

ET 87-14

LITHOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES PROTEROZOIQUES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA FOSSE DE L'UNGAVA (REGION AU SUD DU LAC LANYAN)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



License

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

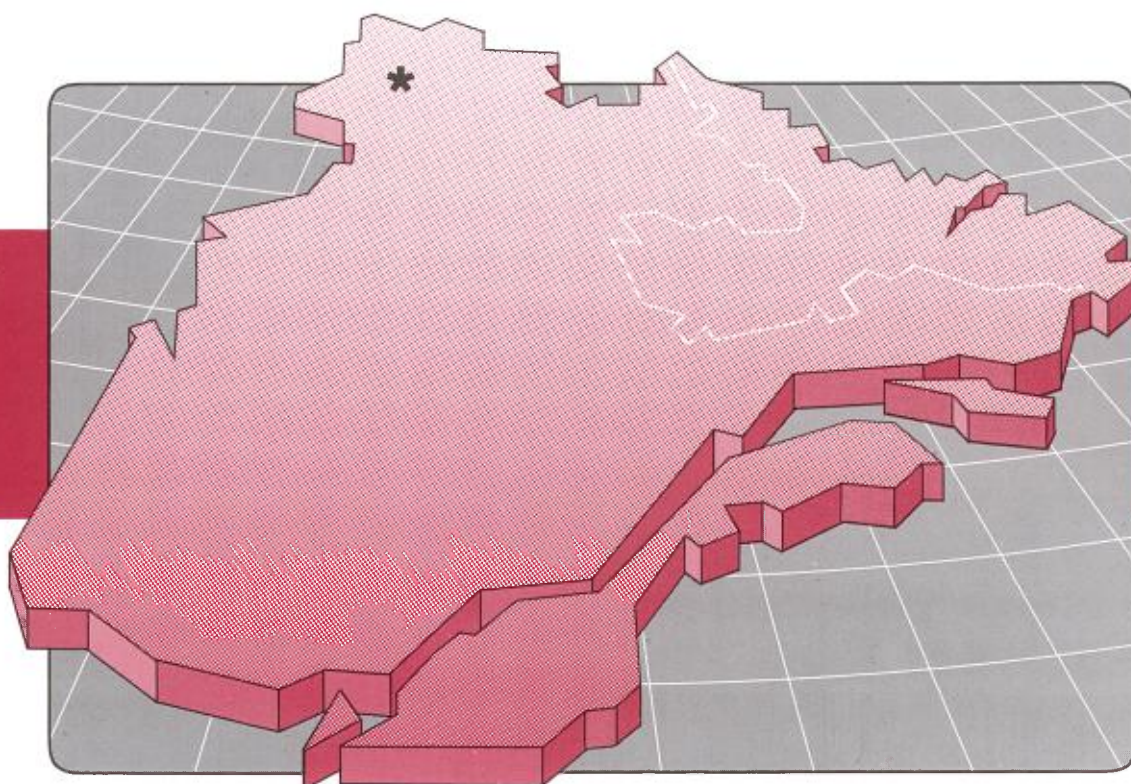
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Lithochimie des roches volcaniques protérozoïques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (région au sud du lac Lanyan)

Christian Picard

ET 87-14



**Lithochimie des roches
volcaniques protérozoïques
de la partie occidentale de la
Fosse de l'Ungava
(région au sud du lac Lanyan)**

Christian Picard

ET 87-14

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 87-05-08

Accepté pour publication le 87-12-09

Lecteur critique

D. Lamothe

Éditeurs

B. Desjardins

Éditécarte Inc.

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

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

RÉSUMÉ

Dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, les groupes de Povungnituk et de Chukotat forment une série volcano-sédimentaire dont l'épaisseur cumulée des différents blocs structuraux dépasse 29 000 m.

Le Groupe de Povungnituk repose sur le socle gneissique archéen de la Province du Supérieur. Il est constitué de: une mince bande de phyllades, de quartzites et de dolomies (sous-groupe de Lamarche); une alternance d'horizons de siltstone ou de quartzite et d'horizons de microgabbro hypovolcanique et(ou), de basalte massif (sous-groupe de Beauparlant inférieur); et une séquence de basaltes à plagioclase, le plus souvent coussinés (sous-groupe de Beauparlant supérieur). Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques montrent que les basaltes à plagioclase, d'affinité tholéiitique intracontinentale, résultent de la fusion partielle à l'équilibre (taux: 10 à 20 %) d'une source mantellique faiblement enrichie en terres rares légères (TRLE) de type lherzolite à spinelle. Les liquides semblent avoir ensuite évolué dans un réservoir magmatique par cristallisation fractionnée d'un mélange de plagioclase, de pyroxène et, accessoirement, d'olivine et d'ilméno-magnétite.

Les basaltes du Groupe de Chukotat reposent sur le Groupe de Povungnituk et forment une bande continue dans les deux tiers nord de la région étudiée. Ils forment d'abondantes coulées coussinées, plus rarement massives et sont exceptionnellement préservés de la déformation et du métamorphisme. Dans la partie inférieure du groupe, ils constituent plusieurs séquences superposées (A1 à A5) évoluant chacune depuis des basaltes à olivine d'affinité komatiitique ($MgO = 19-11\%$; $TiO_2 < 0,9\%$) jusqu'à des basaltes à pyroxène d'affinité tholéiitique ($MgO = 12,5-7\%$; $TiO_2 = 0,8-1,1\%$). Dans la partie sommitale, ils constituent d'épaisses séquences (B1-B2) de basaltes à plagioclase de type N MORB ($MgO < 8\%$; $TiO_2 = 1,3-2,8\%$). Les premières séquences (A1 à A5) correspondent à l'émission de liquides magmatiques produits par des fusions partielles successives (taux: 22 à 29 %) (*dynamic batch melting*) d'une source mantellique superficielle de type lherzolite à plagioclase \pm spinelle, progressivement appauvrie d'une phase à l'autre. Ces liquides ont ensuite évolué au cours de leur ascension vers la surface, par cristallisation fractionnée tout d'abord de l'olivine seule, puis d'un mélange d'olivine et de pyroxène, ce qui s'est traduit par la mise en place des basaltes à olivine puis des basaltes à pyroxène. Plus tardivement, une nouvelle phase de fusion partielle ($F \geq 15\%$?) a produit les liquides parents des basaltes à plagioclase. Ces derniers ont été piégés dans des réservoirs magmatiques où ils se sont différenciés par cristallisation fractionnée d'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 occidentale de la Fosse de l'Ungava, les observations pétrographiques et géochimiques permettent d'envisager plusieurs stades:

- Création d'un bassin d'effondrement dans lequel se sont accumulés les sédiments du sous-groupe de Lamarche;
- Formation d'un proto-rift en domaine ensialique, caractérisé par l'émission en grande quantité des basaltes à plagioclase tholéiitiques du Groupe de Povungnituk (sous-groupe de Beauparlant);
- Ouverture d'un rift océanique caractérisé par l'émission des basaltes à olivine-pyroxène d'affinité komatiitique à tholéiitique du Groupe de Chukotat;
- Formation d'un plancher océanique avec la mise en place des basaltes à plagioclase de type N MORB.

Cette évolution est comparable à celle de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Toutefois, elle présente quelques différences, notamment: l'absence de roches volcaniques alcalines et de laves felsiques dans le Groupe de Povungnituk; une plus grande quantité de basaltes à plagioclase et une plus faible proportion de basaltes à olivine dans le Groupe de Chukotat; et la rareté des intrusions ultramafiques. Ces variations suggèrent que la région source des roches volcaniques de la Fosse de l'Ungava était située plus à l'est, dans les régions du lac Cross et de Katinik.

Abréviations et symboles

Ab	: Albite	Pn	: Pentlandite
Ac	: Actinote	Po	: Pyrrhotite
Ap	: Apatite	Py	: Pyrite
Bi	: Biotite	Qz	: Quartz
Ca	: Calcite	Se	: Séricite
Ch	: Chlorite	Sp	: Spinelle
Cp	: Chalcopyrite	Sph	: Sphène
Cpx	: Clinopyroxène	Tr	: Trémolite
Ep	: Epidote	Zo	: Zoïsite
Il	: Ilménite	é	: épaisseur
Le	: Leucoxène	Ma	: Millions d'années
Mt	: Magnétite	TR	: Terres rares
Mu	: Muscovite	TRLE	: Terres rares légères
Ol	: Olivine	TRLO	: Terres rares lourdes
Olg	: Oligoclase	Ø	: Dimension des minéraux
Op	: Minéraux opaques	EGP	: Éléments du groupe des platinoïdes
Opx	: Orthopyroxène	Affl.	: Affleurement
Pi	: Pistachite	éch.	: Échantillon
Pl	: Plagioclase	PAF	: Perte au feu

Table des matières

Page

INTRODUCTION	1
Travaux réalisés	1
Remerciements	1
GÉNÉRALITÉS	3
Cadre géographique	3
Cadre géologique régional	3
Lithostratigraphie et géochronologie	3
Travaux antérieurs et principaux modèles pétrogénétiques	4
Géologie structurale	4
Métamorphisme	4
Minéralisations	5
LITHOSTRATIGRAPHIE	7
Commentaire des coupes géologiques effectuées	7
Groupe de Povungnituk	7
Groupe de Chukotat	7
Structure	9
Colonne lithologique composite de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava	10
Indices minéralisés	10
PÉTROLOGIE DES ROCHES VOLCANIQUES ET HYPOVOLCANIQUES DU GROUPE DE POVUNGNITUK	13
Généralités	13
Pétrographie	13
Roches basaltiques massives du Beuparlant inférieur	13
Caractéristiques macroscopiques	13
Micrographie	14
Basaltes à plagioclase du Beuparlant supérieur	15
Gisement et caractéristiques macroscopiques	15
Micrographie	16
Basaltes aphyriques à plagioclase	16
Basaltes à plagioclase des horizons massifs	17
Géochimie	18
Travaux analytiques	18
Caractéristiques géochimiques	18
Pétrogenèse	25
Nature des matériaux sources et fusion partielle	25
Cristallisation fractionnée	26
Contamination crustale	28

PÉTROLOGIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE CHUKOTAT	29
Généralités	29
Pétrographie	29
Coulées de basalte à olivine	29
Caractéristiques macroscopiques	29
Caractéristiques microscopiques	30
Coulées de basalte à pyroxène	31
Caractéristiques macroscopiques	31
Caractéristiques microscopiques	31
Coulées de basalte à plagioclase	34
Caractéristiques macroscopiques	34
Caractéristiques microscopiques	35
Volcanologie	36
Géochimie	36
Travaux analytiques	36
Caractéristiques géochimiques	36
Pétrogenèse	44
Nature des liquides parents et relations génétiques	
entre les différents types de basaltes	45
Nature des matériaux sources et de la fusion partielle	46
Estimation des taux de fusion partielle	47
Étude des fractionnements	49
Influence des mécanismes de contamination	50
Caractérisation du site géotectonique	50
CONCLUSION GÉNÉRALE	53
BIBLIOGRAPHIE	55
ANNEXES	
A- Analyses chimiques, roches volcaniques du Groupe de Povungnituk	59
B- Analyses chimiques, basaltes à olivine et basaltes à pyroxène du Groupe de Chukotat	63
C- Analyses chimiques, basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat	69
FIGURE HORS TEXTE	
2- Coupes géologiques, partie occidentale de la Fosse de l'Ungava	

Travaux réalisés

Les travaux effectués au cours de l'été 1985 ont pour objectif de reconstituer la lithostratigraphie de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava. Ils ont permis d'accomplir une étude géologique de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava en réalisant plusieurs coupes au 1/20 000 au sud du lac Lanyan. Globalement orientées N310° et totalisant 40 km, celles-ci sont localisées entre les latitudes 61°05' et 61°22', et les longitudes 76°45' et 77°20' (figures 1a et 1b). Ces coupes, comprises dans les feuillets 33 F/2W, 33 F/3E et 33 F/6E du découpage SNRC au 1/50 000, ont permis d'établir la succession lithologique de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (Picard, 1986) et d'accomplir un échantillonnage systématique (maille: ≤ 200 m) des roches volcaniques et intrusives rencontrées. Les coupes réalisées (figure 2, hors texte) concernent uniquement les roches volcano-sédimentaires et volcaniques des groupes de Povungnituk et de Chukotat au sud de la faille de chevauchement majeur cartographiée par Bergeron

(1957, 1959) et Taylor (1982). Cette faille est actuellement reconnue sous le nom de Faille Bergeron.

Les données pétrographiques et géochimiques obtenues (éléments majeurs et traces) sont exploitées pour étudier l'évolution pétrologique et l'histoire géotectonique de cette partie de la Fosse de l'Ungava.

Remerciements

Je tiens à remercier Messieurs A. F. Laurin (sous-ministre adjoint à l'époque) et J.-L. Caty (Directeur de la recherche géologique), du ministère de l'Énergie et des Ressources, qui 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 chef du Projet Fosse de l'Ungava) pour sa collaboration dans ce projet. Merci également à Carl Bélanger, mon assistant, et à tous ceux qui d'une manière ou d'une autre ont participé à ce travail.

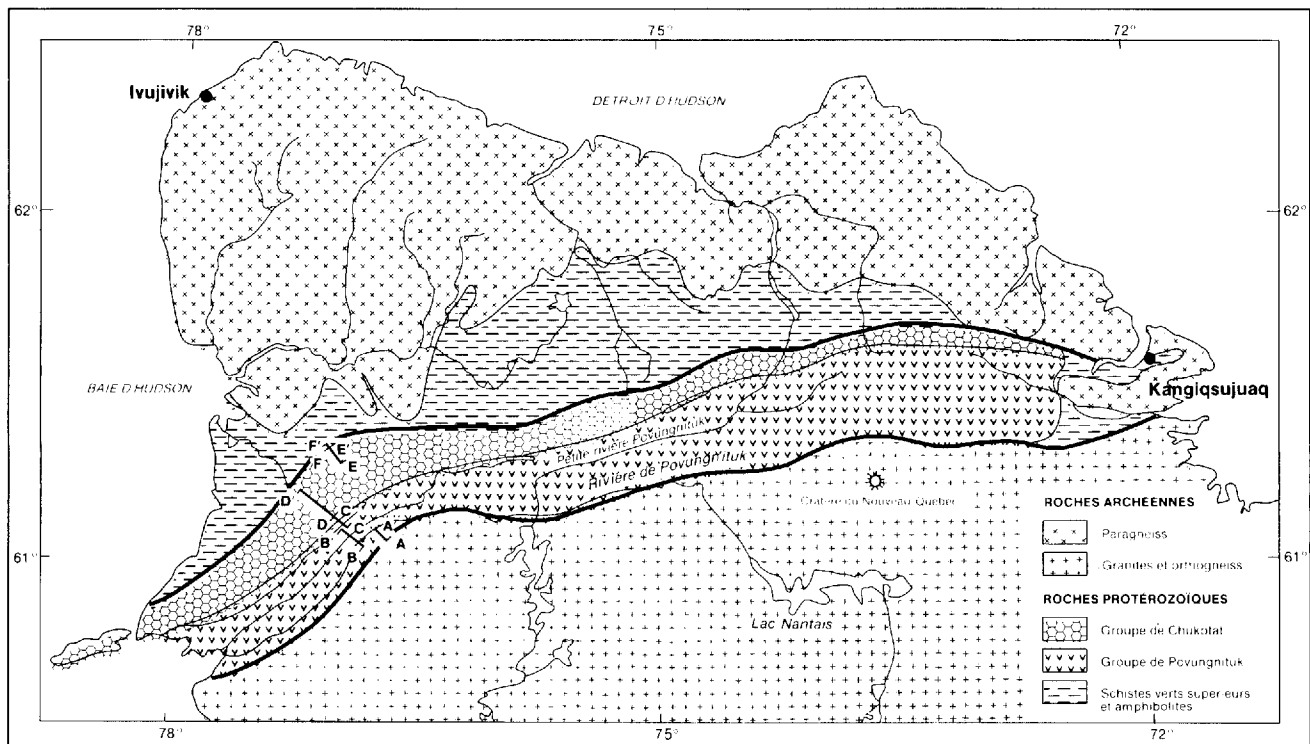


FIGURE 1a- Carte géologique schématique de la Fosse de l'Ungava (d'après Bergeron, 1957, 1959) et localisation des coupes géologiques AA' à FF' de la figure 2 (hors texte).

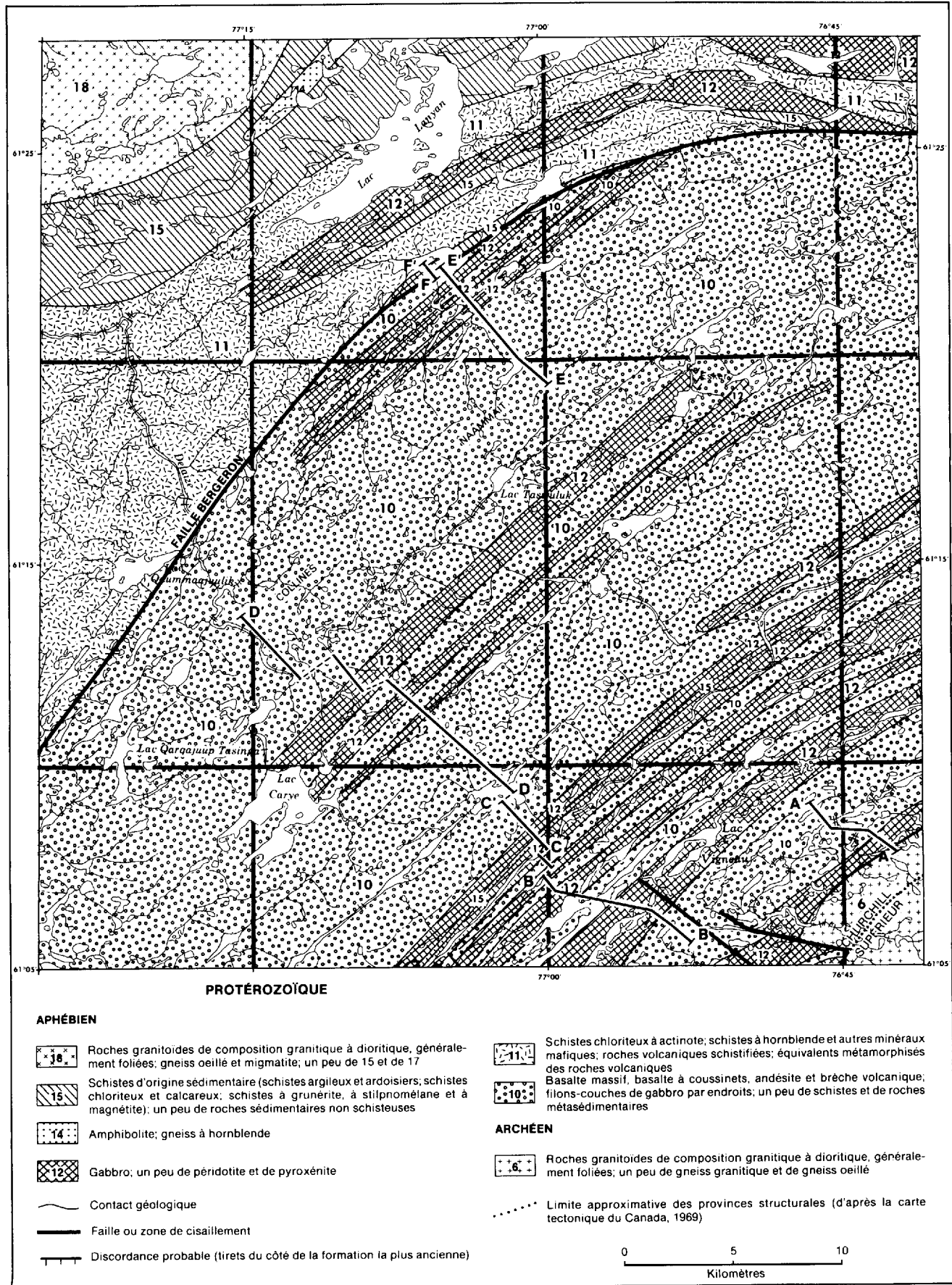


FIGURE 1b- Localisation des coupes géologiques de la figure 2 (hors texte). Géologie d'après Avramtchev (1982).

Cadre géographique

La région étudiée forme un vaste plateau dénudé et vallonné, compris entre 150 et 450 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 SW-NE. Les principales rivières (Chukotat et Ikotat) suivent également ces directions. D'autres rivières recoupent perpendiculairement ces structures, révélant ainsi d'excellents secteurs où réaliser les coupes géologiques. Dans les secteurs considérés, la densité de l'affleurement varie en moyenne de 40 à 50 %; en plusieurs endroits, il y a de vastes étendues d'affleurement continu. Le recouvrement glaciaire est faible, et est surtout caractérisé par des champs de blocs. Le sol gelé en permanence présente de nombreuses structures polygonales typiques du pergélisol. La végétation de type toundra est surtout constituée de mousses, de lichens et de quelques graminées; localement, on trouve des arbustes nains (saule, bouleau) dans les zones protégées. 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 (juillet et août).

Cadre géologique régional

LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE

Les roches de la région étudiée, d'âge aphébien (1 960 à 1 840 millions d'années: St-Onge, 1986), font partie de la Fosse de l'Ungava. Celle-ci 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 (2 930 à 2 570 millions d'années: Doig, 1983). Structuralement, elle se divise en deux domaines métamorphiques parallèles à son allongement et séparés par une faille majeure de chevauchement, appelée Faille Bergeron. Le domaine sud est métamorphisé au faciès schiste vert 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, comprend les groupes de Povungnituk et de Chukotat (Bergeron, 1959; Francis *et al.*, 1981, 1983; Hynes et Francis, 1982; Lamothe, 1986; Picard, 1986).

Le Groupe de Povungnituk, au sud, présente, du sud au nord:

- Une mince bande sédimentaire de phyllades, de quartzites et de dolomies reposant sur le socle gneissique archéen de la Province du Supérieur (sous-groupe de Lamarche);
- Une succession d'horizons, finement lités, de siltstone ou de quartzite et d'horizons basaltiques massifs d'affinité tholéiitique continentale (sous-groupe de Beauparlant inférieur);
- Une séquence de basaltes à plagioclase coussinés, également d'affinité tholéiitique continentale (sous-groupe de Beauparlant supérieur). Enfin, plusieurs dômes rhyolitiques et une séquence de basaltes alcalins et de trachyandésites fortement enrichis en terres rares légères (TRLE), Zr et Nb sont localement intercalés dans la série volcanique tholéiitique de la partie centrale de la Fosse (Picard, 1986a, 1986b et 1989). Un de ces dômes, daté à l'aide de la méthode U-Pb sur zircon, donne un âge de $1\,960 \pm 5$ Ma (Parrish, communication personnelle, 1985).

Le Groupe de Chukotat repose sur le Groupe de Povungnituk et forme une bande continue dans la partie nord de la région étudiée. Il est composé d'abondantes coulées de basaltes en coussins, plus rarement massifs, exceptionnellement préservés de la déformation et du métamorphisme. Celles-ci forment tout d'abord plusieurs 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, dans la partie septentrionale du groupe, une épaisse séquence de basaltes à plagioclase de type N MORB ($MgO < 8\%$).

Enfin, plusieurs filons-couches mafiques et ultramafiques de péridotite ou de péridotite-gabbro, localement porteurs d'indices de cuivre-nickel sulfurés et, dans quelques cas, de platinoïdes (Giovenazzo, 1985, 1986; Lamothe *et al.*, 1987), sont intrusifs dans la série volcanique.

Le domaine nord comprend les groupes de Spartan et de Watts (Lamothe, 1986), lesquels ont été interprétés par le passé comme les équivalents métamorphiques de la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Povungnituk (Hynes et Francis, 1982). Ces groupes constituent plusieurs nappes de charriage superposées (St-Onge *et al.*, 1987, 1988) présentant, du niveau structural le plus profond au niveau structural le plus superficiel (du sud au nord), des phyllades graphiteux, des basaltes massifs ou coussinés de type N MORB (Picard *et al.*, en préparation) et un complexe plutonique de péridotites, pyroxénites, gabbros et anorthosites lités. 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 $1\,910 \pm 5$ Ma pour un massif de monzogranite folié, de $1\,840 \pm 2$ Ma pour une diorite quartzique foliée et de $1\,840 \pm 5$ 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 constitueraient une ancienne ophiolite (St-Onge *et al.*, 1987, 1988; Picard *et al.*, en préparation).

En résumé, les datations indiquent: l'âge du socle archéen au nord et au sud de la Fosse de l'Ungava (plus de 2 700 Ma pour la Province du Supérieur, au sud, et un âge compris entre 2 570 et 2 930 Ma pour la Province de Churchill, au nord); l'âge d'ouverture du bassin où se sont mises en place les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Povungnituk ($1\,960 \pm 5$ Ma); l'âge des premières phases de l'orogénèse hudsonienne, caractérisée par la mise en place de granitoïdes anté- à syncinématiques ($1\,910 \pm 5$ Ma); et, enfin, l'âge de la fin de l'orogénèse hudsonienne qui a affecté les roches de la Fosse de l'Ungava ($1\,840 \pm 5$ Ma sur un granite postcinématique). Ainsi, toute l'histoire magmatique de la Fosse de l'Ungava paraît comprise dans un intervalle de 50 millions d'années, ce qui est cohérent avec les données actuelles sur la formation des bassins océaniques.

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET PRINCIPAUX MODÈLES PÉTROGÉNÉTIQUES

Dans le passé, plusieurs travaux ont été effectués dans la Fosse de l'Ungava. Le lecteur pourra se reporter aux travaux de cartographie de Bergeron (1957, 1959), De Montigny (1959), Beall (1959, 1960, 1977), Gélinas (1962), Dimroth *et al.* (1970), Taylor (1982), Lamothe *et al.* (1984), Roy (1985), Hervet (1985, 1986), Moorhead (1985, 1986) et Tremblay (1986a, 1986b). De même, il pourra consulter les travaux de recherche de Francis et Hynes (1979), Baragar et Scoates (1981), Hynes et Francis (1982), Francis *et al.* (1981, 1983), Bédard *et al.* (1984), Hoffmann (1985), Lamothe (1986), Giovenazzo (1986a, 1986b), St-Onge *et al.* (1986a, 1986b, 1987, 1988) et Picard (1986b, 1989).

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). Francis et Hynes (1979), Hynes et Francis (1982), Francis *et al.* (1981, 1983) et Picard (1986b, 1989) interprètent les roches magmatiques comme résultant de l'ouverture progressive d'un rift continental puis océanique. D'après Hoffmann (1985), St-Onge *et al.* (1986a, 1986b, 1987, 1988), les roches de la Fosse de l'Ungava seraient allochtones et correspondraient à un klippe dont les matériaux proviendraient d'une zone située 90 km plus au nord, dans la région de Salluit. Le

débat sur ces différents modèles est toujours en cours; nos travaux veulent apporter une nouvelle contribution dans ce domaine.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Trois générations de plis, rattachées à l'orogénèse hudsonienne, ont été reconnues dans la Fosse de l'Ungava (Hynes et Francis, 1982; St-Onge *et al.*, 1986a, 1986b, Lamothe *et al.*, 1984; Lamothe, 1986). Le premier épisode correspond à des plis synfoliaux P_1 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 observés dans les parties orientale et centrale de la Fosse de l'Ungava, au sein des roches sédimentaires du sous-groupe de Lamarche. Les plis de la deuxième génération (P_2), d'amplitude métrique à plurikilométrique, sont associés à une schistosité de plan axial S_2 , orientée ENE et à pendage abrupt vers le nord. De tels plis sont fréquents dans les roches volcano-sédimentaires des sous-groupes de Lamarche et de Beauparlant, mais très rares dans les basaltes du Groupe de Chukotat, lesquels forment une série monoclinale fortement inclinée vers le nord. Ces derniers sont toutefois relativement plissés dans les portions centrale et orientale de la Fosse. La troisième génération comprend des plis ouverts P_3 , d'axe NNW, visibles à l'échelle régionale. Ces plis sont localement associés à un clivage de crénulation S_3 .

Un réseau de failles subparallèles aux structures majeures de la Fosse et à pendages abrupts vers le nord découpe les groupes de Povungnituk et de Chukotat 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, 1986a, 1986b, 1987, 1988; Lamothe *et al.*, 1984; Lamothe, 1986). Toutefois, l'intensité du cisaillement décroît peu à peu vers l'ouest.

MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme régional⁽¹⁾ passe du faciès schiste vert à actinote-chlorite-zoïsite dans le domaine sud (au sud de la Faille Bergeron) au faciès schiste vert supérieur puis amphibolite dans le domaine nord (Hynes et Francis, 1982; St-Onge, 1986, Lamothe *et al.*, 1984; Lamothe, 1986). Comme nous le verrons ci-dessous, les roches au sud de ce chevauchement majeur (groupes de Povungnituk et de Chukotat) possèdent une paragenèse à $Ac + Ch + Ep \pm Qz \pm Ab-Olg$. Dans les basaltes du Groupe de Chukotat, le métamorphisme au faciès schiste vert est de plus faible intensité si bien que les cristaux de pyroxène d'origine magmatique sont généralement conservés.

1- Toutes les roches décrites dans le texte étant métamorphosées au faciès des schistes verts, le préfixe « méta » est toujours sous-entendu.

MINÉRALISATIONS

Depuis 1950, plusieurs compagnies minières ont exploré la région, ce qui a conduit à la découverte de nombreux gisements de sulfures de nickel et de cuivre d'importance économique. Les plus importants sont les suivants (Giovenazzo, 1985, 1986a):

- Lac Cross (68,3 % Falconbridge): réserves estimées à 10 Mt à 1,6 % Ni et 0,8 % Cu;
- Raglan (Falconbridge): réserves estimées à 2,6 Mt à 4,4 % Ni et 1,0 % Cu;
- Katinik (Falconbridge): réserves estimées à 10,2 Mt à 2,4 % Ni et 0,7 % Cu.

Ces gisements sont tous situés dans la semelle péridotitique de conduits nourriciers de péridotite-dunite intrusifs dans le Beuparlant supérieur. Toutefois, d'autres indices de Ni-Cu ont été découverts dans des filons-couches 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, 1985,

1986a, 1986b) et font l'objet de nouveaux travaux (Picard et Giovenazzo, projet IREM-MERI). Notons que ces gisements sont surtout abondants dans les parties orientale et centrale de la Fosse, leur présence étant associée à l'abondance des péridotites et pyroxénites, beaucoup plus rares dans la partie occidentale de la Fosse.

Par ailleurs, d'autres types de minéralisation ont été répertoriés par Giovenazzo (1985, 1986a, 1986b) et Giovenazzo et Lefebvre (1986): minéralisations hydrothermales aurifères et argentifères; minéralisations polymétalliques de Cu-Zn dans des veines; minéralisations sédimentaires stratiformes; et plusieurs indices de platinoïdes dans les roches sédimentaires et volcano-sédimentaires des groupes de Povungnituk et de Chukotat.

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

Lithostratigraphie

Commentaire des coupes géologiques effectuées

Compte tenu des conditions d'affleurement, l'étude effectuée a nécessité cinq coupes géologiques successives, toutes situées dans la région au sud du lac Lenyan (figures 1a, 1b et 2). Celles-ci ont été corrélées entre elles à l'aide de critères pétrographiques et structuraux, permettant ainsi de reconstituer une colonne lithologique composite de la Fosse de l'Ungava dans la région considérée (figure 3). Comme dans la partie centrale de la Fosse, les coupes géologiques ont permis de reconnaître les groupes de Povungnituk et de Chukotat.

GRUPE DE POVUNGNITUK

Le Groupe de Povungnituk (coupes AA', BB' et CC', figures 1a, 1b et 2) forme une bande continue globalement orientée N230°, d'environ 12 km de largeur dans la partie sud de la région étudiée. Les affleurements (10-20 % de la surface) constituent des îlots plus ou moins continus (quelques dizaines de mètres à plus de 1 km de large), séparés par de grandes surfaces de pergélisol herbacé. Au sud-est (coupe AA'), le contact avec le socle archéen n'a pas été observé et nous ignorons sa nature. La succession lithologique (épaisseur maximum = 8 850 m, figures 2 et 3) présente plusieurs séquences sédimentaires, intercalées dans d'épaisses séquences basaltiques, elles-mêmes recoupées par plusieurs intrusions mafiques et ultramafiques.

Les roches sédimentaires forment essentiellement deux séquences (figures 2 et 3). L'une, au sud (coupe AA'), paraît surtout composée de phyllades et de siltstone avec quelques horizons de quartzite. Elle se traduit dans la morphologie par de vastes plaines pauvres en affleurements. L'autre, au nord (coupe CC'), est uniquement composée de phyllades à l'exception de quelques horizons de quartzite en contact avec les filons-couches. Elle constitue la zone de transition entre les groupes de Povungnituk et de Chukotat. Enfin, des horizons de siltstone et de quartzite sont localement intercalés entre les coulées de lave.

Les roches magmatiques sont pour la plupart de nature basaltique. Dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk (Beauparlant inférieur), on trouve de nombreux horizons massifs de microgabbro et(ou) de basalte à plagioclase (affl. 241, 242 et 201.2 à 206.2), interstratifiés avec quelques coulées de basalte coussiné. Par contre, les basaltes à plagioclase prédominent dans la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (Beauparlant supérieur, affl. 207.1 à 210.5), où ils peuvent constituer des séquences exclusivement coussinées.

Des filons-couches différenciés de gabbro et de ferrogabbro sont intrusifs dans les roches sédimentaires. Au sud (coupe AA', affl. 240-3 à 16), ils forment trois intrusions limitées par leurs bordures figées et séparées par des horizons sédimentaires cornéifiés. Ces trois intrusions semblent génétiquement liées et présentent une différenciation de plus en plus poussée quand on passe de l'une à l'autre: uniquement du mélanogabbro et du mésogabbro dans la première au sud, une séquence de mésogabbro-ferrogabbro dans la deuxième et uniquement du ferrogabbro à quartz dans la troisième au nord. Dans la partie nord du Groupe de Povungnituk (coupe CC', affl. 212, 213 et 214), trois autres filons-couches sont intrusifs dans des phyllades. Le premier, épais de 230 m, évolue depuis un mélanogabbro vers un ferrogabbro, tandis que les deuxième et troisième sont respectivement constitués de gabbro et de ferrogabbro.

GRUPE DE CHUKOTAT

Le Groupe de Chukotat (coupes CC', DD', EE' et FF', figures 1 et 2) forme une bande orientée N220° à N230° au-dessus du Groupe de Povungnituk et limitée au nord par la Faille Bergeron. Le contact avec le Groupe de Povungnituk se situe entre la première coulée de basalte de type Chukotat et les filons-couches de gabbro et ferrogabbro cités ci-dessus. D'après nos observations de terrain, rien ne permet de supposer l'existence d'une discordance entre les deux groupes. Dans la région considérée, les basaltes du Groupe de Chukotat s'étalent sur 22 km du sud au nord, ce qui représente la plus grande largeur de ce groupe dans la Fosse de l'Ungava. Cette surépaisseur apparente s'explique par plusieurs blocs structuraux superposés (coupes EE' et FF'), les blocs le plus au nord étant latéralement recoupés par la Faille Bergeron. D'une manière générale, les laves de ce groupe sont peu déformées. Elles ont été simplement basculées vers le nord-ouest lors de la déformation et forment actuellement une série monoclinale, divisée en plusieurs blocs structuraux par des failles subparallèles à la stratification (voir STRUCTURE). La succession lithologique (figures 2 et 3) est en grande partie constituée de basaltes (90 % des roches) recoupées par quelques filons-couches mafiques et ultramafiques (10 % des roches).

Comme dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, trois types pétrographiques de lave peuvent être reconnus en fonction de leur phase minérale au liquidus et de leurs teneurs en MgO: basaltes à olivine, basaltes à pyroxène et basaltes à plagioclase. À l'exception du basalte à pyroxène qui forme toute la première séquence (A1, coupe CC', figure 2; figure 3), les deux premiers

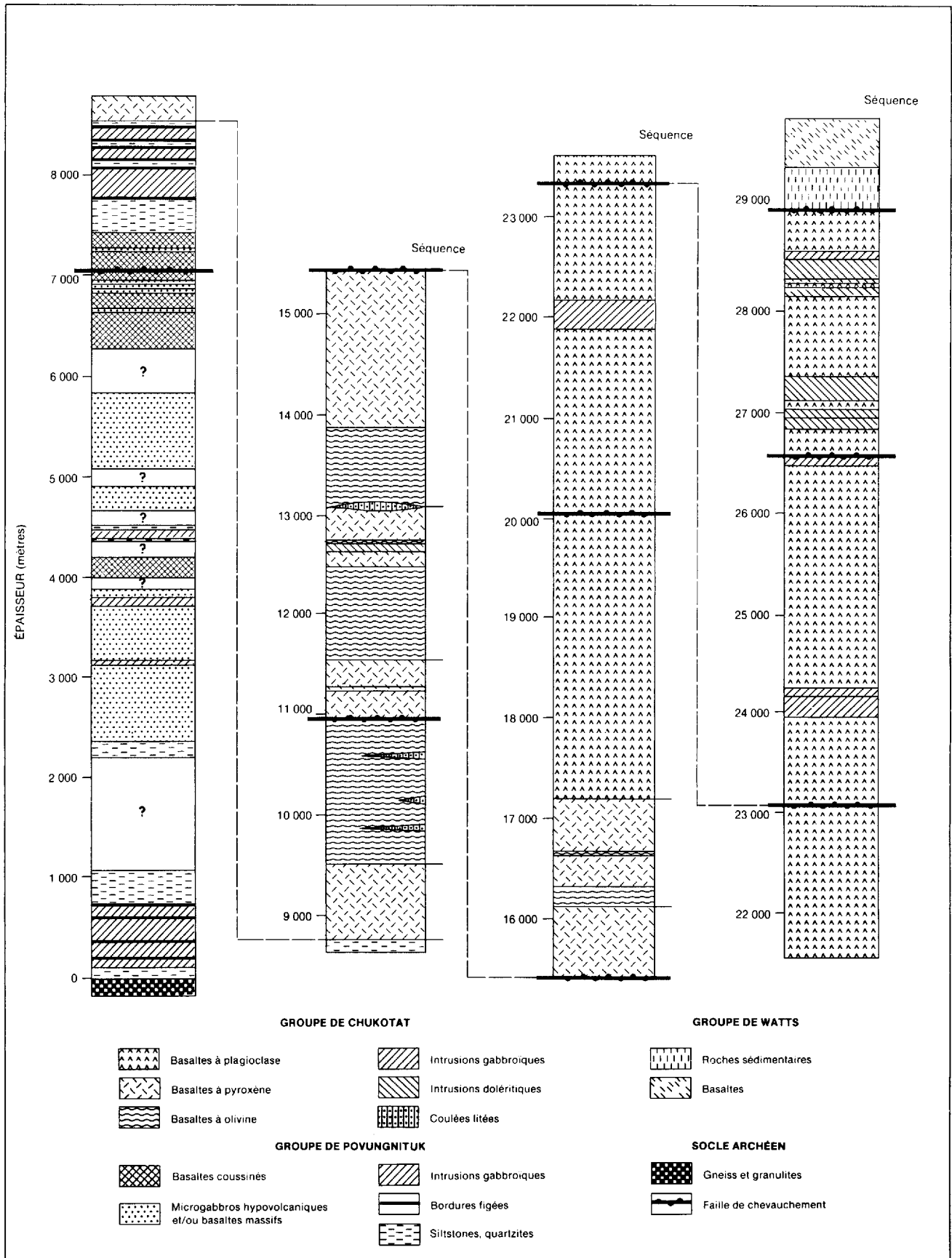


FIGURE 3- Colonne lithologique des groupes de Povungnituk et de Chukotat dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (région au sud du lac Lanyan).

types pétrographiques forment plusieurs séquences dans la partie sud du groupe (A2 à A5, coupes CC' et DD') évoluant chacune depuis un basalte à olivine avec 15-20 % de microphénocristaux d'olivine vers un basalte avec environ 5-7 % de microphénocristaux de pyroxène et d'olivine, puis vers un basalte à pyroxène avec moins de 5 % de microphénocristaux de pyroxène. Le basalte à plagioclase ($MgO \leq 8\%$) forme d'épaisses séquences volcaniques (B1 et B2, coupes DD', EE' et FF', figure 2; figure 3) dans la partie nord de la région étudiée. Enfin, quelques « coulées litées », analogues à celles déjà décrites par Hynes et Francis (1982), Baragar (1984) et Picard (1986, 1989) sont associées aux basaltes à olivine. Si l'on s'en tient aux observations structurales, l'épaisseur maximale de chacune des séquences basaltiques serait comprise entre 1 500 et 4 800 m, l'épaisseur cumulée étant de l'ordre de 15 000 m. Toutefois, les failles ayant été déduites par photo-interprétation ou télédétection, on ne connaît pas l'ampleur des répliques de faciès liées à leur rejet.

Les filons-couches intrusifs dans le Groupe de Chukotat constituent plusieurs familles: filons hypovolcaniques de microgabbro non différencié; filons-couches différenciés de péridotite-pyroxénite-gabbro-ferrogabbro; et filons de dolérite. Les filons hypovolcaniques de microgabbro sont intrusifs dans les séquences de basalte à plagioclase (coupes DD' et EE') où ils peuvent atteindre près de 200 m d'épaisseur. Ils ne présentent pas de différenciation notable de la base au sommet, et possèdent une texture microgrenue homogène. En fait ils sont très peu différents des coulées massives de basalte à plagioclase dont ils sont probablement comagmatiques. Les filons-couches différenciés de péridotite-pyroxénite-gabbro-ferrogabbro sont rares dans la région considérée. En effet, un seul filon-couche (50 m d'épaisseur, coupe DD', affl. 219) est intrusif dans les basaltes à olivine et(ou) pyroxène de la partie inférieure du groupe. Il est constitué de 25 m de péridotite, 10 m de pyroxénite, et 18 m de gabbro localement minéralisé par de petits amas de pyrrhotite et de chalcopryrite. Par ailleurs, un filon-couche de gabbro-ferrogabbro est intrusif dans les basaltes à plagioclase de la partie nord du groupe (affl. 238.2 à 7, coupe EE') où il s'associe à plusieurs filons de gabbro-dolérite porphyriques. Épais de 180 m, il montre de la base au sommet une mince bordure figée, un horizon de gabbro à grain moyen (160 m), de plus en plus plagioclasique vers le nord, et un horizon d'adculat à plagioclase (10 m) passant très rapidement à une anorthosite (1 m). Enfin, les filons de gabbro-dolérite porphyriques ont uniquement été observés dans la partie nord du groupe (coupes EE' et FF') où ils sont intrusifs dans les basaltes à plagioclase. Leur puissance varie de 30 à 160 m, et ils montrent très peu de variations internes. Limités à leur base et à leur sommet par deux bordures figées avec localement un débit prismatique (affl. 237.3), ils sont composés de gabbro-dolérite de teinte gris foncé à la cassure. Leur texture est microgre-

nue, très homogène. Ils possèdent des phénocristaux de feldspath verdâtre de 0,2 à 3 cm de côté, dont la quantité varie de 5 à 30 % d'un filon à l'autre. La présence de tels filons dans la partie supérieure du Groupe de Chukotat pose le problème d'éventuels épisodes magmatiques postérieurs à la mise en place des basaltes à plagioclase de ce groupe. La découverte, au cours de l'été 1985, d'épaisses séries de pyroclastites et de basaltes à plagioclase et phénocristaux de pyroxène et d'amphibole dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (Picard, 1986, 1989) corrobore une telle hypothèse.

Structure

D'une manière générale, la déformation est peu accentuée et son intensité varie le long de la coupe réalisée. Dans le Groupe de Povungnituk, les roches présentent une orientation générale N220° à N225° et des pendages variables (0 à 80°), généralement abrupts vers le nord-ouest. Dans le Groupe de Chukotat, les laves ne sont pratiquement pas déformées et la série paraît monoclinale (N230°); les pendages sont très abrupts (70 à 90° généralement vers le nord, parfois vers le sud) dans les séquences de basalte à plagioclase (coupes DD' et EE', affl. 228 à 230, 233 et 234).

La stratification S_0 est facile à déterminer en raison de l'excellente qualité des affleurements. Elle est marquée par le litage des sédiments, le contact entre les différentes coulées de lave, le débit prismatique de certaines coulées massives, ou encore la direction des cavités intracoussins. À l'exception des zones plissées, son orientation est relativement constante (N220° au sud à N230° au nord) et ses pendages généralement abrupts vers le nord-ouest.

Les critères de polarité (pédoncules, chambres de dégazage, position des laves intracoussins, sens de différenciation des filons-couches, etc.) sont très nombreux et faciles à observer en raison de la faible intensité de la déformation. À l'exception des zones de plis, ils indiquent partout un sommet vers le nord-ouest.

La foliation (généralement S_1), pratiquement inexistante dans les roches du Groupe de Chukotat, affecte à des degrés divers la plupart des roches du Groupe de Povungnituk. Elle est très pénétrative dans les roches sédimentaires (phyllades, siltstone, argilite, etc.) où elle se traduit par un très fin clivage ardoisier. Dans les basaltes à coussins, elle induit un aplatissement plus ou moins prononcé des coussins, lesquels peuvent présenter tous les états intermédiaires entre une conservation parfaite dans la partie nord du Groupe de Povungnituk (coupes BB' et CC') et un écrasement avec un rapport longueur/largeur de 10:1, dans la partie sud de la coupe BB'. Dans le premier cas, la déformation discrète se traduit par un faible clivage de flux, alors que dans le second elle s'accompagne d'un fort clivage de flux dans les coussins et d'un intense clivage de fracture entre ceux-ci. Dans les laves massives et les filons-couches,

plus résistants à la déformation, elle se limite généralement à un simple clivage de flux. Enfin, un clivage de crénulation S_3 a été localement observé dans les roches sédimentaires.

Les joints (diaclasses, fractures) sont nombreux mais n'ont pas été mesurés. Dans le Groupe de Chukotat en particulier, où la déformation est de style cassant, ils sont abondants et de plusieurs directions. Les coussins sont très microfracturés.

Les failles réellement observées, assez peu nombreuses (figure 2), se traduisent par d'intenses zones de cisaillement fréquemment accompagnées de dolomitisation. De telles failles, orientées $N220^\circ$ à $N230^\circ$ et à pendages abrupts vers le nord, ont été observées dans les parties sommitales du Groupe de Povungnituk (coupes BB' et CC') ou du Groupe de Chukotat dans le basalte à plagioclase (coupe EE'). Ces failles semblent constituer des chevauchements. D'autres failles, également orientées $N220^\circ$ à $N230^\circ$, ont été interprétées à l'aide des photos aériennes au 1/20 000 et de la photo-satellite au 1/250 000, où elles correspondent à d'importants linéaments souvent marqués par de longues dépressions et un alignement des lacs. Ces failles supposées délimitent plusieurs blocs structuraux et posent le problème de la nature et de l'importance de leur rejeu. D'autres failles mineures et tardives sont orientées nord-ouest et recourent les groupes de Povungnituk et de Chukotat.

Trois générations de plis ont été observés. Des plis P_1 synfoliaux, isoclinaux, de longueur d'onde centimétrique à pluricentimétrique, ont été observés localement dans les sédiments de la partie sud de la région (coupe AA'), à proximité du socle archéen. Ils sont associés à un clivage de plan axial S_1 , le plus souvent confondu avec S_0 . Des plis P_2 , d'amplitude métrique à kilométrique, ont également été notés soit localement dans des sédiments (coupe BB', affl. 204-1 et 2), soit à l'échelle régionale où ils ont été déduits des mesures structurales (coupe BB', affl. 203, 207-3 et 4), des photos aériennes au 1/20 000 et de la photo-satellite au 1/250 000. Ces plis sont associés à une schistosité régionale S_2 , laquelle est également subparallèle à S_0 en dehors des zones de charnière. Enfin des plis P_3 ont été localement observés dans les phyllades de la partie sommitale du Groupe de Povungnituk (coupe CC', affl. 211). Ils replissent la schistosité S_2 et forment des plis ouverts de plan axial $N265^\circ/42^\circ$ et à plongement $N40^\circ/37^\circ$. Ces plis sont localement associés à un clivage de crénulation S_3 .

Colonne lithologique composite de la partie occidentale 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 occidentale de la Fosse de l'Ungava (figure 3), laquelle permet les commentaires suivants :

- Comme dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (Picard, 1986, 1989), le Groupe de Povungnituk comprend deux sous-groupes, l'un de nature sédimentaire (Lamarche) et l'autre essentiellement volcanique et volcano-sédimentaire (Beuparlant). Ce dernier se subdivise en parties inférieure et supérieure :
 - Le Beuparlant inférieur, caractérisé par l'alternance d'horizons de siltstone ou de quartzite et d'horizons massifs de basalte à plagioclase et(ou) de microgabbro hypovolcanique;
 - Le Beuparlant supérieur, en grande partie composé de coulées, massives ou en coussins, de basalte à plagioclase.
- Le Groupe de Chukotat repose structurellement sur le Groupe de Povungnituk avec lequel il semble concordant. Les laves (90 % des roches) sont très peu déformées et forment une série monoclinale fortement inclinée vers le nord. Les coulées sont le plus souvent coussinées; plus rarement elles sont massives ou bréchiques. Elles constituent tout d'abord plusieurs séquences volcaniques évoluant chacune depuis des basaltes à olivine jusqu'à des basaltes à pyroxène (séquences A1-A5), puis d'épaisses séquences de basaltes à plagioclase (séquences B1-B2) dans la partie nord du groupe.
- Plusieurs filons-couches mafiques et ultramafiques sont intrusifs dans les groupes de Povungnituk et de Chukotat. Ils sont de quatre types :
 - Filons hypovolcaniques non différenciés de microgabbro intrusifs dans les groupes de Povungnituk et de Chukotat;
 - Filons-couches différenciés de gabbro-ferrogabbro intrusifs dans le Groupe de Povungnituk et probablement comagmatiques des laves de ce groupe;
 - Filons-couches différenciés de péridotite-pyroxénite-gabbro-ferrogabbro intrusifs dans le Groupe de Chukotat;
 - Filons de dolérite porphyrique dans la partie nord du Groupe de Chukotat.
 Enfin plusieurs « coulées litées » sont intercalées dans les basaltes à olivine du Groupe de Chukotat.

Indices minéralisés

Trois indices minéralisés ont été répertoriés le long des coupes réalisées, tous trois associés à des filons-couches. Le premier (affl. 214-6 et 7, coupe CC', figure 2) est situé dans les phyllades au-dessus d'un filon-couche de ferrogabbro; il forme un important chapeau de fer mais aucune minéralisation ne peut être observée. Par contre, le basalte à pyroxène sus-jacent (affl. 214-8) possède une minéralisation disséminée de pyrrhotite (1 à 2 %; jusqu'à 5 %) avec quelques traces de chalcopirite. Le deuxième indice est localisé dans la partie sommitale du filon de péridotite-gabbro intrusif dans le basalte à pyroxène du

Chukotat (affl. 219, coupe DD'). Il est caractérisé par des petites plages de pyrrhotite massive ($0,2 \times 0,2$ cm à 1×2 cm) dans des microfractures du gabbro avec, en inclusions, des grains de chalcopryrite et peut-être de bornite. Le troisième indice (2×10 m) se situe au

sommet d'un filon-couche de gabbro-dolérite porphyrique dans la partie nord du Groupe de Chukotat (affl. 238-7, coupe EE'). Il est constitué de pyrrhotite disséminée (15 %) dans une pâte microdoléritique; on note également de petits amas de chalcopryrite (2 à 3 %).

Pétrologie des roches volcaniques et hypovolcaniques du Groupe de Povungnituk

Généralités

Pratiquement inexistantes dans le sous-groupe de Larmarche où dominent les roches sédimentaires, les roches volcaniques, essentiellement des laves, sont abondantes dans le Beuparlant inférieur et très abondantes dans le Beuparlant supérieur (sédiments/roches volcaniques: < 0,1). En outre, les caractéristiques macroscopiques des roches basaltiques permettent de subdiviser celles-ci en deux familles:

- Roches massives, formant de nombreux filons de microgabbro hypovolcanique et plus rarement des coulées de basalte à plagioclase (coupes AA' et BB', affl. 241-242 et 201, figure 2; figure 3) dans le Beuparlant inférieur;
- Basaltes à plagioclase, formant un empilement de coulées le plus souvent coussinées (coupes BB' et CC', affl. 207 à 210, figure 2; figure 3) dans le Beuparlant supérieur.

Pétrographie

ROCHES BASALTIQUES MASSIVES DU BEUPARLANT INFÉRIEUR

Caractéristiques macroscopiques

Dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant inférieur), ces roches forment de nombreux horizons massifs de microgabbro hypovolcanique et(ou) de basalte à plagioclase (affl. 241, 242 et 201.2 à 206.2), interstratifiés avec quelques coulées de basalte coussiné. Ces horizons atteignent quelques dizaines de mètres d'épaisseur (figure 4) et présentent, dans de nombreux cas, un débit prismatique plus ou moins grossier (figure 5). À l'exception de leur bordure, qui est aphyrique, ils présentent une texture microgrenue et homogène, rendant délicate la distinction entre un microgabbro hypovolcanique et un basalte massif. Certains sont toutefois plus épais et plus grenus, montrant nettement leur nature intrusive (affl. 201-9 et 10; 202-1 et 2). Ils sont alors très homogènes et ne présentent pas de différenciation de la base au sommet. Dans les cas favorables, ils sont limités par deux minces bordures figées. Les horizons de basalte coussiné sont fortement déformés, et présentent un rapport hauteur/longueur atteignant 0,1. Les coussins sont complètement aplatis (en forme de galette), et leur identification est parfois délicate (ex.: affl. 201-1 à 10 et 203-3; figure 6).

En raison de leur structure plissée, les roches volcaniques du Beuparlant inférieur peuvent constituer de vastes surfaces comme dans le cas des affleurements 203-1 à 5. Dans les horizons massifs, les relations structurales sont alors mises en évidence par des prismes polygonaux.

Comme dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, l'abondance des microgabbros hypovolcaniques sug-

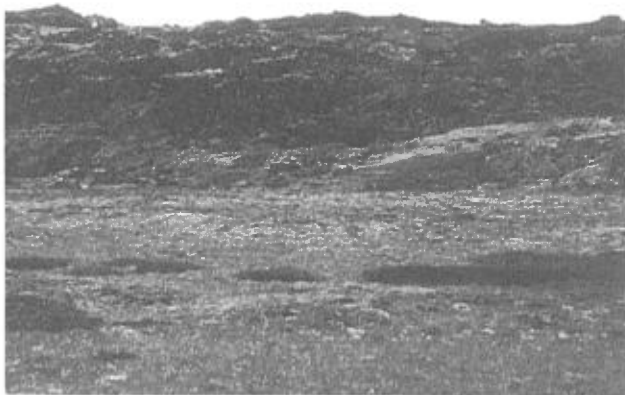


FIGURE 4- Vue générale d'un affleurement constitué de filons de microgabbro hypovolcanique et(ou) de coulées de basalte à plagioclase massif dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant inférieur).



FIGURE 5- Exemple d'un filon de microgabbro hypovolcanique et(ou) d'une coulée massive de basalte à plagioclase de la partie inférieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant inférieur). Noter le débit prismatique.



FIGURE 6- Exemple de basalte coussiné déformé de la partie inférieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant inférieur). Noter le fort coefficient d'aplatissement des coussins rendant ces derniers difficilement reconnaissables.

gère l'existence d'un véritable essaim de filons (*sill swarm*)⁽¹⁾ à la base du sous-groupe de Beuparlant, ces filons constituant ainsi le système nourricier des basaltes du Groupe de Povungnituk. Toutefois, à la différence de ce qui a été observé dans la partie centrale de la Fosse, les horizons sédimentaires intercalés dans les horizons magmatiques sont ici relativement rares.

Micrographie

L'étude micrographique montre que la plupart des basaltes et(ou) des microgabbros de la partie inférieure du sous-groupe de Beuparlant possèdent une texture microblastique, faiblement amygdalaire et une texture magmatique relictuelle intersertale à nésophitique (éch. 201-4, 201-5, 201-10, 202-2, 203-1, 203-4 et 204-1; figure 7), révélant sans ambiguïté leur nature hypovolcanique. D'autres roches présentent une texture microblastique surimposée à une texture de type microlitique à intersertale, suggérant qu'il s'agit davantage, dans ce cas, d'une nature effusive. Ainsi, les observations micrographiques corroborent les observations de terrain; la majorité des horizons massifs rencontrés à ce niveau sont donc bien de nature intrusive. Ces roches sont constituées de (figure 7):

- Trémolite-actinote (35 à 50 %), sous forme de fibres séparées ($\varnothing \leq 0,5$ mm) dans les basaltes ou dans la bordure figée des intrusions, ou sous forme de fibres accolées à extinction globale et associées à de la chlorite en pseudomorphose des cristaux de clinopyroxène dans les échantillons de microgabbro hypovolcanique;

- Épidote (25 à 40 %), sous forme d'amalgames polycristallins (essentiellement zoïsite \pm pistachite), mimétiques d'anciennes lattes non orientées et jointives ($\varnothing \leq 1,5$ mm) de plagioclase calcique; ou sous forme de nombreux cristaux automorphes et disséminés de zoïsite et(ou) de pistachite ($\varnothing \leq 0,3$ mm) dans la matrice des microgabbros ou dans les basaltes;
- Chlorite (5 à 10 %), bleu-gris en lumière polarisée et incolore à vert pâle en lumière naturelle, sous forme de petites lamelles isolées ou agglomérées entre les fibres de trémolite-actinote, ou en remplissage d'amygdales;
- Leucoxène, en granules dans les basaltes ou sphère (5 à 7 %, $\varnothing \leq 2$ mm) en plages poecilites dans les microgabbros, régulièrement distribués dans la roche;
- Quartz (2 à 5 %), en petites plages mono- ou polycristallines microgranoblastiques ($\varnothing \leq 0,3$ mm);
- Plagioclase (albite-oligoclase, 0 à 3 %), en petits cristaux xénomorphes ($\varnothing \leq 0,2$ mm), maclés albite et limpides en lumière naturelle;
- Carbonate (calcite, 1 à 2 %), en plages mono- ou polycristallines ($\varnothing \leq 0,3$ mm) disséminées dans la roche ou en remplissage des amygdales;

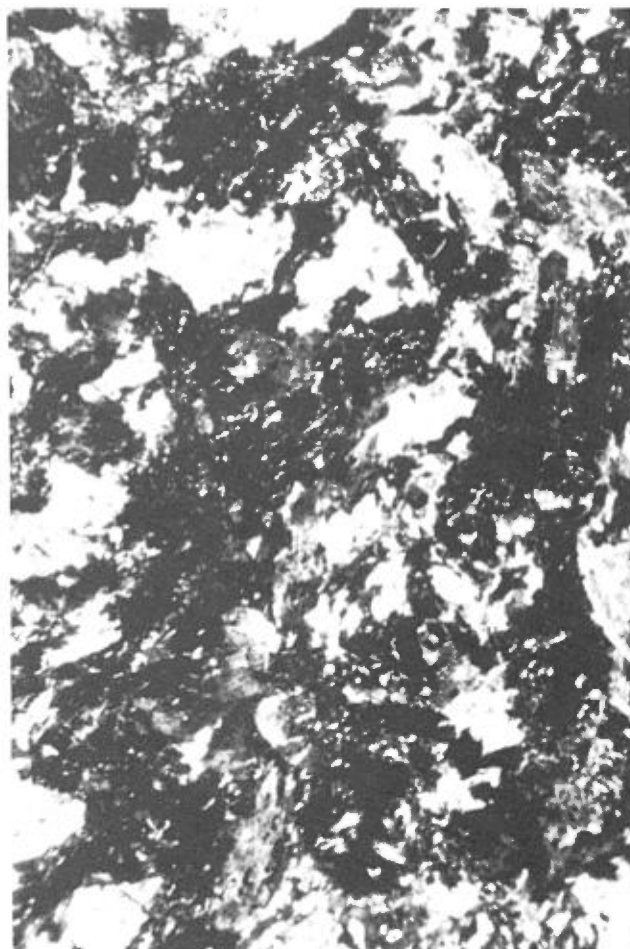


FIGURE 7- Photomicrographie d'un échantillon de microgabbro ou de basalte massif à plagioclase (X2,5, L = 4 mm) de la partie inférieure du Groupe de Povungnituk. Éch. 205-1.

1- Dans ce secteur nous n'avons pas observé de véritables dykes, mais leur présence n'est pas exclue.

- Minéraux opaques (pyrrhotite et/ou pyrite $\approx 2\%$), en cristaux xénomorphes ($\varnothing \leq 1$ mm), parfois poecilolithiques, dispersés dans la roche ou concentrés dans les amygdales;
- Apatite (éch. 241-1), sous forme de rares cristaux aciculaires ($\varnothing \leq 0,5$ mm);
- Stilpnomélane, sous forme, localement, de lamelles dans le microgabbro (2 à 3 %, éch. 201-10).

En résumé, les caractéristiques microscopiques et les associations des minéraux décrits ci-dessus montrent que les microgabbros hypovolcaniques et les basaltes massifs du Beuparlant inférieur possédaient une paragenèse magmatique constituée de: plagioclase cumulus (type labrador – 30 à 45 %), sous forme de petites lattes non orientées et jointives ($\varnothing \leq 1,5$ mm, texture intersertale); clinopyroxène, sous forme de cristaux xénomorphes et poecilolithiques ($\varnothing \leq 3$ mm, 35 à 50 %, texture sub- à nésoptitique) dans les microgabbros hypovolcaniques, ou localement sous forme de microphénocristaux isolés dans les basaltes; ilménite ou ilméno-magnétite, sous forme de cristaux xénomorphes dispersés (5 à 10 %, $\varnothing \leq 2$ mm); apatite, sous forme de rares cristaux aciculaires. L'ensemble de ces cristaux sont cimentés par une pâte microgrenue (en fait microblastique – 10 à 60 %) faiblement vacuolaire.

Enfin, l'association minéralogique observée (Ac + Ep + Ch + Le + Qz + Ab-Olg + Ca) confirme que le métamorphisme est au faciès schiste vert inférieur. À ce titre il est intéressant de noter l'absence de biotite, laquelle est relativement abondante dans les roches volcaniques massives de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava.

BASALTES À PLAGIOCLASE DU BEUPARLANT SUPÉRIEUR

Gisement et caractéristiques macroscopiques

Les basaltes à plagioclase prédominent dans la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (affl. 207.1 à 210.5), où ils forment de nombreuses coulées coussinées, plus rarement massives ou bréchiques. Les coulées coussinées paraissent emboîtées les unes dans les autres; leur épaisseur varie de 2 à 20 m et leur extension latérale est de quelques centaines de mètres (figure 8). La plupart sont exclusivement constituées de coussins mais certaines présentent une zone massive au cœur, ennoyée au sommet et à la périphérie par leurs propres coussins ou des brèches de coussins. D'autres coulées, moins nombreuses, sont exclusivement massives, ou bien massives à la base et bréchiques au sommet, ou encore massives à la base et coussinées dans leur partie sommitale. Celles-ci sont beaucoup plus étendues, avec une épaisseur comprise entre 10 et 30 m. Les surfaces conservées sont rares; elles se caractérisent dans quelques cas favorables par la présence de coussins en relief, ou une texture de lave cordée (affl. 210-2). D'une manière générale, les

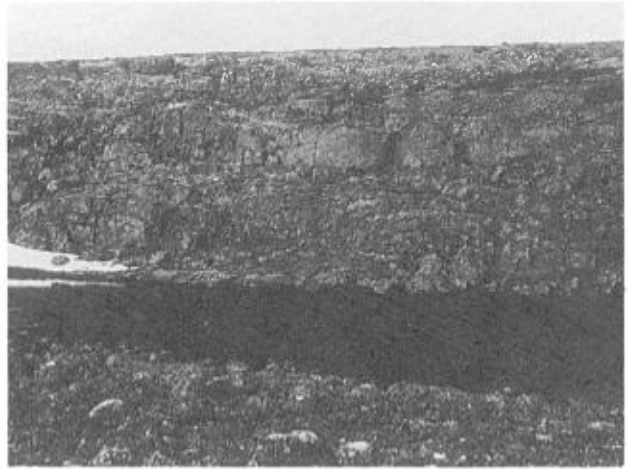


FIGURE 8- Vue générale d'un affleurement constitué de plusieurs coulées emboîtées de basalte à plagioclase massif ou coussiné. Partie supérieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant supérieur).

coussins sont faiblement déformés et présentent un rapport hauteur/longueur de 0,5 à 0,3 (figure 9). Dans la partie nord de la coupe BB' et dans la partie sud de la coupe CC' (affl. 207-5 à 8 et 209-1 à 2), ils sont parfaitement préservés de la déformation (figure 10). Par contre, ils forment de véritables galettes dans les zones de failles (affl. 210-1 et 4). La plupart des coussins sont rougeâtres en patine d'altération. Leur taille varie de $10 \times 10 \times 10$ m à $1 \times 2 \times 4$ m (exceptionnellement $2 \times 3 \times 7$ m); voir figure 11); ils sont fréquemment multilobés avec un ou plusieurs pédoncules. Certains sont très allongés, suggérant l'existence de tubes d'écoulement aplatis, et présentent des structures d'écoulement typiques permettant de mesurer le sens d'épanchement ($N255^\circ/17^\circ$ à $N250^\circ/45^\circ$). Nombre de coussins possèdent des amygdales dans la croûte et la bordure figée de leur apex, ces dernières étant souvent remplies secondairement par de la pyrrhotite et des traces de



FIGURE 9- Exemple d'une coulée de basalte coussiné à plagioclase de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant supérieur). Noter la forme plus ou moins aplatie des coussins.



FIGURE 10- Exemple d'une coulée non déformée de basalte coussiné à plagioclase de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant supérieur).

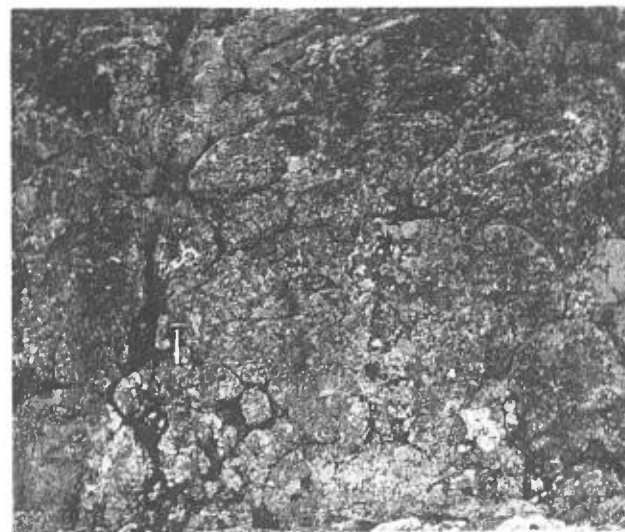


FIGURE 11- Exemple d'une coulée de basalte coussiné à plagioclase de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (Beuparlant supérieur). Noter la forme et la taille variables des coussins.

chalcopryrite. Certains coussins présentent, dans leur moitié supérieure, des cavités intracoussins remplies de quartz-carbonate, dont les planchers sont parallèles au plan de stagnation de la lave dans les coussins. Celles-ci résultent probablement des vidanges successives des coussins (Baragar, 1984). Enfin, les coussins sont généralement jointifs, et les espaces intercoussins sont remplis, suivant le cas, de quartz-carbonate ou de dolomie. En coupe, ils présentent typiquement: une croûte figée externe ($\epsilon \approx 2$ cm) de teinte gris-vert moyen à foncé; une écorce massive souvent amygdalaire ($\epsilon \approx 10 - 15$ 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 la

croûte avec l'eau de mer, entraînant ainsi la formation de palagonite puis, lors de l'altération, de chlorite + carbonate.

Les coulées massives sont pour la plupart très homogènes avec, parfois, un débit prismatique grossier et une texture microgrenue. Dans la partie sommitale du Beuparlant supérieur (affl. 210), elles sont de plus en plus abondantes et, surtout, elles deviennent de plus en plus amygdalaires (affl. 209-2 et 210-5); les amygdales, de grande taille ($\emptyset \leq 6$ mm), sont remplies par l'association $Ch + Qz + Ca$. Parallèlement, la lave devient de plus en plus carbonatisée.

Micrographie

L'étude microscopique des laves décrites ci-dessus permet de distinguer deux types pétrographiques: basaltes aphyriques à plagioclase dans les coulées coussinées; basaltes à plagioclase, à texture intersertale, des horizons massifs correspondant à des coulées ou à des intrusions hypovolcaniques.

Basaltes aphyriques à plagioclase

Les basaltes aphyriques à plagioclase (figure 12) constituent l'essentiel du Beuparlant supérieur. Ils sont caractérisés par une texture aphyrique faiblement amygdalaire dans la croûte des coussins et une texture microlitique relictuelle plus ou moins amygdalaire dans l'écorce et le coeur, ces textures étant surimposées par une texture micronématoblastique.

Ils possèdent la paragenèse $Tr + Ab + Ep + Le + Ch \pm Qz \pm Ca \pm Op$ et forment diverses associations minéralogiques permettant aisément d'identifier la paragenèse magmatique initiale (éch. 207-1, 207-3, 207-7, 210-2 et 210-4).

Ainsi, on peut reconnaître des fantômes de plagioclase, sous forme de fines aiguilles ($\emptyset \leq 0,1 \times 1$ mm, 15 à 25 %) non orientées et plus ou moins jointives, donnant une texture relictuelle microlitique à intersertale, ou sous forme de lattes ($\emptyset \leq 0,5 \times 2$ mm, ≤ 5 %) disséminées dans la lave. Ces fantômes sont constitués d'albite avec, en inclusions, de l'épidote, de la chlorite et de fines aiguilles de trémolite. Certains sont essentiellement de nature albitique (éch. 207-1, 207-3) et suggèrent, comme dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (Picard, 1989), l'influence possible de mécanismes de spilitisation. Toutefois, les teneurs en Na_2O (2 à 3 %) ne permettent pas de soutenir une telle hypothèse. Dans la partie sommitale du Beuparlant supérieur, les fantômes de plagioclase sont en grande partie remplacés par de la pistachite et des micas blancs et révèlent l'intensité croissante de l'altération vers le haut de la séquence.

Des fantômes subautomorphes de pyroxène ($\emptyset \leq 1$ mm, jusqu'à 5-10 %: éch. 210-4), pseudomorphosés en actinote-chlorite, sont localement associés aux fantômes de plagioclase et sont disséminés dans la lave.

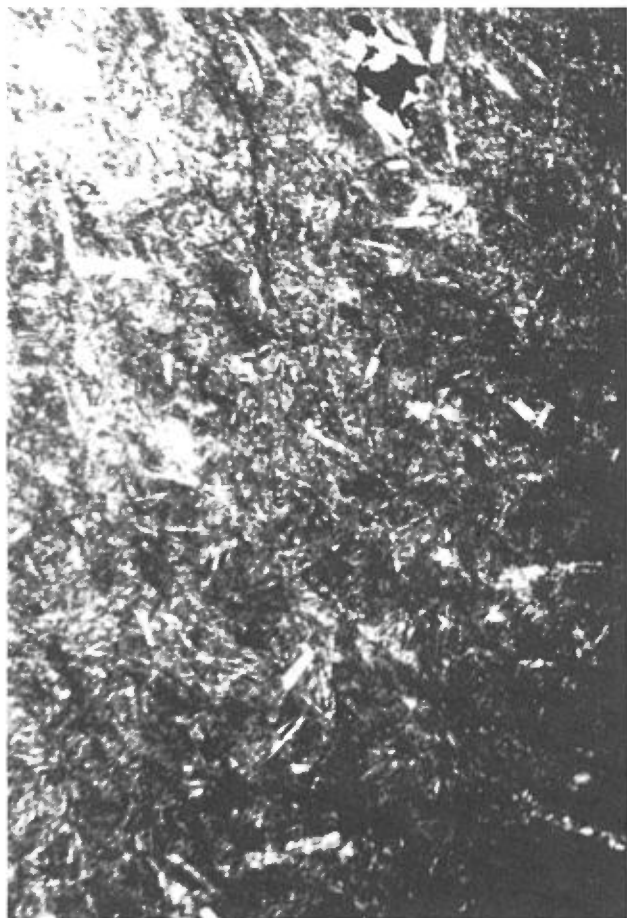


FIGURE 12- Photomicrographie d'un échantillon de basalte aphyrique à plagioclase du Beauparlant supérieur (X2,5, L = 4 mm). Noter la nature aphyrique de la pâte volcanique et la présence d'amygdales contenant, entre autres, des minéraux opaques. Éch. 207-1.

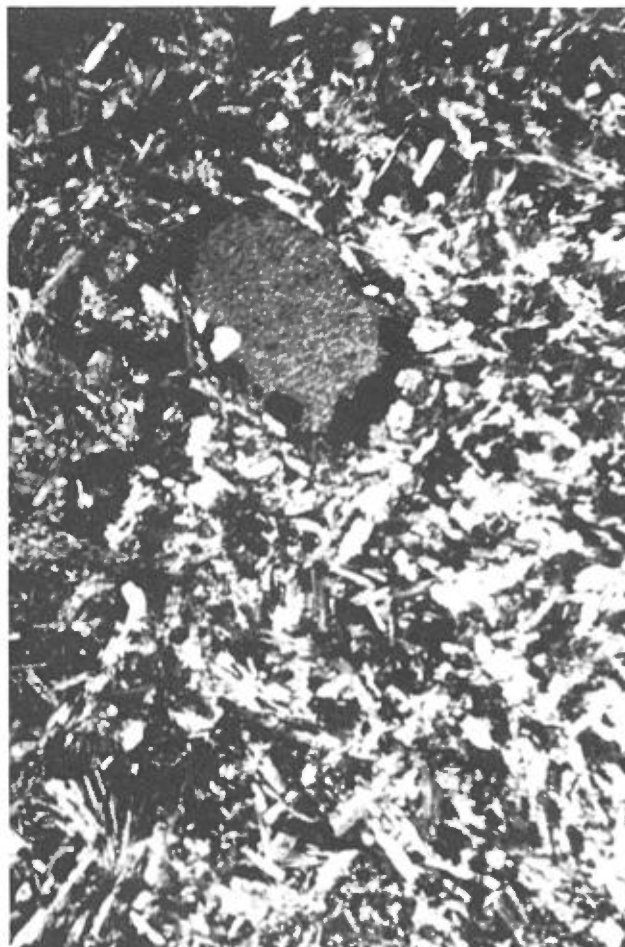


FIGURE 13- Photomicrographie d'un échantillon de basalte massif à plagioclase du Beauparlant supérieur (X2,5, L = 4mm). Noter l'abondance de cristaux de plagioclase formant la texture intersertale. Éch. 209-2.

Enfin, la mésostase est composée: d'un amalgame de fibres de trémolite ($\varnothing \leq 0,05 \times 0,5$ mm, 30 à 40 %, en faisceaux ou en gerbes à texture dendritique); de cristaux d'épidote (pistachite \pm zoïsite, 20 à 40 % surtout abondants dans la partie sommitale du Beauparlant supérieur: éch. 210-2, 210-4); de leucoxène ($\varnothing \leq 0,1$ mm, 4-10 %); de chlorite (5-10 %, sous forme de plaques cryptocristallines); de quartz et(ou) d'albite (petites plaques xénomorphes, $\approx 1-5$ %); et de minéraux opaques xénomorphes (pyrrhotite \pm pyrite \pm chalcopyrite, ≈ 1 %).

Quant aux amygdales observées dans la croûte et l'écorce ($\varnothing \leq 3$ mm, 2-5 % dans la croûte, jusqu'à 10 % dans l'écorce), elles sont remplies, suivant le cas, de fines lamelles de chlorite, de cristaux subautomorphes d'épidote (pistachite), de quelques fibres d'actinote, de minéraux opaques (pyrrhotite \pm pyrite \pm chalcopyrite), de quartz et(ou) de carbonate.

Basaltes à plagioclase des horizons massifs

Les basaltes à plagioclase des horizons massifs (affl. 208-209; figure 13) possèdent une texture microgrenue

et intersertale constituée par des lattes de plagioclase (55-60 %) et, en moindre quantité, des lattes de clinopyroxène pseudomorphosé (5-10 %). Leur mésostase S(15 %) possède une texture microblastique et amygdalaire et est composée de l'assemblage Ch + Ca + Ep (Pi) + Ab + Ca \pm Le.

Les microphénocristaux de plagioclase ($\varnothing \leq 0,5 \times 2$ mm) se présentent sous forme de lattes jointives et non orientées et sont composés d'albite et(ou) d'oligoclase, avec des traces d'épidote et de trémolite.

Les fantômes de pyroxène ($\varnothing \leq 0,5 \times 2$ mm, 5-10 %) sont caractérisés par des fibres accolées de trémolite, ponctuées de nombreuses plaques de chlorite. Ils sont très allongés et effilochés à leurs extrémités, suggérant pour les pyroxènes magmatiques une forme analogue à celle des lattes de plagioclase, bien qu'un peu plus trapue.

La mésostase est composée d'un agrégat microblastique de chlorite cryptocristalline (5-10 %), d'épidote (essentiellement de la pistachite), de carbonate (sous forme de plaques mono- ou polyminérales), de trémolite, de leucoxène ou de sphène (cristaux informes ou grandes plages xénomorphes) avec, accessoirement, du quartz,

de l'albite, des carbonates et quelques minéraux opaques (pyrrhotite et(ou) pyrite).

Enfin, les amygdales (2-5 %, $\varnothing \leq 3$ mm) sont remplies d'un assemblage de chlorite cryptocristalline et de carbonate avec, accessoirement, de l'épidote (pistachite), des minéraux opaques (pyrrhotite et(ou) pyrite) et des fibres d'actinote.

Géochimie

TRAVAUX ANALYTIQUES

Un total de 37 analyses chimiques (éléments majeurs et éléments traces) ont été effectuées par spectrométrie d'émission au plasma au Centre de recherches minérales (CRM) du MER (tableau 1). Les résultats sont fournis à l'annexe A. Trente-trois analyses ont été sélectionnées ($H_2O^+ \leq 4$ %) pour étudier les caractéristiques géochimiques de ces laves: 21 de basalte massif du Beuparant inférieur et 12 de basaltes du Beuparant supérieur.

Enfin, neuf analyses de terres rares ont été réalisées par activation neutronique au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal (annexe A).

CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES

Sur les figures 14 et 15, nous avons reporté les caractéristiques géochimiques des laves en fonction de la position stratigraphique des échantillons. Sur les figures 16, 17 et 18, nous avons représenté la distribution des éléments majeurs (exprimés en oxyde) et des éléments traces en fonction du zirconium, puisqu'en raison de son caractère fortement hygromagmaphile, cet élément constitue un très bon indice de différenciation.

Ainsi, la teneur en SiO_2 des basaltes du Groupe de Povungnituk (analyses recalculées à 100 % en base anhydre; tableau 1 et annexe A) est comprise entre 45,8 et 56,1 %. Ces basaltes sont moyennement alumineux (Al_2O_3 : 12,7 — 16,0 %). Leur teneur en TiO_2 est, sauf exception, toujours supérieure à 1 % et atteint 4,1 % dans les faciès les plus différenciés. De même, leur

TABLEAU 1 — Caractéristiques géochimiques (moyenne et écart type) des roches volcaniques du Groupe de Povungnituk dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava⁽¹⁾.

	Beuparant inférieur ⁽²⁾			Beuparant supérieur ⁽³⁾		
	Minimum/ maximum	Moyenne	Écart type	Minimum/ maximum	Moyenne	Écart type
	%					
SiO_2	45,8 - 51,2	49,17	1,38	47,4 - 56,1	50,96	2,58
Al_2O_3	13,0 - 16,0	13,70	0,68	12,7 - 17,1	14,01	0,93
FeOt	9,9 - 17,1	14,25	1,56	9,5 - 15,9	12,72	1,86
MgO	5,4 - 7,9	6,74	0,78	5,0 - 7,3	5,94	0,77
CaO	8,7 - 13,2	10,78	1,56	9,6 - 14,0	11,26	1,55
Na_2O	0,9 - 3,4	2,42	0,60	0,7 - 3,8	2,51	1,06
K_2O	0,1 - 1,1	0,35	0,30	0,1 - 0,5	0,22	0,18
TiO_2	0,9 - 4,1	2,14	0,96	1,4 - 3,5	2,02	0,67
MnO	0,2 - 0,3	0,23	0,02	0,1 - 0,3	0,20	0,04
P_2O_5	0,1 - 0,6	0,22	0,15	0,1 - 0,3	0,17	0,07
	ppm					
Zr	58 - 290	139	61	83 - 200	114	39
Y	15 - 39	28	6	19 - 32	24	4
Nb	<3 - 27	11	9	<3 - 38	6	3
Rb	<3 - 35	11	9	<3 - 18	7	4
Sr	58 - 640	243	142	67 - 1100	205	256
Ba	20 - 279	121	86	20 - 144	68	44
Cr	29 - 320	106	86	68 - 220	113	65
Co	37 - 52	45	5	32 - 44	38	4
Ni	42 - 96	67	15	37 - 91	67	17
V	238 - 452	339	51	262 - 390	319	30
Cu	34 - 154	105	37	23 - 131	72	30
Zn	62 - 245	126	37	66 - 531	122	110

1- Données analytiques recalculées à 100 % en base anhydre. Transformation des teneurs de Fe_2O_3 en teneurs de FeOt.

2- 21 échantillons.

3- 16 échantillons.

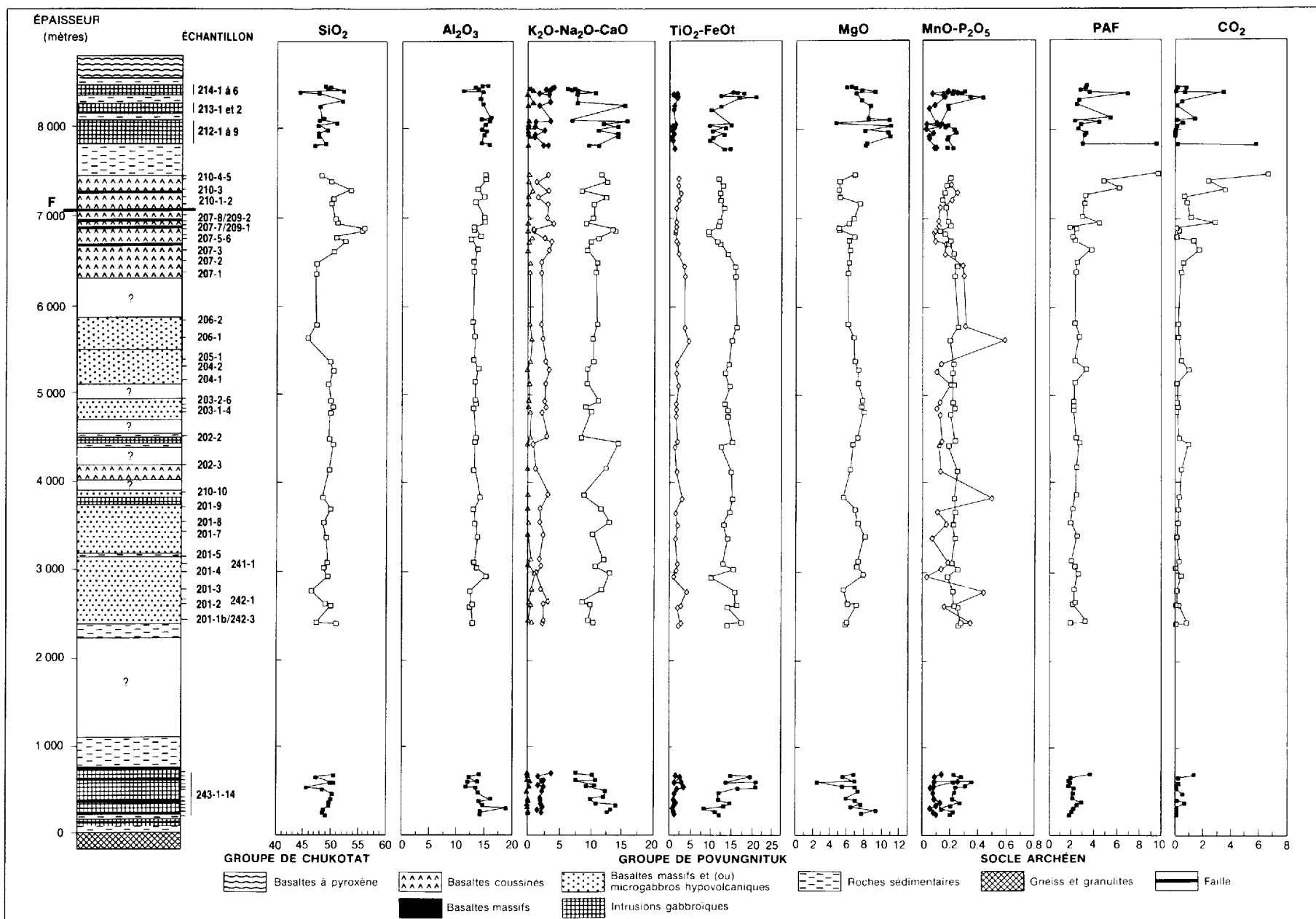
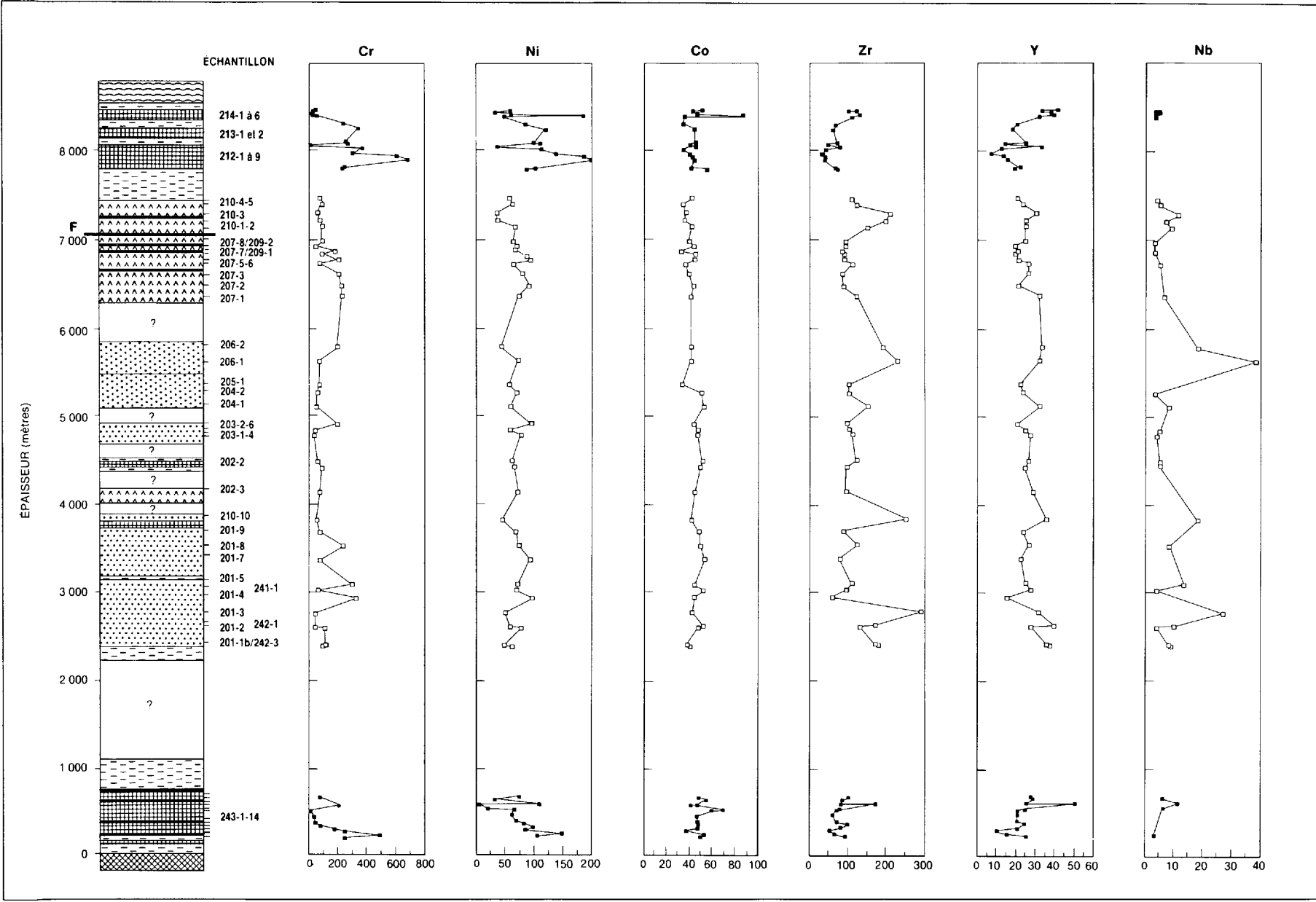


FIGURE 14- Distribution des éléments majeurs (exprimés en oxydes) pour les roches magmatiques du Groupe de Povungnituk (région occidentale) en fonction de la position stratigraphique des échantillons. Teneurs en %.



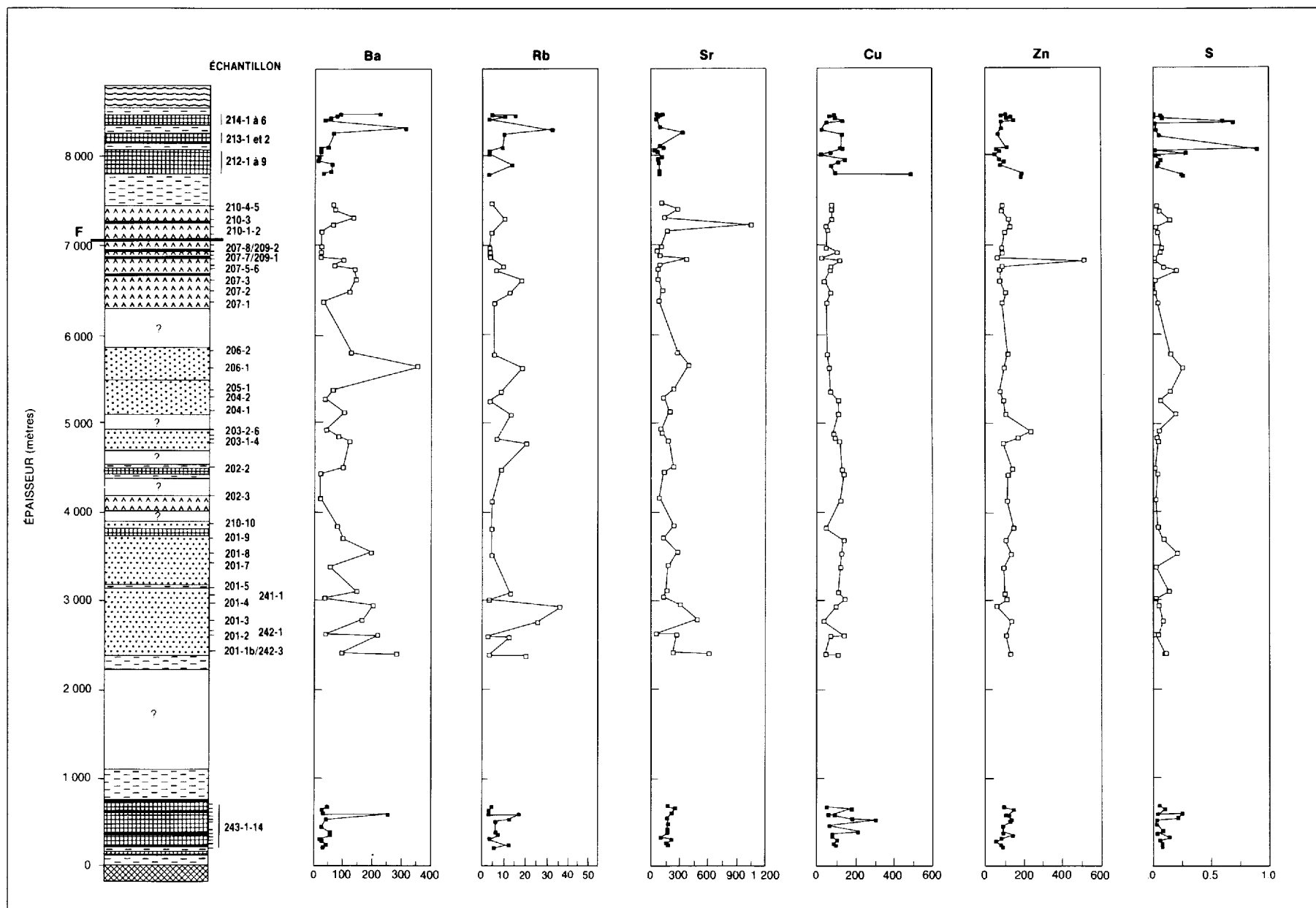


FIGURE 15- Distribution des éléments traces et du soufre pour les roches magmatiques du Groupe de Povungnituk (région occidentale) en fonction de la position stratigraphique des échantillons. Teneurs en ppm, sauf pour S, qui est en %.

teneur en MgO est relativement monotone et systématiquement inférieure à 8 %, ce qui les distingue des laves du Groupe de Chukotat. Quant aux autres oxydes, moins caractéristiques, ils présentent d'importantes variations, liées, d'une part, aux mécanismes de différenciation dans le cas de FeOt (9,5 à 17 %), MnO (0,1 à 0,3 %) et P₂O₅ (0,1 à 0,6 %) et, d'autre part, aux mécanismes d'altération dans le cas de K₂O (0,03 à 1,1 %), Na₂O (0,8 à 3,8 %) et des éléments traces Ba, Rb et r. Les teneurs en éléments hygromagmaphiles (Zr = 58-290 ppm; Y = 15-39 ppm; Nb = 2-38 ppm) sont relativement élevées et irrégulières. Par ailleurs, les éléments compatibles tels Cr (29-320 ppm), Co (33-52 ppm) et Ni (35-96 ppm) sont peu abondants, mettant ainsi en évidence le caractère évolué de ces basaltes et l'existence probable de réservoirs magmatiques où se sont effectués les fractionnements. Enfin les teneurs en Cu (30-160 ppm), Zn (60-160 ppm) et S (0,01-0,25 %) sont toujours faibles à l'exception d'une anomalie en zinc (531 ppm) pour l'échantillon 209-1. Par leurs caractéristiques géochimiques, ces basaltes apparaissent donc, à tout point de vue, comparables à ceux de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (Picard, 1986, 1989).

En ce qui concerne l'altération, les teneurs en perte au feu et en CO₂ (figure 14) paraissent assez régulières et faibles (2-3 %) dans la partie inférieure du sous-groupe de Beuparant, alors qu'elles deviennent beaucoup plus irrégulières et élevées au fur et à mesure qu'on approche du sommet de la séquence volcanique, avec un maximum au contact avec les phyllades de la rivière Chukotat (PAF = 9,61 %). Cette situation est analogue à celle observée dans la partie centrale de la Fosse. Elle peut en partie s'expliquer par l'abondance des amygdales observées, par la possibilité d'échanges de fluides à partir des roches sédimentaires et par la migration de phases hydrothermales lors de la déformation. Les teneurs en K₂O et en Na₂O, généralement faibles, montrent quelques anomalies surtout en ce qui concerne le sodium (figures 14 et 16), ces dernières pouvant résulter de l'intervention éventuelle de mécanismes de spilitisation.

Si on examine la distribution des oxydes et des éléments traces en fonction du zirconium (figures 16, 17 et 18), on constate que les roches volcaniques du Groupe de Povungnituk possèdent des caractéristiques géochimiques relativement monotones. Toutefois, si on considère le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction de la position stratigraphique des échantillons (figures 14 et 15), les teneurs en Zr et Nb et, dans une moindre mesure, les teneurs en TiO₂, FeOt et Y présentent d'importantes variations, suggérant l'existence de termes plus ou moins différenciés⁽²⁾. De plus, la distribution des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium permet les observations suivantes:

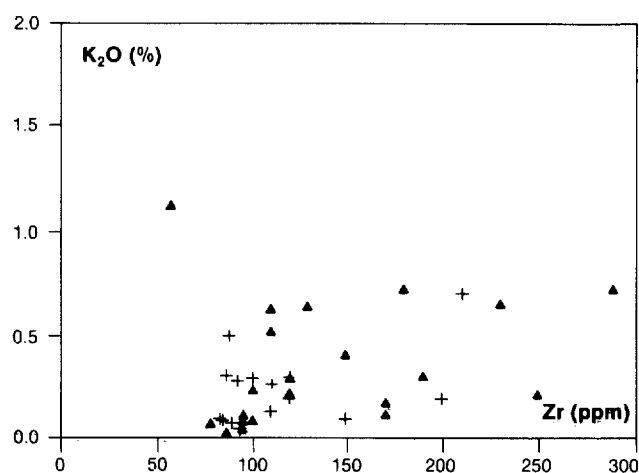
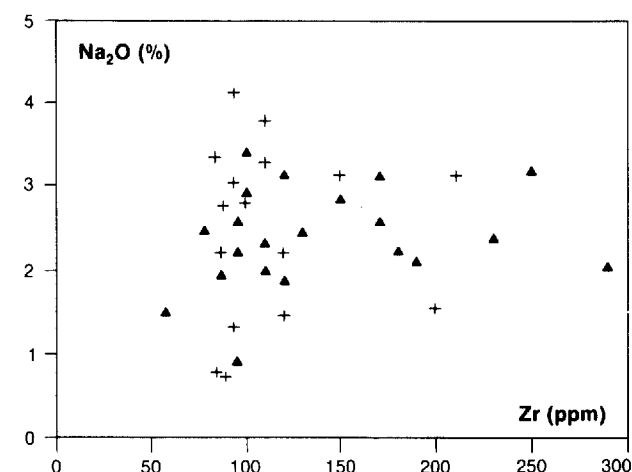
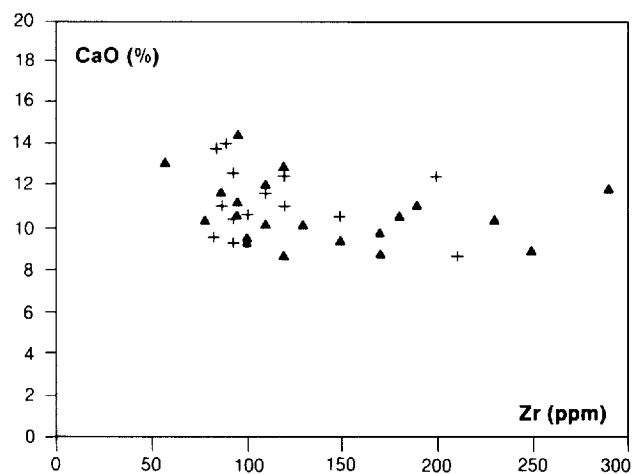
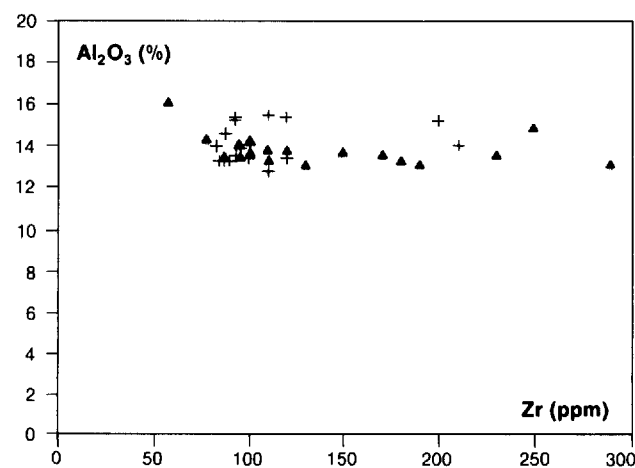
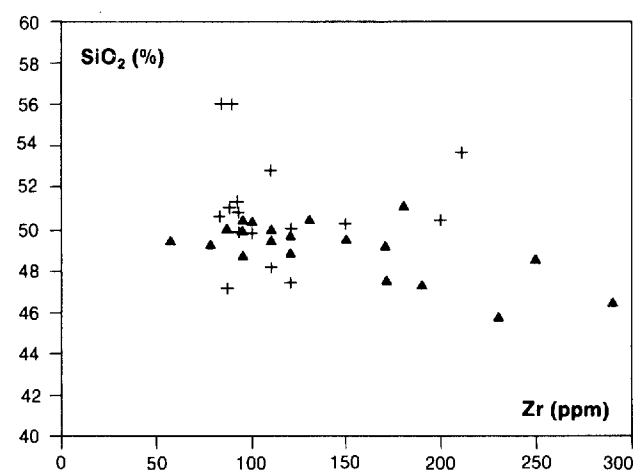
- K₂O, Na₂O et, dans une moindre mesure, SiO₂ et CaO (figure 16) montrent d'importantes variations pour une même valeur de Zr, révélant ainsi la mobilité de ces éléments au cours de l'altération. Toutefois, l'étalement du nuage de points montre que les teneurs de CaO et de SiO₂ demeurent constantes ou diminuent faiblement au cours de la différenciation (lorsque les teneurs en Zr augmentent), alors que les teneurs en K₂O et Na₂O tendent à augmenter.
- Les teneurs en alumine (Al₂O₃, figure 16) demeurent relativement constantes au cours de la différenciation. Leurs faibles variations pour une même valeur de Zr et surtout l'absence de teneurs supérieures à 16 % montrent que tous les échantillons considérés peuvent être assimilés à des liquides.
- Les teneurs en FeOt et, moins nettement, celles en MnO (figure 17) augmentent au début de la différenciation puis semblent devenir constantes lorsque les teneurs en Zr deviennent supérieures à 150 ppm.
- TiO₂, P₂O₅, Zr, Y et Nb (figure 17) montrent une bonne corrélation positive liée à leur caractère incompatible et à la différenciation. Toutefois, les nuages de points présentent une légère dispersion, suggérant ainsi une relative mobilité de ces oxydes et éléments au cours de l'altération. Celle-ci paraît surtout importante dans le cas du titane pour les basaltes coussinés du Beuparant supérieur, ce qui est conforme à l'augmentation de l'altération (teneurs croissantes en PAF et CO₂) quand on monte dans la séquence magmatique.
- Les teneurs en MgO, Cr, Ni et Co (figure 18) diminuent faiblement au début du fractionnement dans les basaltes, puis deviennent relativement constantes dans les termes plus différenciés. Toutefois, certains échantillons possèdent des teneurs en Cr nettement plus élevées (180-320 ppm) que celles du reste de la population, révélant ainsi un comportement anormal de cet élément alors que le Ni et le Co ne sont pratiquement pas affectés. Un tel comportement de MgO, Cr, Ni et Co révèle l'influence des fractionnements du pyroxène et, accessoirement, de l'olivine. Les variations de CaO, signalées plus haut, pourraient également résulter du fractionnement des plagioclases calciques.

D'une manière générale, le comportement de FeOt, TiO₂, P₂O₅, Zr, Y et Nb montre l'affinité géochimique tholéiitique des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk, laquelle est corroborée par la distribution des points dans le diagramme Al₂O₃ - MgO - FeOt + TiO₂ (Jensen, 1976; figure 19) et par les spectres de terres rares (figure 20, A). Ces spectres présentent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, montrant ainsi l'affinité des basaltes du Groupe de Povungnituk avec les basaltes tholéiitiques de type T à E MORB ou les basaltes tholéiitiques continentaux. Par ailleurs, les teneurs élevées en éléments incompatibles et, plus particulièrement en TiO₂, le rapport Zr/Y (3,5 à 10) et la position de la majorité des points dans le champ des

2- On peut également se demander si ces variations ne résultent pas de problèmes analytiques, en particulier pour le niobium.

basaltes intraplaques sur le diagramme $Zr - Y_3 - Ti \cdot 10^{-2}$ (Pearce et Cann, 1973; Pearce, 1983, figure 21) suggèrent, pour les basaltes du Groupe de Povungnituk, une affinité tholéitique continentale et une mise en place en milieu ensialique lors d'un stade proto-rift. Enfin, les spectres des terres rares comparés à ceux obtenus pour les basaltes du Groupe de Povungnituk dans les parties centrale (Picard, 1986, 1989) et orientale de la Fosse (Francis *et al.*, 1981, 1983) révèlent une étroite similitude géochimique de tous ces basaltes.

En résumé, les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk ont des propriétés pétrographiques et géochimiques comparables dans toute la Fosse de l'Ungava. Ils constituent plusieurs séquences magmatiques superposées. Ils possèdent une affinité géochimique tholéitique continentale et leur mise en place pourrait correspondre à un stade proto-rift. Ils se sont différenciés dans des réservoirs magmatiques, si bien que, lors de leur épanchement, ils étaient déjà très évolués. Ils semblent avoir évolué par cristallisation fractionnée du plagioclase, du pyroxène et, accessoirement, de l'olivine.



▲ = Basaltes massifs et(ou) microgabbros hypovolcaniques (sous-groupe de Beauportant inférieur).
+ = Basaltes aphyriques à plagioclase (sous-groupe de Beauportant supérieur)

FIGURE 16- Distribution de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O et K_2O en fonction de Zr pour les basaltes du Groupe de Povungnituk (région occidentale).

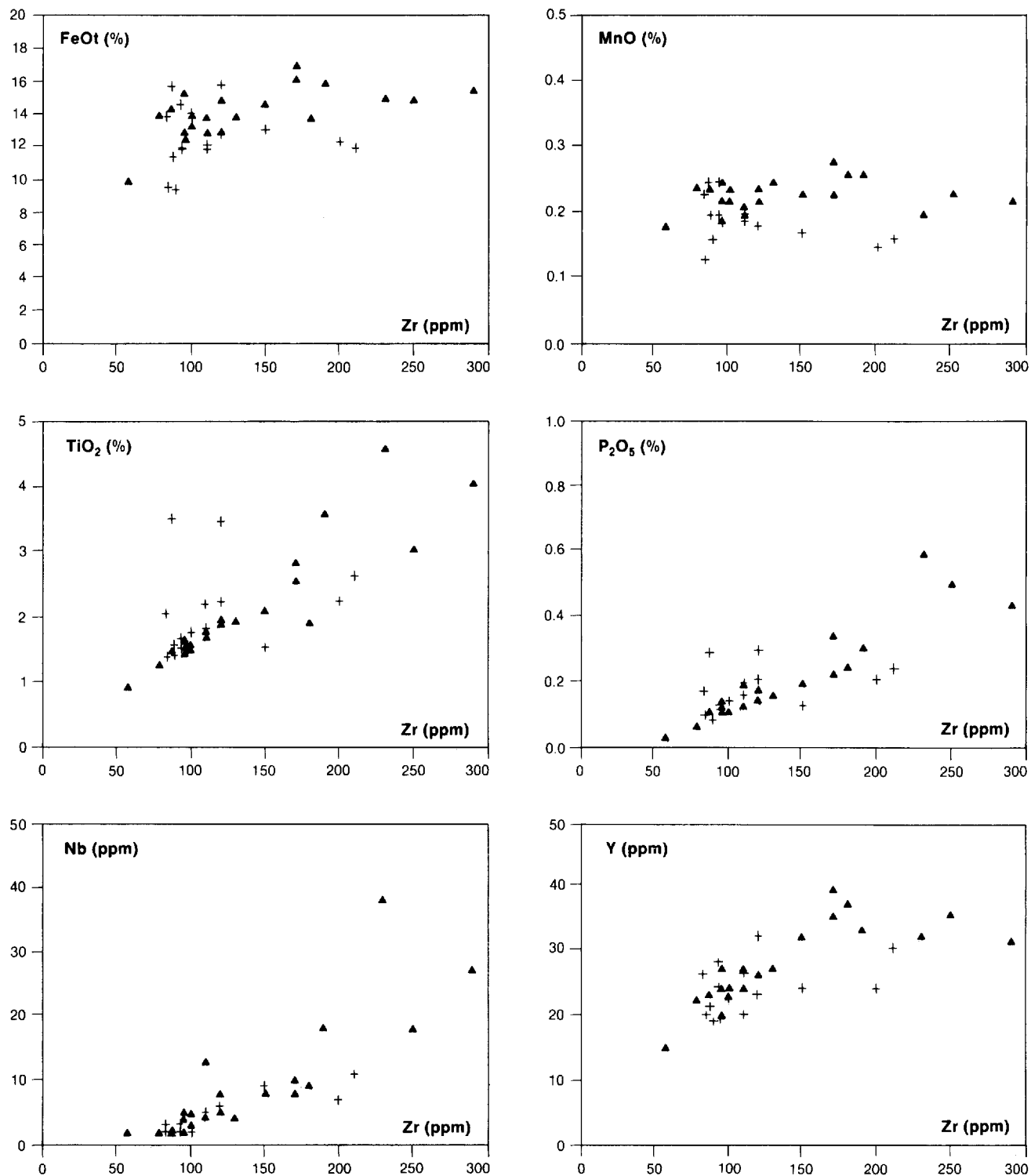


FIGURE 17- Distribution de FeOt, MnO, TiO₂, P₂O₅, Y et Nb en fonction de Zr pour les basaltes du Groupe de Povungnituk (région occidentale).
Pour symboles, voir figure 16.

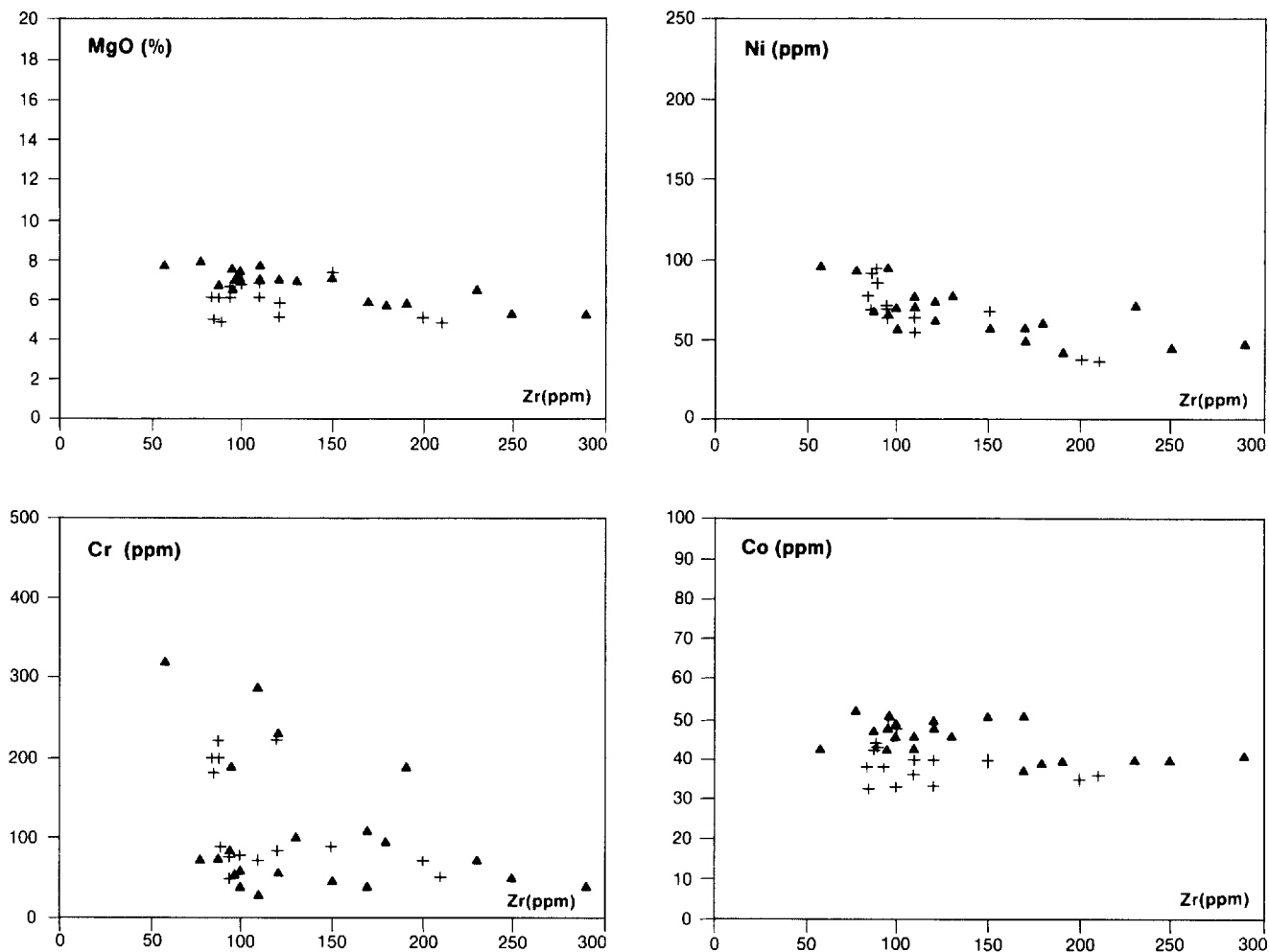


FIGURE 18- Distribution de MgO, Cr, Ni et Co en fonction de Zr pour les basaltes du Groupe de Povungnituk (région occidentale). Pour symboles, voir figure 16.

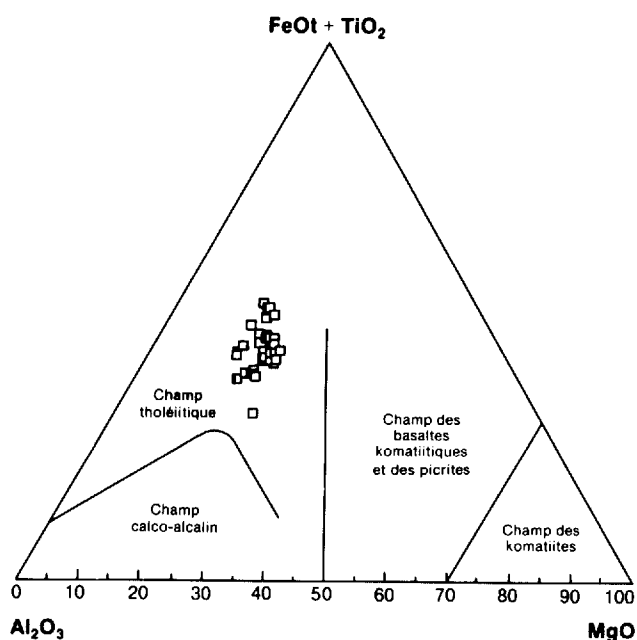


FIGURE 19- Diagramme Al₂O₃ - MgO - FeOt + TiO₂ (Jensen, 1976) pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk (région occidentale).

PÉTROGENÈSE

Nature des matériaux sources et fusion partielle

Les spectres de terres rares (figure 20), les similarités géochimiques entre les basaltes à plagioclase étudiés et ceux des parties centrale et orientale de la Fosse de l'Ungava et les valeurs du rapport Zr/Y (3,5 à 10) (figure 22) suggèrent comme source une péridotite mantellique de type lherzolite à spinelle. Le taux de fusion partielle de cette dernière est cependant difficile à déterminer en raison du caractère déjà très évolué des basaltes. La distribution des points dans le diagramme de la figure 23 suggère cependant 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 10 à 20 %. Ce résultat établi dans le cas d'une source de type lherzolite à spinelle est toutefois approximatif. Un autre moyen d'évaluer le taux de fusion partielle est de recourir aux équations de Steinberg *et al.* (1979), Hanson (1980) et Bougault (1980) en utilisant les teneurs des éléments les plus hygromagmaphiles, teneurs observées dans les basaltes les moins évolués.

Ainsi dans l'hypothèse d'un modèle de fusion partielle à l'équilibre, on applique l'équation $C_1/C_0 = 1/D (1 - F) + F$ en utilisant les valeurs des coefficients de partage de Zr, de Y et de Nb (Pearce et Norry, 1979).

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.

À partir de l'équation précitée, on déduit l'équation du taux de fusion partielle (voir Picard, 1989)⁽³⁾:

$$F = -(C_0/C_1 - D)/(D - 1)$$

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 égal à: $0,25 (D_{Cpx}) + 0,55 (D_{Ol}) + 0,15 (D_{Opx}) + 0,05 (D_{Sp})$.

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 $D_{Cpx} = 0,1$, $D_{Ol} = 0,01$, $D_{Opx} = 0,15$, $D_{Sp} = 0,4$.

De cette manière nous pouvons estimer le taux de fusion partielle à l'origine des basaltes du Groupe de Povungnituk (Zr_i = 58 ppm, Y_i = 15 ppm, Nb_i = 3 ppm):

$$F_{Zr} = -[(11/58) - 0,04]/(0,04 - 1) = 0,16$$

$$F_Y = -[(4,87/15) - 0,17]/(0,17 - 1) = 0,19$$

$$F_{Nb} = [(0,62/3) - 0,055]/(0,055 - 1) = 0,16$$

Nous pouvons donc conclure que le taux de fusion partielle est de l'ordre de 16 à 19 %, ce qui est légèrement supérieur à ce que nous avons obtenu pour les basaltes à plagioclase de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava (environ 15 %).

3- Pour déterminer le taux de fusion partielle F , il faut 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 Cr de l'ordre de 600 ppm, en Ni de l'ordre de 270 ppm et un indice de différenciation $MGV = Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}$ 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 sources. 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 s'y sont concentrées à cause de leurs propriétés lithophiles (Wood *et al.*, 1979; Steinberg *et al.*, 1979; Bougault, 1980; Hanson, 1980). 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 de 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 sont exprimées en ppm).

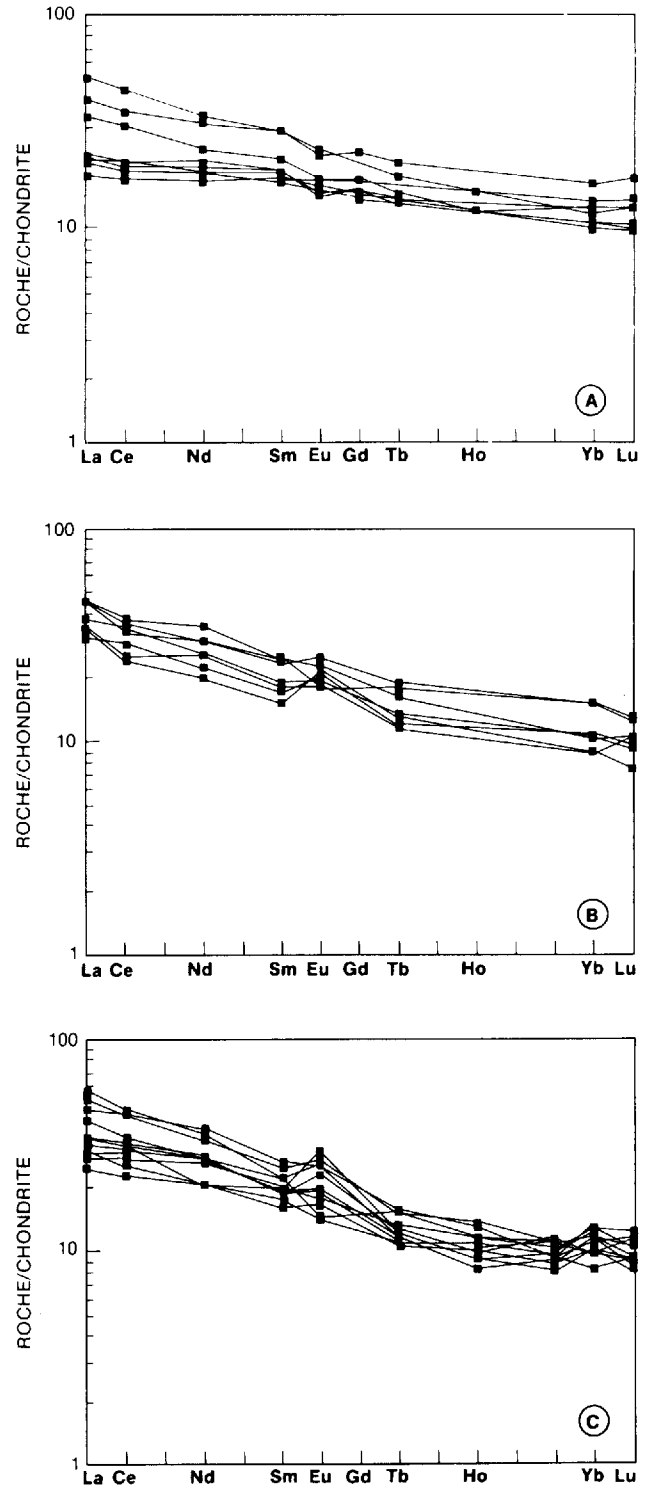


FIGURE 20- Spectres de terres rares normalisés aux valeurs chondritiques pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk des parties occidentale, centrale et orientale de la Fosse de l'Ungava. Valeurs de normalisation de Taylor et Gorton (1977) pour les terres rares. A = partie occidentale (ce rapport); B = partie centrale (Picard, 1989); C = partie orientale (Francis *et al.*, 1981, 1983).

Cristallisation fractionnée

Le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (figures 16, 17 et

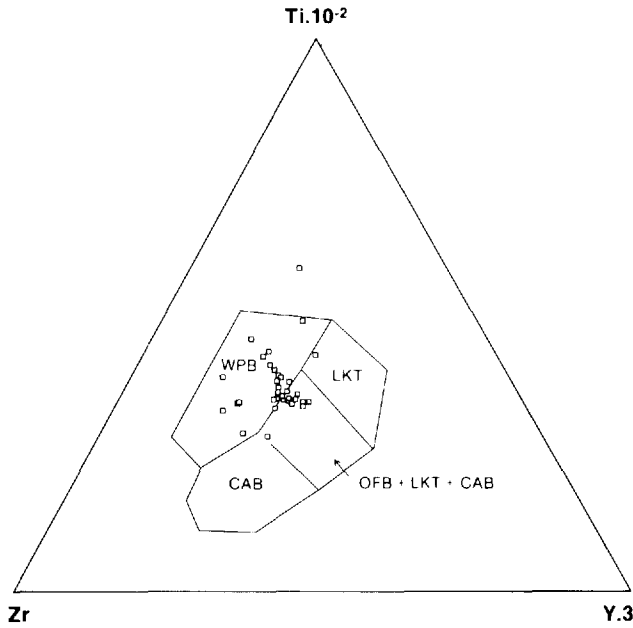


FIGURE 21- Diagramme discriminant Zr - Y.3 - Ti.10⁻² de Pearce et Cann (1973) pour les basaltes à plagioclase d'affinité tholéiitique du Groupe de Povungnituk (région occidentale). WPB = basaltes intracontinentaux; LKT = tholéiites hypopotassiques; CAB = basaltes calco-alcalins; OFB = basaltes du plancher océanique. Diagramme conçu pour des valeurs de MgO + CaO comprises entre 12 et 20 %.

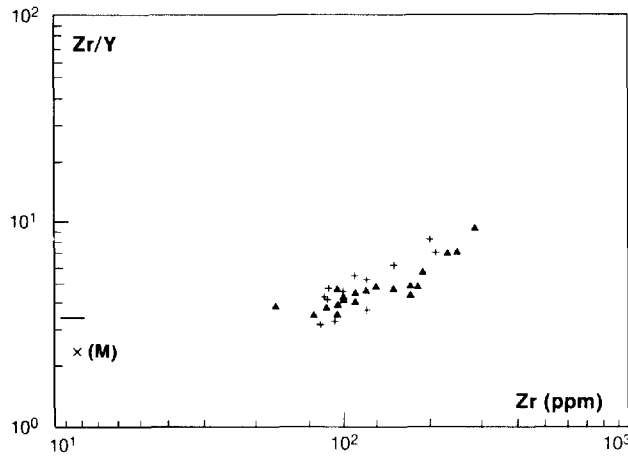


FIGURE 22- Diagramme Zr/Y - Zr en coordonnées logarithmiques pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk (région occidentale). x(M) = point représentatif du manteau supérieur. Pour symboles, voir figure 16.

18), les teneurs en Cr et Ni des basaltes les plus primitifs et la distribution des points dans les diagrammes des figures 22 et 23 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.

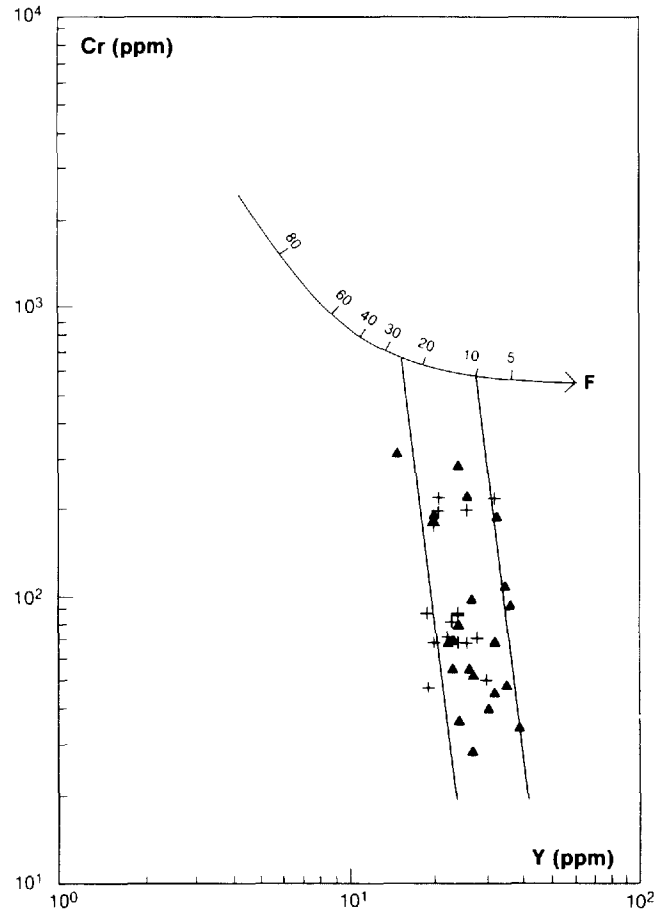


FIGURE 23- Estimation des taux de fusion partielle à l'aide du diagramme Cr - Y de Pearce (1980) en coordonnées logarithmiques dans le cas où la source mantellique serait une lherzolite à spinelle. Pour symboles, voir figure 16.

Les diagrammes de la figure 24 montrent sans ambiguïté que les liquides issus de la fusion partielle ont évolué selon des mécanismes de cristallisation fractionnée. Ils permettent une première estimation quantitative des 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 des coefficients de partage de Pearce et Norry (1979). Or, les tendances de fractionnement des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk possèdent une pente intermédiaire entre les vecteurs 1 et 2 dans le cas des diagrammes Y - Zr et TiO₂ - Zr, suggérant ainsi que leur évolution a été essentiellement contrôlée par le fractionnement de l'assemblage plagioclase - clinopyroxène - olivine ± magnétite et(ou) ilménomagnétite dans les proportions Pl_{0,5} - Cp_{x0,3} - Ol_{0,20-0,15} - Mt_{0-0,05}. Dans le cas du diagramme Nb - Zr, la tendance de fractionnement semble plus proche du vecteur 1 mais elle est moins nette que dans les cas précédents en raison des imprécisions dans l'analyse du niobium. Aussi, les modélisations quantitatives n'ayant pas encore été effectuées, nous retiendrons provisoirement ce résultat préliminaire.

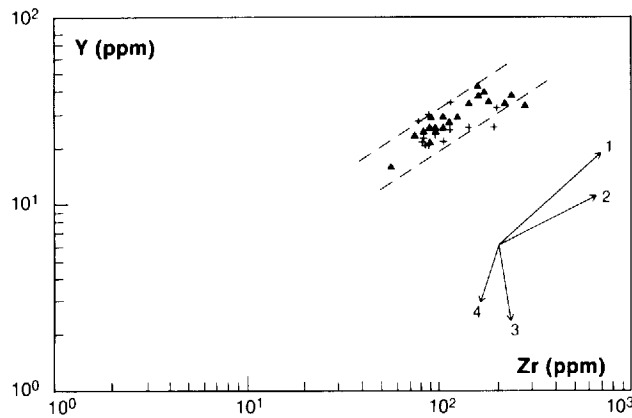
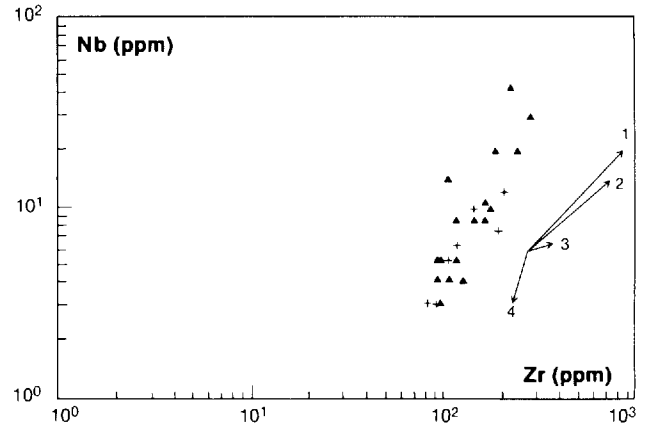
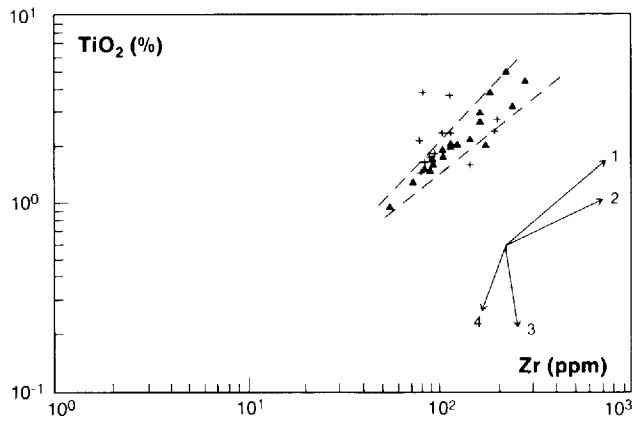


FIGURE 24- Diagrammes TiO_2 , Y et Nb en fonction de Zr en coordonnées logarithmiques, permettant d'estimer la nature des fractionnements à l'origine des basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk (région occidentale), selon la méthode de Pearce et Norry (1979). Les vecteurs 1 à 4, calculés en utilisant l'équation de Rayleigh $C_1/C_0 = F^{(D-1)}$, correspondent pour des liquides 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) $\text{Pl}_{60}\text{-Am}_{20}\text{-Bl}_{15}\text{-Mt}_5$ (A). Pour symboles, voir figure 16.

Contamination crustale

Nous avons noté ci-dessus que les valeurs élevées de $\text{Zr}/\text{Y} (> 3,5)$, ainsi que la distribution des points dans le diagramme $\text{Zr} - \text{Y} \cdot 3 - \text{Ti} \cdot 10^{-2}$ (figure 21) suggèrent l'existence d'une croûte continentale à l'aplomb des séquences volcaniques du Groupe de Povungnituk. La figure 24 montre que les tendances de fractionnement convergent vers l'origine des diagrammes, si bien que les liquides primitifs ne semblent pas *a priori* avoir été contaminés de façon majeure par la croûte continentale. Si de tels mécanismes de contamination crustale ont existé, ils auront été enregistrés par des éléments traces tels le thorium et le barium, particulièrement abondants dans la croûte continentale archéenne. Or, les teneurs en thorium et en barium ne sont pas anormalement élevées ($\text{Th} < 9 \text{ ppm}$, $\text{Ba} = 20 - 350 \text{ ppm}$). Ces résultats sont comparables à ceux obtenus pour les basaltes du Povungnituk de la partie centrale de la Fosse; comme pour ces derniers il ne semble pas nécessaire d'invoquer une contamination majeure par la croûte continentale superficielle (Picard, 1989).

Pétrologie des roches volcaniques du Groupe de Chukotat

Généralités

Dans la région considérée, les roches volcaniques du Groupe de Chukotat (95 % des roches de ce groupe, coupes CC', DD', EE' et FF', figures 1a, 1b, 2 et 3) forment une bande volcanique orientée N220° à N230°, au-dessus du Groupe de Povungnituk. Elles s'étalent sur 22 km de large, et sont recoupées au nord par la Faille Bergeron. D'une manière générale, elles sont peu déformées et forment une série monoclinale inclinée vers le nord-ouest et divisée en plusieurs blocs structuraux par des failles subparallèles à la stratification (voir STRUCTURE et coupes EE' et FF'). Enfin, elles sont recoupées par plusieurs filons-couches mafiques et ultramafiques (5 % des roches).

Pétrographie

Les basaltes étudiés ressemblent beaucoup à ceux de la partie centrale de la Fosse (Picard, 1986, 1989). Ils comprennent cependant plus de basaltes à plagioclase, lesquels occupent toute la partie nord du groupe.

Ces basaltes forment des coulées lenticulaires imbriquées de 1 à 30 m d'épaisseur et d'une extension latérale de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. La plupart sont coussinées (90 % des coulées dans le cas des basaltes à olivine), mais les coulées massives sont toutefois assez fréquentes (surtout pour les basaltes à plagioclase) 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 (Picard, 1986, 1989) sont intercalées dans la séquence de basalte à olivine.

COULÉES DE BASALTE À OLIVINE

Caractéristiques macroscopiques

Comme dans la partie centrale de la Fosse (Picard, 1986, 1989), les coulées présentent localement une surface cordée à texture en croûte de pain évoquant des coulées de type pahohoe.

Les coulées coussinées (figures 25 et 26) possèdent des coussins jointifs, généralement très allongés et très aplatis dont la taille varie de 0,1 × 0,1 × 0,2 à 1 × 3 × 7 m. Les coussins sont pour la plupart multilobés, uni- ou multi-pédonculés; ils sont souvent interconnectés formant alors de véritables tubes d'écoulement. Ils se moulent les uns sur les autres et suggèrent une très grande fluidité de la lave au moment de son épanche-

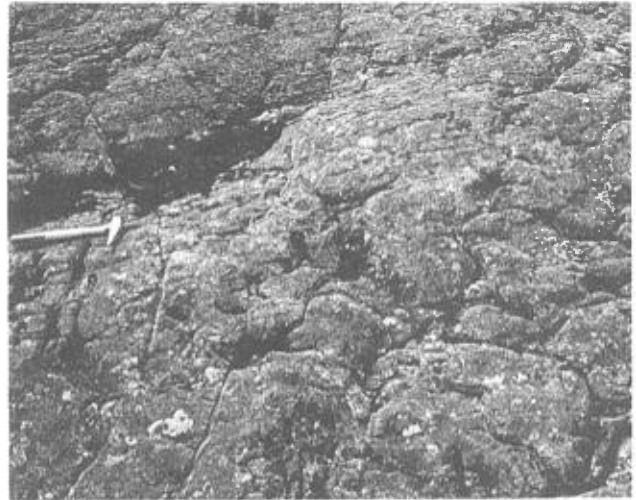


FIGURE 25- Exemple d'une coulée de basalte à olivine du Groupe de Chukotat. Noter l'abondance, l'allongement et l'aplatissement des coussins multilobés et interconnectés.

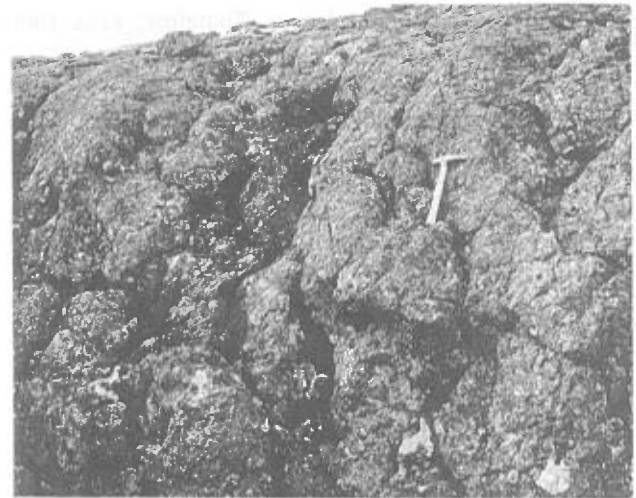


FIGURE 26- Exemple de coussins très allongés dans une coulée de basaltes à olivine du Groupe de Chukotat.

ment. Dans quelques cas, la géométrie des lobes permet de déterminer le sens d'écoulement (par exemple N215°/40° et N215°/75°). Les espaces interstitiels entre les coussins sont petits et remplis de quartz et carbonate. Les coussins sont fréquemment microfracturés, avec des fractures radiales à leur périphérie. Leur surface présente un aspect bulbeux et granuleux de teinte gris-vert. En coupe, ils montrent: 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 recrisc-

tallisée en chlorite + carbonate); une bordure figée interne ($\epsilon = 1-3$ cm) avec 7-20 % 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. Comme dans les basaltes de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, des « cavités intracoussins » (Picard, 1989) sont fréquentes dans la partie supérieure des coussins.

Les coulées massives ($\epsilon = 1$ à 17 m) sont lenticulaires et intercalées entre les coulées à coussins. Tantôt elles sont très massives, tantôt elles possèdent un débit prismatique grossier. D'une manière générale, la lave est microgrenue avec, dans sa partie supérieure, des cristaux squelettiques de pyroxène et(ou) d'olivine présentant localement une texture microspinifex.

Enfin, les coulées litées sont identiques à celles décrites par Picard (1986, 1989; Hynes et Francis, 1979; Baragar, 1984). Elles forment des horizons lenticulaires dont l'épaisseur et l'extension latérale sont respectivement de quelques dizaines et quelques centaines de mètres. Comme dans la partie centrale de la Fosse, elles se situent à la base, à l'intérieur ou au sommet des séquences de basalte à olivine. Toutefois, elles sont moins nombreuses.

Caractéristiques microscopiques

Dans la bordure figée interne des coussins, les basaltes à olivine (figures 26 et 27) ont une texture microporphyrrique squelettique caractérisée par 8 à 20 % de microphénocristaux automorphes ou hypidiomorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée ($\varnothing \leq 2$ mm) en chlorite magnésienne \pm serpentine \pm épidote \pm calcite \pm trémolite \pm quartz \pm opaques. Ces derniers baignent dans une pâte volcanique aphyrique et microblastique formée par un réseau dendritique ou sphérolitique (texture de plume) de trémolite avec, accessoirement, de la chlorite et de fins cristaux d'épidote (figure 28). Dans de nombreux cas, la mésostase possède une texture microspinifex caractérisée par de nombreuses aiguilles allongées ($\varnothing < 1,5 \times 0,1$ mm) et non orientées d'olivine pseudomorphosée en chlorite-serpentine avec parfois des aiguilles squelettiques d'augite ($\varnothing \leq 8$ mm; figure 29) partiellement pseudomorphosées en actinote dans les coulées massives ou l'écorce et le coeur des coussins. Enfin, quelques spinelles chromifères (0,5 à 2 %, $\varnothing < 0,5 \times 0,1$ mm; figure 30), brun-rouge en lumière naturelle et de forme octaédrique sont disséminés dans la mésostase ou en inclusions dans les fantômes d'olivine. De même, quelques minéraux opaques, habituellement xénomorphes (magnétite et(ou) pyrrhotite) sont disséminés dans la lave.

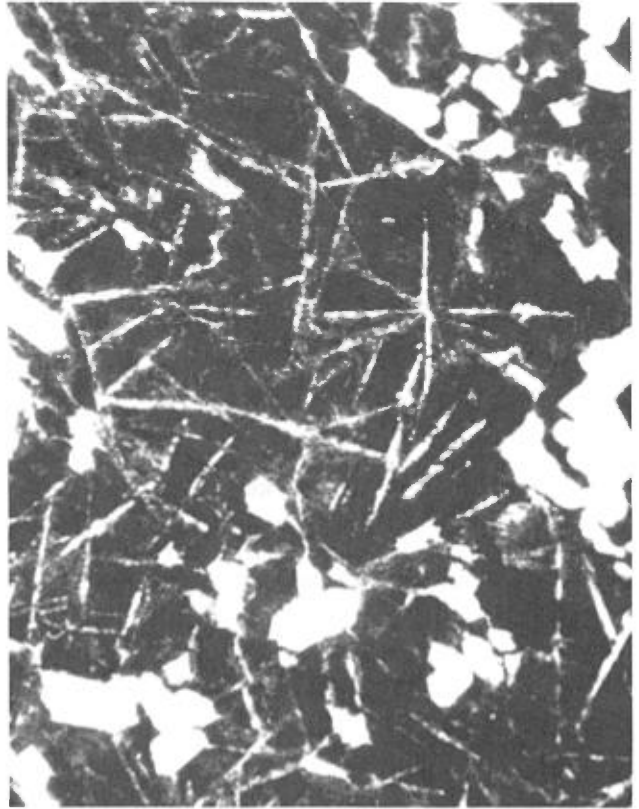


FIGURE 27- Photomicrographie en lumière naturelle d'un échantillon de basalte à olivine (X2,5, L = 4mm). Noter l'habitus des microphénocristaux pseudomorphosés d'olivine et la texture microspinifex.

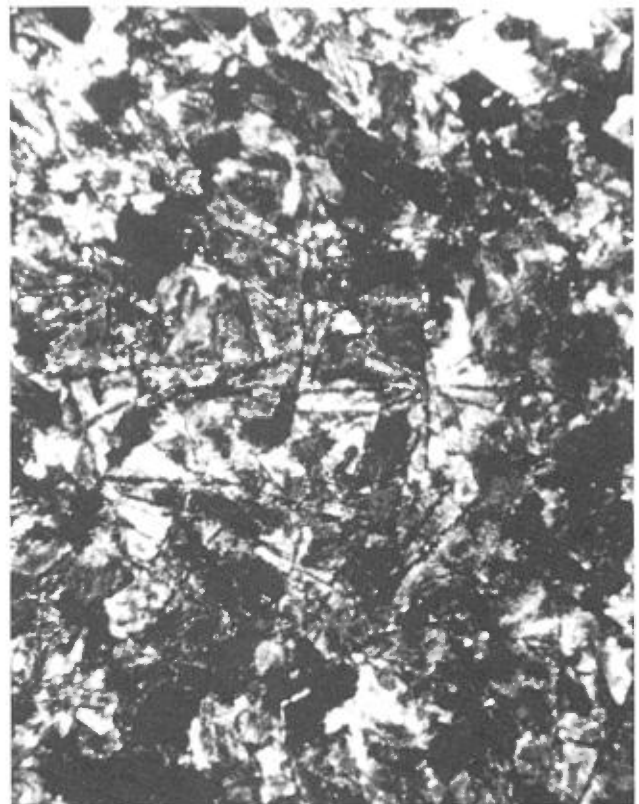


FIGURE 28- Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte à olivine. Même section que pour la figure 27.



FIGURE 29- Photomicrographie de la mésostase d'un échantillon de basalte à olivine (X10, L=2mm). Noter l'habitus des microphénocristaux pseudomorphosés d'olivine et la texture dendritique à sphérolitique de la mésostase.

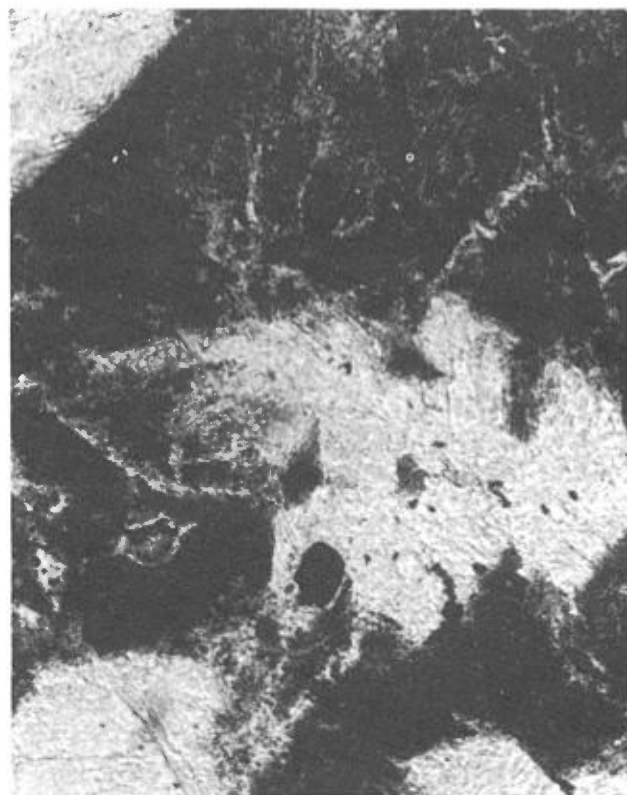


FIGURE 30- Photomicrographie de spinelles chromifères observés dans une section de basalte à olivine (X10, L=2 mm).

COULÉES DE BASALTE À PYROXÈNE

Caractéristiques macroscopiques

Les coulées massives sont plus fréquentes que pour les basaltes à olivine (30-40 %); leur épaisseur varie de 2 à 20 m et leur extension latérale est de plusieurs centaines de mètres. Elles sont caractérisées par un débit massif ou prismatique grossier, avec souvent des brèches autoclásticas à la base et au sommet ($\epsilon \leq 1-2$ m) et des hyaloclastites au sommet ($\epsilon = 1$ cm). Les coulées en coussins (60-70 % des coulées, $\epsilon = 1$ à 20 m) sont lenticulaires et sont imbriquées les unes dans les autres. Comme pour les basaltes à olivine, la lave, très fluide, 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, entourés de coussins de taille plus modeste.

Comme pour les basaltes à olivine, les coussins (figure 31) sont multilobés et interconnectés ($\emptyset = 10 \times 20$ cm à $1,5 \times 6$ m) mais ils sont plus globuleux et leur surface altérée est rougeâtre. De plus, les espaces interstitiels sont plus grands et sont remplis de quartz et carbonate. Les coussins, très microfracturés, 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 se casse comme du verre pour donner des esquilles. Elle contient de 1 à 5 % de microphénocristaux essentiellement composés de pyroxène et accessoirement d'olivine. Elle possède de nombreuses varioles ($\emptyset = 3 - 6$ mm; figure 32) vert pâle, plus claires que leur matrice. Celles-ci sont surtout abondantes dans la bordure des coussins et deviennent coalescentes dans l'écorce et le cœur. Notons également la présence de rares amygdales ($\emptyset \leq 5$ 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 cœur, il est très massif, microgrenu et parfois bréchifié. Enfin, comme pour les basaltes à olivine, les coussins des basaltes à pyroxène possèdent de nombreuses « cavités intracoussins » (figure 33).

Caractéristiques microscopiques

Les basaltes à pyroxène sont caractérisés par des microphénocristaux automorphes ou squelettiques de diopside (1-10 %, $\emptyset = 0,5$ à 2 mm; figures 34, 35 et 36) plus ou moins recristallisés en actinote et chlorite. Dans la plupart des cas, ils possèdent également des microphénocristaux hypidiomorphes ou squelettiques d'olivine pseudomorphosée (1-5 %, $\emptyset < 1,5$ mm; figure 35),

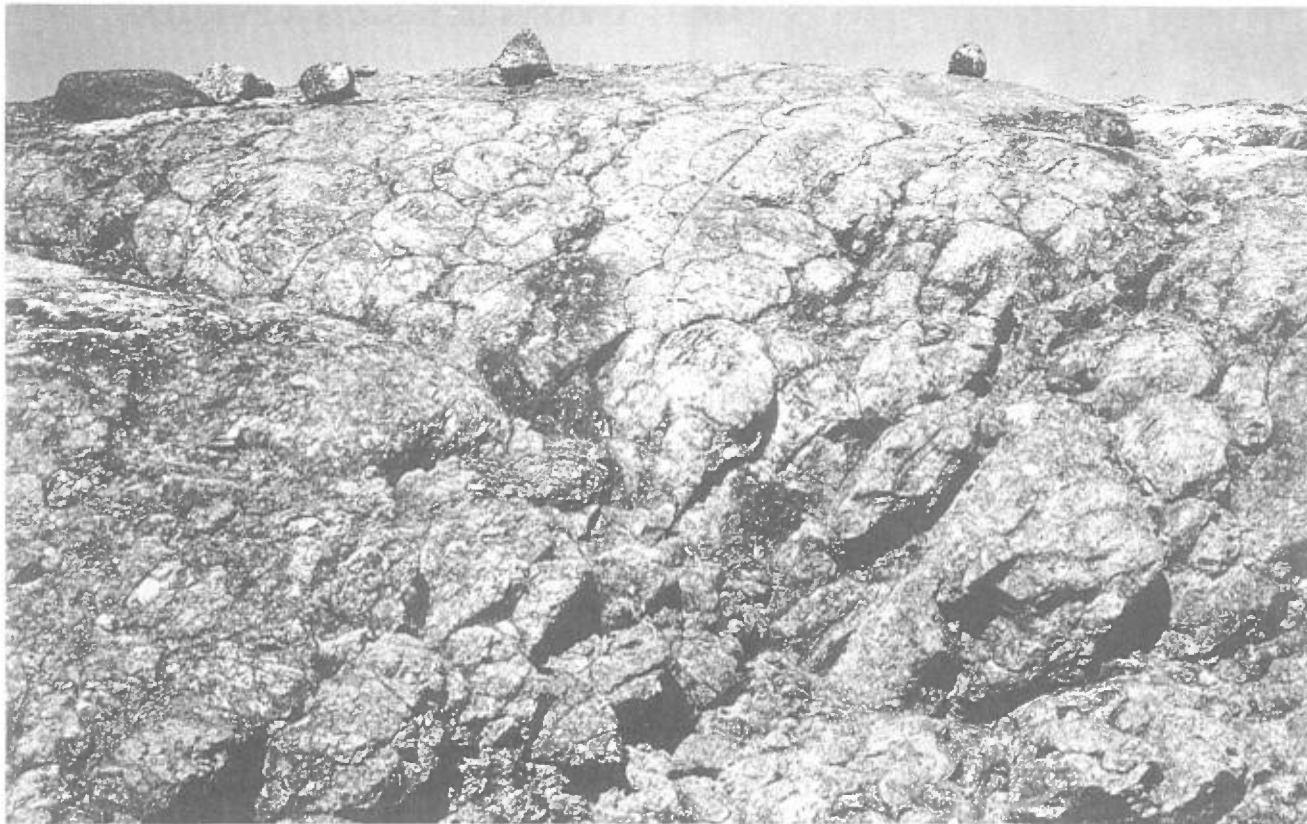


FIGURE 31- Exemple d'une coulée coussinée de basalte à pyroxène du Groupe de Chukotat. Noter la forme globuleuse des coussins et la présence de cavités dans certains de ceux-ci.

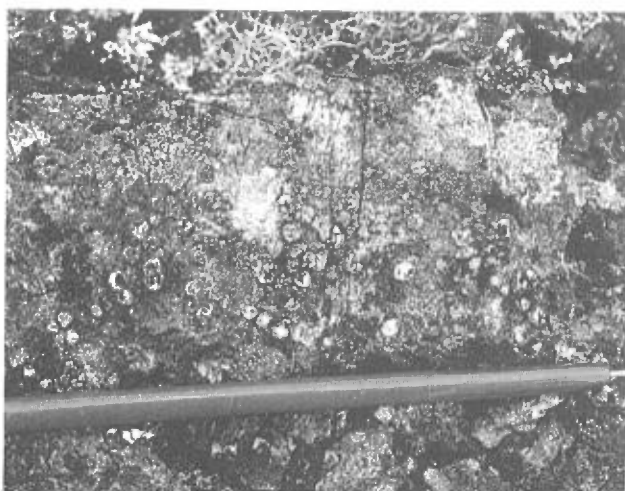


FIGURE 32- Exemple de varioles dans l'écorce d'un coussin de basalte à pyroxène.



FIGURE 33- Exemple de cavités intracoussins remplies de quartz-carbonate dans l'apex d'un coussin de basalte à pyroxène.

identiques à ceux observés dans les basaltes à olivine. Plus rarement, ils contiennent quelques cristaux de spinelle et des lattes de plagioclase localement associées aux microphénocristaux de pyroxène (éch. 222-7). Ces minéraux sont disséminés dans une pâte volcanique microblastique, parfois sphérulitique, caractérisée par l'assemblage $Tr + Ep + Ch \pm Le \pm Ca \pm Qz$. La pâte peut également contenir de nombreux microlites de pyroxène (jusqu'à 25 % de la lave: figure 36) squelettiques

($\varnothing < 0,01 \times 0,1$ mm) plus ou moins transformés en trémolite. Dans les coulées massives, le pyroxène se présente sous deux habitus: cristaux squelettiques allongés à texture microspinifex, et cristaux plus trapus et poecilites avec, en inclusions, des lattes de plagioclase recristallisées en zoïsite. Les basaltes à pyroxène présentent des varioles, localisées dans la bordure des coussins (éch. 220-2; figure 37). Celles-ci sont constituées de fibres d'actinote radiale à texture plumeuse,

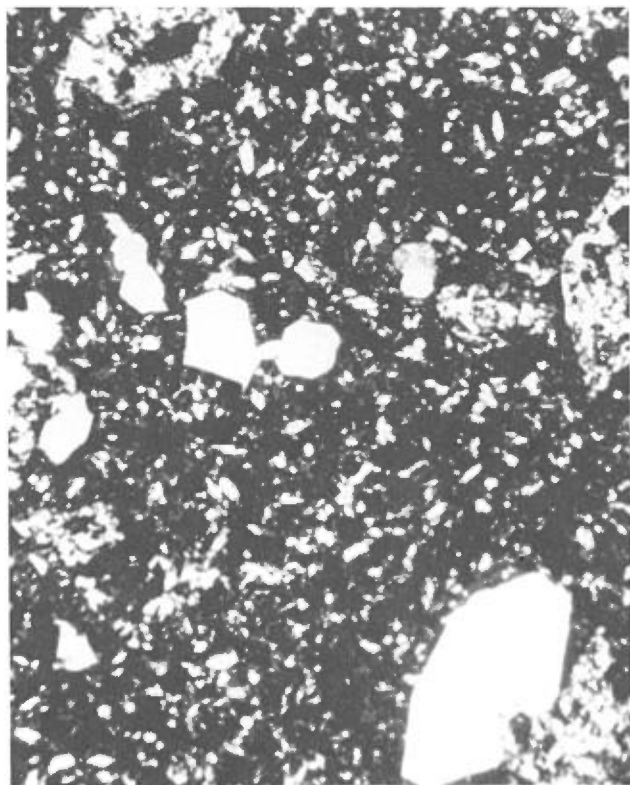


FIGURE 34- Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte à pyroxène (X2,5, L = 4mm). Noter l'abondance et l'habitus des microphénocristaux de diopside.

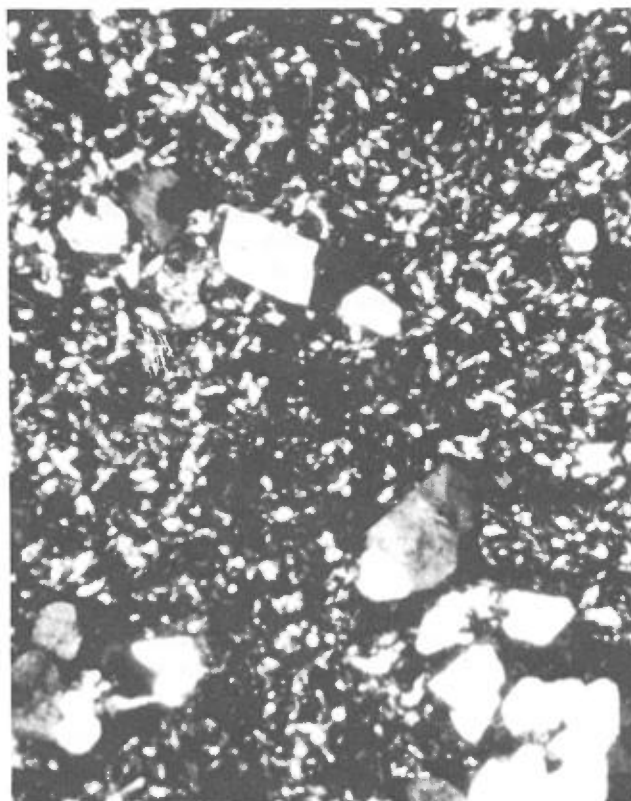


FIGURE 36- Photomicrographie en lumière polarisée d'un échantillon de basalte à pyroxène (X2,5, L = 4mm). Noter l'abondance et l'habitus des microphénocristaux de diopside ainsi que les nombreux microlites de pyroxène dans la mésostase.



FIGURE 35- Photomicrographie en lumière naturelle d'un échantillon de basalte à pyroxène (X2,5, L = 4mm). Noter la présence de quelques fantômes d'olivine recristallisée en chlorite magnésienne.

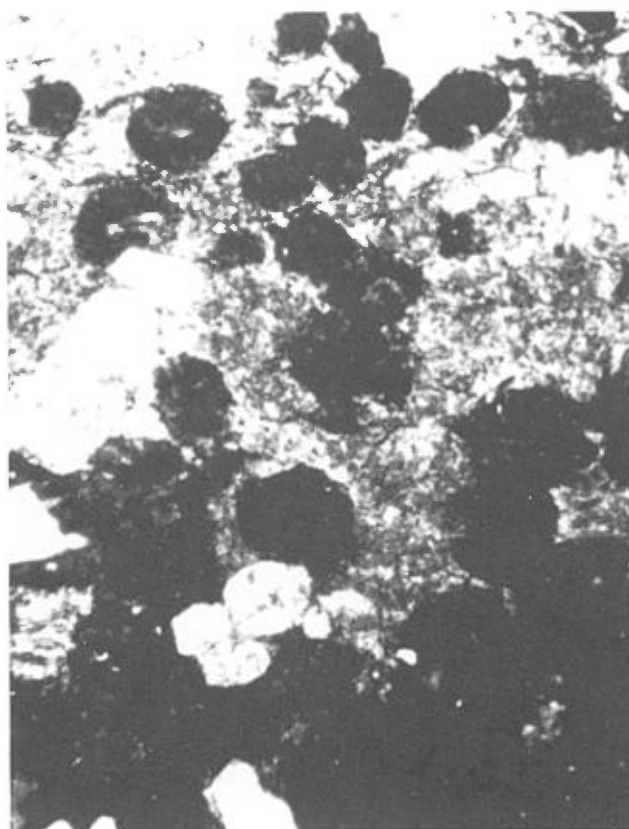


FIGURE 37- Photomicrographie de la bordure variable d'un échantillon de basalte à pyroxène (X2,5, L = 4mm).

développées autour d'un nucléus de pyroxène, et baignent dans du verre à peine dévitrifié, ou dans des agrégats microblastiques de trémolite et, accessoirement, d'épidote. Dans l'écorce, elles deviennent coalescentes et présentent les caractéristiques pétrographiques typiques des basaltes à pyroxène. Quant aux hyaloclastites, qui constituent la croûte des coussins ou la partie supérieure des coulées massives, elles sont caractérisées par des échardes de verre à peine dévitrifiées et cimentées par une matrice microblastique riche en actinote, zoïsite et chlorite, avec des minéraux opaques dans les microfissures.

COULÉES DE BASALTE À PLAGIOCLASE

Caractéristiques macroscopiques

Les basaltes à plagioclase forment une succession de coulées massives (environ 30-40 % des coulées) ou en coussins (60 % des coulées) dans la moitié nord du Groupe de Chukotat; dans de nombreux cas, ils contiennent des brèches de coulée dans leur partie supérieure ou à leur base.

Dans les coulées coussinées (5 à 30 m d'épaisseur: figures 38 et 39), la forme des coussins est relativement simple. Les coussins sont beaucoup plus globuleux que ceux des basaltes à olivine et présentent une teinte d'altération rougeâtre caractéristique. Ils sont souvent multilobés et interconnectés et présentent de beaux pédoncules. Certains sont aplatis, l'étalement vertical maximum permettant de déterminer le sens d'épanchement des coulées du haut vers le bas. Leur taille varie de 10 × 10 cm à 1 × 3 × 4 m; dans certains cas des mégacoussins (6 × 10 m) sont ennoyés dans des coussins de plus petite taille. Ils sont plus ou moins jointifs; les espaces interstitiels sont remplis de quartz et carbonate. En coupe, ils présentent une croûte de hyaloclastite, une bordure figée de quelques centimètres d'épaisseur et un coeur microgrenu. Leur bordure figée, de teinte gris-



FIGURE 38- Exemple de coulées de basalte à plagioclase observées dans la partie nord du Groupe de Chukotat. Noter l'épaisseur des coulées.



FIGURE 39- Exemple de coussins dans une coulée de basalte à plagioclase du Groupe de Chukotat. Noter la forme globuleuse et multilobée des coussins et l'importance des interstices entre les coussins.

vert plus ou moins foncé, est aphyrique avec parfois de fines laminations concentriques (figure 40). Elle contient de 2 à 5 % de lattes de plagioclase (exceptionnellement jusqu'à 15-20 %, $\varnothing \leq 3$ mm) visibles à l'oeil nu, et parfois quelques microphénocristaux d'olivine (au plus 2 %) et de pyroxène (au plus 2-3 %). Elle possède également de nombreuses petites varioles millimétriques (figure 40) et 3 à 5 % d'amygdales ($\varnothing < 6$ mm, exceptionnellement 10 %) remplies suivant le cas d'un assemblage de quartz-carbonate, de chlorite et/ou de pyrrhotite. Les cavités intracoussins sont beaucoup moins fréquentes que dans les coulées de basalte à olivine ou de basalte à pyroxène; seulement 2 à 5 % des coussins en contiennent. Elles sont même quasi absentes dans certains niveaux, devenant de plus en plus rares en montant dans la séquence.

Les coulées massives ($\epsilon = 5-65$ m: figure 41) sont généralement très homogènes avec, localement, un débit



FIGURE 40- Exemple d'une bordure de coussin observée dans une coulée de basalte à plagioclase du Groupe de Chukotat. Noter la fine croûte externe à structure hyaline, les laminations parallèles à la bordure du coussin et les petites varioles disséminées dans l'écorce.



FIGURE 41- Exemple de coulées massives de basalte à plagioclase observées dans la partie nord du Groupe de Chukotat. Noter l'épaisseur et l'homogénéité des coulées.

prismatique. Elles s'autobréchifient dans leur partie supérieure, formant parfois de véritables brèches de coulée. Elles se superposent fréquemment les unes sur les autres, constituant ainsi d'épaisses séquences massives (jusqu'à 200 m de puissance) au sein desquelles leur individualisation n'est pas toujours évidente. À l'exception de leur bordure figée, les coulées massives présentent typiquement une texture microgrenue avec une patine d'altération rougeâtre. Par ailleurs, certains horizons anormalement épais et possédant une texture microgrenue à grenue constituent vraisemblablement des conduits nourriciers hypovolcaniques.

Caractéristiques microscopiques

Les basaltes à plagioclase sont caractérisés par la présence de microlattes de plagioclase (2-5 %, $\varnothing \leq 0,3 \times 1,5$ mm : figures 42 et 43) recristallisées en albite + épidote avec traces de séricite, de micas blancs et de chlorite. Les microlattes sont disséminées dans la mésostase ou forment de petits amas dispersés. Elles sont localement associées à quelques cristaux automorphes et pseudomorphosés d'olivine et(ou) de pyroxène (0-5 %) présentant les mêmes caractéristiques que dans les basaltes à pyroxène. La mésostase présente dans la plupart des cas une texture microlitique à trachytique caractérisée par de nombreux microlites orientés de plagioclase ($Ab \pm Ca \pm Ep \pm$ phyllites, $\varnothing < 0,01 \times 0,05$ mm, jusqu'à 25 %). Ces derniers sont cimentés par une pâte microblastique riche en actinote, chlorite, épidote et leucoxène avec calcite, quartz, albite et minéraux opaques (po-py) comme phases minérales accessoires. Les amygdales ($\varnothing < 6$ mm), abondantes dans la bordure des coussins (jusqu'à 5 % : figure 43), sont remplies de quartz, de carbonate, de chlorite ou d'épidote avec assez souvent des flaques de minéraux opaques (pyrrhotite et(ou) pyrite). Dans le coeur des coussins ou dans les coulées massives, la texture est microgrenue, intersertale à subophitique (figure 44). La lave montre alors des lattes

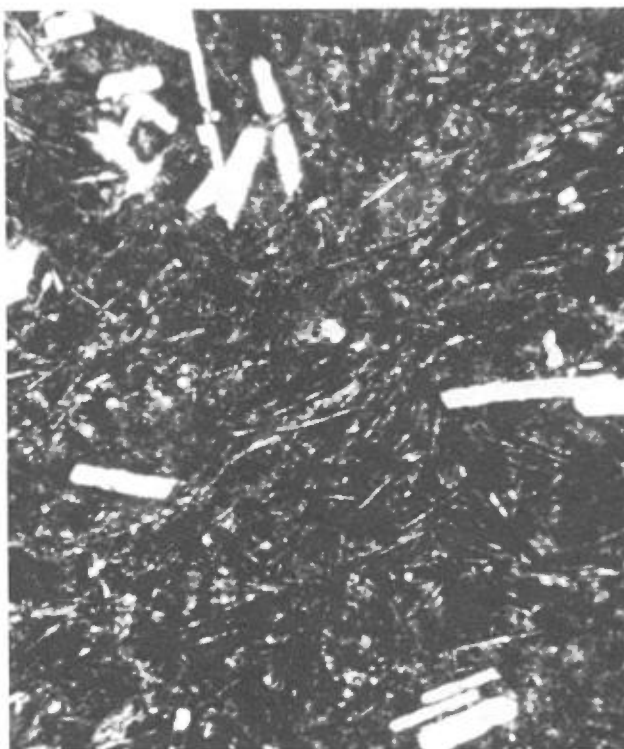


FIGURE 42- Photomicrographie d'un échantillon de basalte à plagioclase (X2,5, L = 4mm). Noter la présence de quelques microphénocristaux et de nombreux microlites de plagioclase dans l'écorce du coussin ainsi que la présence d'amygdales chloriteuses.

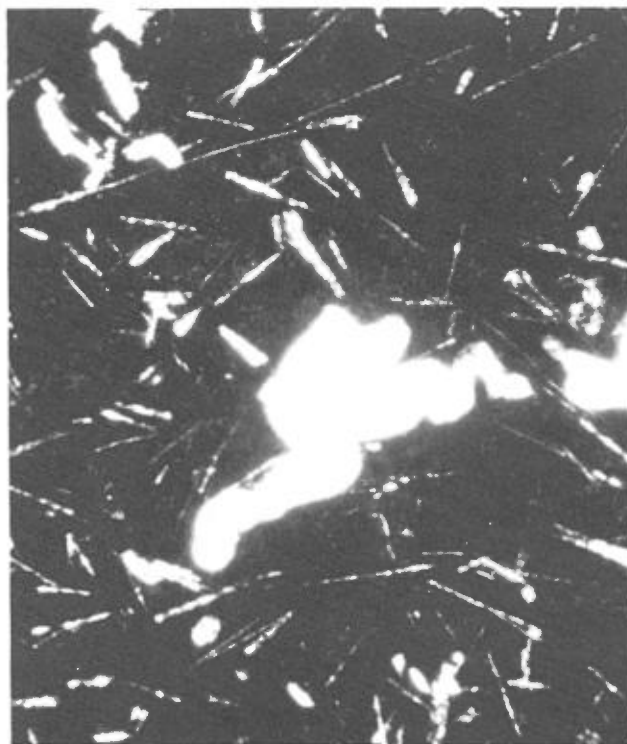


FIGURE 43- Photomicrographie d'un échantillon de basalte à plagioclase (X2,5, L = 4mm). Même description que pour la figure 42.

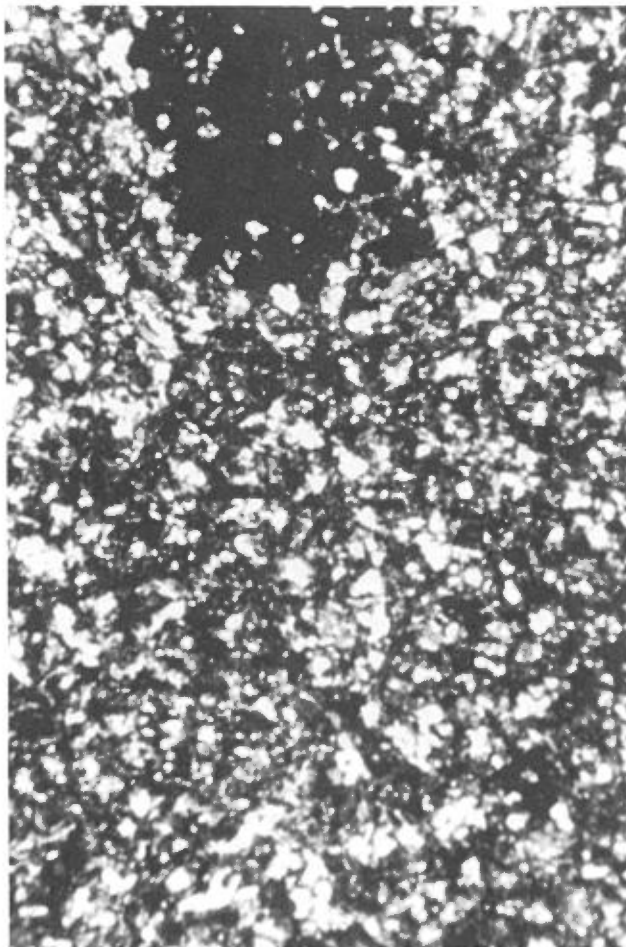


FIGURE 44. Photomicrographie d'un échantillon de basalte massif à plagioclase (X2,5, L = 4mm). Noter la texture intersertale à subophitique caractérisée par des lattes jointives de plagioclase et des pyroxènes interstitiels partiellement poecilites.

jointives de plagioclase ($\varnothing \leq 0,1 \times 0,5$ mm, jusqu'à 40 %) formant une charpente intersertale, avec, dans les espaces interstitiels et englobant plus ou moins les lattes de plagioclase, des plages de diopside ($\varnothing \leq 0,5 \times 0,5$ mm, jusqu'à 45 %) très faiblement altéré. Des grains de leucoxène ($\varnothing \leq 0,1$ mm, 4-5 %), des plaques de quartz interstitiel ($\varnothing \leq 0,5$ mm, 3-4 %) et un amalgame microblastique d'épidote (pistachite, 3-5 %), de chlorite (2-3 %) et de carbonate (12 %) complètent l'association minéralogique observée. Quelques gouttelettes de sulfures ($\varnothing \leq 2$ mm, 2-3 %; figure 43), apparemment d'origine magmatique, sont également disséminées. Elles présentent une forme arrondie, une bordure d'apparence déchiquetée et des inclusions de pyroxène et d'épidote.

Volcanologie

Comme dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, l'abondance des coulées coussinées montrent que les basaltes du Groupe de Chukotat se sont épanchés en milieu subaquatique où ils ont probablement constitué

une vaste plaine abyssale du type des fonds océaniques actuels. La présence de laves cordées, la forme très aplatie et très allongée des coussins, l'existence de textures micro-spinifex 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 (T de l'ordre de 1600°: Arndt, 1986) et s'est refroidi rapidement. 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 plus globuleux suggèrent une plus grande viscosité de la lave et peut-être une température d'émission plus faible (de l'ordre de 1200°C).

Pour les cavités intracoussins, deux hypothèses ont été précédemment proposées et suggèrent soit l'accumulation de gaz dans l'apex des coussins, soit la vidange successive des coussins (Picard, 1989; Hargreaves et Ayres, 1979; Baragar, 1984; Yamagishi, 1985).

Géochimie

TRAVAUX ANALYTIQUES

Un total de 126 analyses chimiques (éléments majeurs et éléments traces) ont été effectuées au Centre de recherches minérales (CRM) du MER. Les résultats sont fournis aux annexes B et C. Cent cinq analyses ont été sélectionnées (PAF: $\leq 4,5$ % pour les basaltes à olivine⁽¹⁾ et < 4 % pour les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase) pour étudier les caractéristiques géochimiques de ces laves: 27 de basalte à olivine, 29 de basalte à pyroxène et 49 de basalte à plagioclase. Enfin 29 analyses de terres rares ont été réalisées par activation neutronique au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal, de manière à caractériser les basaltes à olivine, à pyroxène ou à plagioclase des différentes séquences volcaniques (annexes B et C).

CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES⁽²⁾

Dans l'ensemble, la teneur en SiO₂ des basaltes du Groupe de Chukotat est comprise entre 47 et 53 % (tableau 2; figures 45 et 46). Ces basaltes sont relativement peu alumineux (Al₂O₃ = 9-15 %) et sont surtout caractérisés par leurs hautes teneurs en MgO (5 à 19 %), Cr (15 à 2 200 ppm) et Ni (40 à 730 ppm) et leurs faibles teneurs en TiO₂ (0,65 à 2,8 %). Les autres éléments majeurs, moins caractéristiques, présentent des variations liées, d'une part, aux mécanismes de différenciation dans le cas du fer (10 à 18 %), du manganèse (0,15 à 0,25 %) et du phosphore (0,03 à 0,30 %), et, d'autre part, aux

1- La limite acceptable de PAF pour sélectionner les analyses a été fixée à 4,5 % dans le cas des basaltes à olivine afin de tenir compte de l'abondance des fantômes d'olivine pseudomorphosés en chlorite, ce dernier minéral étant riche en eau.

2- Toutes les teneurs indiquées ci-dessous sont basées sur les analyses en base anhydre recalculées à 100 % avec transformation du Fe₂O₃ en FeO total.

TABLEAU 2 – Caractéristiques géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat (dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava). Pour chaque faciès les valeurs indiquent les teneurs minimales et maximales observées. Les valeurs indiquées entre parenthèses indiquent des teneurs exceptionnelles.

	Basaltes à olivine n = 27	Basaltes à pyroxène n = 29	Basaltes à plagioclase n = 49
	%		
SiO ₂	47,1 - 52,2	48,8 - 52,5	47,4 - 52,7
Al ₂ O ₃	9,4 - 12,8	12,8 - 15,1	13,3 - 15,5
FeOt	10,3 - 12,4	10,2 - 14,8	11,6 - 17,5
MgO	10,7 - 18,8	7,1 - 12,5	4,6 - 8,4
CaO	8,2 - 11,6	8,3 - 13,5	4,5 - 12,1
Na ₂ O	0,80 - 2,99	1,67 - 3,62	1,1 - 4,7
K ₂ O	0,02 - 0,70	0,01 - 1,08	0,01 - 0,74 (2,65)
TiO ₂	0,65 - 0,88	0,78 - 1,07	1,30 - 2,76
MnO	0,16 - 0,20	0,15 - 0,21	0,15 - 0,25
P ₂ O ₅	0,03 - 0,08	0,04 - 0,09	0,09 - 0,30
PAF	2,6 - 5,3	1,8 - 4,5	1,7 - 14,6
	ppm		
Zr	39 - 57	46 - 83	77 - 190
Y	10 - 16	14 - 21	17 - 42
Nb	<3	<3	<3 - 14
Rb	<3 - 16 (30)	<3 - 28 (64)	<3 - 22
Sr	20 - 400	47 - 350	40 - 420
Ba	5 - 150	9 - 221 (409)	13 - 216
Cr	210 - 2200	77 - 870 (1300)	14 - 350
Co	41 - 78	31 - 69	34 - 54
Ni	113 - 730	54 - 560	42 - 146
V	155 - 301	208 - 316	311 - 489

n = nombre d'échantillons

mécanismes d'altération dans le cas du potassium (0,01 à 0,75 %, exceptionnellement jusqu'à 2,65 %) et du sodium (0,80 à 4,7 %). Le calcium (4,5 à 13,5 %) montre des variations dues à la combinaison des deux mécanismes. Les teneurs en éléments hygromagmaphiles sont relativement faibles (Zr = 39-190 ppm; Y = 10-42 ppm et Nb = 14 à moins de 3 ppm), mettant en évidence le caractère primitif de ces basaltes. De même les teneurs en Sr, Rb et Ba sont faibles (Sr = 20-400 ppm; Rb: moins de 2 ppm à 28 ppm, exceptionnellement jusqu'à 64 ppm; Ba = 5-221 ppm, exceptionnellement jusqu'à 409 ppm), avec d'importantes variations liées à l'altération. À ce propos, les teneurs en H₂O, CO₂ et S sont irrégulières et indépendantes de la position stratigraphique (le bruit de fond de la PAF est de l'ordre de 2 à 3 %). Elles présentent des pics importants à proximité des failles (maximum de 14,6 % de perte au feu dans certains basaltes à plagioclase).

Les trois types pétrographiques majeurs possèdent les propriétés géochimiques suivantes (tableau 2; figures 45 et 46):

Les basaltes à olivine (SiO₂ = 47,1-52,2 %) sont caractérisés par leurs faibles teneurs en Al₂O₃ (9,4-12,8 %), TiO₂ (0,65-0,88 %) et leurs teneurs élevées en MgO (18,8-10,7 %), Cr (2 300-210 ppm), Ni (730-113 ppm) et Co (78-41 ppm), ces dernières teneurs

présentant d'importantes variations liées au fractionnement de l'olivine (figure 45).

Les basaltes à pyroxène (SiO₂ = 48,8-52,5 %) sont un peu plus riches en Al₂O₃ (12,8-15,1 %) et TiO₂ (0,78-1,07 %). Ils sont, par contre, plus pauvres en MgO (12,5-7,1 %), Cr (870-77 ppm), Ni (560-54 ppm) et Co (69-31 ppm), ces teneurs restant encore relativement élevées.

Les basaltes à plagioclase (SiO₂ = 48,3-51,3 %) sont les plus riches en Al₂O₃ (13,3-15,5 %) et possèdent des teneurs en TiO₂ systématiquement supérieures à 1 % (1,30-2,76 %). À l'opposé, leurs teneurs en MgO (8,4-4,6 %), Cr (350-14 ppm), Ni (146-42 ppm) et Co (54-34 ppm) sont les plus basses observées dans les basaltes du Groupe de Chukotat. Par ailleurs, ces basaltes présentent de nombreuses similitudes géochimiques avec les basaltes à plagioclase du Groupe de Povungnituk.

En conclusion, les trois types de basaltes du Groupe de Chukotat ont des caractéristiques géochimiques similaires à celles des trois mêmes types de basalte observés dans les parties centrale (Picard, 1986, 1989) et orientale (Francis *et al.*, 1981) de la Fosse de l'Ungava (tableau 3).

Toutefois, nous pouvons constater quelques différences géochimiques d'une région à l'autre pour un faciès donné. Celles-ci sont cependant minimales et s'expliquent

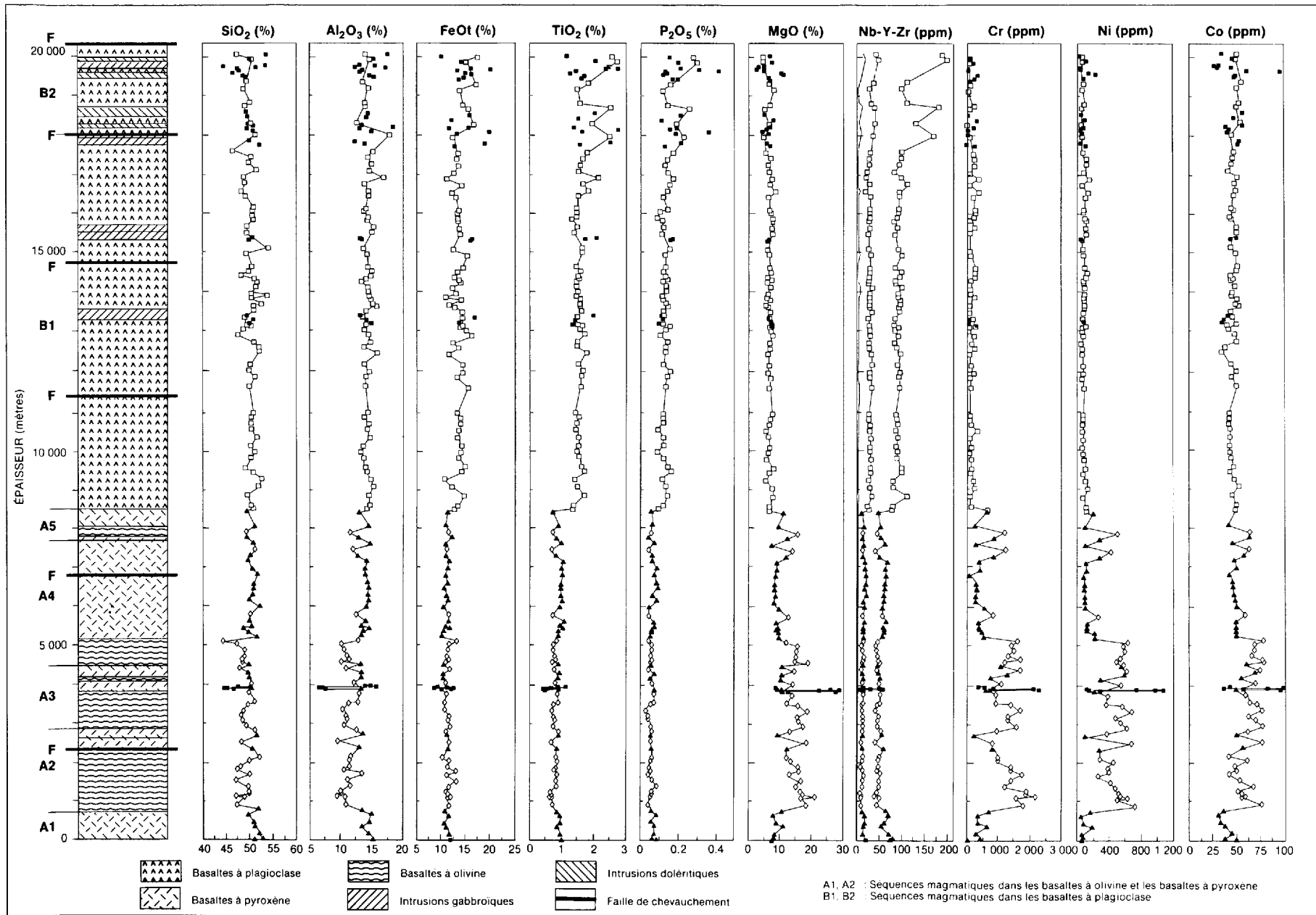


FIGURE 45- Distribution de SiO₂, Al₂O₃, FeOt, TiO₂, P₂O₅, MgO, Nb, Y, Zr, Cr, Ni et Co en fonction de la position stratigraphique des basaltes du Groupe de Chukotat.

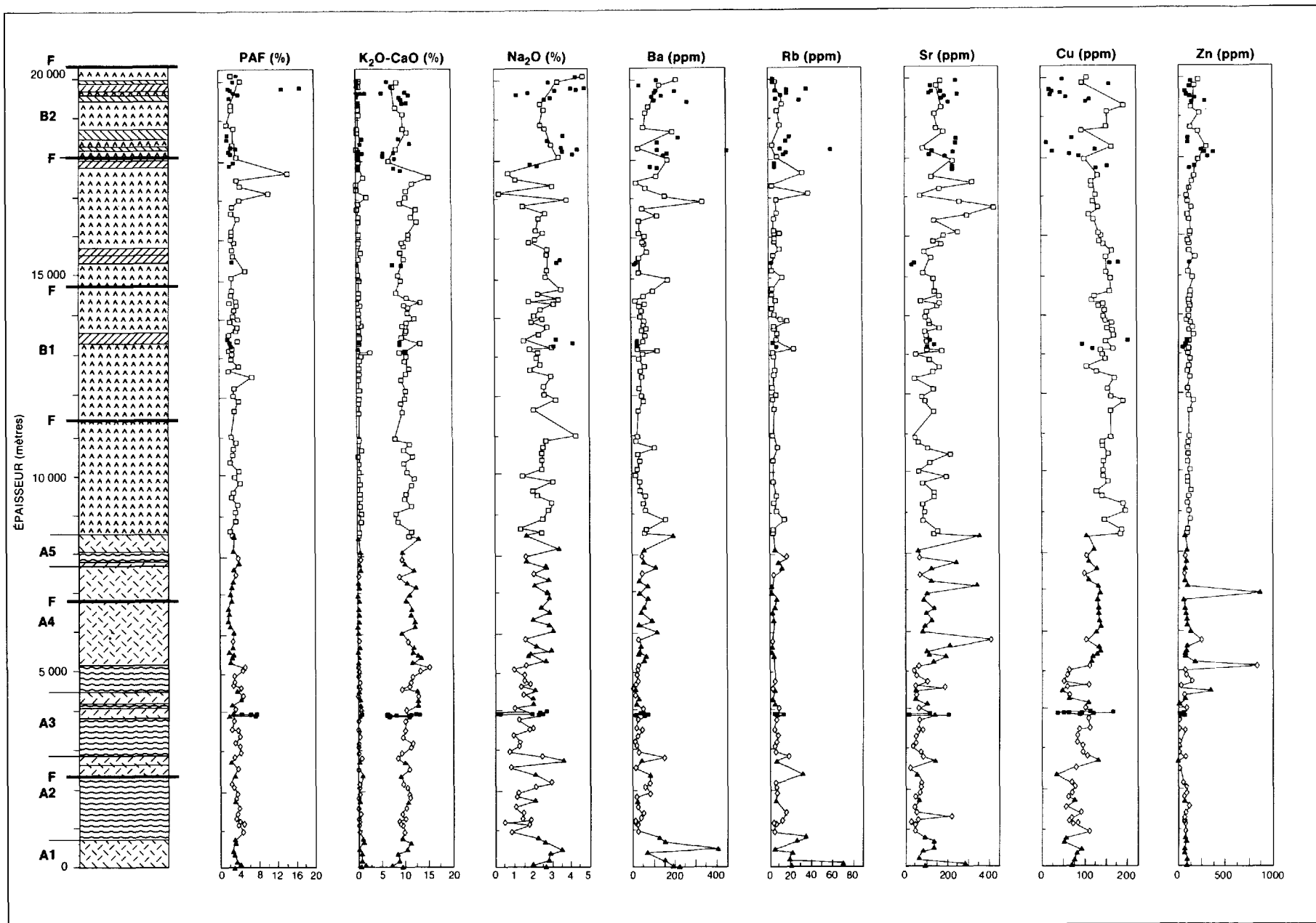


FIGURE 46- Distribution de PAF, K_2O , CaO , Na_2O , Ba, Rb, Sr, Cu et Zn en fonction de la position stratigraphique des basaltes du Groupe de Chukotat. Pour légende, voir figure 45.

TABLEAU 3 – Caractéristiques géochimiques des basaltes à olivine, des basaltes à pyroxène et des basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat dans les parties occidentale, centrale et orientale de la Fosse de l'Ungava. Valeurs en % pour Al_2O_3 , TiO_2 et MgO et en ppm pour Cr et Ni.

	Basaltes à olivine			Basaltes à pyroxène			Basaltes à plagioclase		
	(1)*	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Al_2O_3	<12,8	≤12		12,8 - 15	11 - 14		13,3 - 15,5	13,4 - 15,5	
TiO_2	<0,9	≤0,75		0,8 - 1,1	0,75 - 0,99		1,3 - 2,8	1,1 - 2,2	
MgO	11 - 19	11 - 18	12 - 19	7 - 12,5	8 - 11	8 - 12	4,6 - 8	5,7 - 8	4,7
Cr**	200 - 2200	250 - 920		80 - 870	70 - 330		10 - 350	40 - 140	
Ni	110 - 730	210 - 620		50 - 560	90 - 310		40 - 150	70 - 150	

* 1 = partie occidentale 2 = partie centrale 3 = partie orientale

** Une différence importante dans les teneurs en chrome suggère un sous-dosage systématique dans les analyses par le CRM en 1984. En effet, une seconde analyse de plusieurs échantillons à l'institut Dolomieu de Grenoble (France) a donné des valeurs comparables à celles obtenues pour les basaltes à olivine de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava. Il en est de même pour les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase. Toutefois, cette erreur systématique n'affecte pas les interprétations pétrogénétiques de Picard (1989), celles-ci étant basées sur le comportement de cet élément et non sur ses teneurs absolues.

aisément par la méthode de discrimination employée. En effet, la distinction entre les trois types de basalte repose essentiellement sur leurs caractéristiques pétrographiques et le critère essentiel pris en considération pour établir les coupures est l'apparition du pyroxène et du plagioclase comme minéral cumulus dans les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase respectivement.

Sur les figures 45 et 46, nous avons reporté les caractéristiques géochimiques des laves en fonction de la position stratigraphique des échantillons. La distribution de MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Cr, Ni, Co, Zr et Y révèle que les basaltes à olivine et les basaltes à pyroxène montrent des différences majeures de comportement avec les basaltes à plagioclase. En effet, les oxydes et les éléments incompatibles TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Y et, dans une moindre mesure, FeO_t présentent nettement deux paliers de teneurs avec une discontinuité marquée au passage des basaltes à olivine ou à pyroxène aux basaltes à plagioclase. Les oxydes et éléments compatibles MgO , Cr, Ni et Co sont caractérisés par de très fortes variations de teneurs (avec des extrêmes) dans les séquences de basaltes à olivine ou à pyroxène, alors que leur distribution devient subitement très monotone, avec de très faibles valeurs, dans les basaltes à plagioclase. Ces différences révèlent d'ores et déjà des distinctions pétrologiques majeures entre ces deux groupes, notamment dans la nature des fractionnements et, peut-être, de la fusion partielle avant leur épanchement (voir PÉTROGENÈSE). Par ailleurs, les éléments compatibles montrent l'existence d'au moins quatre et probablement cinq séquences magmatiques (A1 à A5, figures 45 et 46) au sein des basaltes à olivine ou à pyroxène, celles-ci étant caractérisées par un maximum puis une diminution progressive et irrégulière des teneurs en MgO , Cr et Ni.

Comme dans la partie centrale de la Fosse, la première séquence (A1) est uniquement constituée de basalte à pyroxène avec des teneurs relativement constantes en Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , Cr, Ni et Co. Les séquences A2 et A3 sont essentiellement constituées de basalte à olivine, avec, dans leur partie supérieure, quelques coulées de basalte à pyroxène. La séquence A4 débute par une succession de coulées de basalte à olivine passant gra-

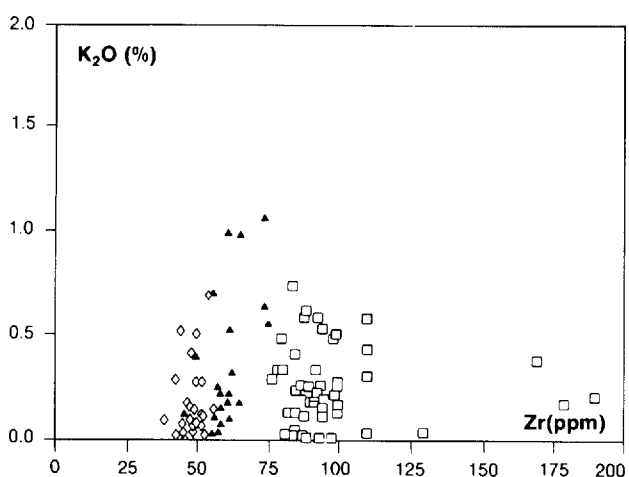
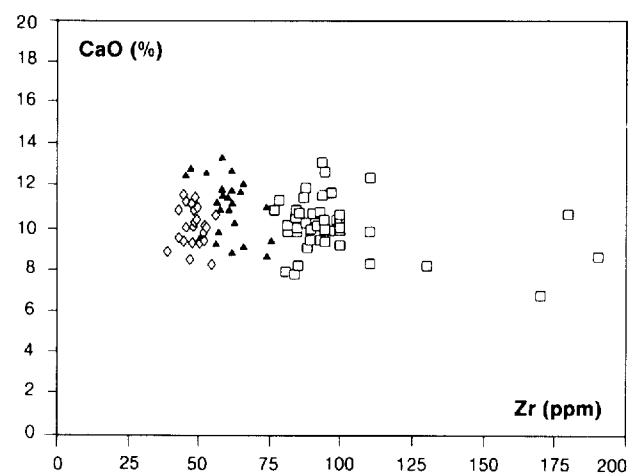
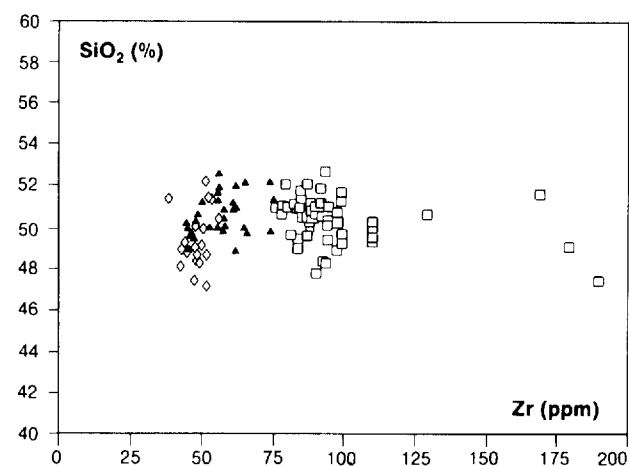
duellement à une épaisse succession de basalte à pyroxène (2/3 de la séquence). Enfin, la séquence A5 montre une alternance de coulées de basalte à olivine et de basalte à pyroxène, ces derniers étant surtout abondants dans la partie supérieure de la séquence. Le passage d'une séquence à l'autre est relativement net et caractérisé par une augmentation brutale des teneurs en MgO , Cr et Ni, alors qu'à l'intérieur d'une séquence donnée les variations sont toujours progressives et parfois irrégulières si bien qu'il est parfois délicat de situer exactement la limite entre les basaltes à olivine et les basaltes à pyroxène. Par ailleurs, les teneurs en MgO , Cr et Ni pour les basaltes à olivine les plus primitifs de chaque séquence tendent à décroître d'une séquence à l'autre, suggérant une évolution progressive des liquides parents avec le temps.

Le passage de la séquence A5 aux basaltes à plagioclase est caractérisé par une augmentation brutale des teneurs en éléments incompatibles et une chute abrupte des teneurs en MgO , Cr et Ni. Pour ces raisons, on peut se demander s'il existe vraiment un lien pétrogénétique entre les basaltes à olivine ou à pyroxène et les basaltes à plagioclase comme le suggère Francis *et al.* (1981, 1983). Nous reconsidérerons cette question plus loin dans la section PÉTROGENÈSE. Enfin, dans le dernier bloc structural, observé dans la partie nord du Groupe de Chukotat, les basaltes à plagioclase présentent subitement une augmentation des teneurs en éléments incompatibles (TiO_2 variant irrégulièrement de 1,5 à 2,8 % et Zr de 100 à 190 ppm), suggérant un nouveau changement dans les propriétés physico-chimiques du magma. On peut se demander s'il ne s'agit pas d'une zone de transition avec le Groupe de Watts sus-jacent, lequel, d'après Hervet (1986), présente une série magmatique typique d'une zone en arc.

En résumé, les observations ci-dessous mettent en évidence un magmatisme polyphasé, caractérisé par des injections multiples de liquide primitif qui a évolué avec le temps. 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.

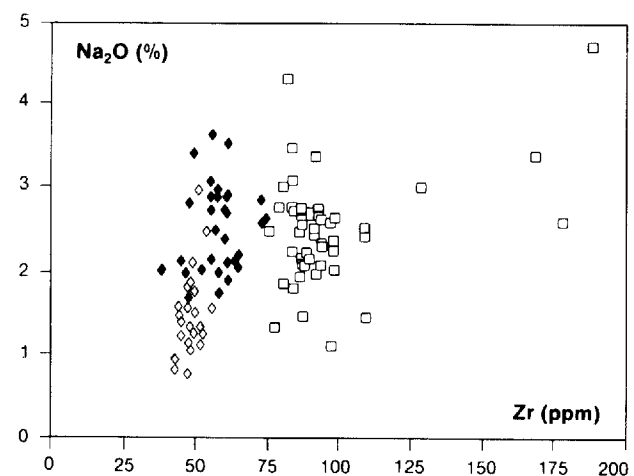
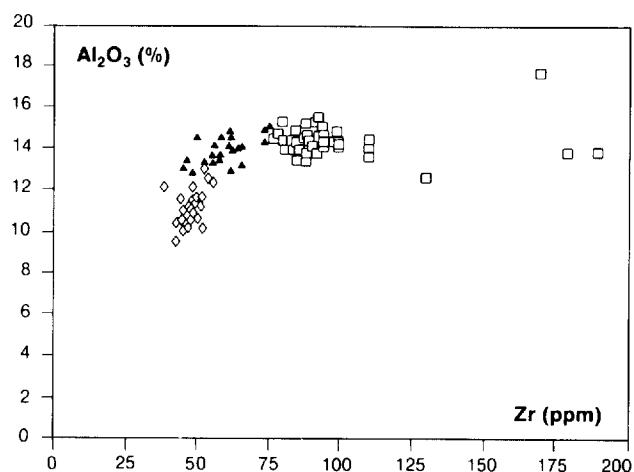
Sur les figures 47, 48 et 49, nous avons représenté la distribution des éléments majeurs (exprimés en oxydes) et des éléments traces en fonction du zirconium, utilisé comme indice de différenciation.

- Les teneurs en Al_2O_3 (figure 47) augmentent régulièrement des basaltes à olivine les plus primitifs vers les



basaltes à pyroxène pour devenir stationnaires et même faiblement décroissantes dans les basaltes à plagioclase. Il en est à peu près de même pour SiO_2 , Na_2O et K_2O ; ces oxydes présentent cependant d'importantes variations pour une même valeur de Zr, en raison de leur mobilité au cours de l'altération. Quant à CaO , il présente une tendance générale (d'origine magmatique) stationnaire à faiblement décroissante, avec toutefois des variations de teneurs non négligeables pour une même valeur de Zr (reliées à l'altération).

- Les teneurs en FeO et MnO (figure 48) tendent tout d'abord à diminuer dans les basaltes à olivine pour devenir à peu près stables dans les basaltes à pyroxène puis franchement augmenter dans les basaltes à plagioclase. Dans ces derniers les teneurs en fer et manganèse tendent à diminuer de nouveau dans les faciès les plus évolués (basaltes à plagioclase du bloc structural le plus au nord).



◇ - Basaltes à olivine ▲ - Basaltes à pyroxène □ - Basaltes à plagioclase

FIGURE 47- Étude de la distribution de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O et K_2O en fonction de Zr pour les basaltes du Groupe de Chukotat (région occidentale).

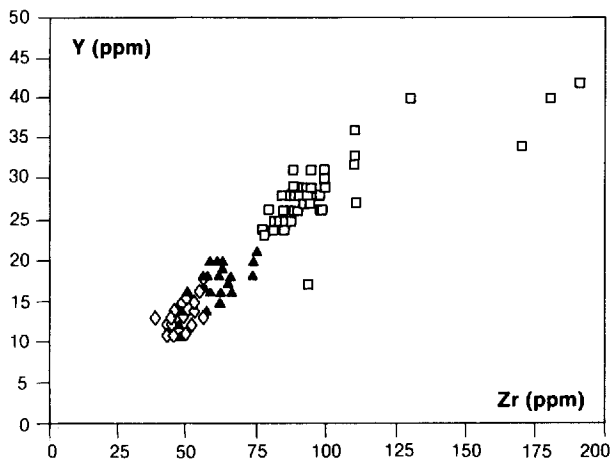
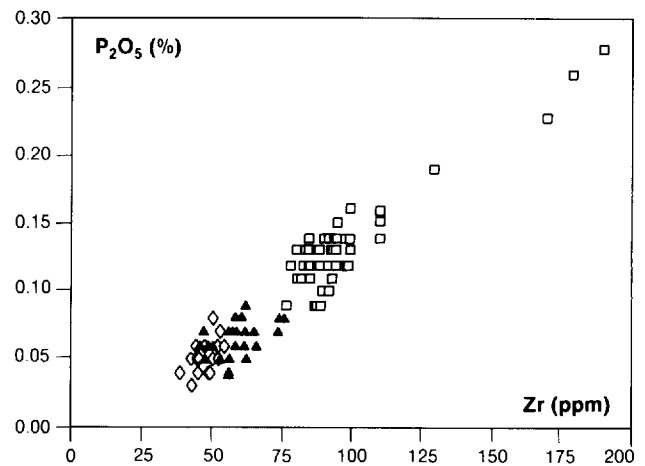
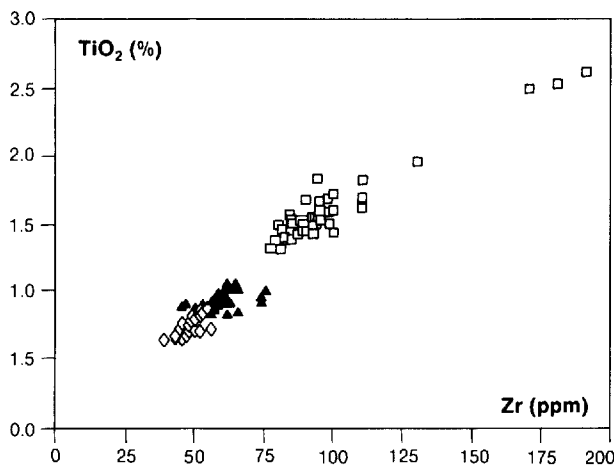
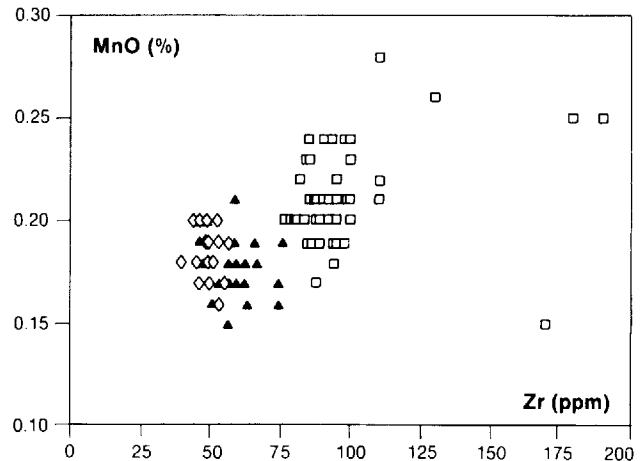
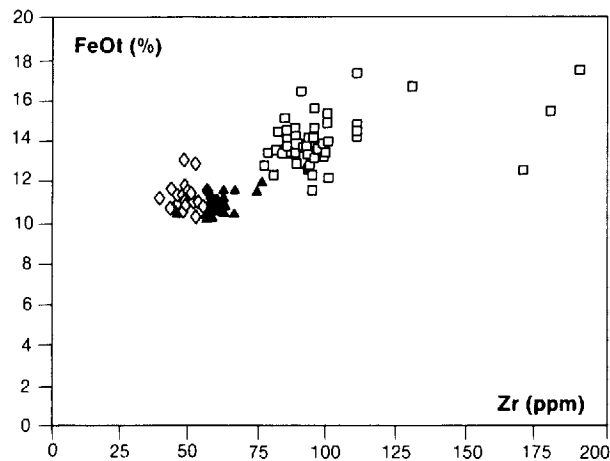


FIGURE 48- Étude de la distribution de FeOt, MnO, TiO₂, P₂O₅ et Y en fonction de Zr pour les basaltes du Groupe de Chukotat (région occidentale). Pour symboles, voir figure 47.

- Les teneurs en TiO₂, P₂O₅ et Y (figure 48) montrent une très bonne corrélation positive⁽³⁾ avec le zirconium et augmentent régulièrement au cours de la différenciation. Dans les trois cas, le nuage de points définit une

droite qui converge vers l'origine, suggérant pour les trois types de basalte une évolution essentiellement contrôlée par la cristallisation fractionnée à partir des liquides primitifs.

- Les teneurs en MgO, Cr, Ni et Co (figure 49) chutent fortement au début du fractionnement dans les basaltes à olivine, puis plus faiblement dans les basaltes à pyroxène. Par la suite, leur distribution augmente faiblement ou est même pratiquement constante dans les basaltes à plagioclase. Un tel comportement des éléments compatibles révèle l'importance des fractionnements de l'olivine et, accessoirement, de la chromite dans les basaltes à olivine. Dans les basaltes à pyroxène, les fractionnements seraient plutôt contrôlés par la cristallisation eutectique de l'olivine et du pyroxène, ce qui explique le faible changement de pente du nuage de points. Dans les basaltes à plagioclase, la cristallisation serait essentiellement contrôlée par le plagioclase avec participation du pyroxène et, accessoirement, de l'olivine (faible baisse des teneurs en MgO, Cr et Ni, augmentation des teneurs en Al₂O₃, FeOt, TiO₂ et Y).

À l'exception des basaltes à pyroxène des séquences A1 et A2, assez fortement enrichis en terres rares légères, les spectres des lanthanides des basaltes à olivine (séquences A2 à A5) et des basaltes à pyroxène (A3 à

3- Il en serait de même avec le niobium, mais cet élément est en dessous du seuil de détection analytique pour la plupart des basaltes analysés.

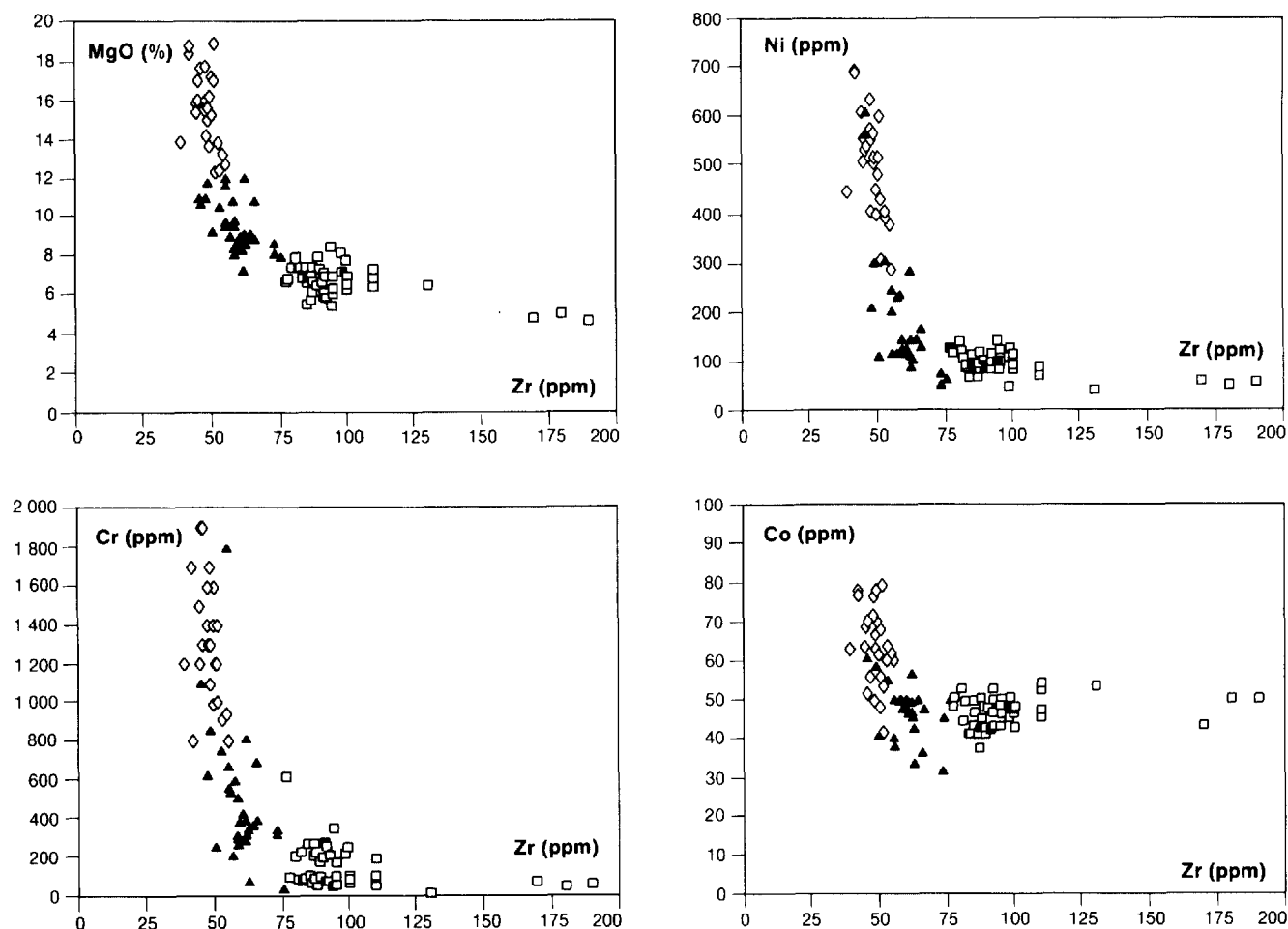


FIGURE 49- Étude de la distribution de MgO, Cr, Ni et Co en fonction de Zr pour les basaltes du Groupe de Chukotat (région occidentale). Pour symboles, voir figure 47.

A5) apparaissent plats à faiblement déprimés en terres rares légères (figure 50). Toutefois, les basaltes à pyroxène se distinguent des basaltes à olivine par des teneurs absolues en terres rares un peu plus élevées.

Les basaltes à plagioclase (figure 51) possèdent des teneurs systématiquement plus élevées en valeurs absolues que les deux autres types de basaltes. Dans la séquence B1, les spectres de terres rares ont un profil comparable à ceux des basaltes à olivine ou à pyroxène des séquences sous-jacentes avec toutefois un enrichissement apparent de certaines teneurs en La (figure 51). Dans la séquence B2, rencontrée dans le bloc structural le plus au nord, les spectres de lanthanides présentent un enrichissement de plus en plus prononcé en terres rares légères du sud vers le nord. Il est intéressant de noter que les spectres des séquences A1-A2 et des séquences A3-A4-A5-B1 sont respectivement similaires aux spectres des séquences B1-B2 et des séquences B3-B4-B5, caractéristiques des basaltes à olivine, à pyroxène ou à plagioclase de la partie centrale de la fosse de l'Ungava (figure 52; Picard, 1986, 1989). De même, les spectres des séquences A3-A4-A5-B1 sont comparables aux profils de terres rares obtenus par Francis *et al.* (1981, 1983; figure 53) pour les basaltes à olivine, à pyroxène

ou à plagioclase du Groupe de Chukotat dans la partie orientale de la Fosse de l'Ungava. Par contre, Francis *et al.* (1981, 1983) ne rapportent pas de basaltes à pyroxène enrichis en terres rares légères dans la partie méridionale. De même, les séquences de basaltes à plagioclase observées lors de notre présente étude n'ont pas été notées dans les parties centrale et orientale de la Fosse. L'interprétation de ces résultats sera discutée plus loin (PÉTROGENÈSE).

D'une manière générale, les profils de terres rares (figures 50 et 51), l'augmentation des teneurs en titane, en phosphore et en fer au cours de l'évolution des basaltes à pyroxène et des basaltes à plagioclase suggèrent une affinité géochimique tholéïitique de type N MORB. Pour les basaltes à olivine (figure 48), toutefois, la faible diminution des teneurs en fer, les hautes teneurs en MgO, Cr et Ni, la distribution dans le diagramme $Al_2O_3 - FeOt + TiO_2 - MgO$ de Jensen (figure 54) et la présence, même locale, de basaltes à olivine à texture micro-spinifex révèlent leur affinité komatiitique (Arndt *et al.*, 1979). Dans ce même diagramme, les basaltes à pyroxène et les basaltes à plagioclase passent dans le champ des basaltes tholéïtiques où ils se caractérisent par la croissance de $FeOt + TiO_2$. Ainsi, comme

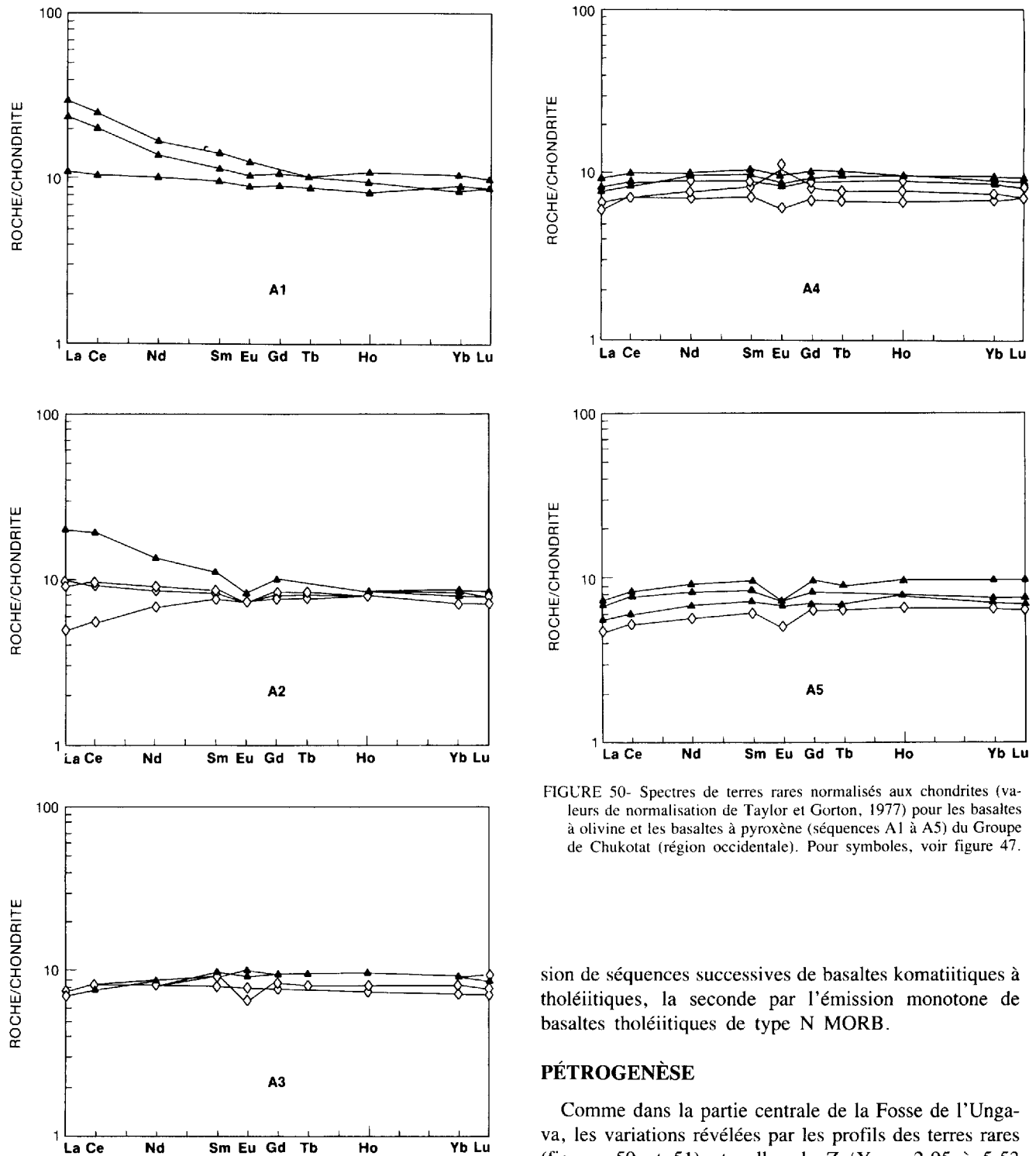


FIGURE 50- Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes à olivine et les basaltes à pyroxène (séquences A1 à A5) du Groupe de Chukotat (région occidentale). Pour symboles, voir figure 47.

sion de séquences successives de basaltes komatiitiques à tholéiitiques, la seconde par l'émission monotone de basaltes tholéiitiques de type N MORB.

PÉTROGÉNÈSE

Comme dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, les variations révélées par les profils des terres rares (figures 50 et 51) et celles de $Zr/Y = 2,95$ à $5,53$ (figure 55) soulèvent les questions suivantes: homogénéité des sources à l'origine des liquides magmatiques; existence d'un ou de plusieurs taux de fusion partielle; influence éventuelle de mécanismes de contamination par la croûte continentale ou par les roches sédimentaires du Groupe de Povungnituk; et nature des fractionnements qui ont contrôlé l'évolution des basaltes du Groupe de Chukotat.

dans les parties centrale et orientale de la Fosse de l'Ungava, les laves du Groupe de Chukotat ont évolué depuis des basaltes komatiitiques à olivine vers des basaltes tholéiitiques à plagioclase de type N MORB. Ils témoignent ainsi de l'ouverture d'un rift océanique à l'échelle de la Fosse, celui-ci étant marqué par deux périodes distinctes; la première, caractérisée par l'émis-

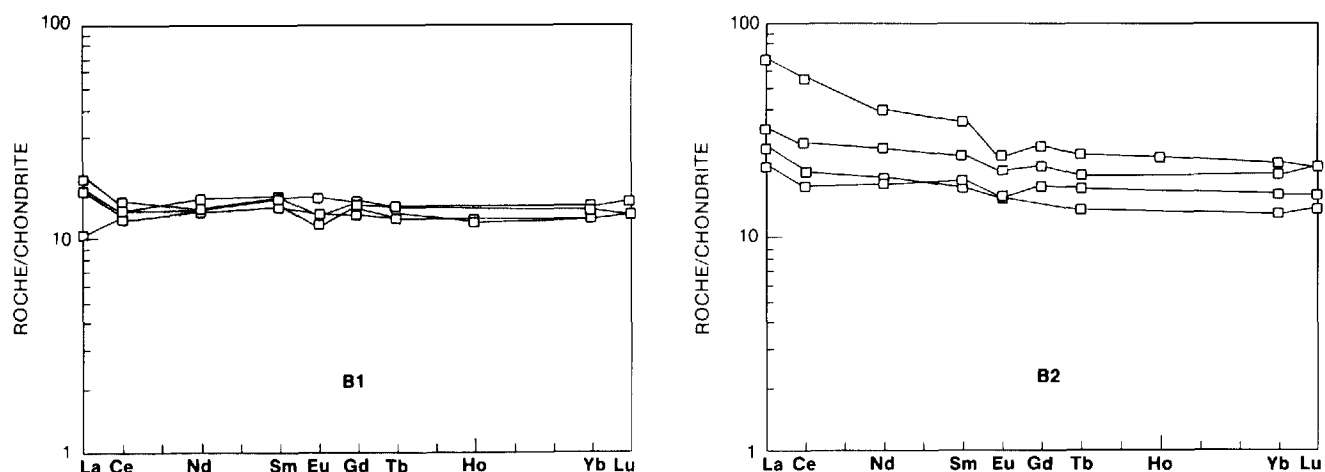


FIGURE 51- Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes à plagioclase (séquences B1-B2) du Groupe de Chukotat (région occidentale). Pour symboles, voir figure 47.

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

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

- basaltes à olivine: MGV = 0,62 - 0,76;
Cr = 2 200-210 ppm; Ni = 730-113 ppm;
- basaltes à pyroxène: MGV = 0,53 - 0,68;
Cr = 870-77 ppm; Ni = 560-54 ppm;
- basaltes à plagioclase: MGV = 0,32 - 0,55;
Cr = 350-14 ppm; Ni = 146-42 ppm;

Ainsi, seuls les basaltes à olivine possèdent les caractères de liquides primitifs, ces derniers étant normalement caractérisés par des valeurs de MGV comprises entre 0,68 et 0,75 et des teneurs en Cr et Ni respectivement de 600 et 300 ppm (Steinberg *et al.*, 1979; Bougault, 1980). Cependant, la plupart des basaltes à olivine possèdent des teneurs en Cr et Ni supérieures à celles indiquées ci-dessus; mais cette anomalie apparente peut facilement s'expliquer par l'accumulation 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 ÉTUDE DE LA FUSION PARTIELLE). L'effet cumulatif est en particulier corroboré par la distribution des basaltes à olivine dans le diagramme de la figure 56 où tous les points représentatifs de ces laves sont au-dessus de la courbe des liquides. Les basaltes à pyroxène et *a fortiori* les basaltes à plagioclase apparaissent beaucoup plus évolués et ne peuvent correspondre à des liquides primitifs. Il reste donc à savoir si ces derniers basaltes dérivent ou non des mêmes liquides que les basaltes à olivine. 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. Dans le cas des basaltes à plagioclase, la transition avec les basaltes à pyroxène semble progressive sur le terrain. Par contre, le passage d'un faciès à l'autre est marqué par une discontinuité chimique notable, caractérisée par l'augmentation brutale des teneurs en FeO, TiO₂, P₂O₅ et Zr et la chute des teneurs en MgO, Cr et Ni (figure 45). De plus, les basaltes à plagioclase sont caractérisés par l'absence de variation chimique à l'intérieur de la séquence. Enfin, la distribution des points dans le diagramme Cr-Y (figure 56) suggère l'existence de deux populations différentes, l'une constituée par les basaltes à olivine ou à pyroxène, l'autre par les basaltes à plagioclase. De telles caractéristiques plaident en faveur d'une origine différente pour les basaltes à olivine ou à pyroxène et les basaltes à plagioclase, permettant de supposer qu'il s'agit de deux suites magmatiques différentes. En contrepartie, le parallélisme apparent des spectres de terres rares entre les basaltes à plagioclase de la séquence B1 et les basaltes à olivine et(ou) à pyroxène des séquences A3 et A5 (figures 50 et 51) et, dans une moindre mesure, la répartition des basaltes dans les diagrammes binaires en fonction de Zr (figures 47, 48 et 49) plaident en faveur d'une relation entre les faciès.

En résumé, seuls les basaltes à olivine peuvent être considérés comme les plus proches géochimiquement des liquides primitifs. Toutefois, en raison de leurs hautes teneurs en Cr et Ni et de leurs caractéristiques pétrographiques, il est probable qu'au moment de leur émission, les liquides magmatiques contenaient en suspension une bouillie de cristaux d'olivine. Les basaltes à pyroxène semblent dériver du fractionnement de ces liquides. Par contre, les basaltes à plagioclase semblent dériver du fractionnement d'un liquide différent, formé par un taux de fusion partielle différent. Toutefois, la similarité des spectres de terres rares des trois types de basalte du Chukotat évoque l'existence probable d'une seule source mantellique.

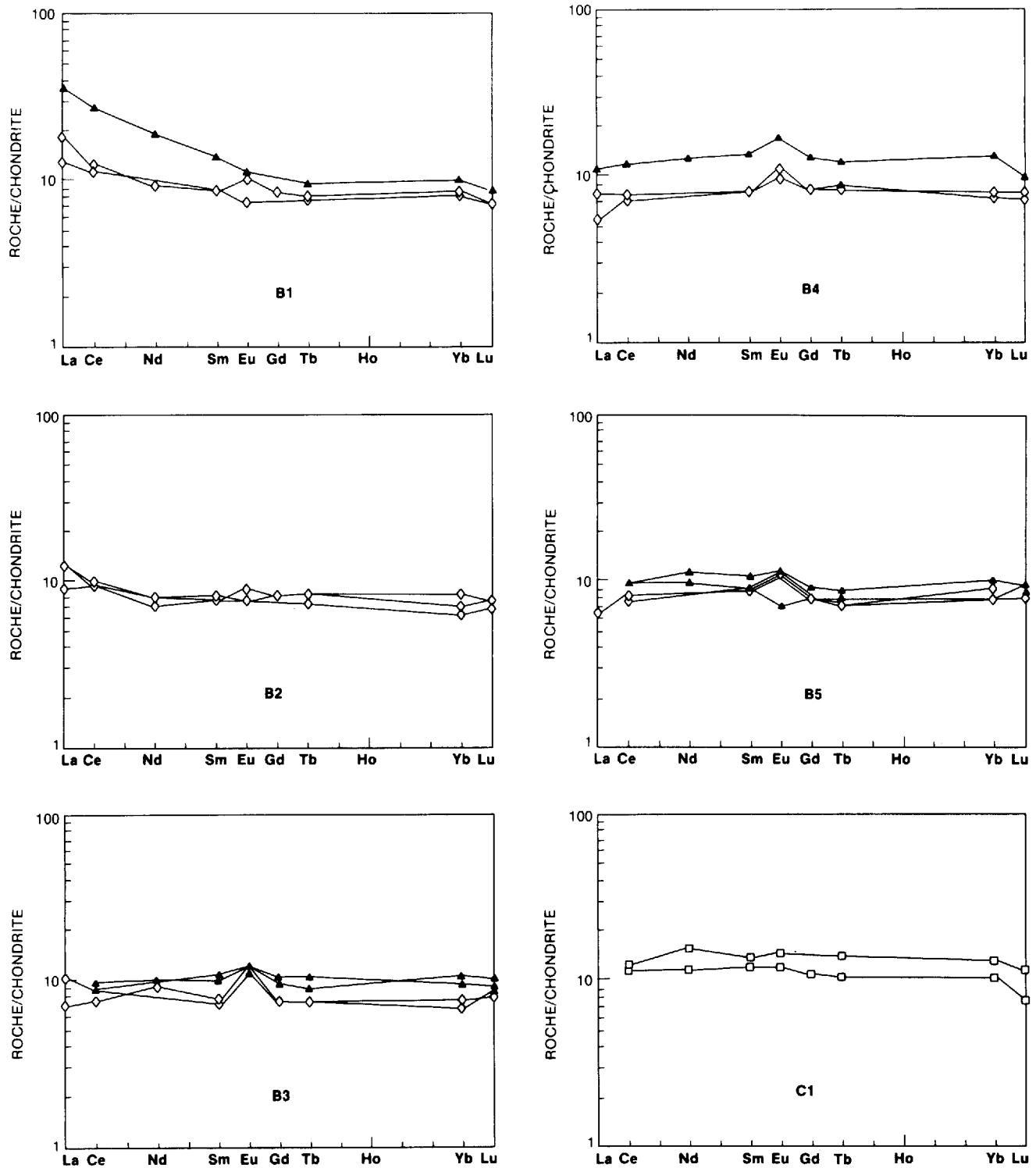


FIGURE 52- Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes du Groupe de Chukotat de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. D'après Picard (1989). Pour symboles, voir figure 47.

Nature des matériaux sources et de la fusion partielle

Les spectres de terres rares (figures 50 et 51) des basaltes les plus primitifs de chaque séquence sont en général faiblement déprimés en terres rares légères avec des spectres plats pour les éléments les plus lourds. De tels profils suggèrent que les basaltes primitifs de chaque séquence ont été produits à partir d'une même source

mantellique du type des lherzolites à spinelle. Toutefois, la présence d'une faible anomalie positive en europium dans quelques-uns des spectres (figures 50 à 53) évoque la présence de plagioclase dans la source. Aussi, la source mantellique des basaltes du Groupe de Chukotat pourrait être très superficielle, de type lherzolite à plagioclase \pm spinelle.

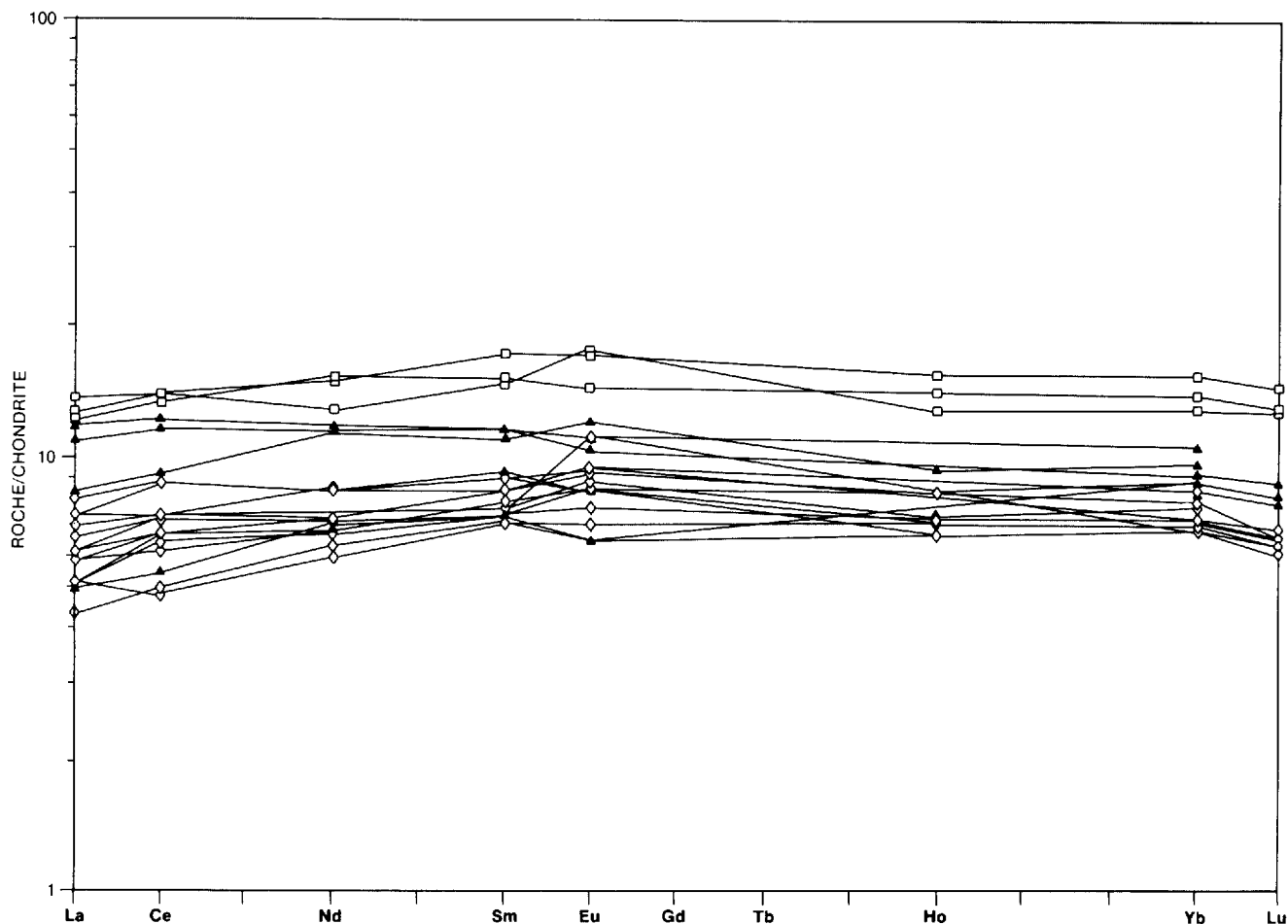


FIGURE 53- Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977) pour les basaltes du Groupe de Chukotat de la partie orientale de la Fosse de l'Ungava. D'après Francis *et al.* (1981, 1983). Pour symboles, voir figure 47.

Comme dans la partie centrale de la Fosse, l'appauvrissement progressif en terres rares légères de la séquence A1 à la séquence A5 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 à olivine et(ou) à pyroxène du Groupe de Chukotat pourraient résulter de plusieurs phases de fusion partielle à partir d'une même source mantellique de type lherzolite à plagioclase \pm 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*). En ce qui concerne les basaltes à plagioclase, il est délicat de conclure qu'ils dérivent directement de la fusion partielle d'une source mantellique ou du fractionnement des liquides qui ont donné les séquences de basaltes à olivine et(ou) à pyroxène. Les valeurs de MGV (0,32 à 0,55), ainsi que les teneurs en Cr et Ni, montrent que ces basaltes étaient déjà très évolués au moment de leur épanchement, suggérant ainsi une période

non négligeable de fractionnement des liquides parents dans des réservoirs magmatiques. Par ailleurs, les valeurs du rapport Zr/Y (3,0 à 4,5) demeurent relativement constantes et comparables aux valeurs enregistrées pour les basaltes à olivine et(ou) à pyroxène (2,95 à 4,5) lorsqu'augmentent les teneurs en Zr (figure 55). Un tel comportement suggère plus une évolution contrôlée par la cristallisation fractionnée que la fusion partielle. Par contre, la distribution des basaltes à plagioclase dans le diagramme Cr-Y (figure 56) suggère l'existence de deux populations de basaltes correspondant à deux taux de fusion partielle.

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 le diagramme de la figure 56 suggère que les basaltes à olivine et(ou) à pyroxène ont évolué par cristallisation fractionnée à partir de liquides primitifs produits par un taux de fusion global de l'ordre de 40%. Ce même diagramme laisse supposer que les basaltes à plagioclase résulteraient, quant à eux, d'un taux de

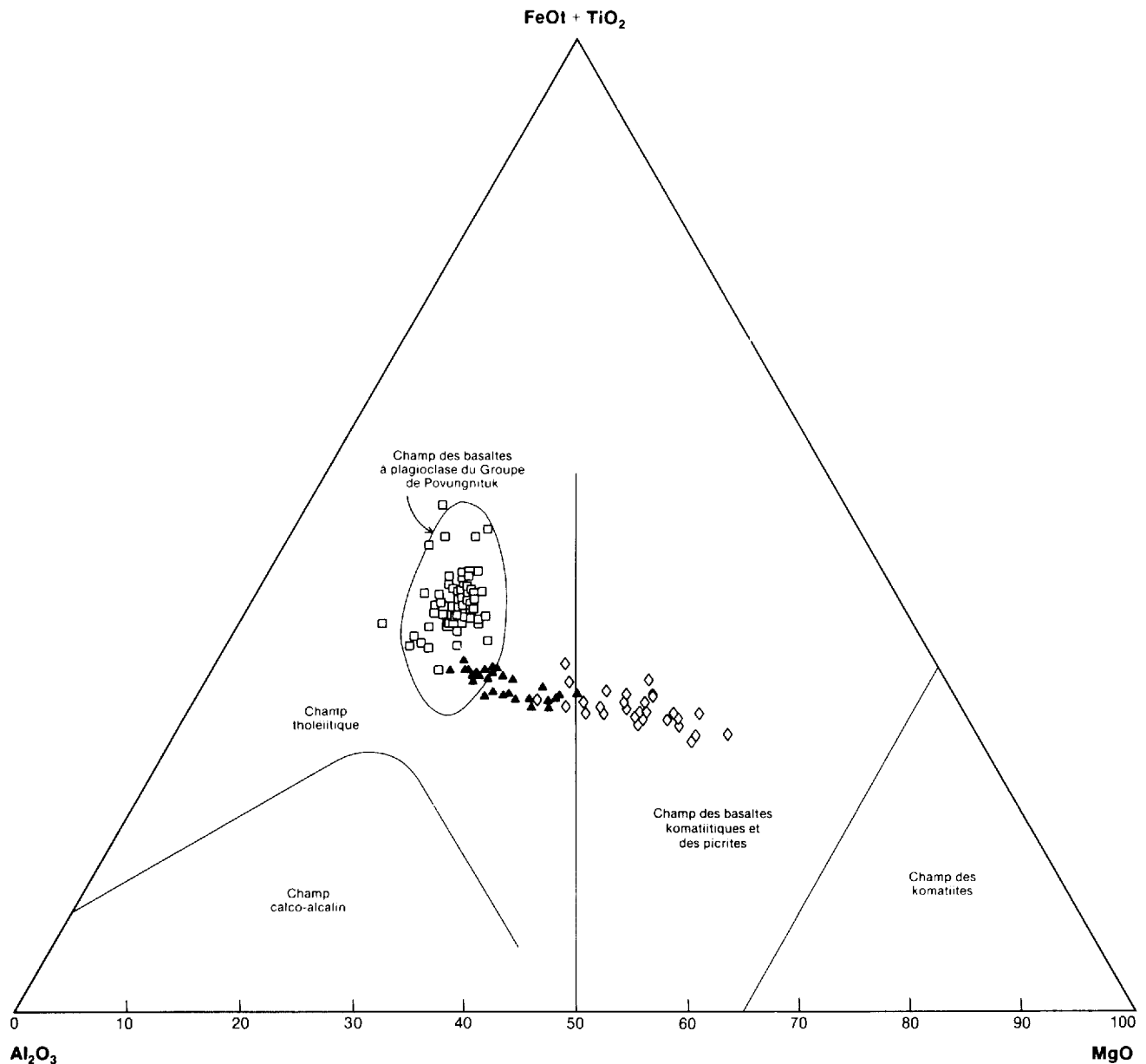


FIGURE 54- Diagramme Al_2O_3 - $\text{FeOt} + \text{TiO}_2$ - MgO (Jensen, 1976) pour les basaltes du Groupe de Chukotat (région occidentale). Pour symboles, voir figure 47.

fusion partielle de l'ordre de 20 %, ce qui correspond au taux de fusion partielle habituellement observé pour les basaltes des rides médio-océaniques. Un autre moyen pour estimer le taux de fusion global serait d'appliquer l'équation établie par Hanson (1980) pour un modèle de fusion fractionnée: $C_1/C_0 = (1/D)(1-F)^{(1/D)-1}$ où C_1 est la concentration de l'élément i dans le liquide produit, C_0 la concentration de l'élément i dans le solide initial, D le coefficient de partage global pour l'élément i considéré et F le taux de fusion recherché.

Toutefois, chaque phase de fusion partielle (correspondant à chacune des séquences observées) peut être assimilée à un modèle de fusion à l'équilibre de type *batch melting* pour lequel nous pouvons appliquer l'équation $C_1/C_0 = 1/D(1-F) + F$ (Hanson, 1980). De cette équation, on peut déduire l'équation du taux de

fusion partielle $F = -(C_0/C_1 - D)/(D - 1)$ à l'origine des liquides de chacune des séquences magmatiques.

Ainsi, pour une source mantellique de type lherzolite à plagioclase \pm spinelle dont l'association minéralogique serait: $\text{Cpx}_{0,25} - \text{Ol}_{0,55} - \text{Opx}_{0,15} - \text{Pl}_{0,05} \pm \text{Sp}$, et en utilisant les teneurs des éléments hygromagmaphiles Zr et Y⁽³⁾ 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: $0,25 (D_{\text{Cpx}}) + 0,55 (D_{\text{Ol}}) + 0,15 (D_{\text{Opx}}) + 0,05 (D_{\text{Pl}})$. Ainsi, pour l'élément Zr, $D_{\text{Zr}} = 0,0355$ avec $D_{\text{Cpx}} = 0,1$, $D_{\text{Ol}} = 0,01$, $D_{\text{Opx}} = 0,03$, $D_{\text{Pl}} = 0,01$, $D_{\text{Sp}} = 0,1$; et pour

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.

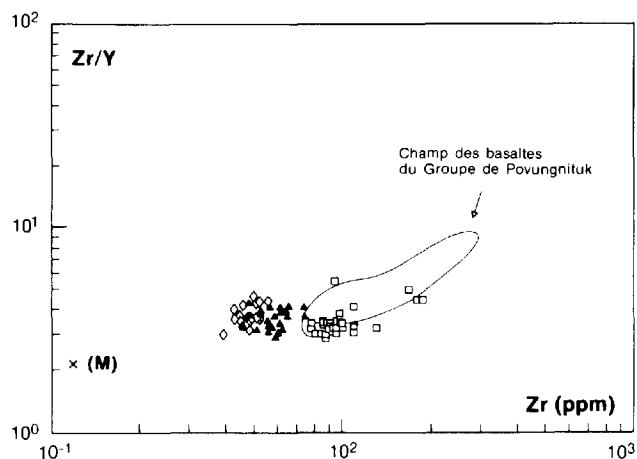


FIGURE 55- Diagramme Zr/Y - Zr pour les basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat (région occidentale). x(M) = point représentatif du manteau supérieur. Pour symboles, voir figure 47.

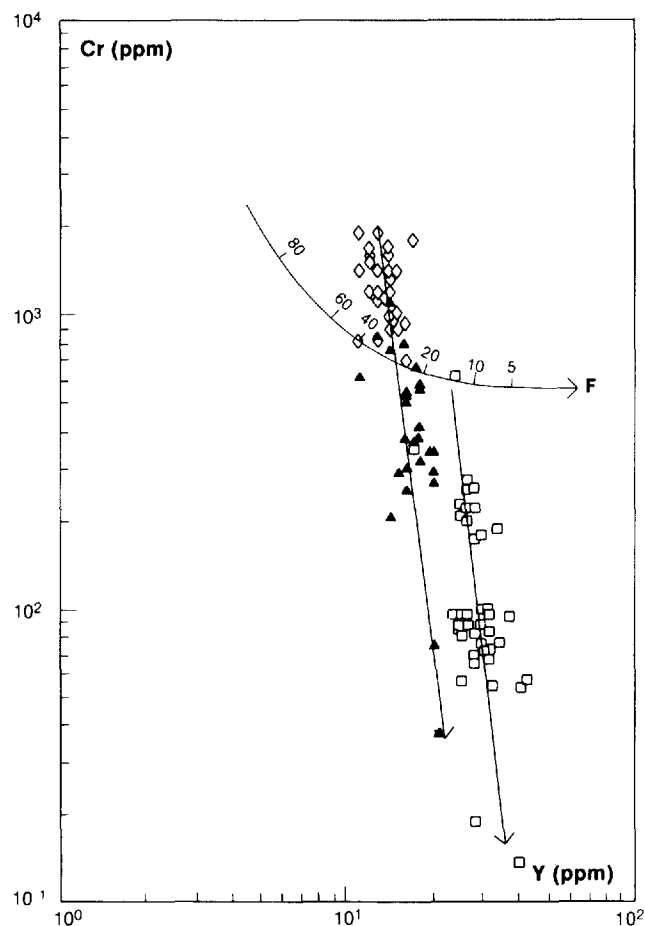


FIGURE 56- Estimation des taux de fusion partielle des liquides basaltiques du Groupe de Chukotat, à l'aide du diagramme Cr-Y exprimé en coordonnées logarithmiques (Pearce, 1980). Pour symboles, voir figure 47.

l'élément Y, $D_Y = 0,162$ avec $D_{Cpx} = 0,5$, $D_{Ol} = 0,01$, $D_{Opx} = 0,2$, $D_{Pl} = 0,03$, $D_{Sp} = 0,2$.

Nous pouvons ainsi calculer le taux de la fusion partielle à l'origine des séquences A1 et A2 ($Zr_i = 46$ ppm, $Y_i = 12$ ppm):

$$F_{Zr} = -[(11/46) - 0,0355] / (0,0355 - 1) = 0,21$$

$$F_Y = -[(4,87/12) - 0,162] / (0,162 - 1) = 0,29$$

Le taux de fusion partielle est donc de 21-29 %.

De même, les taux calculés de fusion partielle à l'origine des liquides des séquences A3 à A5 sont les suivants:

$$A3: 23 \text{ à } 29 \% (F_{Zr} = 0,23, F_Y = 0,29 \text{ avec } Zr_i = 43 \text{ ppm, } Y_i = 12 \text{ ppm}).$$

$$A4: 22 \text{ à } 29 \% (F_{Zr} = 0,22, F_Y = 0,29 \text{ avec } Zr_i = 45 \text{ ppm, } Y_i = 12 \text{ ppm}).$$

$$A5: 25 \text{ à } 26 \% (F_{Zr} = 0,26, F_Y = 0,25 \text{ avec } Zr_i = 39 \text{ ppm, } Y_i = 13 \text{ ppm}).$$

Ainsi en première approximation, nous pouvons conclure que le taux global de fusion partielle à l'origine des basaltes à olivine ou à pyroxène du Groupe de Chukotat est compris entre 22 et 29 %, ce qui est conforme aux observations effectuées à l'aide du diagramme Cr-Y (figure 56) et aux taux de fusion partielle habituellement observés dans les séries volcaniques d'affinité komatiitique. Dans le cas des basaltes à plagioclase, les mêmes calculs suggèrent des taux de l'ordre de 6 - 8 %, ce qui n'est pas compatible avec la pente des spectres de terres rares (figure 51). Or, nous avons montré plus haut que ces basaltes étaient déjà très évolués, ce que montrent leurs teneurs en Cr et Ni et les valeurs de l'indice MG.V. Toutefois, dans l'hypothèse d'une origine directement par fusion partielle du manteau suivie d'un fractionnement dans des réservoirs magmatiques, la distribution des basaltes à plagioclase dans le diagramme Cr-Y (figure 56) indique que le taux de fusion partielle serait de l'ordre de 15 %, ce qui est conforme aux taux de fusion à l'origine de la plupart des basaltes actuels de type N MORB.

Étude des fractionnements

Nous avons montré ci-dessus que le comportement des éléments majeurs et des éléments traces en fonction du zirconium (figures 47, 48 et 49), la répartition des profils de terres rares (figures 50 et 51) et la distribution des points dans le diagramme Cr-Y (figure 56) indiquent 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, accessoirement, de spinelle chromifère, l'absence de cristaux de pyroxène et de plagioclase dans la bordure figée des basaltes à olivine et la chute abrupte des teneurs en MgO, Ni et Cr au début des fractionnements (figures 49 et 56) suggèrent que l'évolution des liquides primitifs était essentiellement contrôlée par le fractionnement de l'olivine et, accessoirement, de la chromite. De plus, la forte augmentation des teneurs en Al_2O_3 , Na_2O , Ba et Sr quand les teneurs en éléments de transition

diminuent révèle l'absence de fractionnement du plagioclase au début de la cristallisation. Dans les basaltes à pyroxène, 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, indiquant ainsi qu'à ce stade, les fractionnements étaient essentiellement contrôlés par l'olivine et le pyroxène. Dans ces basaltes, les teneurs en Al_2O_3 , Na_2O , Ba et Sr continuent de s'élever, montrant ainsi que les plagioclases n'avaient pas encore commencé à fractionner. Dans les basaltes à plagioclase, les teneurs en MgO, Cr et Ni sont relativement faibles et stables lorsque les teneurs en Zr augmentent. À l'opposé, les teneurs en Al_2O_3 , Na_2O , Ba et Sr cessent de s'accroître et même diminuent plus ou moins fortement. Ainsi, le comportement de ces éléments et les observations pétrographiques montrent que l'évolution des basaltes à plagioclase était essentiellement contrôlée par le fractionnement du plagioclase et, accessoirement, 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 directement acheminés vers la surface où ils se sont épanchés sous forme d'abondantes coulées de basalte à olivine. Les fractionnements de l'olivine et, accessoirement, du spinelle chromifère se sont produits dans les conduits nourriciers, immédiatement après la séparation des liquides de leur source, entraînant alors la création d'une véritable bouillie de microphénocristaux d'olivine. Ainsi, les premiers liquides parvenus à la surface contenaient jusqu'à 20 % de ces microphénocristaux et jusqu'à 2 % de cristaux de spinelle chromifère, ce qui explique le caractère cumulatif et les très hautes teneurs en Cr, Ni et MgO des basaltes à olivine (teneurs largement supérieures aux teneurs normales d'un liquide produit par 25-30 % de fusion partielle où celle de Cr est normalement de 700 ppm). Par la suite, les liquides qui s'épanchaient devenaient peu à peu moins chargés en olivine et spinelle. Le magma, s'étant déjà un peu refroidi, les premiers cristaux de pyroxène ont commencé à cristalliser au liquidus.

En ce qui concerne les basaltes à plagioclase, beaucoup plus évolués, l'énorme épaisseur de leurs séquences, tout comme celles observées à l'est dans la région étudiée par Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1981, 1983), suggèrent que les liquides parents de ces basaltes se sont différenciés dans des réservoirs magmatiques avant leur épanchement. Nous avons montré ci-dessus que les fractionnements de ces liquides étaient essentiellement contrôlés par la précipitation du plagioclase et, accessoirement, de l'olivine et du pyroxène.

Ainsi, au terme de cette étude, nous pouvons qualitativement décrire les mécanismes de cristallisation fraction-

née. D'autres travaux sont nécessaires pour quantifier et modéliser ces mécanismes dans les basaltes considérés.

Influence des mécanismes de contamination

Nous venons de voir 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 montré que la plupart des variations observées dans les spectres des terres rares (figures 50 et 51) s'expliquent par la fusion partielle et la cristallisation fractionnée. Toutefois, les enrichissements excessifs en terres rares légères observés dans les basaltes à pyroxène des séquences A1 et A2 évoquent la possibilité d'une contamination des premières laves du Chukotat par les sédiments sous-jacents du Groupe de Povungnituk. À part le cas de ces deux premières séquences, il est peu vraisemblable que les liquides ultérieurs du Groupe de Chukotat aient pu subir une contamination quelconque.

CARACTÉRISATION DU SITE GÉOTECTONIQUE

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des basaltes du Groupe de Chukotat, l'allure des spectres de terres rares des basaltes à olivine les plus primitifs ainsi que les valeurs de Zr/Y (2,95-4,5) suggèrent un site géotectonique comparable à celui des dorsales océaniques. Par ailleurs, les mécanismes de fusion partielle montrent des similarités avec ceux décrits par Langmuir *et al.* (1977, 1978) dans l'Atlantique nord. Enfin, la représentation des basaltes dans le diagramme Zr-Y.3-Ti.10⁻² de Pearce et Cann (1973) corrobore cette hypothèse (figure 57). Toutefois, les basaltes du Groupe de Chukotat reposent sur une séquence de phyllades (Groupe de Povungnituk) avec lesquels ils semblent concordants. Par ailleurs, dans la partie centrale de la Fosse de l'Ungava, plusieurs filons nourriciers constitués de pyroxénite-péridotite-dunite recoupent à angle faible les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Povungnituk (Picard, 1989; Giovenazzo, 1989). Ces deux observations, ainsi que les traces, même faibles, de contamination des liquides par des roches sédimentaires, laissent supposer que, au moins au début de leur histoire, les basaltes du Groupe de Chukotat se sont épanchés sur les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Povungnituk. Ainsi, au début de son évolution le Groupe de Chukotat s'est mis en place à l'aplomb d'une zone de distension sur un soubassement sialique. Par la suite, il est probable que le rift ait achevé son évolution par la formation d'une véritable croûte océanique en émettant tout d'abord des séquences de basaltes komatiitiques, puis d'énormes volumes de basaltes tholéïtiques de type N MORB.

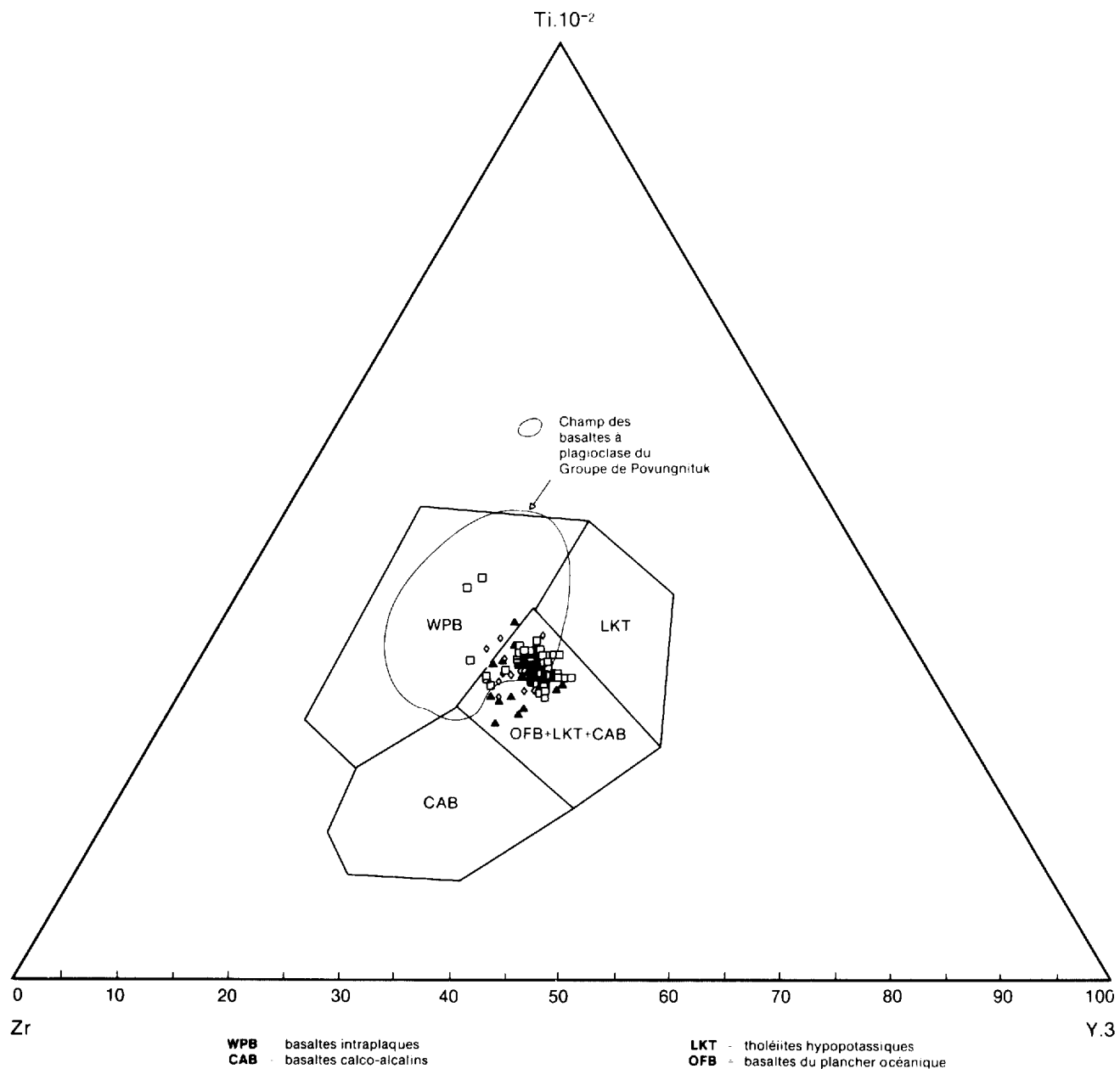


FIGURE 57- Diagramme discriminant Zr - Y.3 - Ti.10⁻² de Pearce et Cann (1973) pour les basaltes du Groupe de Chukotat (région occidentale). Pour symboles, voir figure 47. Normalement conçu pour des valeurs de MgO + CaO comprises entre 12 et 20 %, ce diagramme a quand même été utilisé pour les basaltes komatiitiques à olivine dont la teneur en MgO + CaO dépasse 20 %.

Conclusion générale

Dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, les roches des groupes de Povungnituk et de Chukotat (1 960 à 1 840 millions d'années: St-Onge, 1986) forment une série volcano-sédimentaire dont l'épaisseur cumulée des séquences, observées dans les différents blocs structuraux, dépasse 29 000 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 sur le socle gneissique archéen de la Province du Supérieur. De la base au sommet, il est constitué de: une mince bande sédimentaire de phyllades, de quartzites et de dolomies (sous-groupe de Lamarche); une succession d'horizons sédimentaires de siltstone finement lité ou de quartzite, et d'horizons de microgabbro hypovolcanique et(ou) de basalte massif d'affinité tholéiitique continentale (sous-groupe de Beauparlant inférieur); et une séquence de basaltes à plagioclase coussinés ou massifs, également d'affinité tholéiitique continentale (sous-groupe de Beauparlant supérieur). Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des basaltes à plagioclase et des microgabbros hypovolcaniques cogénétiques montrent que les roches volcaniques du Groupe de Povungnituk, d'affinité tholéiitique continentale, constituent plusieurs séquences magmatiques superposées. D'autre part, le caractère déjà très évolué de ces basaltes montre qu'ils se sont différenciés par cristallisation fractionnée dans un (ou des) réservoir(s) magmatique(s). 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 (taux: 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 (peut-être aussi d'ilméno-magnétite). Il n'est pas exclu que ces basaltes aient été faiblement contaminés par la croûte continentale, mais d'après nos données géochimiques, l'influence de ce mécanisme serait tout à fait minime en comparaison de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée.

De par leurs caractéristiques, les roches volcaniques du Groupe de Povungnituk de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava se révèlent en tout point comparables à celles des parties centrale (Picard, 1986, 1989) et orientale (Hynes et Francis, 1982; Francis *et al.*, 1981-1983). Par contre, à la différence de ces dernières régions, la partie occidentale ne renferme ni roche volcanique d'affinité alcaline, ni dômes rhyolitiques.

Les basaltes du Groupe de Chukotat reposent structurellement sur le Groupe de Povungnituk et forment une

bande continue dans les deux tiers nord de la région étudiée. Ils forment d'abondantes coulées coussinées, plus rarement massives, exceptionnellement préservées de la déformation et du métamorphisme. Dans la partie inférieure du groupe, ils constituent plusieurs séquences superposées (A1 à A5), évoluant chacune depuis des basaltes à olivine d'affinité komatiitique ($MgO = 19 - 11\%$; $TiO_2 < 0,9\%$) jusqu'à des basaltes à pyroxène d'affinité tholéiitique ($MgO = 12-7\%$, $TiO_2 = 0,8 - 1,1\%$). Dans la partie sommitale, ils constituent une épaisse succession (séquences B1-B2) de basaltes à plagioclase de type N MORB ($MgO < 8\%$, $TiO_2 > 1,2\%$). Les premières séquences de basaltes à olivine ou à pyroxène (A1 à A5) correspondent à l'émission de liquides magmatiques produits par des fusions partielles (taux: 22-29 %) successives (*dynamic batch melting*) d'une source mantellique superficielle de type lherzolite à plagioclase \pm spinelle, progressivement appauvrie d'une phase à l'autre. Les liquides formés ont ensuite évolué, au cours de leur ascension vers la surface, par cristallisation fractionnée tout d'abord de l'olivine seule, puis d'un mélange d'olivine et de pyroxène, ce qui s'est traduit par la mise en place des basaltes à olivine puis des basaltes à pyroxène. Plus tardivement dans l'histoire magmatique du groupe, de nouveaux liquides ont été piégés dans des réservoirs magmatiques où ils se sont différenciés par cristallisation fractionnée d'un mélange de plagioclase, de pyroxène et d'olivine pour finalement s'épancher sous forme de basaltes à plagioclase. Il est difficile, au stade de ce travail, de savoir si ces derniers liquides résultent du fractionnement des mêmes liquides que ceux des basaltes à olivine ou à pyroxène ou, comme le suggèrent certains diagrammes (p. ex. celui de la figure 56), du fractionnement d'un liquide produit par un taux de fusion partielle de l'ordre de 15 %, à partir d'une source mantellique de type lherzolite à plagioclase \pm spinelle. Compte tenu des contrastes pétrographiques majeurs, des discontinuités géochimiques et des différences majeures de comportement des différents éléments chimiques (en particulier des éléments de transition Cr, Ni, MgO, etc.) entre les basaltes à olivine ou à pyroxène et les basaltes à plagioclase, la seconde hypothèse semble toutefois la plus probable.

Quant à l'histoire géotectonique de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, elle est comparable à celle de la partie centrale de la Fosse. En effet, les observations pétrographiques et géochimiques permettent d'envisager plusieurs phases successives:

- Au cours d'un premier stade, la croûte continentale archéenne aurait été soumise à d'importantes forces de distension, entraînant ainsi la création d'un bassin d'effondrement dans lequel se sont accumulés les sédi-

ments de la partie basale du Groupe de Povungnituk (sous-groupe de Lamarche).

- À la faveur de cette extension, la croûte continentale s'est progressivement amincie 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 formation. 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 ainsi la formation de vastes plaines volcaniques.
- Après une phase de sédimentation marquée par le dépôt d'une épaisse séquence de phyllades, l'activité volcanique a repris; elle s'est traduite par la mise en place de plusieurs séquences de basaltes à olivine et de basaltes à pyroxène (partie inférieure du Groupe de Chukotat), d'affinité komatiitique à tholéiitique. Cette période semble correspondre au stade ultime de l'ouverture du rift continental et au début du stade d'océanisation. Les liquides produits par les différentes phases de fusion partielle ont alors été acheminés vers la surface par un système de fissures dans lesquelles ils se sont différenciés au cours de leur ascension. La présence de roches sédimentaires sous les basaltes à olivine montre que ces laves se sont épanchées au-dessus de la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Povungnituk.
- Finalement, le régime magmatique a semblé provisoirement se stabiliser et le stade d'océanisation s'est poursuivi par l'épanchement d'une épaisse séquence de basaltes à plagioclase de type N MORB, comparables aux laves des dorsales océaniques actuelles. À la différence des basaltes à olivine et à pyroxène, ces laves semblent résulter d'un plus faible taux de fusion partielle (de l'ordre de 15 %) et se sont fractionnées dans un (ou des) réservoir(s) magmatique(s) probablement situés à l'intérieur de la croûte océanique nouvellement formée.
- Quant à l'évolution finale de la Fosse de l'Ungava, les résultats obtenus par Hervet (1986) et Tremblay (1986) suggèrent que le bassin de la Fosse de l'Ungava a achevé son évolution par la création d'une zone de subduction à l'origine des séries volcano-sédimentaires des groupes de Spartan et de Watts rencontrées dans la partie nord de la Fosse. Toutefois, des données plus récentes (St-Onge *et al.*, 1987, 1988; Picard *et al.*, en préparation) montrent que dans la région centrale de la Fosse de l'Ungava, les groupes de Spartan et de Watts correspondent à une ancienne ophiolite formée lors d'un stade d'océanisation.

Enfin, comme l'indiquent les datations obtenues dans les parties centrale et occidentale de la Fosse de l'Ungava, il est probable que toute l'histoire magmatique de la Fosse ait été comprise dans un intervalle de 50 millions d'années, ce qui est cohérent avec les données actuelles sur la formation des bassins océaniques.

Bibliographie

- ARNDT, N.T., 1986. — Komatiites: a dirty window to the Archean mantle. *Terra Cognita*; volume 6, pages 59-66.
- 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.
- AVRAMTCHEV, L., 1982 — Carte des gîtes minéraux du Québec — Région de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-897, feuille Baie Kovic 35 E/F.
- BARAGAR, W.R.A., 1984 — Pillow formation and layered flows in the Circum-Superior Belt of eastern Hudson Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 781-792.
- BARAGAR, W.R.A. — PLANT, A.G. — PRINGLE, G.J. — SCHAU, M., 1979 — Diagenetic and postdiagenetic changes in the composition of an Archean pillow. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 16, pages 2102-2122.
- BARAGAR, W.R.A. — SCOATES, R.F.J., 1981 — The Circum-Superior belt: a proterozoic plate margin? *IN Precambrian plate tectonics* (Kroner, A., editor). 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 Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-396, 9 pages.
- 1960 — Laflamme Lake area, New Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-435, 10 pages.
- 1977 — Cross Lake and Laflamme lake areas. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-460.
- BÉDARD, J.H. — FRANCIS, D.M. — HYNES, A.J. — NADEAU, S., 1984 — Fractionation in the feeder system at a proterozoic rifted margin. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 489-499.
- BERGERON, R., 1957 — Cape Smith-Wakeham Bay belt, New Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-355, 8 pages.
- 1959 — Povungnituk range area, New Québec. Ministère des Mines, Québec; 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. Université Paris VII, France; thèse de doctorat ès sciences, 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 upper mantle. *IN Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*; 45, pages 493-506.
- DE MONTIGNY, P.A., 1959 — Upper Deception River area, New Québec. Ministère des Mines, Québec; 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). Geological Survey of Canada: paper 70-40, pages 45-144.
- DOIG, R., 1983 — Rb-Sr isotopic study of Archean gneisses north of the Cape Smith foldbelt, Ungava, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 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. — VERNIÈRES, J., 1977 — Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point of view. *Bulletin de la Société géologique de France*; 7^e 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 Québec. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 44, pages 473-481.
- FRANCIS, D.M. — HYNES A.J. — LUDDEN, J.N. — BÉDARD, J., 1981 — Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Québec. *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.
- GÉLINAS, L., 1962 — Watts Lake area, New Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; 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* Precious metals in New Québec (Clark, T., Bélanger, M., Giovenazzo, D.; editors). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- 1986b – La Fosse de l'Ungava: une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 75-81.
- 1989 – Indices minéralisés du secteur central de la Fosse de l'Ungava: région du lac Bélanger, des lacs Nuvilik et du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-09.
- GIOVENAZZO, D. – LEFEBVRE, C., 1986 – Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava. *IN* Exploration en Ungava; données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 73-74.
- 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 Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 16, pages 1452-1466.
- HERVET, M., 1985 – Région de la vallée de Narsajuaq, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-05.
- 1986 – Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 21-30.
- HOFFMAN, P.F., 1985 – Is the Cape Smith belt (Northern Québec) a klippe? *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 22, pages 1361-1369.
- HYNES A.J. – FRANCIS, D.M., 1982 – A transect of the early proterozoic Cape Smith foldbelt, New Québec. *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 66.
- 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*; 7^e 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. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 1-6.
- LAMOTHE, D. – PICARD, C. – MOORHEAD, J.O., 1984 – Bande de Cap Smith-Maricourt, région du lac Beauparlant. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-39.
- LAMOTHE, D. – GIOVENAZZO, D. – PICARD, C., 1987 – Platinum group element occurrences in the Ungava trough, New Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Document de promotion n° 15, 14 pages.
- 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. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec: Part 2: Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276-2287.
- MC BIRNEY, A.R., 1963 – Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin de volcanologie*; volume 26, pages 455-469.
- MC DONALD, 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, Québec; DP 86-01.
- 1986 – Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 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; Cyprus 1979 (Paniyiotou, A., editor). 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* Continental basalts and mantle xenoliths (Hawkesworth, C.J. — Norry, J.). 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*; 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, Québec; DP 85-12.
- 1986b — Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 57-72.
- 1989 — Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-07.
- PICARD, C. — PIBOULE, M. — LAMOTHE, D. — OLIVIER, R., en préparation — Les basaltes de la Fosse de l'Ungava, Québec: traceurs de l'histoire structurale et magmatique d'un rift océanique au Protérozoïque ancien. *Bulletin de l'Association géologique de France*.
- ROUBAULT, M., 1982 — Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Éditions Lamarre, Poinat, Paris 6^e, France, 465 pages.
- ROY, C., 1985 — Région du lac Bélanger, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-15.
- STEINBERG, M. — TREUIL, M. — TOURAY, J.C., 1979 — Géochimie: Principes et méthodes - Tome 2 - Cristallogéochimie et éléments en traces. Éditions 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. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-16, pages 31-40.
- ST-ONGE, M.R. — LUCAS, S.B. — SCOTT, D.J. — BÉGIN, 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* Geological Survey of Canada; current research, part A, pages 86-1A, pages 1-14.
- ST-ONGE, M.R. — LUCAS, S.B. — SCOTT, D.J. — BÉGIN, N.J., 1987 — Tectonostratigraphy and structure of the Lac Watts - Lac Cross -Rivière Déception area, Central Cape Smith Belt, northern Québec. Geological Survey of Canada; current research, part A, paper 87-1A, pages 619-632.
- 1988 — Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding of rift-feel, transitional-crust, and ophiolite suites in the Cape Smith Belt, Northern Québec. Geological Survey of Canada; current research, part A, paper 88-1A, pages 1-18.
- SUN, S.S. — NESBITT, R.W., 1977 — Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 35, pages 429-448.
- 1978 — Petrogenesis of Archean 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 Québec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; memoir 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*; 41, pages 1375-1380.
- TREMBLAY, G., 1986a — Région du lac Vanasse, Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-29.
- 1986b — Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec. *IN* Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Séminaire d'information 1986. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 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. Université de Paris sud et Orléans; thèse ès Sciences.

- WOOD, D.A. - JORON, J.L. - TREUIL, M. - NORRY, M. - TARNEY, J., 1979a - 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., 1979b - 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 Hakkaido, 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*. (Arndt, N.T., Nisbett, E.C., editors). Allen and Unwin, London, pages 399-420.

Annexe A

**Analyses chimiques,
roches volcaniques du Groupe de Povungnituk**

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	TOTAL	CO ₂	S
242-3	Bas. Mas. ou μgab	45,20	12,80	18,10	5,54	9,28	2,48	0,10	2,68	0,27	0,33	3,03	99,81	0,79	0,11
242-1	Bas. Mas. ou μgab	47,20	12,90	17,30	5,73	8,42	3,04	0,16	2,46	0,22	0,22	2,14	99,79	0,09	0,05
241-1	Bas. Mas. ou μgab	46,30	13,30	16,30	6,60	10,20	2,14	0,07	1,43	0,24	0,13	2,14	98,85	0,04	0,03
201-1b	Bas. Mas. ou μgab	49,40	12,70	14,90	5,49	10,20	2,20	0,69	1,83	0,25	0,24	1,78	99,68	0,04	0,10
201-2	Bas. Mas. ou μgab	48,30	12,50	14,80	6,66	9,73	2,38	0,60	1,82	0,24	0,15	2,01	99,19	0,24	0,01
201-3	Bas. Mas. ou μgab	44,40	12,50	16,60	5,12	11,40	1,99	0,68	3,89	0,21	0,43	2,07	99,29	0,07	0,09
201-4	Bas. Mas. ou μgab	47,50	15,40	10,60	7,44	12,70	1,47	1,07	0,88	0,17	0,03	2,43	99,69	0,39	0,05
201-5	Bas. Mas. ou μgab	47,80	13,30	13,90	6,83	11,80	1,96	0,49	1,72	0,20	0,18	1,89	100,07	0,22	0,14
201-7	Bas. Mas. ou μgab	46,90	13,60	14,80	7,54	10,00	2,38	0,07	1,19	0,23	0,07	2,33	99,11	0,11	0,02
201-8	Bas. Mas. ou μgab	47,00	13,10	13,90	6,83	12,60	1,84	0,21	1,80	0,21	0,17	1,79	99,45	0,13	0,22
201-9	Bas. Mas. ou μgab	47,50	12,70	15,20	6,36	11,10	1,87	0,03	1,38	0,23	0,10	2,00	98,47	0,19	0,09
201-10	Bas. Mas. ou μgab	46,40	14,10	16,00	5,13	8,60	3,08	0,20	2,90	0,22	0,49	2,32	99,44	0,23	0,04
202-3	Bas. Cos.	47,60	12,80	15,60	5,96	12,10	1,27	0,04	1,48	0,24	0,12	2,30	99,51	0,41	0,02
202-2	μgab	47,40	13,10	15,90	6,68	8,28	3,01	0,28	1,85	0,23	0,14	2,25	99,12	0,22	0,01
203-1	Bas. Mas. ou μgab	48,60	12,90	13,40	6,28	14,00	0,91	0,04	1,37	0,18	1,12	2,59	100,39	0,88	0,04
203-2	Bas. Mas. ou μgab	48,40	13,10	15,00	7,15	8,95	2,83	0,22	1,44	0,23	0,11	2,12	99,55	0,16	0,03
203-4	Bas. Mas. ou μgab	47,90	12,70	14,80	7,43	9,79	2,23	0,59	1,62	0,19	0,12	2,12	99,49	0,05	0,04
203-6	Bas. Mas. ou μgab	48,20	13,00	14,00	7,33	10,90	2,53	0,11	1,57	0,21	0,13	2,16	100,14	0,20	0,05
204-1	Bas. Mas. ou μgab	47,60	13,00	15,60	6,77	9,09	2,77	0,38	1,99	0,22	0,19	2,19	99,80	0,10	0,20
204-2	Bas. Mas. ou μgab	47,90	13,50	14,20	6,72	9,14	3,28	0,09	1,47	0,21	0,10	3,12	99,73	1,00	0,06
205-1	Bas. Cos.	47,50	12,70	15,00	6,37	10,20	2,71	0,28	1,65	0,22	0,13	2,19	98,95	0,43	0,15
206-1	Bas. Mas. ou μgab	43,60	12,90	16,00	6,30	9,91	2,29	0,62	4,39	0,19	0,57	2,59	99,36	0,23	0,27
206-2	Bas. Mas. ou μgab	45,50	12,50	17,10	5,67	10,80	2,05	0,29	3,43	0,25	0,30	2,18	100,07	0,13	0,15
207-1	Bas. Cos.	45,50	12,70	16,90	5,66	10,60	2,14	0,28	3,31	0,23	0,29	2,27	99,88	0,44	0,04
207-2	Bas. Cos.	45,50	12,70	16,90	5,83	10,70	2,17	0,29	3,36	0,24	0,28	2,36	100,33	0,56	0,01
207-3	Bas. Cos.	48,30	13,30	14,80	5,86	9,18	3,22	0,09	1,93	0,22	0,16	3,64	100,70	1,71	0,01
207-5	Bas. Cos.	50,70	12,20	13,00	5,82	9,73	3,67	0,25	1,72	0,18	0,15	2,22	99,64	1,31	0,20
207-6	Bas. Cos.	48,90	13,90	12,20	6,28	10,90	2,68	0,47	1,49	0,19	0,10	1,96	99,07	0,05	0,09
207-7	Bas. Cos.	54,50	12,80	10,30	4,82	13,40	0,78	0,08	1,34	0,13	0,10	1,76	100,01	0,05	0,01
207-8	Bas. Cos.	48,40	14,40	12,80	6,23	9,92	2,94	0,26	1,41	0,18	0,11	2,83	99,48	1,05	0,07
209-1	Bas. Cos.	54,40	12,80	10,20	4,71	13,60	0,72	0,07	1,37	0,16	0,09	2,40	100,52	0,25	0,01
209-2	Bas. Cos.	48,10	14,30	12,40	5,72	8,73	3,90	0,06	1,56	0,19	0,11	4,37	99,44	2,84	0,06
210-1	Bas. Cos.	47,90	12,90	14,00	6,98	10,10	3,03	0,09	1,44	0,16	0,12	3,10	99,82	0,78	0,04
210-2	Bas. Cos.	47,70	14,30	13,10	4,79	11,90	1,50	0,18	2,12	0,14	0,20	3,16	99,09	0,64	0,01
210-3	Bas. Mas.	49,30	12,80	12,30	4,49	7,95	2,91	0,64	2,40	0,15	0,23	6,16	99,33	3,67	0,15
210-4	Bas. Cos.	47,30	14,40	13,40	4,76	11,90	1,41	0,18	2,07	0,17	0,20	4,76	100,55	2,36	0,05
210-5	Bas. Mas.	43,00	13,70	11,80	6,01	10,40	2,96	0,11	1,94	0,18	0,18	9,61	99,89	6,80	0,03

Bas. Mas.: basalte massif; μgab: microgabbro; Bas. Co.: basalte coussiné.

Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	V	Th	Ta	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy
110	49	37	50	133	91	3	250	170	35	8	390	7	<5	14	32	100	<2	4	6
36	57	51	147	117	39	2	58	170	39	10	452	3	<5	14	39	70	<2	3	6
54	69	51	154	116	35	3	140	96	27	4	365	9	5	6	21	35	<2	2	4
94	61	39	114	135	279	20	640	180	37	9	354	3	<5	14	36	55	<2	2	6
99	77	46	74	110	216	12	280	130	27	4	388	6	<5	8	29	45	<2	2	5
41	48	41	34	143	160	25	520	290	31	27	385	<3	<5	35	84	125	4	4	7
320	96	43	107	62	199	35	320	58	15	<3	238	6	<5	3	7	30	<2	2	<1
290	72	43	116	102	142	13	170	110	24	13	318	3	<5	12	31	45	<2	2	4
70	93	52	130	101	55	<3	180	78	22	<3	333	7	<5	5	18	30	<2	2	4
230	74	48	133	138	192	4	300	120	26	8	341	5	<5	17	30	55	<2	2	3
71	68	47	147	111	96	<3	130	87	23	<3	357	<3	<5	6	18	40	<2	2	4
50	45	40	50	152	77	4	250	250	35	18	253	5	<5	30	65	120	<2	4	6
73	71	43	131	114	20	4	82	93	28	<3	359	7	<5	7	20	40	<2	3	3
57	62	50	136	149	98	8	250	120	26	5	365	4	<5	9	30	45	<2	3	4
82	65	48	144	120	20	<3	140	95	24	5	273	9	<5	9	22	40	<2	2	3
37	57	46	97	176	79	6	120	100	24	5	297	5	<5	10	22	40	<2	2	4
29	77	46	128	95	119	20	190	110	27	4	333	3	5	19	21	75	<2	3	2
190	95	42	86	245	38	<3	110	95	20	<3	299	<3	<5	6	16	25	4	2	4
46	57	51	119	111	100	13	210	150	32	8	356	6	<5	10	30	65	<2	3	3
56	70	49	115	95	35	3	140	100	23	3	306	<3	<5	7	21	40	<2	2	2
73	56	33	73	82	62	8	240	100	22	<3	262	5	<5	5	17	35	<2	2	1
71	72	40	66	104	351	18	420	230	32	38	321	7	<5	31	75	145	<2	5	5
190	42	40	55	125	123	5	290	190	33	18	400	7	<5	26	53	95	<2	4	5
220	73	40	48	89	28	5	86	120	32	6	390	6	<5	8	28	60	<2	2	4
220	91	42	74	110	121	12	120	87	21	<3	325	5	<5	7	15	35	<2	1	3
200	78	38	34	81	144	18	68	83	26	<3	294	8	<5	5	16	35	<2	1	2
69	63	36	75	78	133	6	78	110	26	5	324	8	<5	10	23	50	<2	3	3
200	95	43	71	90	65	9	92	88	21	<3	312	9	<5	6	18	30	<2	2	2
180	68	32	23	66	21	3	95	85	20	3	308	8	<5	6	18	40	<2	2	2
85	63	38	49	89	24	3	110	93	24	3	337	7	<5	8	19	50	<2	3	2
87	86	44	124	531	97	<3	390	89	19	<3	290	<3	<5	6	18	40	<2	3	2
48	70	42	113	90	25	3	67	93	19	<3	297	8	<5	5	8	55	<2	2	2
88	68	40	57	102	23	4	180	150	24	9	300	7	<5	12	35	55	<2	2	3
68	37	35	48	132	63	<3	1100	200	24	7	331	<3	<5	16	43	65	<2	3	4
51	35	36	80	122	130	10	150	210	30	11	338	5	<5	22	50	70	<2	3	4
82	61	33	80	87	70	<3	300	120	23	5	310	<3	<5	10	28	50	<2	3	2
69	55	40	75	89	63	4	120	110	20	4	321	<3	<5	12	25	70	<2	3	3

Annexe B

**Analyses chimiques,
basaltes à olivine et basaltes à pyroxène du Groupe de Chukotat**

		Séq.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	TOTAL	CO ₂	S
214-8	Bas. Cos. Px.	A1	48,80	14,30	12,80	7,42	9,05	2,52	0,53	0,95	0,18	0,08	2,90	99,53	0,04	0,02
215-1	Bas. Cos. Px.	A1	49,80	14,20	12,00	7,96	6,52	1,80	1,63	0,90	0,19	0,06	4,31	99,37	0,56	1,64
215-2	Bas. Cos. Px.	A1	48,90	13,50	12,00	8,05	8,16	2,67	0,60	0,91	0,15	0,07	3,32	98,33	2,44	0,01
215-4	Bas. Cos. Px.	A1	48,90	12,70	11,60	10,90	7,94	2,76	0,68	0,82	0,16	0,07	2,85	99,38	0,04	0,06
215-5	Bas. Mas. Px.	A1	48,80	14,00	11,20	8,47	9,88	3,39	0,10	0,90	0,17	0,05	2,61	99,57	0,06	0,06
215-6	Bas. Cos. Px.	A1	47,90	14,30	12,30	7,58	10,60	2,49	1,04	0,89	0,16	0,08	3,07	100,41	0,05	0,26
215-7	Bas. Cos. Ol.	A2	50,20	12,70	11,20	10,30	8,71	2,13	0,96	0,83	0,17	0,06	3,10	100,36	0,21	0,01
215-8	Bas. Cos. Ol.	A2	44,10	10,00	11,90	17,20	9,31	0,78	0,12	0,64	0,17	0,04	4,82	99,08	0,52	0,01
215-9	Bas. Mas. Ol.	A2	46,60	10,10	11,90	16,20	8,85	1,65	0,07	0,67	0,17	0,05	3,72	99,98	0,06	0,02
215-10a	Bas. Ol.: b. f.	A2	43,80	8,75	12,10	19,60	8,37	0,45	0,07	0,58	0,18	0,05	5,02	98,97	0,07	0,01
215-10d	Bas. Ol.: b. f.	A2	47,00	9,49	11,80	16,30	7,92	1,71	0,16	0,64	0,17	0,06	3,96	99,21	0,14	0,04
216-8	Bas. Cos. Ol.	A2	47,60	9,40	11,50	15,90	9,49	1,32	0,07	0,62	0,19	0,05	3,35	99,49	0,05	0,01
216-7	Bas. Cos. Ol.	A2	47,60	11,00	12,10	14,40	8,77	1,41	0,49	0,76	0,17	0,08	3,62	100,40	0,18	0,03
216-6	Bas. Cos. Ol.	A2	44,40	10,40	13,50	15,80	9,44	1,02	0,06	0,77	0,19	0,06	4,08	99,72	0,05	0,02
216-5	Bas. Cos. Ol.	A2	47,10	12,80	11,40	11,10	10,00	2,01	0,11	0,78	0,17	0,04	3,12	98,63	0,04	0,05
216-4	Bas. Cos. Ol.	A2	45,30	10,10	13,90	15,10	10,70	1,08	0,03	0,72	0,18	0,05	3,35	100,51	0,07	0,04
216-3	Bas. Cos. Ol.	A2	45,20	10,60	11,60	15,00	10,20	1,17	0,25	0,76	0,16	0,04	3,61	98,59	0,30	0,05
216-2	Bas. Cos. Ol.	A2	47,70	10,80	12,20	12,80	9,85	2,01	0,14	0,79	0,16	0,05	2,82	99,32	0,07	0,04
216-1	Bas. Cos. Ol.	A2	50,20	11,10	11,00	11,60	9,27	2,88	0,26	0,79	0,15	0,06	2,38	99,69	0,08	0,07
217-10	Bas. Cos. Px.	A2	48,60	12,40	12,00	11,40	8,45	2,01	0,97	0,80	0,17	0,06	3,04	99,90	0,17	0,05
217-9	Bas. Cos. Ol.	A2	45,20	8,83	12,20	17,10	10,20	0,75	0,02	0,61	0,19	0,05	3,87	99,02	0,07	0,03
217-8	Bas. Mas. Px.	A2	49,70	12,90	11,90	8,57	9,45	3,48	0,14	0,84	0,18	0,05	2,34	99,55	0,09	0,07
217-7	Bas. Cos. Ol.	A3	48,40	11,80	11,40	12,30	7,75	2,34	0,66	0,83	0,16	0,06	2,95	98,65	0,16	0,08
217-6	Bas. Cos. Ol.	A3	46,60	9,84	12,40	16,50	8,64	0,72	0,09	0,67	0,19	0,05	4,40	100,10	0,09	0,03
217-5	Bas. Cos. Ol.	A3	45,90	10,30	11,80	14,90	10,50	1,14	0,04	0,73	0,16	0,04	4,24	99,75	0,89	0,01
217-4	Bas. Cos. Ol.	A3	46,30	10,30	12,30	14,80	11,00	1,26	0,04	0,72	0,18	0,04	3,20	100,14	0,09	0,01
217-3	Bas. Mas. Ol.	A3	46,00	9,71	11,20	17,60	8,93	0,87	0,26	0,63	0,19	0,03	4,19	99,61	0,12	0,02
217-2	Bas. Cos. Ol.	A3	47,10	10,50	11,10	14,60	9,40	1,74	0,15	0,71	0,18	0,05	3,88	99,41	0,66	0,02
218-1	Bas. Cos. Ol.	A3	49,80	12,40	11,50	11,80	9,70	1,95	0,03	0,84	0,16	0,07	2,59	100,84	0,08	0,02
218-2	Bas. Cos. Ol.	A3	47,90	12,40	11,80	13,10	9,56	1,20	0,11	0,81	0,18	0,07	3,16	100,29	0,05	0,01
218-3	Bas. Cos. Px.	A3	49,10	13,10	11,10	10,30	10,60	2,40	0,25	0,87	0,18	0,07	1,78	99,75	0,04	0,07
220-1	Bas. Cos. Ol.	A3	48,20	11,50	11,50	13,40	9,74	0,96	0,39	0,75	0,17	0,06	3,18	99,85	0,29	0,08
220-2	Bas. Cos. Px.	A3	47,60	12,70	11,10	9,92	12,10	1,92	0,12	0,85	0,16	0,05	2,65	99,17	0,86	0,06
221-1	Bas. Cos. Px.	A3	47,20	12,70	11,00	10,00	12,10	1,89	0,12	0,86	0,17	0,07	4,45	100,56	0,08	0,01

Séq.: Séquence;
coussiné à olivine;

Bas. Cos.Px: basalte coussiné à pyroxène;
Bas. Ol., b.f.: basalte à olivine, bordure figée

Bas. Mas.Px: basalte massif à pyroxène;

Bas. Cos. Ol.: basalte

Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	V	Th	Ta	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Sm
38	59	49	71	85	221	18	91	76	21	<3	411	5	<5	9	19	95	6	12	<2
450	100	38	63	83	190	64	280	83	20	<3	250	8	<5	9	19	30	1	<1	<2
320	74	45	76	88	149	16	60	74	18	<3	295	5	<5	9	15	60	4	6	<2
670	200	38	83	61	63	19	81	56	17	<3	221	3	<5	3	9	<25	1	<1	<2
340	91	33	94	58	409	3	130	63	19	<3	233	6	<5	4	11	<25	1	<1	<2
340	54	31	52	84	146	23	130	74	20	<3	217	7	<5	11	26	<25	1	<1	<2
690	164	36	55	69	128	30	91	66	16	<3	204	7	<5	7	14	25	1	2	<2
1800	730	77	115	65	24	3	43	47	13	<3	212	7	<5	3	3	40	4	4	<2
1600	513	55	73	69	22	5	39	51	12	<3	174	9	<5	4	14	<25	1	2	<2
2200	634	59	85	62	14	3	20	41	12	<3	157	8	<5	2	4	<25	<1	<1	<2
1900	537	55	66	58	12	9	51	47	13	<3	166	7	<5	<2	6	<25	1	<1	<2
1900	526	51	71	56	39	<3	210	46	11	<3	155	5	<5	10	6	<25	<1	<1	<2
1200	476	67	93	73	49	13	49	51	14	<3	241	7	<5	5	7	40	4	5	<2
1400	426	53	57	107	22	<3	39	52	14	<3	199	7	<5	5	9	<25	1	<1	<2
1800	243	40	80	58	20	5	63	56	17	<3	210	10	<5	<2	9	<25	1	<1	<2
1400	404	49	64	62	17	<3	42	48	15	<3	174	8	<5	3	6	<25	1	<1	<2
1400	398	48	71	79	82	6	61	50	11	<3	182	5	<5	<2	7	<25	1	<1	<2
990	448	61	80	85	60	5	69	50	14	<3	247	8	<5	3	6	45	4	5	<2
1000	301	41	71	50	77	5	72	52	15	<3	182	6	<5	5	6	<25	1	<1	<2
820	285	56	37	<2	84	28	53	62	16	<3	247	7	<5	5	11	35	2	4	<2
810	692	77	82	8	12	<3	20	43	11	<3	209	4	<5	<2	4	30	2	3	<2
210	113	49	136	5	43	6	140	57	14	<3	301	7	<5	<2	5	30	3	5	<2
940	377	61	108	74	150	16	82	55	16	<3	262	8	<5	3	6	40	4	5	<2
1600	631	76	97	13	24	5	67	48	14	<3	225	6	<5	<2	4	30	2	3	<2
1300	545	69	97	7	15	4	33	46	14	<3	231	3	<5	<2	5	25	2	3	<2
1300	501	62	86	14	10	6	48	49	14	<3	225	8	<5	<2	4	25	2	3	<2
1700	686	76	85	<2	21	7	49	43	12	<3	215	4	<5	<2	2	30	2	3	<2
1400	572	71	90	69	42	4	73	48	13	<3	235	6	<5	2	5	40	4	4	<2
900	387	63	114	9	14	<3	57	53	14	<3	261	7	<5	<2	3	30	2	4	<2
900	402	59	112	12	23	6	66	53	15	<3	259	8	<5	<2	5	30	3	4	<2
600	227	49	118	10	59	7	140	58	18	<3	277	8	<5	3	4	35	2	4	<2
1100	563	69	104	80	47	8	58	49	13	<3	251	5	<5	<2	4	30	2	4	3
750	304	54	112	17	14	5	100	53	14	<3	268	6	<5	<2	3	30	2	5	5
1300	605	69	66	76	24	3	49	47	12	<3	221	7	<5	<2	4	<25	2	4	5

		Séq.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	TOTAL	CO ₂	S
221-2	Bas. Cos. Ol.	A4	44,60	10,10	12,10	13,30	11,80	1,38	0,03	0,68	0,16	0,04	4,88	99,07	2,27	0,03
221-3	Bas. Cos. Px.	A4	47,80	12,50	11,10	10,20	12,00	2,01	0,11	0,86	0,18	0,06	3,58	100,40	0,61	0,01
221-4	Bas. Cos. Ol.	A4	45,80	9,51	11,40	17,70	8,75	1,26	0,12	0,67	0,19	0,05	4,40	99,85	1,87	0,07
221-5	Bas. Ol. : b. f.	A4	46,50	10,90	12,30	14,10	10,30	1,77	0,06	0,78	0,16	0,06	2,87	99,80	0,05	0,01
221-6	Bas. Cos. Ol.	A4	46,50	10,40	11,70	14,50	10,50	1,47	0,15	0,73	0,17	0,05	2,97	99,14	0,06	0,01
221-7	Bas. Cos. Ol.	A4	47,10	9,99	12,10	14,50	11,10	1,44	0,07	0,69	0,17	0,06	2,98	100,20	0,30	0,01
221-8	Bas. Cos. Ol.	A4	44,60	9,55	12,20	14,50	12,30	0,96	0,08	0,69	0,17	0,06	4,63	99,74	1,68	0,01
221-9	Bas. Cos. Ol.	A4	41,40	12,00	13,70	11,30	14,00	1,53	0,04	0,76	0,18	0,04	5,34	100,29	2,86	0,02
221-10	Bas. Cos. Px.	A4	50,20	13,00	11,00	9,34	10,90	2,64	0,11	0,87	0,17	0,05	2,32	100,60	0,82	0,11
221-11	Bas. Cos. Px.	A4	48,10	13,20	11,30	9,22	13,00	1,68	0,15	0,86	0,16	0,06	2,85	100,58	0,34	0,02
222-1	Bas. Cos. Px.	A4	46,50	13,80	12,40	8,51	12,20	1,80	0,10	1,02	0,16	0,06	3,04	99,59	0,08	0,06
222-2	Bas. Cos. Px.	A4	48,70	12,90	11,80	9,16	11,10	2,88	0,04	0,92	0,16	0,07	1,79	99,52	0,52	0,06
222-3	Bas. Cos. Px.	A4	48,10	13,50	12,40	8,63	11,30	2,07	0,17	1,03	0,18	0,07	2,72	100,17	0,40	0,05
222-4	Bas. Cos. Ol.	A4	48,40	11,90	12,40	12,10	10,20	1,50	0,14	0,69	0,18	0,04	2,91	100,46	0,07	0,01
222-5	Bas. Mas. Px.	A4	49,90	13,40	11,10	9,00	8,76	2,91	0,04	0,88	0,14	0,04	3,06	99,23	0,37	0,04
222-6	Bas. Cos. Px.	A4	47,70	13,90	12,00	7,53	11,40	2,76	0,07	0,93	0,17	0,08	2,41	98,95	1,18	0,06
222-7	Bas. Cos. Px.	A4	49,40	14,00	12,00	8,10	11,60	1,92	0,21	0,91	0,20	0,06	1,77	100,17	0,38	0,05
222-8	Bas. Cos. Px.	A4	49,50	14,10	11,60	7,93	10,80	2,79	0,21	0,93	0,17	0,09	2,22	100,34	0,96	0,04
222-9	Bas. Cos. Px.	A4	49,30	13,90	12,10	7,91	11,00	2,31	0,18	0,91	0,16	0,08	1,93	99,78	0,29	0,04
223-1	Bas. Cos. Px.	A4	49,80	13,40	11,60	8,28	9,73	2,79	0,31	0,99	0,15	0,07	2,70	99,82	0,04	0,01
223-2	Bas. Cos. Px.	A4	48,40	13,40	12,00	8,41	10,40	2,61	0,10	0,95	0,16	0,08	2,47	98,98	0,40	0,04
223-3	Bas. Cos. Px.	A4	48,30	13,70	12,60	8,58	11,80	1,98	0,17	1,00	0,17	0,06	2,57	100,93	0,14	0,06
223-4	Bas. Mas. Px.	A4	48,30	12,30	11,70	11,10	10,00	2,73	0,05	0,75	0,17	0,06	2,75	99,91	0,16	0,02
223-5	Bas. Mas. Ol.	A5	48,50	11,40	11,80	12,90	8,31	1,92	0,09	0,62	0,17	0,04	3,60	99,35	0,32	0,09
223-6	Bas. Cos. Px.	A5	49,00	14,20	11,70	6,82	11,40	2,61	0,52	0,93	0,16	0,07	2,98	100,39	1,45	0,11
223-7	Bas. Cos. Px.	A5	45,90	12,00	12,70	11,60	9,09	1,53	0,27	0,75	0,16	0,04	4,17	98,21	0,34	0,01
223-8	Bas. Cos. Ol.	A5	46,60	10,90	11,90	14,80	8,78	1,50	0,49	0,68	0,19	0,05	4,06	99,95	0,34	0,01
223-9	Bas. Mas. Px.	A5	49,40	14,00	11,70	8,87	8,99	3,30	0,39	0,85	0,15	0,06	3,03	100,74	0,04	0,02
224-1	Bas. Cos. Px.	A5	47,10	12,30	12,00	10,30	12,30	1,59	0,01	0,69	0,19	0,05	3,21	99,74	0,71	0,01

Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	V	Th	Ta	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Sm
1700	630	74	67	55	10	<3	46	45	11	<3	213	4	<5	3	5	40	4	3	<2
1100	560	60	49	342	9	5	47	46	14	<3	208	<3	<5	<2	5	<25	2	7	19
1200	595	78	62	3	5	3	180	52	12	<3	225	6	<5	<2	2	135	<1	3	<2
1700	514	77	111	22	10	<3	44	49	14	<3	248	6	<5	<2	3	25	2	3	<2
1300	549	66	52	138	22	5	100	48	14	<3	235	4	<5	<2	6	<25	2	3	<2
1500	607	68	60	78	18	<3	48	45	12	<3	223	6	<5	2	3	40	4	4	<2
1400	590	68	65	67	21	<3	36	42	10	<3	224	4	<5	<2	4	30	2	3	<2
1600	646	78	114	838	26	<3	56	47	16	<3	259	6	<5	<2	4	<25	2	4	<2
540	239	50	118	173	54	<3	130	56	16	<3	290	4	<5	4	7	25	2	4	<2
510	234	49	121	76	64	4	190	59	16	<3	291	6	<5	3	7	25	2	4	<2
390	139	49	133	68	24	<3	110	62	16	<3	293	6	<5	4	7	55	4	4	<2
380	146	50	140	80	34	3	98	59	16	<3	312	6	<5	3	9	40	2	4	<2
370	140	50	136	99	38	3	210	65	17	<3	309	6	<5	4	8	35	2	4	<2
810	284	59	106	246	26	3	400	56	13	<3	269	3	<5	<2	5	<25	2	3	<2
570	116	50	131	133	116	<3	78	56	18	<3	316	5	<5	2	8	25	2	3	<2
300	119	48	139	93	28	<3	92	59	16	<3	312	5	<5	3	8	35	2	3	<2
270	113	47	137	92	88	5	120	59	20	<3	312	8	<5	5	8	35	2	3	<2
320	113	46	135	77	35	3	97	62	18	<3	309	4	<5	3	7	35	2	3	<2
290	113	46	135	75	52	5	130	61	20	<3	304	12	<5	3	8	35	2	3	<2
77	105	42	133	59	70	7	87	63	20	<3	315	7	<5	3	9	35	2	3	<2
420	133	49	137	854	33	3	100	61	18	<3	291	7	<5	7	9	50	4	4	<2
390	129	47	134	98	69	3	340	66	18	<3	310	3	<5	6	8	35	2	3	<2
860	297	58	110	69	25	<3	120	49	13	<3	260	4	<5	3	5	30	2	2	<2
1200	444	62	101	72	45	4	63	39	13	<3	237	10	<5	9	4	<25	2	2	<2
290	111	45	130	70	105	11	120	62	15	<3	295	8	<5	4	8	35	2	2	<2
870	301	64	112	80	46	8	240	53	13	<3	254	4	<5	2	7	35	4	4	<2
1200	503	63	105	65	38	15	64	45	13	<3	241	10	<5	<2	4	<25	2	<1	<2
250	111	41	124	93	52	6	58	51	16	<3	294	7	11	7	10	30	2	2	<2
630	207	50	106	73	192	<3	350	48	11	<3	248	<3	<5	9	12	<25	2	2	<2

Annexe C

**Analyses chimiques,
basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat**

		Séq.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	TOTAL	CO ₂	S
225-1	Bas. Cos. Pl.	B1	49,10	13,90	13,70	6,36	10,40	2,41	0,27	1,28	0,19	0,09	2,78	100,48	1,18	0,06
225-2	Bas. Cos. Pl.	B1	48,30	14,00	14,20	6,43	10,90	1,29	0,32	1,31	0,19	0,11	2,43	99,48	0,19	0,12
225-3	Bas. Mas. Pl.	B1	47,40	13,80	15,70	6,98	7,95	2,43	0,55	1,62	0,21	0,13	3,54	100,31	0,77	0,22
225-4	Bas. Cos. Pl.	B1	48,90	14,30	12,80	6,92	7,42	2,64	0,45	1,41	0,19	0,12	3,46	98,61	0,73	0,12
225-5	Bas. Cos. Pl.	B1	49,40	13,90	11,20	4,80	10,50	2,82	0,32	1,33	0,17	0,10	4,08	98,62	2,40	0,10
225-6	Bas. Cos. Pl.	B1	48,90	13,60	15,00	5,95	9,47	2,14	0,26	1,64	0,20	0,15	2,64	99,95	0,37	0,10
225-7	Bas. Cos. Pl.	B1	47,10	13,40	15,90	7,32	9,63	1,93	0,13	1,54	0,22	0,13	2,98	100,28	0,05	0,12
226-1	Bas. Cos. Pl.	B1	47,30	12,80	14,30	5,33	10,60	2,88	0,12	1,42	0,22	0,11	4,57	99,65	2,82	0,10
226-2	Bas. Cos. Pl.	B1	48,60	12,70	14,90	5,91	11,40	1,38	0,01	1,40	0,18	0,09	3,25	99,82	0,93	0,11
226-3	Bas. Cos. Pl.	B1	47,40	12,90	14,90	6,38	9,72	2,35	0,08	1,44	0,20	0,11	4,32	99,80	2,19	0,18
226-4	Bas. Cos. Pl.	B1	49,40	14,10	14,30	5,61	9,22	2,35	0,19	1,44	0,19	0,11	2,43	99,34	0,16	0,16
226-5	Bas. Cos. Pl.	B1	48,00	13,70	14,50	5,39	11,00	2,35	0,03	1,37	0,16	0,09	2,75	99,34	0,64	0,03
226-6	Bas. Cos. Pl.	B1	47,90	13,80	14,60	6,18	9,23	2,41	0,59	1,42	0,19	0,11	3,01	99,44	1,07	0,06
226-7	Bas. Cos. Pl.	B1	47,50	13,10	14,50	6,22	10,10	2,56	0,02	1,42	0,18	0,11	3,46	99,17	0,85	0,09
226-8	Bas. Cos. Pl.	B1	48,60	13,60	14,20	7,02	7,39	4,12	0,13	1,33	0,19	0,11	2,68	99,37	0,04	0,13
227-1	Bas. Cos. Pl.	B1	47,50	13,30	16,50	6,21	8,84	1,97	0,17	1,50	0,21	0,12	3,28	99,60	0,60	0,12
227-3	Bas. Cos. Pl.	B1	48,40	13,20	14,10	6,29	8,60	3,03	0,12	1,53	0,22	0,13	4,23	99,85	2,10	0,13
227-4	Bas. Cos. Pl.	B1	47,80	13,90	15,50	5,83	9,41	2,52	0,20	1,58	0,20	0,14	3,13	100,21	1,44	0,12
227-5	Bas. Cos. Pl.	B1	47,30	13,00	15,30	6,06	9,59	2,45	0,12	1,44	0,19	0,11	3,40	98,96	1,39	0,15
227-6	Bas. Cos. Pl.	B1	46,90	14,20	11,60	5,34	8,29	2,72	0,24	1,60	0,16	0,12	7,08	98,25	4,12	0,27
227-7	Bas. Mas. Pl.	B1	49,40	12,90	14,30	6,35	9,61	1,81	0,25	1,36	0,20	0,12	2,20	98,50	0,06	0,11
227-8	Bas. Cos. Pl.	B1	48,00	13,80	13,10	6,08	10,30	2,28	0,14	1,40	0,19	0,13	4,15	99,57	1,83	0,10
228-1	Bas. Cos. Pl.	B1	45,40	13,60	17,30	6,91	9,48	2,11	0,25	1,60	0,23	0,10	2,69	99,67	0,10	0,12
228-2	Bas. Mas. Pl.	B1	46,50	13,20	16,00	6,35	9,90	2,17	0,70	1,49	0,22	0,12	2,81	99,46	0,02	0,10
228-3	Bas. Mas. Pl.	B1	48,60	13,20	14,80	6,07	8,47	1,75	2,54	1,56	0,20	0,14	2,11	99,44	0,04	0,10
228-5	Bas. Cos. Pl.	B1	48,40	13,30	15,00	6,47	8,81	2,20	0,50	1,51	0,21	0,11	2,21	98,72	0,09	0,14
229-1	Bas. Cos. Pl.	B1	48,70	14,80	13,40	5,72	9,59	2,58	0,21	1,47	0,19	0,13	3,81	100,60	1,91	0,15
229-2	Bas. Cos. Pl.	B1	48,30	14,10	15,00	6,53	9,06	1,87	0,57	1,47	0,23	0,11	2,26	99,50	0,26	0,13
229-3	Bas. Cos. Pl.	B1	47,20	13,50	13,40	5,71	11,30	1,99	0,12	1,39	0,19	0,12	3,01	100,25	2,16	0,16
229-4	Bas. Cos. Pl.	B1	49,40	13,70	13,00	6,52	10,20	2,29	0,17	1,38	0,19	0,12	3,25	100,22	1,85	0,15
229-5	Bas. Cos. Pl.	B1	48,40	12,50	14,40	5,17	10,10	2,92	0,05	1,36	0,18	0,11	3,72	98,91	1,81	0,12
229-6	Bas. Cos. Pl.	B1	45,80	13,90	13,40	5,41	12,60	3,22	0,01	1,43	0,18	0,12	3,87	99,94	1,44	0,04
229-7	Bas. Cos. Pl.	B1	48,40	14,30	14,40	6,68	9,97	2,22	0,21	1,54	0,20	0,12	2,62	100,66	0,22	0,11

Séq.: Séquence; Bas. Cos. Pl.: basalte coussiné à plagioclase; Bas. Mas. Pl.: basalte massif à plagioclase

Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	V	Th	Ta	La	Ce	Nd	Eu	Dy	SM
620	125	48	187	89	54	4	130	77	24	<3	355	5	<5	4	8	45	3	3	<2
97	121	50	190	95	62	4	150	78	23	<3	358	4	<5	6	8	65	4	6	<2
55	83	45	149	113	153	13	83	110	32	4	415	10	<5	17	33	60	3	5	<2
220	138	52	198	101	60	7	89	80	26	<3	356	4	<5	3	6	85	4	6	<2
180	114	47	193	99	50	5	82	80	24	<3	362	8	<5	2	6	65	3	6	<2
71	82	42	142	107	59	7	130	100	30	<3	380	6	<5	5	10	90	4	7	<2
100	115	46	131	132	33	<3	130	100	30	3	378	8	<5	4	10	80	4	7	<2
91	93	44	157	99	32	4	80	88	29	3	376	5	<5	3	13	80	3	6	<2
69	85	42	145	96	13	<3	190	88	27	<3	338	10	<5	5	7	75	4	7	<2
106	77	42	145	119	19	<3	63	87	26	<3	359	6	<5	2	8	75	4	7	<2
76	85	42	145	100	30	4	110	92	29	<3	340	6	<5	5	9	75	4	6	<2
270	90	42	157	91	23	<3	210	87	26	<3	359	7	7	4	12	80	4	5	<2
97	85	41	143	99	98	8	100	89	26	<3	335	4	<5	3	16	65	4	6	<2
57	82	41	143	98	13	<3	59	86	25	<3	341	6	<5	4	8	70	4	6	<2
81	89	41	163	106	21	4	40	83	25	<3	342	6	<5	5	8	70	4	5	<2
100	95	49	163	115	28	5	130	95	31	4	388	8	<5	3	8	75	5	7	<2
82	76	43	192	156	49	4	90	92	28	<3	395	7	<5	4	9	95	4	6	<2
170	89	48	164	102	43	7	80	95	27	3	385	7	5	4	10	70	4	6	<2
96	82	44	156	99	34	4	130	88	31	<3	375	7	<5	3	9	70	5	5	<2
84	71	34	172	113	42	5	45	97	29	<3	393	4	<5	3	7	85	3	5	<2
210	68	37	130	91	39	6	130	87	25	<3	321	9	<5	3	7	65	4	5	<2
89	59	49	107	109	54	<3	160	82	24	<3	350	4	<5	12	28	115	4	7	<2
200	87	47	152	112	27	5	110	90	26	<3	370	3	<5	4	8	75	4	6	<2
83	71	41	143	96	42	4	50	84	28	<3	352	3	<5	5	8	70	4	5	<2
66	73	39	141	88	119	22	170	91	27	<3	320	8	<5	3	8	65	4	5	<2
68	82	43	170	150	58	8	96	95	31	<3	391	6	<5	4	11	90	4	5	<2
81	97	52	166	106	44	5	89	92	27	<3	397	7	<5	5	11	80	4	7	<2
77	99	49	168	112	46	16	110	93	29	<3	394	11	<5	4	10	75	4	7	<2
91	94	45	147	102	39	6	95	88	29	4	358	9	<5	4	11	80	3	5	<2
84	96	47	151	109	41	4	100	100	31	5	378	9	<5	4	10	75	4	6	<2
83	87	43	135	118	30	<3	150	85	24	<3	350	3	<5	5	8	70	4	6	<2
220	112	43	120	102	14	<3	73	93	28	<3	342	4	<5	4	8	80	4	6	<2
250	122	48	127	112	51	3	160	99	26	<3	370	3	<5	7	11	85	4	7	<2

		Séq.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	TOTAL	CO ₂	S
230-1	Bas. Cos. Pl.	B1	47,50	13,40	15,30	6,93	9,70	2,89	0,04	1,39	0,21	0,11	2,75	100,22	0,48	0,11
230-2	Bas. Cos. Pl.	B1	46,20	12,70	15,00	5,88	12,40	1,41	0,27	1,41	0,22	0,11	4,11	99,71	2,37	0,17
230-4	Bas. Cos. Pl.	B1	49,30	14,10	12,00	5,01	9,78	2,58	0,19	1,44	0,17	0,12	3,91	98,60	1,79	0,17
230-5	Bas. Cos. Pl.	B1	51,00	13,70	11,40	5,49	9,69	2,40	0,26	1,38	0,17	0,10	4,06	99,65	2,36	0,04
230-7	Bas. Mas. Pl.	B1	49,00	13,40	14,50	6,91	9,43	1,72	0,39	1,45	0,20	0,13	2,34	99,47	0,04	0,07
231-1	Bas. Mas. Pl.	B1	48,50	13,70	15,40	6,30	7,85	3,34	0,22	1,39	0,22	0,12	2,76	99,80	0,37	0,04
231-2	Bas. Mas. Pl.	B1	46,80	13,40	16,20	6,10	8,72	2,53	0,48	1,52	0,23	0,12	2,84	98,94	0,22	0,11
231-3	Bas. Cos. Pl.	B1	50,30	12,70	12,90	5,59	7,99	2,55	0,18	1,52	0,17	0,14	5,62	99,66	2,88	0,05
232-4	Bas. Cos. Pl.	B1	46,80	14,00	14,50	6,99	9,35	2,62	0,13	1,31	0,23	0,10	3,15	99,18	0,59	0,10
232-5	Bas. Cos. Pl.	B1	47,10	14,40	14,40	7,03	8,68	2,62	0,57	1,40	0,20	0,11	2,73	99,24	0,14	0,11
232-6	Bas. Mas. Pl.	B1	48,20	13,50	14,20	7,36	9,29	1,75	0,31	1,23	0,19	0,10	3,28	99,41	0,07	0,19
233-1	Bas. Cos. Pl.	B1	48,30	13,60	14,30	7,48	8,92	1,99	0,23	1,39	0,20	0,09	2,63	99,13	0,11	0,06
233-2	Bas. Cos. Pl.	B1	47,80	12,90	14,10	6,52	10,20	2,38	0,31	1,35	0,20	0,09	2,88	99,55	0,69	0,13
233-3	Bas. Cos. Pl.	B1	48,40	13,30	14,50	6,23	10,20	2,05	0,18	1,39	0,20	0,13	2,87	99,45	0,31	0,12
233-4	Bas. Cos. Pl.	B1	46,30	13,40	13,80	5,89	11,90	2,16	0,12	1,43	0,19	0,11	2,92	99,22	1,38	0,05
233-5	Bas. Cos. Pl.	B1	45,80	13,60	13,00	8,00	11,00	2,53	0,25	1,75	0,18	0,13	2,58	98,82	0,37	0,10
233-6	Bas. Mas. Pl.	B1	46,60	13,10	15,00	6,19	11,70	1,39	0,04	1,58	0,20	0,14	2,93	98,87	0,05	0,14
233-7	Bas. Cos. Pl.	B1	45,60	15,70	11,50	7,00	8,54	3,60	0,26	2,01	0,17	0,16	4,43	98,97	1,55	0,08
234-1	Bas. Cos. Pl.	B1	45,30	12,80	12,40	5,71	9,19	0,18	1,82	1,33	0,17	0,12	10,50	99,52	6,53	0,10
234-2	Bas. Cos. Pl.	B1	46,90	13,90	14,20	5,61	9,86	2,85	0,10	1,50	0,21	0,12	4,41	99,66	1,94	0,07
234-3	Bas. Mas. Pl.	B1	47,40	13,50	13,80	6,64	11,00	1,02	0,01	1,57	0,18	0,13	3,66	98,91	0,24	0,04
234-4	Bas. Cos. Pl.	B1	39,20	12,70	12,80	4,49	12,80	0,60	1,12	1,53	0,23	0,14	14,60	100,21	11,30	0,13
234-7	Bas. Cos. Pl.	B1	48,70	16,70	13,20	4,41	6,50	3,21	0,37	2,36	0,14	0,22	3,82	99,63	0,84	0,04
235-5	Bas. Cos. Pl.	B2	48,40	12,00	17,90	6,21	7,80	2,89	0,05	1,87	0,25	0,18	2,96	100,51	0,34	0,19
239-5	Bas. Cos. Pl.	B2	46,80	13,10	16,50	4,79	10,20	2,50	0,17	2,41	0,24	0,25	3,13	100,09	1,37	0,06
239-3	Bas. Mas. Pl.	B2	48,60	13,40	15,60	6,49	9,54	2,35	0,30	1,55	0,21	0,14	1,71	99,89	0,19	0,13
239-2	Bas. Mas. Pl.	B2	46,90	13,70	14,90	7,75	9,51	2,50	0,47	1,43	0,23	0,12	2,70	100,21	0,04	0,08
239-1	Bas. Mas. Pl.	B2	47,20	12,90	18,40	6,07	7,91	2,30	0,42	1,74	0,27	0,15	2,70	100,06	0,11	0,09
237-2	Bas. Cos. Pl.	B2	47,60	13,70	15,90	4,46	7,29	3,16	0,21	2,59	0,21	0,28	4,42	99,82	1,75	0,12
237-1	Bas. Cos. Pl.	B2	45,60	13,30	18,70	4,40	8,37	4,55	0,20	2,52	0,24	0,27	2,53	100,68	0,29	0,13

Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	V	Th	Ta	La	Ce	Nd	Eu	Dy	Sm
230	106	49	170	106	20	<3	98	82	25	<3	363	4	<5	3	10	80	4	5	<2
190	85	45	154	108	48	7	100	84	24	<3	383	5	<5	3	9	70	4	6	<2
65	97	48	155	147	64	5	160	94	27	<3	384	<3	<5	5	10	75	4	6	<2
210	91	43	152	84	51	10	110	89	26	<3	368	6	<5	4	12	75	3	5	<2
96	85	46	148	103	54	7	160	85	25	<3	383	7	<5	5	9	75	4	6	<2
260	105	49	161	116	93	4	140	85	26	<3	386	9	<5	3	8	75	4	6	<2
89	87	48	163	140	168	12	130	100	29	5	380	12	<5	6	10	70	4	7	<2
69	72	42	153	97	32	3	84	91	24	<3	345	<3	<5	3	10	80	3	5	<2
98	113	49	154	169	32	5	120	85	25	<3	357	7	7	4	10	70	4	6	<2
210	119	50	166	105	67	9	88	88	26	<3	384	<3	5	4	9	75	4	6	<2
89	119	44	147	102	51	5	170	81	24	<3	330	3	<5	5	7	65	4	5	<2
170	100	42	138	98	47	6	130	89	28	<3	346	7	<5	3	11	70	4	5	<2
250	86	46	141	113	59	10	180	92	27	<3	365	6	<5	4	9	70	4	6	<2
260	83	43	135	116	32	5	250	91	28	<3	337	9	<5	4	10	65	4	6	<2
180	119	46	125	110	31	5	130	95	29	3	354	7	<5	3	10	70	4	6	<2
350	146	48	114	89	118	7	290	94	17	4	311	7	<5	7	16	85	4	4	<2
86	75	47	132	126	46	<3	420	110	27	<3	341	6	<5	6	13	80	5	6	<2
360	151	50	125	99	340	8	260	100	20	<3	330	6	<5	9	20	115	3	5	<2
78	89	40	131	88	160	34	67	81	22	<3	316	4	5	3	10	70	3	4	<2
220	113	44	118	108	61	3	160	95	28	<3	348	7	<5	5	10	75	4	5	<2
220	111	45	120	128	19	<3	320	98	26	<3	353	6	<5	4	10	75	4	5	<2
160	64	46	134	154	118	29	120	99	30	<3	349	6	<5	5	9	70	4	5	<2
79	58	43	103	202	171	8	220	170	34	9	357	8	5	11	25	110	3	6	<2
14	42	53	166	283	30	3	87	130	40	6	449	6	<5	8	18	130	6	11	<2
53	49	50	96	184	194	<3	180	180	40	12	388	7	<5	19	36	180	6	11	3
190	88	52	154	112	57	9	150	110	33	4	363	5	<5	6	12	85	5	9	<2
19	52	50	156	213	69	8	140	98	28	3	489	6	<5	4	11	80	4	9	<2
95	64	54	197	127	86	11	170	110	36	7	322	4	<5	6	13	120	6	10	<2
57	50	48	99	164	137	6	150	200	46	19	408	10	<5	22	40	190	6	11	<2
58	53	50	109	201	216	<3	170	190	42	14	406	9	<5	169	42	150	6	12	3



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