	14.70	12.70	11.20	11.90	10.30	11.40	15.70	12.40	8.57	11.40	12.60	10.20	7.60	11.20	8.88	13.50	10.90	14.80	9.85	6.72	9.86	9.41	8.26	14.50	5.22
Na <sub>2</sub> O	1.68	1.45	1.98	0.45	2.65	1.20	0.78	1.75	2.75	2.5	12.00	3.53	2.91	1.97	2.95	1.84	2.46	1.55	2.53	2.88	2.20	2.03	2.39	1.81	2.72
K <sub>2</sub> O	0.08	0.24	0.56	0.03	0.36	0.09	0.02	0.25	0.21	0.35	1.06	0.17	0.11	0.18	0.16	0.75	0.56	0.16	0.12	1.31	1.03	1.13	0.18	0.08	0.32
TiO <sub>2</sub>	1.19	1.25	2.37	3.17	1.29	1.32	1.24	1.15	2.02	3.01	2.17	1.69	1.48	1.53	1.84	2.08	1.74	2.02	1.81	3.18	3.13	2.94	2.07	1.88	2.14
MnO	0.18	0.19	0.22	0.21	0.19	0.20	0.16	0.20	0.19	0.20	0.16	0.19	0.16	0.20	0.22	0.19	0.22	0.20	0.25	0.24	0.26	0.25	0.18	0.16	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.15	0.27	0.51	0.14	0.15	0.15	0.07	0.17	0.44	0.21	0.16	0.13	0.11	0.15	0.19	0.13	0.13	0.16	0.57	0.59	0.60	0.14	0.11	0.17
PAF	4.67	1.94	2.82	3.14	2.18	4.34	1.85	1.80	4.04	0.79	1.05	1.64	3.50	1.94	1.74	1.23	0.13	1.15	1.52	2.86	5.55	5.00	3.02	2.58	4.35
TOTAL	100.97	100.42	101.30	100.24	99.94	102.08	100.92	101.29	100.77	99.70	100.30	100.65	100.53	100.46	99.71	100.89	99.17	101.58	100.48	99.99	100.69	99.54	99.54	101.17	98.99
	Éléments traces (ppm)																								
Y	17	19	24	37	19	20	18	19	23	39	25	27	27	19	19	32	25	30	29	40	30	32	18	16	17
Sr	237	357	263	261	265	276	546	193	164	192	201	161	184	253	87	222	185	231	89	745	1300	1300	276	930	181
Rb	3	7	11	3	13	4	3	8	6	4	43	2	6	8	3	20	20	6	2	26	14	16	4	2	10
Zr	100	110	180	230	110	110	110	73	140	250	170	140	140	99	120	140	110	130	120	270	320	330	99	96	92
Nb	21	24	33	42	23	21	22	20	25	47	25	25	23	23	27	29	24	28	27	49	85	92	28	25	29
Ba	42	95	209	22	156	30	16	68	88	149	109	76	58	119	51	192	195	52	76	500	1400	1300	136	128	115
Co	43	42	39	34	45	44	46	48	41	17	23	37	38	43	44	52	48	44	45	38	37	29	47	40	52
Cr	64	77	54	50	86	116	64	64	112	14	123	113	58	91	120	80	70	76	76	35	72	51	120	123	130
Cu	67	46	23	12	68	41	105	116	45	11	6	15	52	70	6	35	26	37	59	75	46	38	94	93	102
Ni	67	73	56	61	71	74	64	96	81	22	86	79	70	73	74	130	91	98	93	53	95	82	156	162	177
Zn	72	90	110	105	89	88	56	83	109	87	41	109	85	82	106	60	57	97	86	113	110	113	92	69	99
V	261	278	330	307	283	285	268	300	316	334	373	310	303	279	332	400	352	396	370	299	201	185	276	251	272
Zr/Y	5.88	5.79	7.50	6.22	5.79	5.50	6.11	3.84	6.09	6.41	6.80	5.19	5.19	5.21	6.32	4.38	4.40	4.33	4.14	6.75	10.67	10.31	5.50	6.00	5.41
Nb/Y	1.24	1.26	1.38	1.14	1.21	1.05	1.22	1.05	1.09	1.21	1.00	0.93	0.85	1.21	1.42	0.91	0.96	0.93	0.93	1.23	2.83	2.88	1.56	1.56	1.71

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

	Basaltes à plagioclase (analyses 1984)															Basaltes à plagioclase (analyses 1983-84)									
	77B	87D	88*	95B	96C	97A	102A*	102C	103D	104C*	Échantillons					1028B*	1029C	1090C	1095B*	1179C*	1192A	1194A	1200A*	1217C	1220C*
	Oxydes (% en poids)																								
SiO <sub>2</sub>	47.90	42.10	47.10	43.80	47.20	50.60	44.80	45.60	44.20	41.70	44.00	43.70	44.80	46.20	45.90	48.90	47.40	48.20	50.30	49.30	46.70	48.20	47.00	52.70	50.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	17.40	14.70	16.80	16.60	18.50	17.00	16.20	14.40	14.70	14.60	14.30	14.30	13.60	15.60	13.50	14.20	13.30	14.70	14.20	12.80	13.80	16.60	16.50	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.70	13.60	11.70	14.40	11.20	9.00	12.00	14.20	16.70	13.00	16.80	16.70	17.00	16.40	13.70	1.78	2.93	14.80	1.47	2.6	23.05	2.76	2.98	3.21	10.50
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.01	10.50	-	7.85	9.52	13.90	8.49	6.58	4.89	-
MgO	7.84	7.10	6.03	7.59	6.98	5.63	6.75	7.11	5.50	5.44	6.66	6.98	7.40	6.19	9.53	5.30	5.78	6.51	6.65	6.72	4.84	6.48	6.81	5.90	9.28
CaO	7.98	13.90	9.32	11.20	12.80	3.71	7.69	9.68	10.80	13.20	6.82	6.94	5.95	6.71	5.97	8.81	8.73	8.36	7.92	8.34	8.41	11.80	12.80	11.80	6.34
Na <sub>2</sub> O	2.55	0.83	2.63	1.39	1.55	2.87	2.60	1.67	1.63	1.58	2.45	1.34	2.47	2.19	2.30	4.29	2.93	3.36	3.93	1.9	42.47	2.92	1.56	2.25	3.44
K <sub>2</sub> O	0.28	0.40	0.12	0.06	0.15	2.88	0.95	0.18	0.35	0.61	0.64	0.75	0.45	0.81	0.32	0.60	1.45	0.17	0.89	0.35	1.77	0.97	0.18	0.04	1.26
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.58	1.87	1.98	1.53	1.99	1.55	1.97	3.53	3.67	3.40	2.78	2.80	3.05	1.83	1.50	2.15	2.10	1.68	1.60	2.77	1.72	1.58	1.04	0.92
MnO	0.17	0.32	0.15	0.19	0.14	0.10	0.21	0.19	0.25	0.23	0.21	0.24	0.19	0.21	0.18	0.18	0.27	0.19	0.13	0.17	0.34	0.20	0.14	0.12	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.17	0.30	0.21	0.13	0.33	0.14	0.24	0.64	0.58	0.56	0.46	0.54	0.55	0.18	0.13	0.20	0.15	0.16	0.11	1.05	0.12	0.07	0.08	0.04
PAF	2.99	2.76	5.20	3.06	2.50	3.00	5.77	3.00	2.43	5.11	3.81	6.51	4.39	3.97	4.56	7.62	2.07	3.49	5.36	6.85	1.69	1.58	4.39	3.07	4.10
TOTAL	100.43	100.16	99.12	100.68	100.78	98.61	99.46	100.04	100.43	99.82	99.95	100.70	100.29	99.88	100.07	101.62	98.61	100.63	101.04	101.72	99.79	99.04	100.69	101.60	100.92
	Éléments traces (ppm)																								
Y	17	19	22	22	16	25	18	22	39	40	33	33	33	35	22	21	18	23	14	18	44	18	14	17	14
Sr	224	242	361	228	757	215	394	306	134	201	109	233	176	192	389	200	100	200	210	250	270	160	240	550	270
Rb	8	11	4	5	2	29	10	8	5	6	7	18	9	8	4	7	31	4	10	9	55	22	4	4	24
Zr	92	90	140	110	98	120	91	130	250	300	230	200	200	210	110	130	130	140	93	99	320	110	70	85	56
Nb	22	25	28	27	20	23	19	27	49	51	48	42	42	44	24	13	10	15	10	7	48	6	7	4	4
Ba	161	271	145	61	63	1100	984	102	116	336	362	583	318	515	193	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	44	49	46	51	44	49	47	49	32	56	37	39	40	35	51	60	61	68	0	72	39	64	75	79	49
Cr	48	31	177	103	47	128	58	157	60	60	65	86	62	58	144	58	130	130	220	170	32	42	31	61	67
Cu	19	8	62	52	56	15	61	58	72	9	37	29	43	41	104	53	20	84	25	29	7	17	32	60	69
Ni	113	130	154	122	119	121	118	105	59	79	62	81	73	56	145	32	59	64	68	67	10	59	77	120	110
Zn	78	144	82	82	57	59	74	89	74	72	125	88	123	112	102	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	220	219	215	268	206	291	215	262	298	335	310	256	269	270	250	550	660	650	440	600	220	620	410	380	370
Zr/Y	5.41	4.74	6.36	5.00	6.1	34.80	5.06	5.91	6.41	7.50	6.97	6.06	6.06	6.00	5.00	6.19	7.22	6.09	6.64	5.50	7.27	6.11	5.00	5.00	4.00
Nb/Y	1.29	1.32	1.27	1.23	1.25	0.92	1.06	1.23	1.26	1.28	1.45	1.27	1.27	1.26	1.09	0.62	0.56	0.65	0.71	0.39	1.09	0.33	0.50	0.24	0.29

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

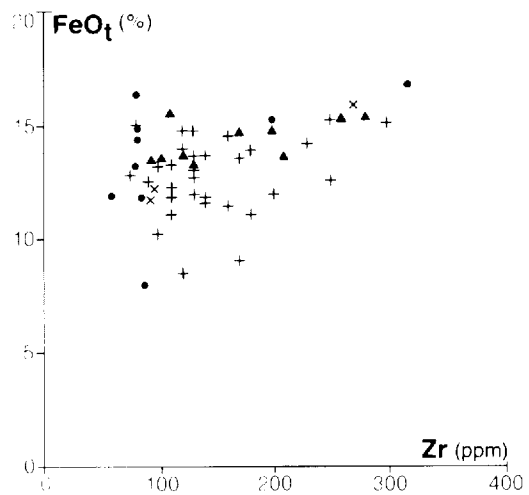
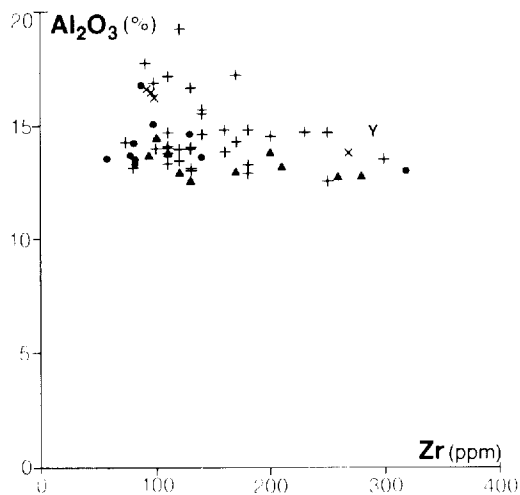
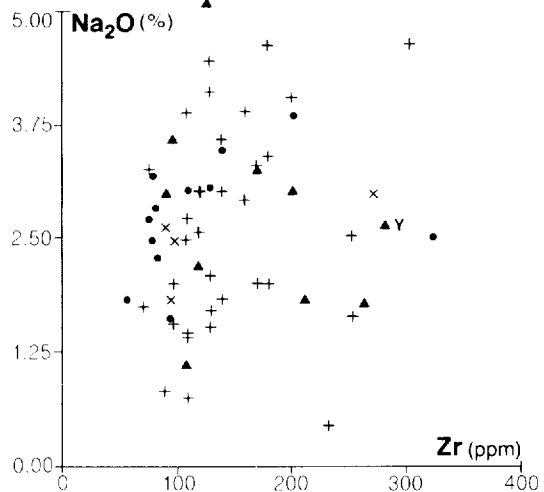
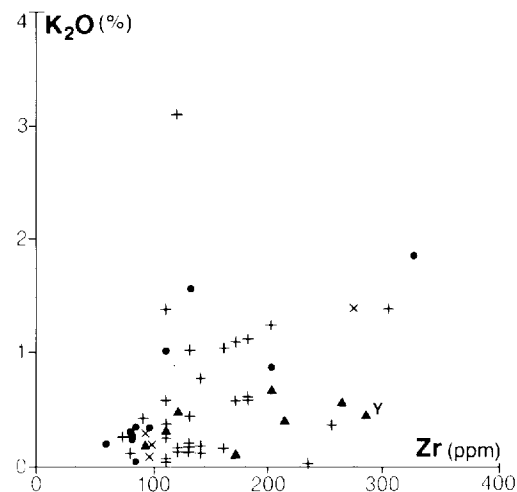
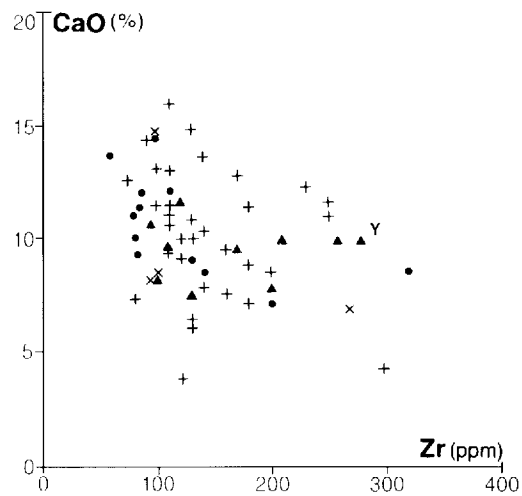
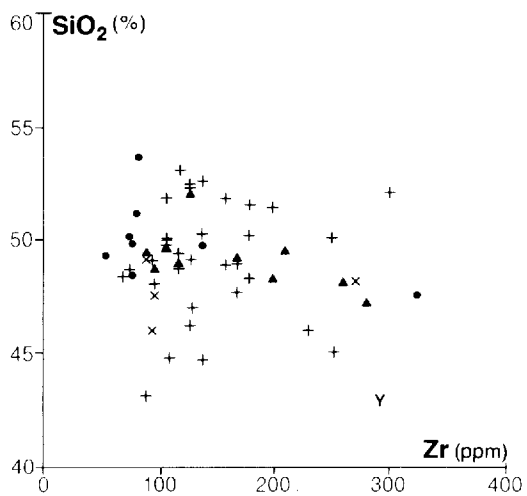
<b>Basaltes à plagioclase (analyses 1983-84)</b>														
<b>Échantillons</b>														
	1222D	1231A*	1235A	1241A*	1279A*	1284B	1287B*	6310E	6430A*	7041A	7096A*	7097A	7131C	7134C
<b>Oxydes (% en poids)</b>														
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.60	43.90	49.20	46.30	45.20	46.20	44.20	46.50	49.50	48.00	45.30	46.70	47.80	48.20
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.30	16.70	13.00	14.30	17.20	13.90	17.50	14.70	13.58	13.20	12.90	12.90	13.70	13.60
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3.18	2.05	2.73	3.12	13.10	2.40	2.04	3.87	0.12	3.93	1.88	4.48	3.06	2.83
<b>FeO</b>	10.00	13.98	8.88	9.52	-	12.50	8.36	8.75	10.60	7.98	11.80	11.80	11.10	9.78
<b>MgO</b>	6.93	7.19	6.86	7.00	5.07	5.95	7.53	6.35	6.18	7.63	6.01	6.53	6.31	6.79
<b>CaO</b>	10.70	3.80	10.90	10.40	6.30	6.91	7.72	13.90	8.97	13.30	8.14	9.65	8.96	8.98
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.62	4.18	2.71	2.90	4.31	3.67	1.75	1.61	2.51	1.77	1.78	2.40	3.03	3.27
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.27	0.25	0.32	0.30	1.02	0.80	3.78	0.32	1.54	0.18	1.34	0.25	0.22	0.28
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.21	1.78	1.30	1.23	2.28	3.02	1.68	1.35	1.66	1.21	2.86	1.53	1.49	1.40
<b>MnO</b>	0.19	0.21	0.18	0.16	0.08	0.20	0.16	0.17	0.15	0.18	0.23	0.25	0.2	10.18
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.07	0.11	0.16	0.05	0.32	0.37	0.06	0.10	0.11	0.03	0.33	0.08	0.08	0.08
<b>PAF</b>	2.12	5.65	2.77	4.80	5.79	2.67	6.20	2.11	6.31	2.20	9.80	2.33	2.39	3.64
<b>TOTAL</b>	99.19	99.72	99.01	100.08	100.67	98.59	100.98	99.73	101.15	99.61	102.37	98.90	98.35	99.03
<b>Éléments traces (ppm)</b>														
<b>Y</b>	21	25	17	21	15	34	19	17	21	13	25	23	19	17
<b>Sr</b>	100	40	170	130	150	500	130	310	140	410	120	140	110	86
<b>Rb</b>	4	7	4	4	23	19	110	4	26	4	42	4	4	5
<b>Zr</b>	78	110	83	72	160	200	81	96	100	58	180	81	81	86
<b>Nb</b>	4	4	6	4	19	25	7	9	7	4	23	4	4	4
<b>Ba</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Co</b>	69	120	69	57	94	72	56	71	44	82	57	67	71	63
<b>Cr</b>	60	150	180	68	110	28	59	68	46	270	68	32	52	60
<b>Cu</b>	120	190	110	78	180	66	28	29	54	41	63	120	190	93
<b>Ni</b>	77	78	69	78	150	29	95	48	41	120	63	60	68	74
<b>Zn</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>V</b>	630	740	550	580	590	660	420	540	750	510	620	690	670	620
<b>Zr/Y</b>	3.71	4.48	4.88	3.43	10.67	5.88	4.26	5.65	4.76	4.46	7.20	3.52	4.26	5.06
<b>Nb/Y</b>	0.19	0.16	0.35	0.19	1.27	0.74	0.37	0.53	0.33	0.31	0.92	0.17	0.21	0.24

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

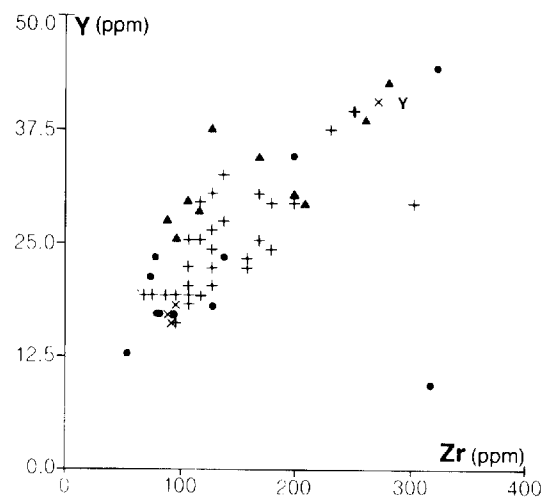
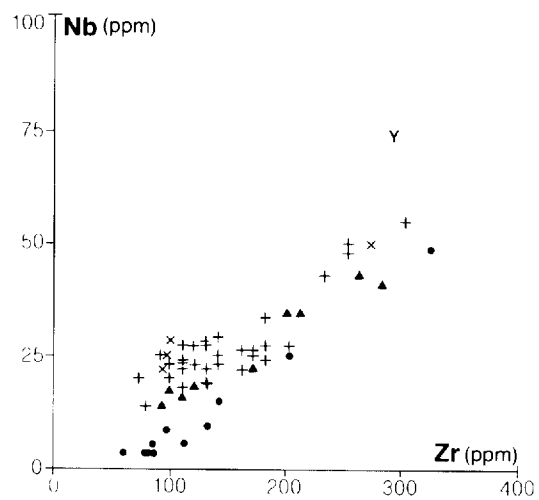
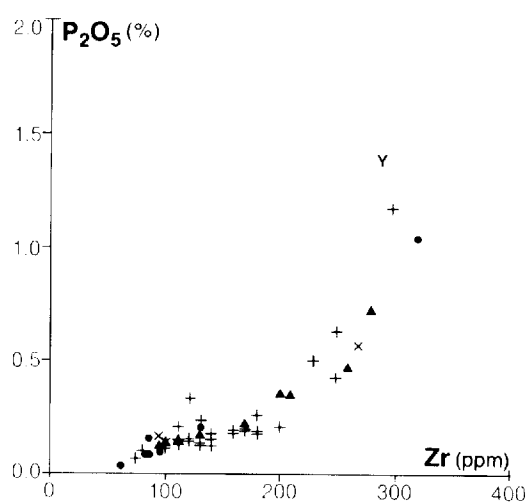
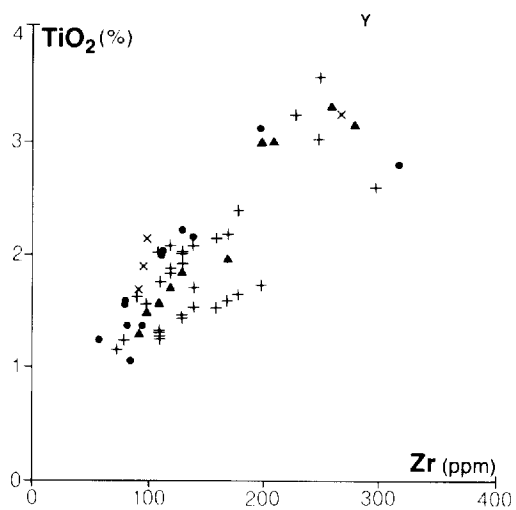


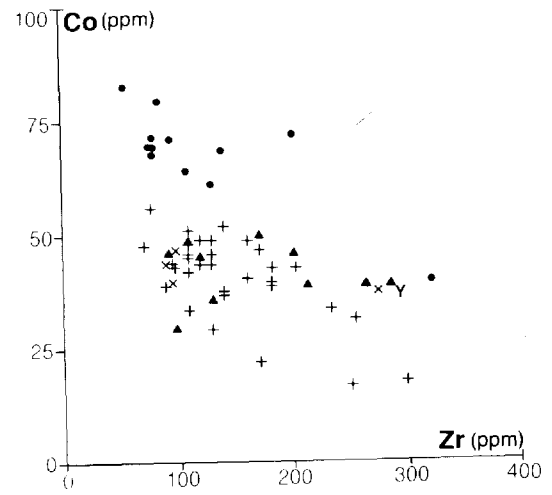
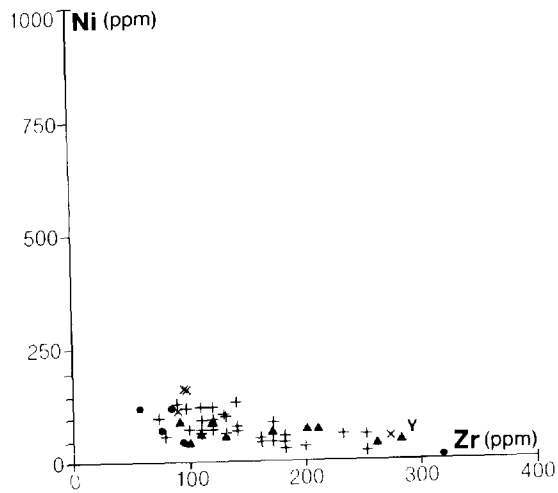
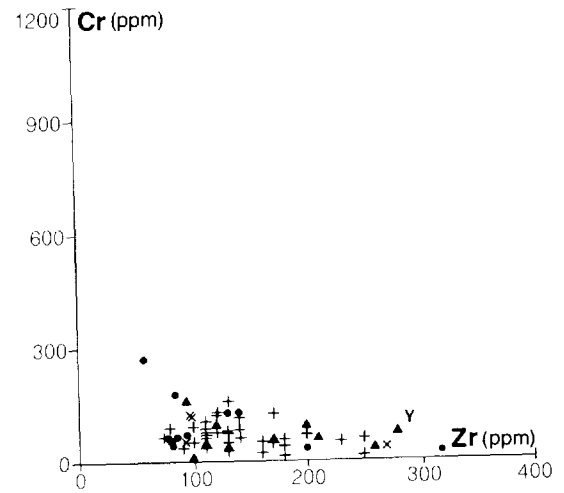
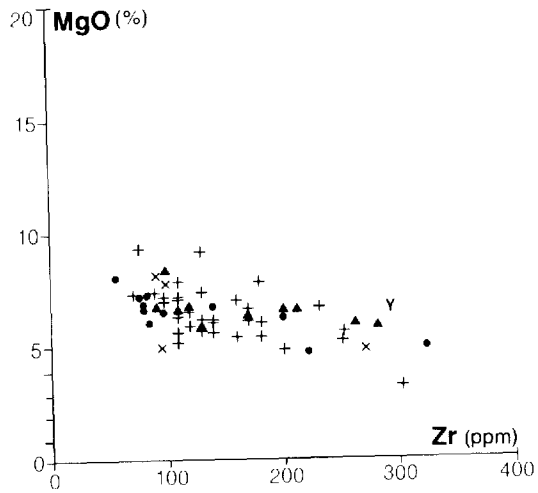
## **Annexe 2**

**Étude de la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium  
pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk**



- ▲ Basaltes massifs et microgabbros hypovolcaniques de la partie inférieure
- + Basaltes aphyriques à plagioclase de la partie supérieure
- × Basaltes porphyriques à plagioclase de la partie supérieure
- Basaltes analysés en 1983
- Y Volcanoclastites







## **Annexe 3**

**Analyses chimiques des basaltes ankaramitiques et des trachyandésites  
du Groupe de Povungnituk**

	Basaltes ankaramitiques (région du lac Kenty)														Trachyandésites (région du lac Kenty)								
	Échantillons																						
	1032B*	1033A	1033B	1037A	1136A	145D	145E	145F	146C	147D	147E*	147H*	152G	145G	152C	152D	152E	1038A <sub>1</sub>	1038A <sub>2</sub>	7051A	151C	151D	151E
	<b>Oxydes (% en poids)</b>																						
SiO <sub>2</sub>	37.60	40.40	39.10	41.60	44.40	44.20	44.40	46.20	42.70	43.10	39.10	37.50	37.90	43.00	65.50	57.40	61.90	61.10	58.50	60.60	59.10	61.70	59.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.74	8.29	9.82	11.40	12.10	7.87	10.10	13.30	9.51	10.90	8.52	8.70	10.40	12.40	19.50	21.80	20.30	19.90	21.70	20.00	19.10	19.60	19.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.54	3.65	3.68	2.25	2.45	14.20	22.60	15.00	16.80	14.30	15.70	15.20	15.40	15.40	1.25	1.54	1.05	0.40	0.23	0.49	4.94	3.85	5.50
FeO	12.20	13.90	10.90	11.20	11.20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	0.17	0.30	-	-	-
MgO	8.52	9.48	8.60	7.96	6.42	11.50	7.58	5.21	6.44	8.89	9.02	8.62	11.00	6.77	1.41	2.23	1.85	1.08	1.60	1.89	1.85	1.23	1.73
CaO	15.10	13.10	14.90	11.00	11.20	16.80	11.70	11.50	10.90	12.30	15.50	17.70	14.00	14.00	1.27	1.72	1.62	1.70	0.62	2.73	0.92	0.63	2.24
Na <sub>2</sub> O	0.39	0.21	0.35	1.49	1.65	0.24	0.72	2.28	2.98	1.67	0.42	0.80	0.72	0.77	6.89	2.59	5.37	3.49	3.73	2.02	1.58	4.33	2.90
K <sub>2</sub> O	1.42	0.14	0.20	1.14	1.15	0.11	1.43	0.83	1.77	0.91	0.73	0.56	0.46	1.81	2.76	9.79	5.65	9.48	9.18	10.90	10.20	5.96	6.04
TiO <sub>2</sub>	6.34	5.72	6.38	6.84	4.66	3.31	4.68	3.78	4.85	5.46	4.75	4.03	5.85	3.69	0.15	0.08	0.08	0.16	0.18	0.19	0.11	0.21	0.21
MnO	0.21	0.28	0.25	0.21	0.26	0.23	0.27	0.28	0.18	0.24	0.28	0.28	0.31	0.25	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.78	0.80	1.00	0.40	0.57	0.55	0.66	0.70	0.78	0.85	0.73	0.58	1.43	1.33	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.03	0.03	0.06	0.01
PAF	7.06	2.73	2.71	2.81	2.94	2.61	2.81	2.03	3.44	2.11	5.10	7.41	3.00	1.44	0.64	1.90	1.27	0.88	1.96	1.19	1.06	0.86	1.01
<b>TOTAL</b>	<b>99.90</b>	<b>98.70</b>	<b>97.89</b>	<b>98.30</b>	<b>99.00</b>	<b>101.62</b>	<b>102.95</b>	<b>101.11</b>	<b>100.35</b>	<b>100.73</b>	<b>99.85</b>	<b>101.18</b>	<b>100.47</b>	<b>100.86</b>	<b>99.22</b>	<b>99.10</b>	<b>99.12</b>	<b>98.62</b>	<b>97.91</b>	<b>100.36</b>	<b>98.83</b>	<b>98.48</b>	<b>98.20</b>
	<b>Éléments traces (ppm)</b>																						
Y	31	33	25	30	34	23	33	48	35	51	41	37	42	49	78	79	49	60	53	77	61	51	56
Sr	80	150	80	250	290	160	180	592	636	540	393	383	229	640	86	227	139	190	100	180	299	349	732
Rb	37	6	4	40	36	2	44	20	55	18	19	21	15	49	90	260	140	170	200	170	220	140	150
Zr	540	490	580	590	580	330	500	730	580	810	390	520	560	510	1200	1100	1000	1200	1300	1000	1100	1100	1100
Nb	110	110	93	130	110	75	110	140	100	150	100	110	130	110	190	180	140	200	210	190	180	180	170
Ba	-	-	-	-	-	23	754	620	672	635	300	304	166	312	768	1900	1700	-	-	-	3300	2900	2500
Co	77	-	69	79	53	33	32	28	50	30	54	52	30	2	2	2	3	-	-	-	2	2	2
Cr	410	340	390	580	390	600	105	61	114	239	231	185	271	50	4	7	8	2	3	4	16	17	20
Cu	28	5	55	57	27	18	85	92	107	9	182	50	7	45	14	5	14	32	7	17	14	13	19
Ni	160	140	280	220	97	414	68	39	134	125	220	327	226	17	2	1	1	5	7	14	51	48	41
Zn	-	-	-	-	-	80	102	101	126	159	206	139	92	1	40	19	44	-	-	-	27	60	165
V	710	760	850	880	540	251	330	202	282	298	285	241	380	116	1	1	1	2	2	2	2	2	2
Zr/Y	17.42	14.85	23.20	19.67	17.06	14.35	15.15	15.21	16.57	15.88	14.39	14.05	13.33	10.41	15.38	13.92	20.41	20.00	24.53	12.99	18.03	21.57	19.64
Nb/Y	3.55	3.33	3.72	4.33	3.24	3.26	3.33	2.92	3.43	2.94	2.93	2.97	3.10	2.24	2.44	2.28	2.86	3.33	3.96	2.47	2.95	3.53	3.04

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

**Trachyandésites  
(partie SE des lacs Nuville)**

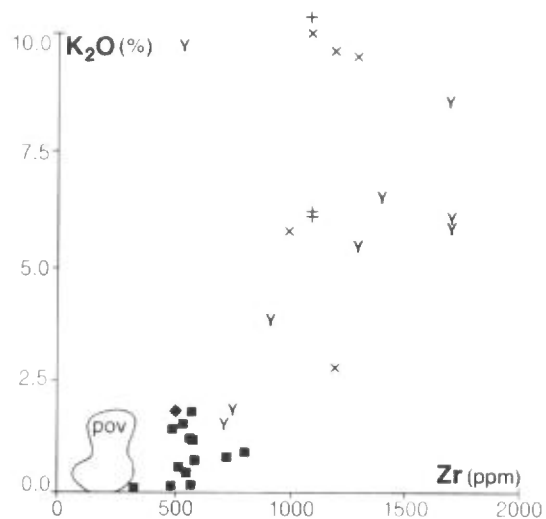
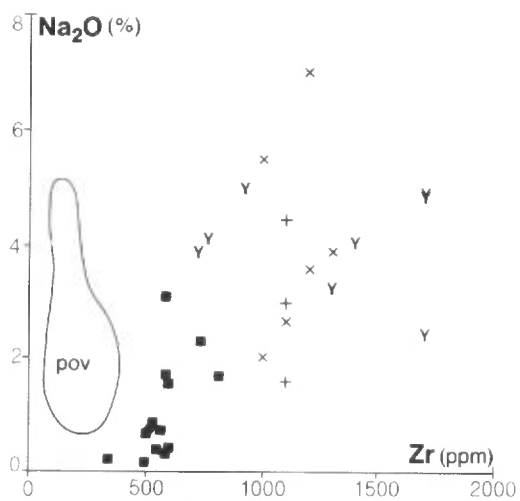
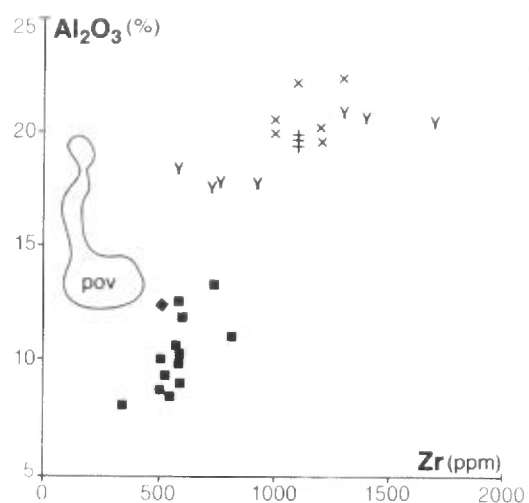
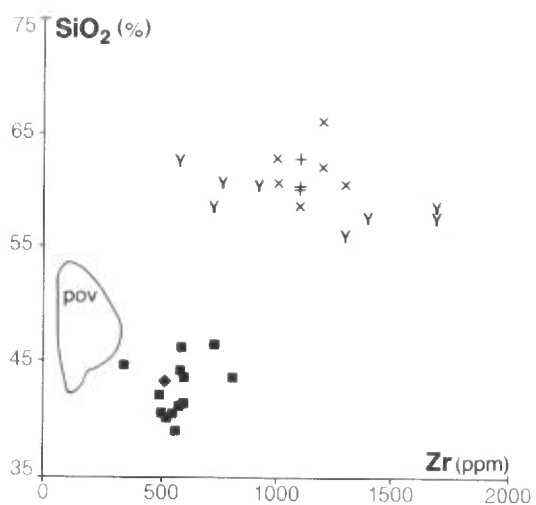
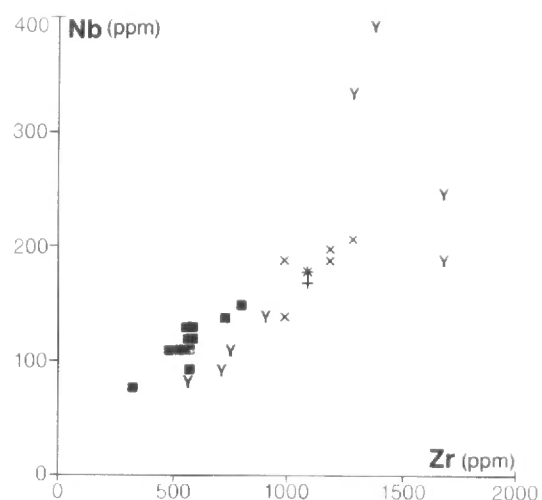
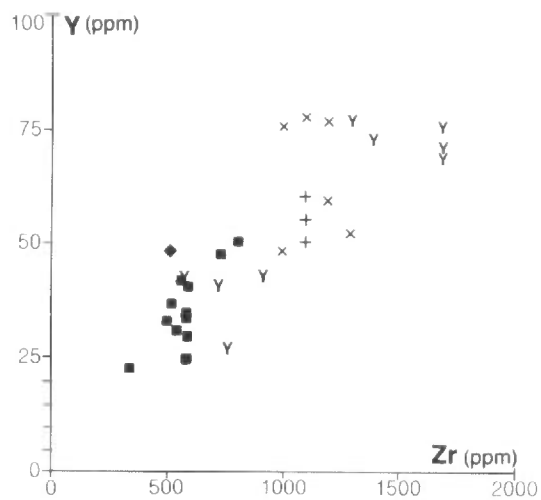
	Échantillons								
	78A	79A	80*	81D	81E	86B	89B	1282B*	4321A
<b>Oxydes (% en poids)</b>									
<b>SiO<sub>2</sub></b>	60.50	58.00	56.10	57.10	57.50	55.60	55.20	58.20	56.70
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17.80	17.10	16.90	20.30	20.10	19.80	20.70	17.20	20.40
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.20	9.28	9.66	6.24	5.21	6.32	6.28	1.50	1.30
<b>FeO</b>	-	-	-	-	-	-	-	5.27	3.86
<b>MgO</b>	1.14	2.10	1.92	2.66	2.71	1.95	1.92	1.53	2.34
<b>CaO</b>	2.98	2.13	4.85	0.84	1.25	1.32	5.03	3.01	2.42
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.44	3.90	3.70	2.39	4.73	4.72	3.18	4.77	3.95
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.51	1.79	1.48	8.47	5.71	5.81	5.36	3.65	6.38
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.43	0.51	0.54	0.09	0.10	0.14	0.17	0.49	0.24
<b>MnO</b>	0.06	0.12	0.17	0.22	0.14	0.25	0.09	0.11	0.11
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.13	0.14	0.13	0.03	0.02	0.01	0.02	0.08	0.02
<b>PAF</b>	2.82	3.49	5.49	2.31	2.69	2.70	1.78	6.76	2.05
<b>TOTAL</b>	99.01	98.56	100.94	100.65	100.16	98.62	99.73	102.57	99.77
<b>Éléments traces (ppm)</b>									
<b>Y</b>	43	27	41	77	72	70	78	43	74
<b>Sr</b>	126	82	107	269	163	94	612	110	410
<b>Rb</b>	110	41	29	180	190	330	77	66	110
<b>Zr</b>	570	760	720	1700	1700	1700	1300	920	1400
<b>Nb</b>	82	110	92	250	250	190	340	140	400
<b>Ba</b>	1600	375	292	1200	853	307	1200	-	-
<b>Co</b>	4	5	2	2	2	2	6	-	-
<b>Cr</b>	15	1	7	7	12	6	8	7	7
<b>Cu</b>	9	1	5	7	24	13	10	18	4
<b>Ni</b>	38	1	3	3	3	4	3	3	3
<b>Zn</b>	48	141	132	133	216	321	70	-	-
<b>V</b>	4	1	1	1	1	1	1	2	11
<b>Zr/Y</b>	13.26	28.15	17.56	22.08	23.61	24.29	16.67	21.48	18.92
<b>Nb/Y</b>	1.91	4.07	2.24	3.25	3.47	2.71	4.36	3.26	5.41

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

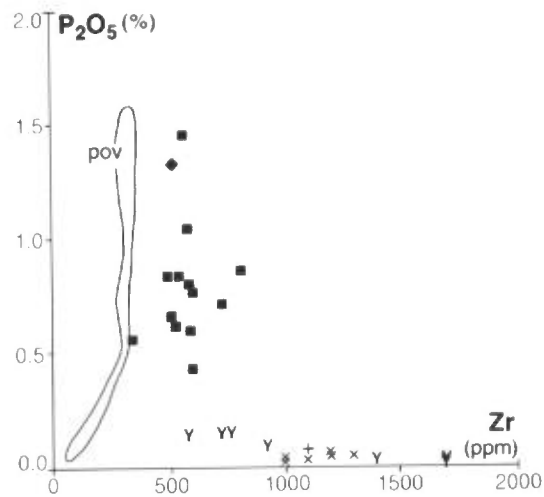
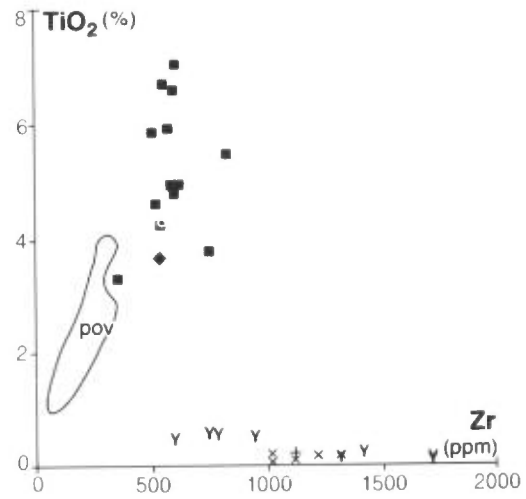
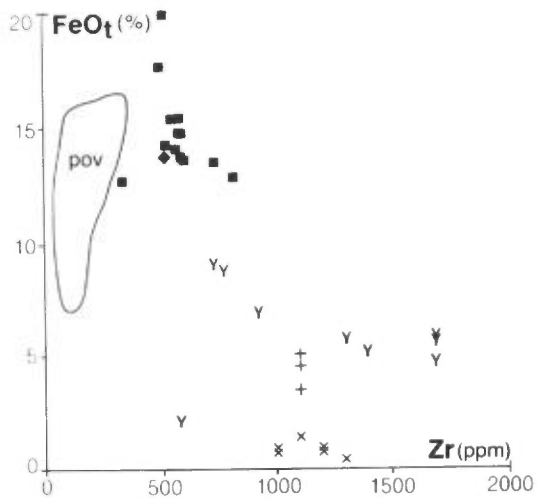


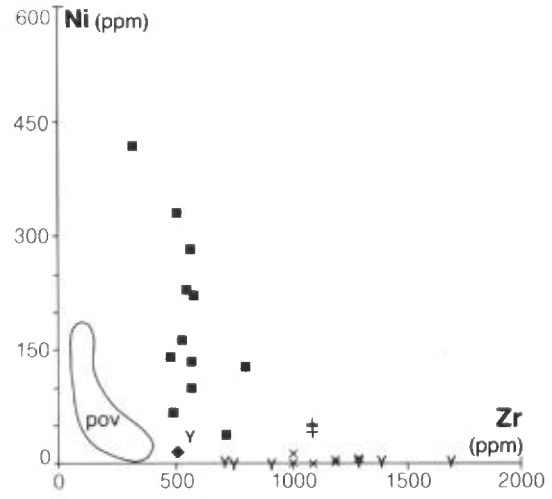
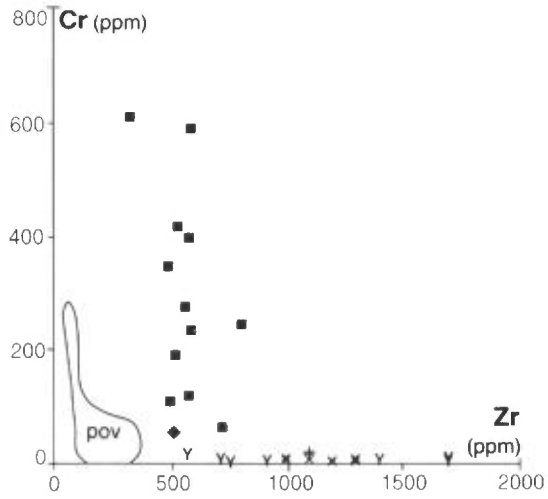
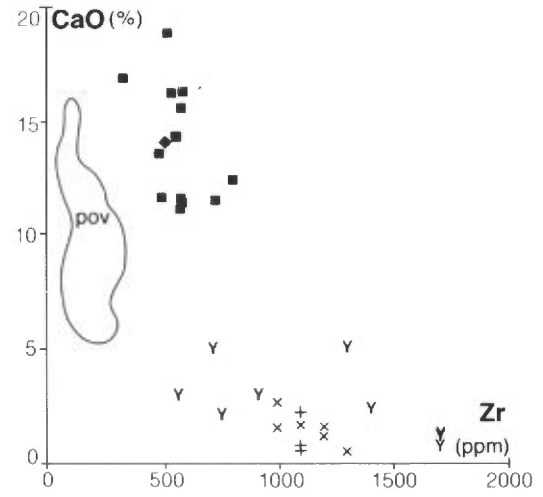
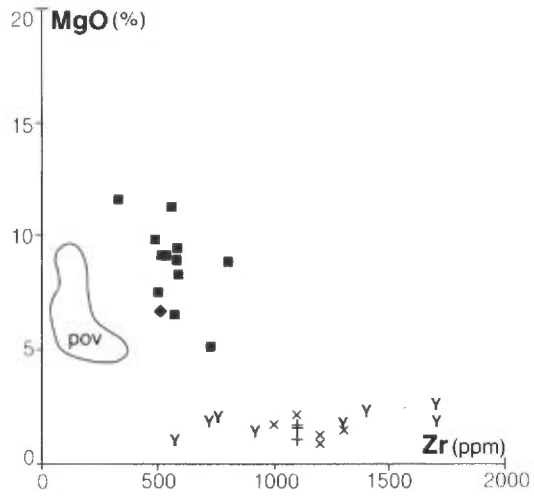
## **Annexe 4**

**Étude de la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium  
pour les roches volcaniques alcalines du Groupe de Povungnituk**



- = Basaltes ankaramitiques secteur de lac Kenty
- ◆ = Enclave de pyroxénite dans les basaltes secteur SE du lac Nuvilic
- + x = Trachyandésites du lac Kenty
- Y = Trachyandésites au SE des lacs Nuvilic
- pov = Champ des basaltes tholéitiques du Groupe de Povungnituk







# **Annexe 5**

**Analyses chimiques des basaltes du Groupe de Chukotat**

Séquence*	Basaltes à pyroxène A <sub>1</sub>		Basaltes à olivine A <sub>2</sub>																	Basaltes à olivine B <sub>1</sub>		Basaltes à pyroxène B <sub>1</sub>		
	113A	113B	114A**	115A	116A	116B	116C	117A	117B	119A	119B	120A	120B	120C	121A	121B	121C	121D	121E	123A**	123B	124A	125A	125B
<b>Oxydes (% en poids)</b>																								
SiO <sub>2</sub>	49.60	52.50	45.90	48.00	48.20	47.90	48.00	47.10	49.30	47.40	48.20	47.00	47.90	47.90	47.00	47.00	48.30	47.50	47.10	42.80	46.90	49.90	49.70	50.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	13.40	10.00	10.20	10.00	11.10	11.10	10.10	10.80	8.94	10.10	9.56	10.30	11.50	11.60	10.90	11.50	11.00	10.20	10.40	10.50	12.40	11.10	14.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.10	11.10	12.60	12.20	11.80	12.30	12.10	12.30	11.50	12.80	11.80	13.30	12.00	11.00	12.60	12.30	12.50	12.10	12.50	13.10	12.10	13.50	11.70	11.00
MgO	8.43	8.63	16.40	15.00	14.40	13.30	13.60	14.40	14.30	15.50	14.00	15.50	14.90	11.00	12.00	12.80	13.00	15.30	15.60	19.30	15.00	11.00	12.30	8.02
CaO	10.70	9.05	9.56	9.98	10.60	11.30	11.40	10.60	9.21	11.40	10.90	10.30	11.10	13.10	12.80	13.30	10.10	9.38	11.40	9.34	11.80	7.43	10.40	11.30
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.42	0.74	1.62	1.22	1.64	1.55	0.66	2.08	0.79	2.00	0.97	1.02	1.97	1.36	0.62	1.08	0.83	0.78	0.09	0.75	1.75	1.41	1.04
K <sub>2</sub> O	0.06	0.10	0.06	0.07	0.05	0.03	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.21	0.08	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.02	0.11	0.15	0.10	0.37
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.79	0.56	0.64	0.63	0.66	0.65	0.65	0.66	0.67	0.64	0.64	0.61	0.71	0.72	0.67	0.68	0.67	0.63	0.62	0.64	0.78	0.65	0.77
MnO	0.17	0.14	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.16	0.19	0.19	0.19	0.17	0.16	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.06	0.04	0.05	0.02	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.02	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.08	0.06	0.04	0.07	0.07	0.06	0.06
PAF	2.36	2.31	4.41	2.73	3.16	2.43	2.37	2.66	2.93	3.33	3.14	3.15	2.94	3.32	3.05	2.63	2.73	3.11	2.61	5.05	2.94	2.53	2.07	2.75
<b>TOTAL</b>	101.12	101.50	100.45	100.67	100.25	100.90	101.04	98.74	101.05	101.11	101.05	100.67	101.22	100.80	101.42	100.48	100.15	100.20	101.12	100.93	100.98	99.69	99.67	100.08
<b>Éléments traces (ppm)</b>																								
Y	18	18	12	13	14	15	15	14	14	14	14	15	14	15	15	15	15	14	14	13	14	17	15	19
Sr	286	85	32	55	72	61	53	110	105	37	53	44	128	137	150	151	72	48	40	11	203	59	94	95
Rb	9	2	4	2	8	2	7	3	4	4	6	4	7	6	7	4	3	7	2	3	5	9	3	9
Zr	62	58	42	43	44	46	42	45	46	46	45	42	45	50	48	48	46	46	42	47	50	63	48	78
Nb	15	14	15	15	14	14	16	15	12	16	16	16	14	13	16	17	16	17	17	17	17	18	14	15
Ba	39	47	24	31	26	30	42	31	34	26	24	25	94	37	35	35	28	44	52	7	48	50	54	183
Co	50	44	75	66	62	61	64	64	67	63	63	68	68	63	64	65	64	81	70	92	67	60	61	44
Cr	196	251	691	490	611	490	632	673	733	541	496	550	849	348	632	420	596	445	392	110	611	296	561	224
Cu	129	92	71	50	77	66	74	73	93	63	75	76	100	147	94	99	82	107	91	125	68	85	100	66
Ni	103	106	676	527	520	409	404	528	535	450	473	534	533	368	370	380	462	576	555	982	561	312	462	94
Zn	78	76	76	73	77	74	71	72	72	80	73	79	72	178	75	77	79	69	70	76	66	79	69	75
V	280	279	194	214	219	233	229	227	236	229	227	234	222	249	247	233	237	229	216	215	220	250	241	238
Zr/Y	3.44	3.22	3.50	3.31	3.14	3.07	2.80	3.21	3.29	3.29	3.21	2.80	3.21	3.33	3.20	3.20	3.07	3.29	3.00	3.62	3.57	3.71	3.20	4.11
Nb/Y	0.83	0.78	1.25	1.15	1.00	0.93	1.07	1.07	0.86	1.14	1.14	1.07	1.00	0.87	1.07	1.13	1.07	1.21	1.21	1.31	1.21	1.06	0.93	0.79

\* Séquences A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> etc. de la carte N° 2056C et figure 3

\*\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

Séquence	Basaltes à olivine B <sub>2</sub>								Basaltes à pyroxène B <sub>2</sub>								Basaltes à olivine B <sub>3</sub>								Basaltes à pyroxène B <sub>3</sub>			
	126A	126B	127A	156	127B	127C	127D	128A	128B	157	128C	128D	129A	129B	129C	129D	129E	158*	130A*	130C	130D	130E	131A	131B	131C	131D		
	<b>Échantillons</b>																											
	<b>Oxydes (% en poids)</b>																											
SiO <sub>2</sub>	50.20	48.10	48.80	48.50	47.50	46.20	48.90	47.40	48.70	49.30	46.90	49.30	47.90	46.60	49.10	46.30	48.10	46.50	45.40	46.90	49.10	46.20	48.30	48.70	46.60	48.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.70	10.40	10.50	11.00	10.40	9.31	10.80	11.00	12.70	13.90	11.00	11.00	11.20	10.50	10.70	8.90	9.98	8.88	10.40	11.60	10.70	9.88	13.00	13.80	13.80	13.90		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.20	11.10	11.40	11.40	12.10	13.10	11.70	12.10	12.10	12.40	12.40	11.60	12.10	13.10	11.90	12.90	12.70	12.60	13.10	12.60	11.50	12.90	11.40	12.80	13.30	13.80		
MgO	13.80	15.10	15.30	14.10	14.40	17.30	14.30	12.90	10.90	8.66	14.30	14.20	13.80	15.90	13.70	15.90	14.20	17.10	17.60	13.90	13.90	14.60	10.60	9.31	9.21	10.30		
CaO	9.80	9.51	9.84	9.74	11.20	10.30	11.10	12.40	10.70	9.87	11.90	10.40	10.60	10.00	10.60	11.40	11.10	9.66	9.36	11.50	11.00	11.40	11.30	10.60	12.90	8.59		
Na <sub>2</sub> O	1.13	1.12	0.94	1.49	0.86	0.54	0.72	0.96	1.26	2.24	0.72	1.27	1.02	0.81	0.96	0.60	0.68	0.47	0.09	1.13	1.75	1.00	2.01	2.27	0.65	2.93		
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.08	0.12	0.08	0.06	0.12	0.05	0.40	0.40	0.18	0.09	0.16	0.06	0.08	0.06	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07	0.07	0.32	0.05	0.02	0.09		
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.63	0.65	0.69	0.63	0.58	0.65	0.69	0.78	0.89	0.64	0.67	0.72	0.70	0.70	0.59	0.68	0.62	0.67	0.69	0.67	0.64	0.82	0.84	0.84	0.85		
MnO	0.16	0.17	0.16	0.16	0.17	0.21	0.16	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.08	0.04	0.06	0.04	0.01	0.05	0.07	0.04	0.10	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.08		
PAF	2.36	3.82	2.75	3.17	3.19	3.55	2.45	2.62	2.10	2.42	2.54	2.52	2.75	3.18	2.12	3.62	2.61	4.18	4.17	3.06	2.56	3.58	2.25	2.71	3.18	2.67		
<b>TOTAL</b>	100.11	100.10	100.46	100.43	100.57	101.16	100.95	100.37	99.86	100.36	100.80	101.29	100.49	101.09	100.10	100.54	100.34	100.29	101.04	101.66	101.47	100.52	100.24	101.32	100.73	101.39		
	<b>Éléments traces (ppm)</b>																											
Y	14	23	13	14	14	13	14	15	17	17	14	14	15	15	14	12	15	11	15	15	15	14	18	16	19	17		
Br	69	21	38	31	127	28	114	83	154	142	203	94	32	32	74	49	84	13	20	314	77	48	129	127	269	57		
Rb	6	5	6	7	4	3	4	4	12	15	8	3	3	3	5	6	9	6	2	5	7	6	10	5	2	6		
Zr	45	41	43	46	45	40	43	48	54	60	49	47	46	46	48	41	49	41	41	52	44	40	54	55	57	52		
Nb	13	13	13	15	15	16	13	17	15	16	15	13	15	15	15	17	18	15	14	16	14	16	14	16	17	19		
Ba	42	30	42	38	41	21	56	35	70	48	71	41	23	23	44	33	30	11	16	24	25	30	66	27	25	41		
Co	69	64	73	82	67	69	67	57	51	45	66	67	77	77	68	68	68	86	94	68	61	70	48	52	47	48		
Cr	605	460	747	916	479	789	490	349	333	72	438	443	539	538	422	543	522	654	615	643	373	706	195	304	171	213		
Cu	101	113	89	73	65	35	122	79	109	122	105	111	96	96	119	44	65	60	71	82	89	94	106	116	128	104		
Ni	617	554	549	551	512	544	530	373	252	105	499	541	615	615	560	609	527	686	988	566	491	546	249	146	143	157		
Zn	64	74	69	67	69	81	69	66	83	77	64	70	74	74	76	71	69	79	77	52	67	86	73	81	81	84		
V	223	212	212	222	211	210	230	235	268	266	227	232	232	232	235	200	232	195	228	256	248	228	274	274	282	288		
Zr/Y	3.21	3.15	3.31	3.29	3.21	3.08	3.07	3.20	3.18	3.53	3.50	3.36	3.07	3.07	3.43	3.42	3.27	3.73	2.73	3.47	2.93	2.86	3.00	3.44	3.00	3.06		
Nb/Y	0.93	1.00	1.00	1.07	1.07	1.23	0.93	1.13	0.98	0.94	1.07	0.93	1.00	1.00	1.07	1.42	1.20	1.36	0.93	1.07	0.90	1.14	0.78	1.00	0.89	1.12		

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

Séquence	Basaltes à pyroxène B <sub>3</sub>			Basaltes à olivine B <sub>4</sub>					Basaltes à plagioclase B <sub>4</sub>					Basaltes à olivine B <sub>5</sub>											
	131E	159	131F	132B	132C	132D	160*	132E	132F	133A	133B	161	133C	133D	133E	134A	162	134B	134C	134D	134E	135A	135B	135C	135E
<b>Échantillons</b>																									
<b>Oxydes (% en poids)</b>																									
SiO <sub>2</sub>	49.90	47.90	50.10	49.30	47.10	49.20	46.70	47.20	48.70	48.70	47.00	49.30	46.00	47.90	51.60	48.90	48.50	52.30	48.70	46.40	48.00	50.00	48.80	49.00	48.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.00	13.90	13.90	11.70	12.10	11.60	10.60	12.00	11.30	13.70	13.90	14.00	12.40	12.40	12.40	12.00	11.30	12.50	12.20	12.30	12.40	12.80	9.21	12.00	13.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.60	12.50	12.50	11.50	13.20	12.30	12.60	12.70	11.10	13.20	14.50	13.80	14.30	13.20	11.80	12.20	12.90	11.20	12.80	13.80	13.10	12.50	13.00	12.40	11.80
MgO	8.90	8.67	9.05	12.00	11.90	10.60	14.80	11.50	11.70	6.31	6.92	7.13	12.50	10.70	10.90	12.40	12.30	8.59	11.70	11.00	10.60	11.00	14.40	11.00	8.56
CaO	9.19	12.40	9.11	12.10	11.20	12.00	9.97	12.20	14.70	10.80	11.90	11.60	10.10	11.60	7.40	8.83	10.70	12.60	9.98	12.50	11.40	8.49	10.80	12.10	11.30
Na <sub>2</sub> O	2.58	0.86	3.32	0.10	1.52	0.99	0.41	0.85	0.97	2.87	1.64	1.06	1.15	1.62	2.94	1.68	0.16	1.71	1.93	0.62	1.70	2.80	1.01	1.17	2.80
K <sub>2</sub> O	0.22	0.42	0.07	0.13	0.08	0.05	0.08	0.12	0.05	0.34	0.07	0.13	0.22	0.05	0.28	0.79	0.25	0.02	0.10	0.03	0.05	0.25	0.03	0.06	0.10
TiO <sub>2</sub>	0.88	0.84	0.90	0.60	0.64	0.62	0.57	0.62	0.61	1.00	1.05	1.04	0.66	0.65	0.67	0.66	0.63	0.66	0.65	0.70	0.68	0.71	0.53	0.61	0.65
MnO	0.18	0.18	0.16	0.18	0.20	0.18	0.18	0.20	0.19	0.19	0.21	0.19	0.21	0.19	0.18	0.19	0.19	0.14	0.19	0.21	0.20	0.19	0.20	0.17	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.07	0.06	0.07	0.04	0.05	0.55	0.05	0.04	0.10	0.09	0.09	0.07	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07	0.04	0.03	0.05
PAF	2.38	2.52	2.02	3.46	3.42	2.89	4.02	3.82	2.50	3.77	3.04	2.54	3.88	3.27	2.69	3.11	3.46	1.92	3.25	3.60	2.68	2.74	3.35	2.62	2.44
<b>TOTAL</b>	<b>100.91</b>	<b>100.26</b>	<b>101.19</b>	<b>101.14</b>	<b>101.40</b>	<b>100.48</b>	<b>100.48</b>	<b>101.26</b>	<b>101.86</b>	<b>100.98</b>	<b>100.32</b>	<b>100.88</b>	<b>101.49</b>	<b>101.60</b>	<b>100.91</b>	<b>100.80</b>	<b>100.44</b>	<b>101.67</b>	<b>101.54</b>	<b>101.20</b>	<b>100.85</b>	<b>101.55</b>	<b>101.37</b>	<b>101.16</b>	<b>100.67</b>
<b>Éléments traces (ppm)</b>																									
Y	18	21	19	15	15	15	12	15	14	22	23	21	15	14	14	14	11	13	14	14	14	15	11	13	14
Sr	111	230	108	19	82	95	88	36	65	90	76	233	45	100	45	79	204	323	172	34	188	85	37	453	168
Rb	9	7	5	5	3	6	9	7	2	6	7	7	5	9	6	21	5	4	5	3	3	4	5	4	5
Zr	57	41	56	39	42	42	59	41	39	58	67	69	42	43	42	42	44	49	45	46	47	45	35	52	42
Nb	16	15	16	14	16	19	16	15	16	17	21	17	18	17	14	15	14	14	14	19	16	16	16	15	16
Ba	116	19	47	26	25	19	14	40	28	57	16	27	36	23	101	114	22	16	17	14	13	45	17	24	27
Co	46	47	46	46	53	67	71	60	54	49	52	49	59	59	54	64	63	55	64	56	58	58	59	50	45
Cr	220	72	164	231	285	589	458	389	339	100	97	72	462	358	539	491	315	320	530	373	275	386	578	333	127
Cu	127	155	140	101	97	102	84	88	96	174	175	158	87	113	104	107	87	104	117	102	111	118	76	102	118
Ni	137	122	121	247	296	285	415	385	304	161	145	124	257	264	250	322	281	233	291	242	239	210	438	238	114
Zn	71	85	72	74	69	78	75	80	65	84	90	90	84	75	62	63	71	47	74	73	67	75	61	56	65
V	292	311	298	233	247	254	207	256	230	339	353	314	266	247	268	260	207	248	255	269	252	278	224	266	291
Zr/Y	3.17	1.95	2.95	2.60	2.80	2.80	4.92	2.73	2.79	2.64	2.91	3.29	2.80	3.07	3.00	3.00	4.00	3.77	3.21	3.29	3.36	3.00	3.18	4.00	3.00
Nb/Y	0.89	0.71	0.84	0.93	1.07	1.27	1.33	1.00	1.14	0.77	0.91	0.81	1.20	1.21	1.00	1.07	1.27	1.08	1.00	1.36	1.14	1.07	1.45	1.15	1.14

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%

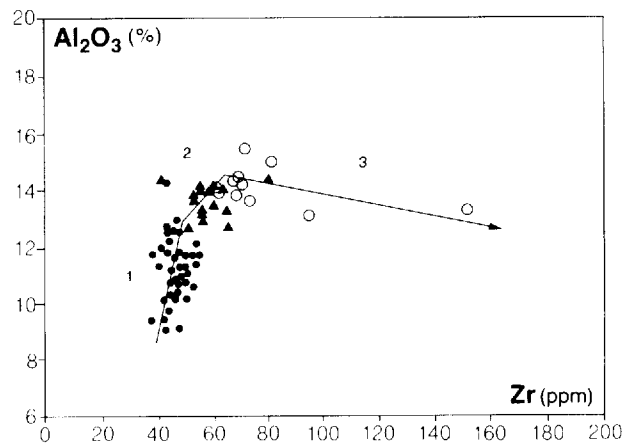
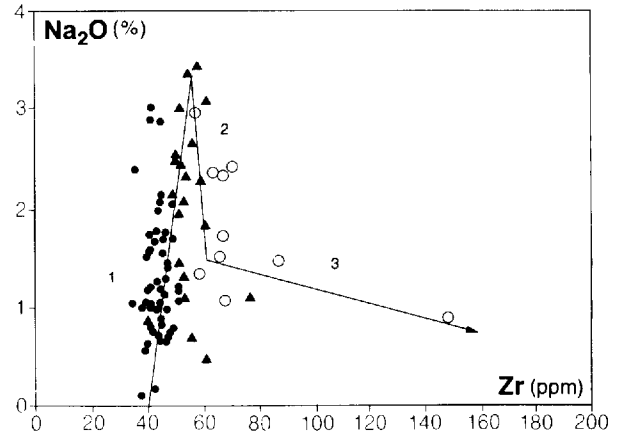
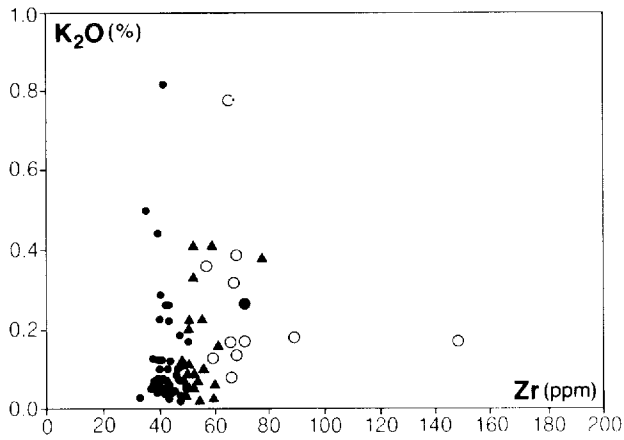
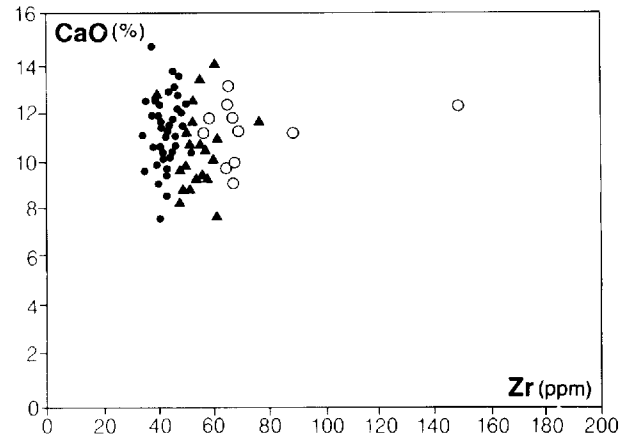
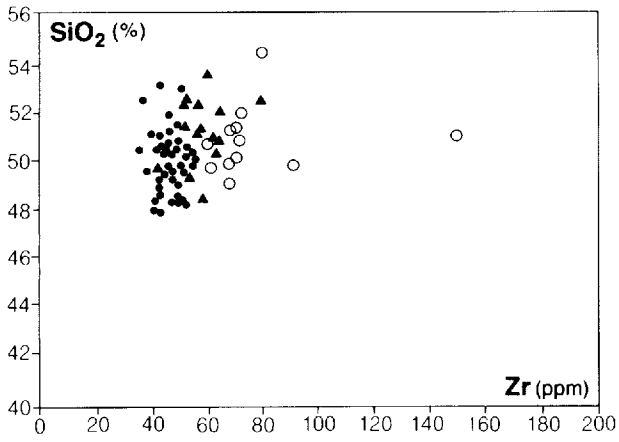
Séquence	Basaltes à Olivine B <sub>5</sub>			Basaltes à pyroxène B <sub>5</sub>								Basaltes à plagioclase C <sub>1</sub>								
	136A*	136B	136C	136D	137A	137B	137C	137D	Échantillons			139A	139D	139E	140A	140B	140C	140D	140E*	141A
	<b>Oxydes (% en poids)</b>																			
SiO <sub>2</sub>	45.00	47.40	51.10	50.50	48.10	48.60	49.80	50.70	50.50	48.80	48.70	49.20	47.90	48.50	47.90	48.20	48.90	49.70	51.10	49.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.30	12.20	11.60	13.20	13.70	13.60	13.50	12.50	13.60	13.10	13.10	13.10	14.90	13.70	13.60	13.30	13.00	14.10	14.10	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14.20	12.10	11.00	12.80	12.90	12.50	12.60	12.90	12.30	12.40	12.70	12.50	14.10	13.20	14.30	15.80	14.10	13.30	12.60	13.10
MgO	12.10	10.90	11.70	9.30	8.81	8.72	9.04	9.36	9.01	9.25	8.26	6.46	7.16	7.04	7.86	6.55	5.52	6.90	7.04	6.93
CaO	11.30	12.00	9.44	8.03	11.10	10.70	9.51	9.24	8.49	12.20	13.70	10.80	8.70	12.80	11.40	10.90	11.90	9.68	7.61	9.66
Na <sub>2</sub> O	0.53	1.44	2.31	2.39	1.39	1.88	2.47	2.09	2.35	1.06	0.45	2.28	2.25	1.50	1.30	1.50	0.87	2.29	0.56	2.26
K <sub>2</sub> O	0.03	0.07	0.49	0.04	0.11	0.19	0.07	0.12	0.21	0.09	0.03	0.15	0.36	0.16	0.12	0.16	0.15	0.75	0.25	0.30
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.59	0.55	0.84	0.86	0.83	0.83	0.84	0.87	0.89	0.84	1.04	1.18	1.11	1.06	1.53	2.09	1.10	1.13	1.20
MnO	0.21	0.17	0.16	0.18	0.18	0.19	0.18	0.20	0.16	0.20	0.18	0.23	0.23	0.21	0.18	0.22	0.21	0.22	0.19	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.01	0.06	0.03	0.09	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.11	0.13	0.13	0.07	0.14	0.26	0.11	0.11	0.11
PAF	4.24	2.57	2.56	2.68	3.16	2.96	2.91	2.38	2.41	3.26	2.61	3.52	2.83	2.63	2.20	2.39	3.30	2.20	5.30	3.01
<b>TOTAL</b>	99.56	99.48	100.92	100.02	100.34	100.26	100.98	100.40	99.98	101.32	100.63	99.39	99.74	100.98	99.99	100.39	100.40	100.35	100.00	100.18
	<b>Éléments traces (ppm)</b>																			
Y	14	13	13	17	18	17	17	17	16	15	16	21	25	24	20	25	27	23	22	23
Sr	81	190	81	54	71	72	50	46	41	182	363	95	86	215	153	225	308	97	205	106
Rb	2	3	11	2	4	7	3	7	6	4	3	8	11	3	5	3	5	14	7	10
Zr	39	41	36	51	52	52	51	50	53	54	62	71	69	67	60	90	150	66	79	68
Nb	16	15	14	13	17	17	15	15	16	16	18	18	17	17	17	21	28	18	16	18
Ba	21	21	112	22	30	42	28	62	78	25	13	99	265	91	65	105	87	678	92	457
Co	71	65	66	53	49	49	53	52	52	45	50	54	61	59	56	55	31	7	14	59
Cr	469	609	522	214	176	218	194	252	234	128	202	98	135	83	50	41	96	67	107	91
Cu	107	93	105	119	119	121	120	114	126	126	225	139	144	143	137	124	105	141	152	144
Ni	359	363	372	145	98	127	138	141	126	128	129	84	97	90	83	73	85	91	88	92
Zn	85	65	68	82	76	84	85	84	79	73	79	88	97	87	89	125	112	92	93	95
V	254	254	240	279	297	271	283	277	282	263	276	279	311	286	289	342	345	286	293	293
Zr/Y	2.79	3.15	2.77	3.00	2.89	3.06	3.00	2.94	3.31	3.60	3.88	3.38	2.76	2.79	3.00	3.60	5.56	2.87	3.59	2.96
Nb/Y	1.14	1.15	1.08	0.76	0.94	1.00	0.88	0.88	1.00	1.07	1.13	0.86	0.68	0.71	0.85	0.84	1.04	0.78	0.73	0.78

\* Analyses rejetées de l'étude géochimique : PAF > 4%



## **Annexe 6**

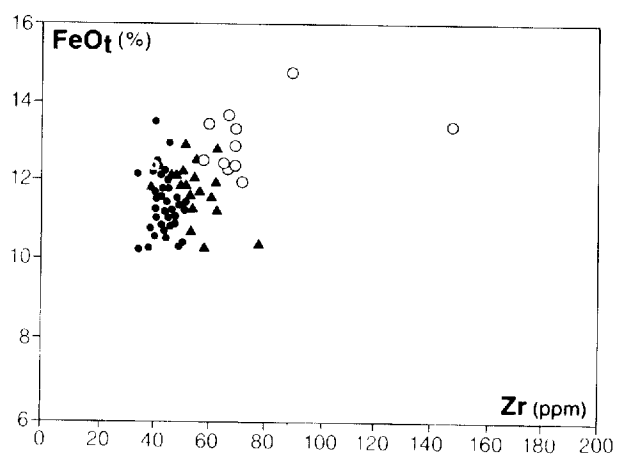
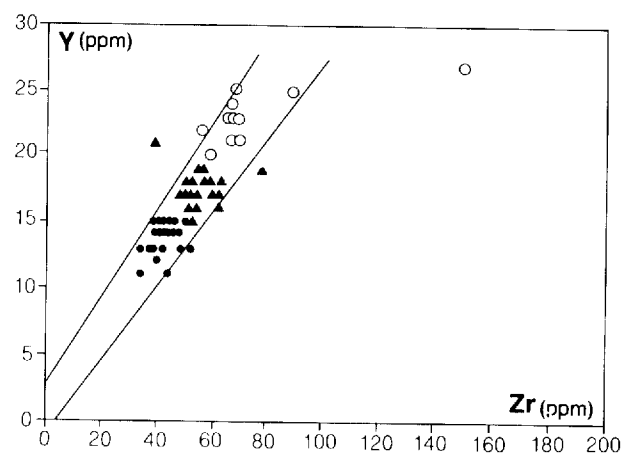
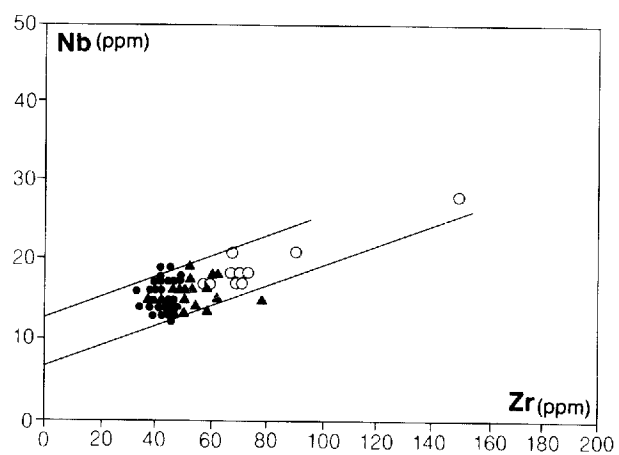
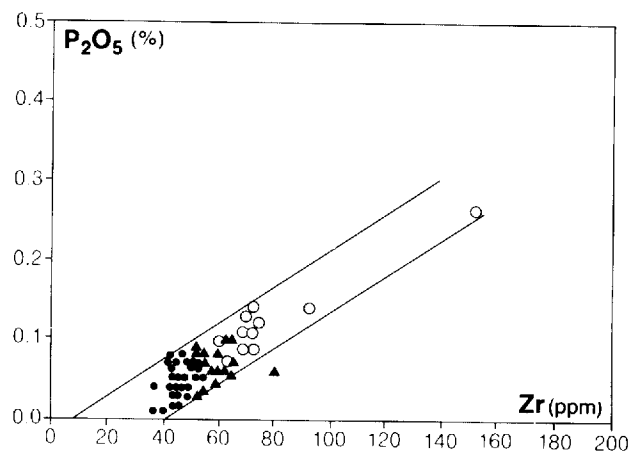
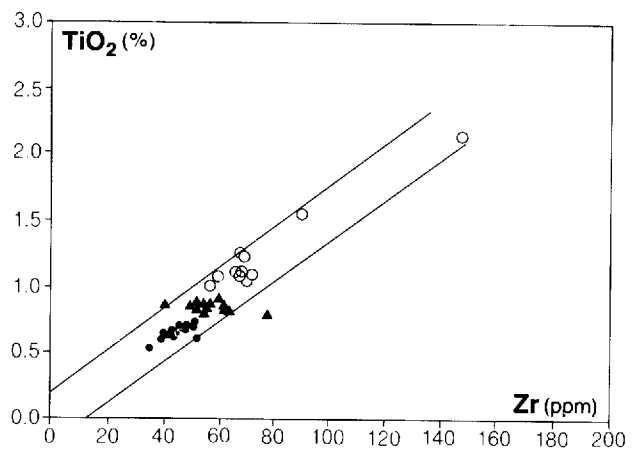
**Étude de la distribution des différents éléments chimiques en fonction du zirconium  
pour les basaltes du Groupe de Chukotat**

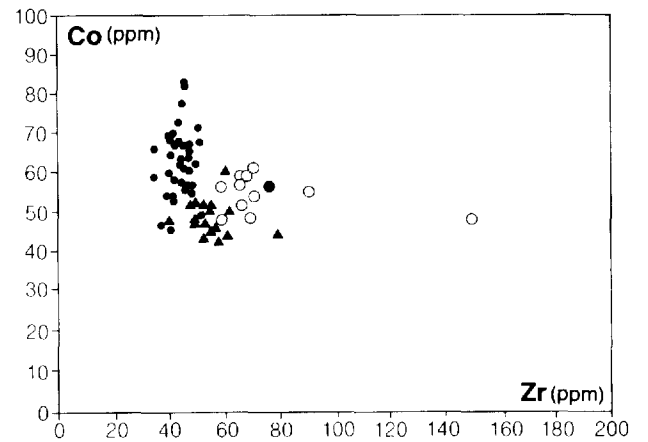
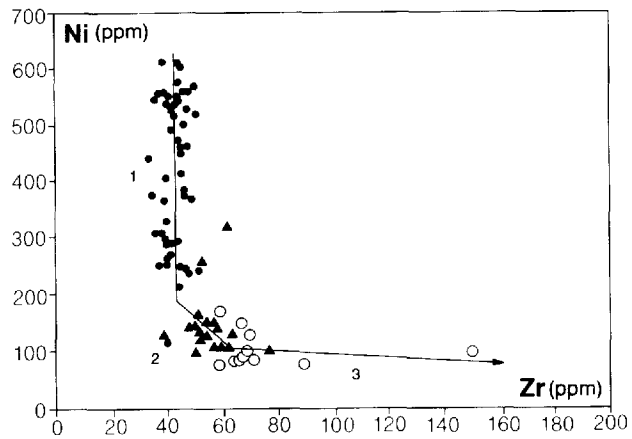
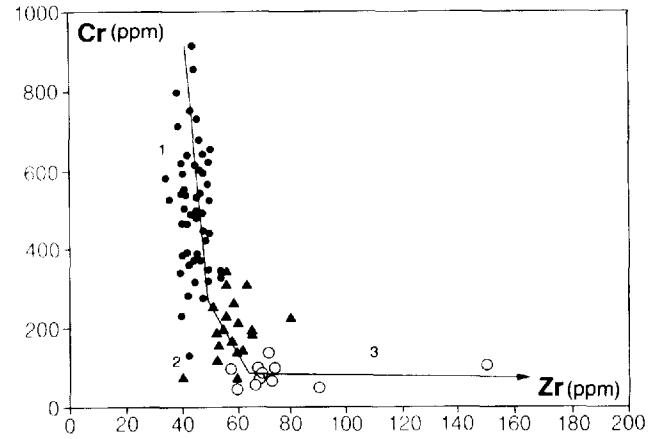
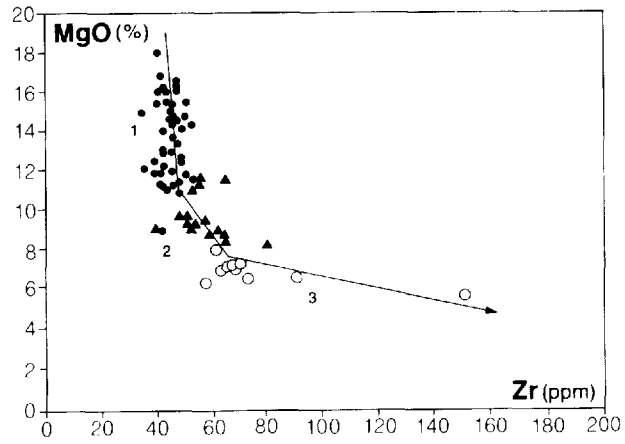


- Basaltes à olivine
- ▲ Basaltes à pyroxène
- Basaltes à plagioclase

- 1 = Tendence de fractionnement des basaltes à olivine
- 2 = Tendence de fractionnement des basaltes à pyroxène
- 3 = Tendence de fractionnement des basaltes à plagioclase









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