

# MB 89-13

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC BELANGER - FOSSE DE L'UNGAVA - RAPPORT FINAL

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



Gouvernement du Québec  
Ministère de l'Énergie et des Ressources  
Service géologique de Québec

SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

**Géologie de la région du lac Bélanger  
- Fosse de l'Ungava -  
Rapport final**

**Charles Roy**

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction

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.

## TABLE DES MATIÈRES

	PAGE
RÉSUMÉ . . . . .	VI
REMERCIEMENTS . . . . .	VIII
Liste des figures . . . . .	IX
Liste des tableaux . . . . .	XV
INTRODUCTION . . . . .	1
GÉOLOGIE GÉNÉRALE . . . . .	3
UNITÉS LITHOLOGIQUES . . . . .	4
La Formation de Perron . . . . .	4
Le Groupe de Povungnituk . . . . .	7
Le Sous-groupe de Lamarche . . . . .	7
Phyllade (Lph) . . . . .	7
Quartzite (Lqu) . . . . .	8
Dolomie (Ldo) . . . . .	8
Le Sous-groupe de Beuparlant . . . . .	9
Basaltes (Bba) . . . . .	9
Phyllades et quartzites (Bphet Bqu) . . . . .	11
Pyroclastites (Bpy) . . . . .	11
Rhyolites (Brh) . . . . .	12
Arkoses (Bar) . . . . .	12



	PAGE
Le Groupe de Chukotat. . . . .	12
Basalte à olivine (Cbol). . . . .	13
Basalte à pyroxène (CbpX) . . . . .	21
Basalte à plagioclase (Cbpl). . . . .	25
Volcanoclastites (Cvo). . . . .	25
Intrusions . . . . .	31
Intrusions des blocs 1 et 2 . . . . .	31
Intrusions du bloc 3 . . . . .	36
Intrusions du bloc 4 . . . . .	40
Intrusions du bloc 5 . . . . .	41
MÉTAMORPHISME . . . . .	42
Le Groupe de Povungnituk. . . . .	42
Blocs 1 et 2. . . . .	42
Phyllades (Lph et Bph). . . . .	42
Quartzites (Lqu et Bqu) . . . . .	45
Arkoses (Bar) . . . . .	45
Les gabbros . . . . .	47
Les basaltes (Bba) . . . . .	51
Caractéristiques des assemblages minéralogiques observés dans les roches mafiques du bloc 2 . . . . .	51
Bloc 3. . . . .	53
Phyllades (Bph) . . . . .	53
Pyroclastites (Bpy) . . . . .	53
Les gabbros . . . . .	56
Les basaltes (Bba). . . . .	56
Le Groupe de Chukotat . . . . .	56
Les basaltes à olivine (Cbol) . . . . .	56

	PAGE
Les basaltes à pyroxène (Cbpy) . . . . .	60
Les basaltes à plagioclase. . . . .	60
Les volcanocalstites (Cvo). . . . .	61
Caractères communs et distinctifs des paragenèses observées dans les roches mafiques des différents blocs . . . . .	61
GÉOCHIMIE. . . . .	64
Le Groupe de Povungnituk . . . . .	64
Le Groupe de Chukotat . . . . .	65
Implications pétrogénétiques et pétrographiques des divers basaltes (Francis et al., 1983) . . . . .	66
Basaltes du Povungnituk . . . . .	66
Basaltes du Chukotat . . . . .	66
GÉOLOGIE STRUCTURALE . . . . .	68
Le bloc 1 . . . . .	69
Les blocs 2 et 3 . . . . .	71
Les blocs 4 et 5 . . . . .	75
Domaines structuraux . . . . .	78
Domaines 1 . . . . .	78
Domaines 2 . . . . .	80
Domaines 3 . . . . .	80
Domaines 4 . . . . .	81

	PAGE
CONCLUSIONS . . . . .	82
Le système plicatif des blocs 1, 2 et 3 . . . . .	82
Système d'interférence . . . . .	83
Implications au niveau des directions de compression	84
Relation entre les failles et les plis $P_1$ et $P_2$ . . . . .	85
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE . . . . .	86
Les seuils anomaux. . . . .	87
Les échantillons anomaux . . . . .	93
CONCLUSIONS . . . . .	94
RÉFÉRENCES . . . . .	98

## ANNEXES

Carte 1 - Hors-texte

Carte 2 - Hors-texte

## RÉSUMÉ

La région du lac Bélanger présente des assemblages de roches volcanosédimentaires auxquels s'associent de nombreux filons-couches mafiques et ultramafiques. Les roches sont d'âge aphébien (1750 millions d'années). La région cartographiée se divise en deux groupes: le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat. Le Groupe de Povungnituk est à son tour subdivisé en deux sous-groupes. Le premier est à dominance sédimentaire (Lamarche), tandis que le deuxième se compose majoritairement de roches volcaniques (Beuparlant). Le Groupe de Chukotat présente trois types de basalte et une séquence de roches volcanoclastiques. Le premier type de basalte présente des phénocristaux d'olivine (15 à 20%), le deuxième contient des phénocristaux de pyroxène (5%) et le troisième, des phénocristaux de plagioclase (10%). Pour les trois types de basalte, la matrice de la roche est constituée d'une mésostase dévitriifiée. L'unité de roches volcanoclastiques repose au sommet du Groupe de Chukotat. L'assemblage métamorphique suivant est caractéristique de la minéralogie des laves:

Actinote + plagioclase sodi-calcique + clinozoïsite + pistachite  
+ quartz + chlorite + quartz + sphène + calcite.

Les laves du Povungnituk sont dérivées (Francis et al., 1983) d'un magma contaminé par une croûte sialique et les basaltes du Chukotat sont, dépendant du type, des dérivés plus ou moins contaminés par une croûte océanique. Trois phases de déformation affectent les roches du secteur de lac Bélanger. Une première ( $D_1$ ) qui produit des plis isoclinaux, d'amplitude métrique, restreints à la portion sud du Groupe de Povungnituk. Une deuxième ( $D_2$ ) qui forme des plis isoclinaux, d'amplitude kilométrique, que l'on retrouve dans le Groupe de Povungnituk. Une troisième ( $D_3$ ) qui produit des plis ouverts, d'amplitude kilomé-



trique, dans l'extrémité sud-est de notre terrain. Un système d'interférence a généré un patron en dôme et bassin dans le Groupe de Povungnituk. Ce système est responsable de la double plongée des axes de plis  $P_2$ . La contrainte principale ( $\sigma_1$ ) associée à la phase de déformation  $D_1$  devait avoir une orientation voisine de  $240^\circ$ , alors que pour la phase  $D_2$  elle était vraisemblablement orientée nord-sud. La contrainte associée à  $D_3$  devait, tout comme pour  $D_1$ , avoir une orientation voisine de  $240^\circ$ . Les principales failles sont associées à la deuxième phase de déformation.

Le potentiel minier de la Fosse de l'Ungava est important. Plusieurs environnements géologiques favorables existent et les découvertes minières antérieures (La Colline de l'Amiante et Québec Raglan) en témoignent de façon éloquente.

## REMERCIEMENTS

Au cours de nos travaux de terrain, nous avons bénéficié de l'aide des géologues Anne CHARLAND, Lorraine LEBLANC et Michel OTIS ainsi que des assistants-géologues Ron LEMERY, Robert MYLES et André PELLETIER. Germain BENOÎT, en plus de nous assister sur le terrain, a été un pilier sur le plan de l'organisation du camp, de son édification, de son entretien, etc. Il nous faut également signaler le travail de construction effectué par presque tous ceux nommés précédemment et y inclure Herman DAXL et Robert BANVILLE. Normand COUTU et Pierre GINGRAS ont piloté les hélicoptères et les deux mécaniciens se sont chargés de l'entretien. Raymond PELLETIER et Hilda PYKE nous ont fait la cuisine.

Réal DAIGNEAULT, Germain BENOÎT, Luc CHARBONNEAU, Paul BROUILLETTE et Alain SIMARD ont participé à la réalisation du présent rapport. Daniel LAMOTHE a corrigé les différents textes et carte.

Enfin, les services professionnels de Sylvie RIVARD pour la révision et la dactylographie du texte nous ont été précieux.

## LISTE DES FIGURES

	PAGE
Figure 1 - Localisation de la région du lac Bélanger.....	2
Figure 2 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un assemblage de quartz, de feldspath-K et de plagioclase de la Formation de Perron.....	6
Figure 3 - Formes squelettiques de cristaux d'olivine (Gélinas, 1975).....	15
Figure 4 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un basalte à olivine. La zone la plus foncée constitue la bordure figée. Notez le passage net de la bordure figée à la zone interne.....	16
Figure 5 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.....	17
Figure 6 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une zone à cumulat d'un basalte à olivine.....	17
Figure 7 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.....	18
Figure 8 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.....	18
Figure 9 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.....	18

	PAGE
Figure 10 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.....	18
Figure 11 - Formes squelettiques de cristaux de pyroxène (Gélinas, 1975).....	22
Figure 12 - Microphotographie, en lumière naturelle, de cristaux squelettiques de pyroxène.....	23
Figure 13 - Microphotographie, en lumière naturelle, de pyroxènes.....	23
Figure 14 - Microphotographie, en lumière naturelle, de varioles dans un basalte à pyroxène.....	24
Figure 15 - Microphotographie, en lumière naturelle, de coalescence des varioles.....	24
Figure 16 - Photographie d'un tuf à blocs. Le couvre-lentille mesure 5 cm de diamètre.....	26
Figure 17 - Photographie d'un contact entre un tuf à cristaux (partie supérieure) et un tuf finement laminé. Notez la présence de structures de charge accentuées par la transposition le long du clivage.....	265
Figure 18 - Photographie d'un tuf à blocs. Les blocs sont étirés dans le sens de la schistosité. La masse mesure 1 m.....	27

	PAGE
Figure 19 - Photographie d'un tuf à amphibole dans une matrice de clinozoïsite, actinote, chlorite et quartz.....	27
Figure 20 - Photographie d'un tuf à amphibole et à plagioclase dans une matrice identique à celle des tufs à amphibole.....	27
Figure 21 - Photographie d'un tuf à plagioclase. La matrice est légèrement plus riche en épidote que les deux autres tufs précédents.....	27
Figure 22 - Microphotographie, en lumière polarisée, du contact entre les deux unités de la figure 27. Notez l'aspect transposé du contact par la schistosité.....	29
Figure 23 - Microphotographie, en lumière polarisée. Agrandissement de la photo précédente.....	29
Figure 24 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un pli dans les sédiments recoupé par le clivage de plan axial.....	29
Figure 25 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une pumicite.....	29
Figure 26 - Microphotographie, en lumière naturelle, de l'éponte inférieure d'un filon-couche de gabbro. La minéralogie se compose de quartz-biotite-épidote-plagioclase.....	33

- Figure 27 - Microphotographie, en lumière polarisée, de l'éponte supérieure d'un filon-couche de gabbro. Un litage subsiste encore. L'assemblage minéralogique est composé de plagioclase-quartz-épidote-opaques..... 33
- Figure 28 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'une lame mince de gabbro. L'assemblage minéralogique est constitué d'actinote et de plagioclase intersticiel..... 34
- Figure 29 - Microphotographie, en lumière polarisée, de gabbro. L'assemblage minéralogique est constitué d'actinote, de plagioclase sub-automorphe, de quartz et de chlorite..... 34
- Figure 30 - Microphotographie, en lumière polarisée, de gabbro. L'assemblage minéralogique est constitué de plagioclase automorphe à sub-automorphe, d'actinote, de chlorite et de quartz. On note les textures sub-ophitique et ophitique..... 34
- Figure 31 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un gabbro. L'assemblage minéralogique se compose de plagioclase automorphe, d'actinote, de chlorite et de quartz..... 34
- Figure 32 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un cumulat d'olivine. Les olivines sont pseudomorphosées en serpentine. Le minéral opaque est de la magnétite..... 37

- Figure 33 - Microphotographie, en lumière naturelle, de pyroxène xénomorphe dans une matrice de talc-serpentine..... 37
- Figure 34 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un cumulat de pyroxène. Les pyroxènes sont quasi intacts. Les plages, au centre de la figure, sont constituées de talc-serpentine..... 37
- Figure 35 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un gabbro. La minéralogie se compose de plagioclase altéré en clinozoïsite, de pistachite et de leucoxène..... 37
- Figure 36 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un gabbro. La minéralogie se compose de plagioclase et de pyroxène. On note la texture ophitique et sub-ophitique..... 39
- Figure 37 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un assemblage de gabbro. Les plages claires sont constituées d'actinote et les plages foncées de clinozoïsite et de zoïsite, pseudomorphes du plagioclase..... 50
- Figure 38 - Microphotographie, en lumière polarisée, de deux clivages. Le 1<sup>er</sup> est constitué de biotite et est recoupé par un 2<sup>e</sup> constitué par des opaques..... 70
- Figure 39 - Microphotographie, en lumière polarisée. Agrandissement de la figure précédente..... 70

Figure 40 - Photographie montrant les deux systèmes de pli. Le 1 <sup>er</sup> , déversé vers le sud, est repris par le 2 <sup>e</sup> .....	72
Figure 41 - Photographie d'un pli de 1 <sup>e</sup> phase déversé vers le sud.....	73
Figure 42 - Photographie d'un pli de 2 <sup>e</sup> phase à plan axial subvertical.....	73
Figure 43 - Photographie d'une structure montrant des structures sédimentaires reprises par la deuxième phase de déformation.....	74
Figure 44 - Coupe perpendiculaire à l'axe du pli. Échelle verticale et horizontale à 1:31 680. La légende des unités est la même que celle de la carte 2 en pochette.....	76
Figure 45 - Vue en trois dimensions du pli majeur de la carte 2 (hors texte).....	77
Figure 46 - Compilation des divers éléments structuraux par domaine.....	79
Figure 47 - Carte géologique de la région de la carte 2 en pochette.....	



## LISTE DES TABLEAUX

	PAGE
Tableau 1 - Assemblage minéralogiques observés dans la Formation de Perron.....	5
Tableau 2 - Assemblages minéralogiques dans les phyllades.....	43
Tableau 3 - Assemblages minéralogiques dans les quartzites.....	44
Tableau 4 - Assemblages minéralogiques dans l'unité Bar.....	46
Tableau 5 - Assemblages minéralogiques dans les gabbros.....	48
Tableau 6 - Assemblages minéralogiques dans les basaltes.....	52
Tableau 7 - Assemblages minéralogiques dans les phyllades.....	54
Tableau 8 - Assemblages minéralogiques dans les pyroclastites..	55
Tableau 9 - Assemblages minéralogiques dans les gabbros.....	57
Tableau 10- Assemblages minéralogiques dans les cumulats d'olivine et de pyroxène.....	58
Tableau 11- Assemblages minéralogiques dans les basaltes.....	59
Tableau 12- Échantillons minéralisés.....	89



## INTRODUCTION

La région cartographiée se situe à l'extrémité nord du Nouveau-Québec (figure 1). Elle fait partie de la Fosse de l'Ungava qui s'étend sur 350 km au nord du 61<sup>e</sup> parallèle. La région étudiée, qui est au centre de la bande, couvre une superficie d'environ 1 200 km<sup>2</sup> délimitée par les latitudes 61°15' et 61°35' et les longitudes 74°50' et 75°30'. Elle est englobée dans les feuilles 35 G/10 W, 35 G/10 E, 35 G/11 W, 35 G/7 W, 35 G/7 E, 35 G/6 W et 35 G/6 E, ainsi que dans la partie nord des feuilles 35 G/3 N et 35 G/3 E, toutes du découpage SNRC à 1:50 000.

La région a été antérieurement cartographiée par Bergeron (1959) à l'échelle de 2 milles au pouce, ainsi que par Taylor (1982) au 1:250 000. Lamothe (1984) a couvert à l'échelle 1:50 000 les terrains immédiatement à l'est des nôtres. Gélinas (1962) et Beall (1959, 1960, 1977) ont cartographié à l'échelle 1:63 360 les terrains situés un peu plus à l'est, alors que Bergeron (1957) et Stam (1961) ont couvert des terrains à l'ouest.

Les roches de la bande volcanosédimentaire sont d'âge protérozoïque et appartiennent à la province structurale de Churchill. Par ailleurs, les roches de la Formation de Perron (socle sud) sont d'âge archéen et appartiennent à la province structurale du Supérieur. La bande se divise en deux zones métamorphiques: la zone sud (que nous avons cartographiée) qui est au faciès des schistes verts et la zone nord cartographiée par Hervet (en prép.) qui est au faciès des schistes verts et au faciès amphibolite inférieur.



## GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Les roches de la région étudiée sont soit d'âge aphébien, soit d'âge archéen; elles font respectivement partie des provinces de Churchill et du Supérieur. Des datations récentes par des méthodes radiogéniques (Zindler 1982, Luck et Allègre 1984) et une étude paléomagnétique (Fujiwara et Schwarz, 1975) fixent l'âge des roches de la bande à environ 1750 millions d'années. La bande est limitée au nord et au sud par un socle gneissique archéen (Lamothe 1984).

La bande volcanosédimentaire se compose de trois grandes classes lithologiques:

- 1) Les volcanoclastites;
- 2) Les laves;
- 3) Les intrusions;
- 4) Les roches détritiques.

Le métamorphisme des roches de la bande va croissant du sud vers le nord, il passe du faciès des schistes verts (zone de la chlorite) au faciès amphibolite inférieur (Westra, 1978).

Le lecteur se référera à la carte annotée (Roy, 1985) pour la description factuelle de la géologie. Nous avons placé la carte, sans texte, à la fin du présent rapport (hors texte).

## UNITÉS LITHOLOGIQUES

Dans un premier temps, nous décrirons la Formation de Perron, dans un deuxième temps, les roches volcanosédimentaires et dans un troisième les différentes intrusions rencontrées dans la région.

### La Formation de Perron

Cette unité se compose d'un paragneiss à biotite. De couleur rose à gris blanc, on y note un rubanement plus ou moins poussé, souligné par l'alternance de la biotite et des minéraux quartzo-feldspathiques. Les bandes de minéraux sombres sont généralement de l'ordre du centimètre et alternent avec les bandes de minéraux pâles tous les 3 cm. Les grains ont des dimensions variant de 0,1 à 1,0 mm. Les cristaux de microcline présents dans certains échantillons sont ceux qui ont l'arête la plus longue (1,0 mm).

Nous avons analysé quatre échantillons du point de vue pétrographique. Nous présentons la minéralogie au tableau 1. Un échantillon ne présente pas le feldspath potassique (no 73). Ce dernier montre une altération plus poussée des plagioclases calco-sodiques et une recristallisation plus développée. On y note également la biotite et la chlorite en contact. Le pourcentage de minéraux fémiques varie de 90 à 95. Le pourcentage de microcline dans les trois échantillons qui en contiennent varie entre 3 et 10. Taylor (1982) mentionne que le feldspath-K (la microcline), lorsque présent, ne montre pas d'altération. Nous faisons le même constat. Par contre le plagioclase montre des degrés d'altération variable. Certains spécimens sont complètement séricités. Deux échantillons contiennent de la biotite et de la muscovite en contact. Cela suggère un caractère hyperalumineux (Shand, 1951).

La figure 2 montre un assemblage de cette formation. Les grains sont xénomorphes et l'on note une séricitisation des plagioclases.

TABLEAU 1

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES OBSERVÉS DANS LA FORMATION DE PERRON

Minéraux

1. Quartz	x	x	x	x
2. Plagioclase (sodi-calcique)	x	x	x	x
3. Feldspath-K (microcline)	x	x	x	
4. Biotite	x	x	x	x
5. Muscovite	x	x	x	
-----				
6. Chlorite			x	x
7. Pistachite	x		x	x
8. Clinozoïsite		x	x	x
9. Zircon		x	x	x
10. Leucoxène		x	x	
11. Calcite				x
12. Apatite				x
Numéro de la lame mince	511 <sup>(1)</sup>	521	631	73c <sup>(2)</sup>

(1) : lame mince de l'échantillon

(2) : lame mince et analyse chimique de l'échantillon

N.B.: En haut des tirets se situent les constituants majeurs (plus grand ou égal à 1%); en bas, les constituants mineurs (plus petit que 1%).

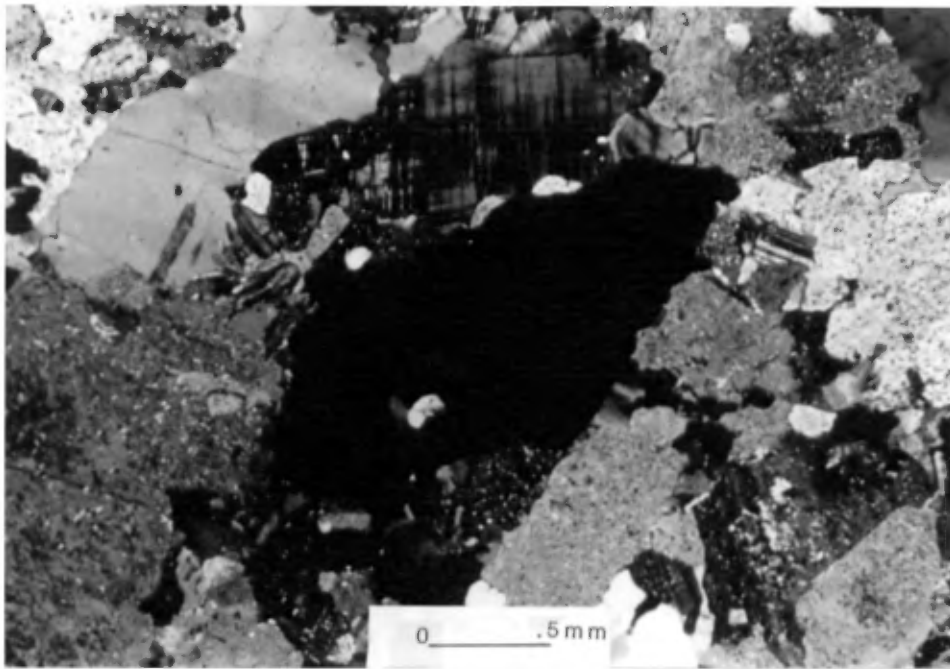


Figure 2 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un assemblage de quartz, de feldspath-K et de plagioclase de la Formation de Perron.



## Le Groupe de Povungnituk

Le Groupe de Povungnituk a été divisé par Lamothe (1984) en deux Sous-groupes.

### Le Sous-groupe de Lamarche

Le Sous-groupe de Lamarche - originellement le Sous-groupe de Nituk - (sous-unité L) se situe à la base du Groupe de Povungnituk. Il est séparé du reste du Groupe par une faille dans la partie sud-est de notre carte. Plus à l'ouest les deux unités de roches sédimentaires reposent en discordance angulaire (?) sur la Formation de Perron et appartiennent vraisemblablement au Sous-groupe de Lamarche. La faille, de transversale aux unités à l'est de notre carte, deviendrait directionnelle à l'ouest. Le Sous-groupe de Lamarche comprend un assemblage de phyllade (Lph), de quartzite (Lqu) et de dolomie (Ldo).

### Phyllade (Lph)

Les phyllades sont généralement foncées (gris-noir) et quelques affleurements sont carrément noirs. Le litage est centimétrique, parfois millimétrique. Nous n'avons pas de lame mince de phyllade provenant du Lamarche, mais celles examinées qui provenaient du Beauparlant, qui surmonte le Lamarche en contact de faille, contiennent beaucoup de graphite. Taylor (1982) mentionne également certains horizons riches en pyrite. Nous n'en avons pas cartographié qui étaient riches en pyrite. Ces roches sont généralement bien clivées et présentent un bon degré de recristallisation. Les affleurements levés dans le Sous-groupe de Lamarche montrent une forte déformation.

Les horizons de phyllades peuvent atteindre des épaisseurs respectables, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Généralement,

elles se présentent par petits bancs de l'ordre du mètre. Les phyl-lades réagissent à l'acide et leurs paragenèses contiennent souvent une bonne quantité de calcite (2 à 3%).

#### Quartzite (Lqu)

Les affleurements de ce type de roches, au sud-est de notre carte, sont de couleur grise. Le quartz est le constituant majeur. De 10 à 15% des grains de quartz sont bleutés. Cette caractéristique est également fréquente dans les horizons de grès du Beauparlant. Nous remarquons des variations de granulométrie à l'intérieur d'une même séquence d'affleurements. Les grains les plus grossiers ont une taille variant de 1,5 à 2,0 mm. Dans les horizons plus fins, les grains de quartz ont des tailles entre 0,1 et 0,3 mm.

À l'analyse pétrographique nous constatons que les classes granulométriques dans les échantillons les plus grossiers sont souvent bimodales. Un litage est parfois mesurable sur le terrain dans ces unités. Les bancs sont de quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

#### Dolomie (Ldo)

Cette unité affleure dans l'extrémité sud-est de notre carte. Elle occupe, pour le plus grand pourcentage d'affleurement, le coeur d'un synforme synclinal.

La patine d'altération, très caractéristique, est brun-rouge foncé. Elle a plutôt une apparence massive mais on y remarque de nombreuses zones de cisaillement et un bon jointage. À travers la masse dolomitique et de calcaire dolomitique, nous remarquons de nombreuses veinules de calcite.

En lame mince, aucune structure sédimentaire n'est préservée. La roche se présente comme une mosaïque de calcaire recristallisé dans laquelle sont présents une multitude de grains de quartz.

Relations stratigraphiques et de transition entre les unités.

Les sommets stratigraphiques mesurés dans le secteur du lac Beauparlant (Lamothe et al., 1984) indiquent que la séquence évolue de Ldo à Lph à Lqu. Les contacts entre les unités sont nets. Par contre à l'intérieur d'une séquence de phyllade (Lph) les contacts entre les lits sont graduels.

#### Le Sous-groupe de Beauparlant

Il surmonte le Lamarche en contact de faille. Ce Sous-groupe se compose d'un assemblage de laves mafiques (Bba) et de filons-couches ultramafiques à mafiques dans lesquels s'intercalent des niveaux de quartzite (Bqu), de pyroclastite (Bpy) et de rhyolite (Brh). La proportion de sédiments décroît du sud vers le nord. Nous avons reconnu deux cycles volcaniques dans le Sous-groupe de Beauparlant. Le début du premier se situe au contact avec le Lamarche. Le deuxième débute à 2 000 m au nord de la Petite Rivière Povungnituk et se termine par des roches felsiques de type pyroclastite et rhyolite.

#### Basaltes (Bba)

Les basaltes constituent environ 50% de la surface rocheuse du Beauparlant. Ils se situent en trois morphofaciès. Ces morphologies sont coussinées, massives et en brèches de coulée.

Nous avons mentionné qu'en l'absence des bordures inférieures et supérieures d'un filon-couche et d'un morphofaciès coussiné il est dif-

facile de faire une identification certaine du type de roche. C'est particulièrement vrai dans le bloc 2 du Groupe de Povungnituk. Les filons-couches sont souvent à grains fins (0,5 mm).

Les affleurements de basalte sont typiques des bandes volcanosédimentaires de "roches vertes". Ils sont de couleur vert à vert foncé. Quoique plus felsiques que les basaltes du Chukotat, ceux du Povungnituk sont plus foncés en cassure fraîche. Cela est imputable à la présence de chlorite.

Les coulées sont, règle générale, de faible épaisseur (10 à 30 m). Les coussins ont des dimensions variables, la moyenne est de l'ordre de 1,5 m, mais il existe toute une gamme (0,5 à 4 m) de grosseur. Les bordures de trempe sont centrimétriques (1 à 3 cm). Les séquences de basalte massif à brèche de coulée ne font pas légion.

Les deux premiers faciès sont les plus fréquents. Les brèches de coussins apparaissent dans la stratigraphie au niveau médian du bloc 3. Ces horizons sont souvent riches en carbonate.

Plusieurs niveaux de basalte coussiné sont amygdalaires. Ces derniers sont constitués de chlorite, de carbonate et d'épidote. Le pourcentage d'amygdules peut atteindre 15% et leur diamètre, 1 cm. Ces niveaux sont également plus fréquents dans le bloc 3.

Lorsque massive, les laves ont une granulométrie (0,1 à 0,3 mm) et une minéralogie très voisines, pour ne pas dire pareilles à celles des filons-couches de composition gabbroïque (50 à 60% de SiO<sub>2</sub>).

### Phyllade et quartzite (Bph et Bqu)

Les unités de quartzite et de phyllade du Beauparlant sont en tous points semblables à celles de Lamarche. Nous nous abstenons donc de les décrire.

Quoique cette unité soit peu métamorphisée, on note en nombre d'endroits de la muscovite-biotite en contact, de l'actinote et de la calcite. Il est aussi possible d'observer des phénomènes de dissolution sur les grains de quartz, lorsqu'ils sont bordés par un plan de schistosité et une recristallisation aux extrémités ("pressure solutions cleavage").

Les structures sédimentaires sont rares. Par contre, nous n'avons pas fait un levé exhaustif des affleurements. L'arrangement en terrasse de certains affleurements est une chose courante.

### Pyroclastite (Bpy)

Les roches pyroclastiques sont présentes dans la portion est du bloc 3. Elles se composent de tufs à blocs et à lapilli. Ces unités sont, en raison de leurs comportements plus cassants, relativement altérées. Toutefois, on y distingue la présence de fragments. Les blocs ont des diamètres pouvant atteindre 0,5 m. Généralement, ces fragments sont plus siliceux que la matrice en relief négatif. Sur le terrain, ces dépôts pyroclastites ont des épaisseurs variables (10 à 50 m) et sont lenticulaires. Ces unités affleurent surtout dans la portion nord-est du Groupe de Beauparlant.

### Rhyolite (Brh)

Les horizons de rhyolite toujours voisins de ceux de chert et de pyroclastites se caractérisent par leur aspect massif et leur forme en dôme. Les contacts de ces unités sont concordants avec l'encaissant.

### Arkose (Bar)

Nous introduisons cette unité qui se situe au sein du Groupe de Povungnituk. C'est une unité de méta-arkose de 100 à 600 m d'épaisseur. Les raisons pour lesquelles nous l'individualisons des autres unités de méta-grès sont au nombre de deux. D'abord, elle est constituée de 70% de quartz et de 30% de microcline et l'arrondi des grains est bon. La deuxième raison est reliée au faible taux de déformation qui l'affecte. Seule la troisième phase de déformation semble avoir affecté cette unité.

Le diamètre maximal des grains est de 3 mm. Certains échantillons ont donc une fraction conglomératique. Dans plusieurs lames minces, on note quatre fractions granulométriques:

1) 2 à 3 mm	10%
2) 1 à 2 mm	3%
3) 0,5 à 1 mm	57%
4) < 0,5 mm	30%

### **Le Groupe de Chukotat**

La qualité et la quantité des structures, des textures et des affleurements du Groupe de Chukotat en font un site privilégié pour l'étude des phénomènes volcaniques et pétrochimiques protérozoïques.

Nous avons cartographié quatre unités lithologiques dans ce groupe, dont trois différents types de basaltes.

Selon Miyashiro et al. (1969), le nom du basalte est donné par le premier minéral à cristalliser. Nous nous en tiendrons donc à cette règle qu'ont employé Francis et Hynes (1981).

### Basalte à olivine (Cbo1)

Ils forment généralement des coulées individualisées de l'ordre de 15 à 20 m. Chaque nouvelle coulée débute par la présence d'une quantité appréciable (> 15%) de phénocristaux d'olivine (1 à 2 mm) dans la bordure figée des coussins. Peu à peu, la quantité de phénocristaux d'olivine diminue avec l'évolution de la coulée.

Le morphofaciès le plus fréquent de ces laves est coussiné mais on peut à l'occasion cartographier des faciès massifs. Les coussins varient de taille, leur axe long n'étant que rarement supérieur à 3 m. Généralement, celui-ci se situe dans les environs de 1,5 m. Le faible taux de déformation affectant ces roches, à l'exception de celles en bordure (100 m) des failles, nous permet d'observer l'empilement des coussins et les tubes qui les déversaient sur les fonds océaniques.

La patine d'altération des coussins de basalte à olivine est rougeâtre. Hynes et Francis (1982) précisent que lorsque la surface des coulées de basalte à olivine est épaisse, elle est aussi ondulante et ressemble à de la croûte de pain, bulbeuse et bréchique. Ils constatent également la présence de beaucoup de joints polyhédres associés spécifiquement à ce type de lave. La détermination de sommets stratigraphiques est rendue, à l'intérieur de ces séquences de basalte à olivine, extrêmement facile par le foisonnement des chambres à gaz qui occupent la partie sommitale des coussins. Nous pouvons également,

Lorsqu'une coupe perpendiculaire à la coulée s'y prête, vérifier nos polarités et nos mesures de litage, par l'architecture de l'empilement des coussins.

Nous n'avons pas reconnu de coulée litée dans notre secteur. Une excursion avec C. Picard dans la région cartographiée par Hynes et Francis nous a permis de voir ce phénomène.

Les basaltes à olivine présentent des textures dites "fines". Ce caractère est reconnu dans la littérature géologique comme étant la conséquence d'un refroidissement rapide (Gélinas et Brooks, 1974; Lofgren et al., 1974) et des contraintes cristallographiques (Fleet, 1975). Gélinas et Brooks (1974) qualifient ces textures de "délicates et d'ornementales".

Nous reproduisons les formes des cristaux squelettiques d'olivine que nous avons vues en lame mince. Nous nous servons pour ce faire des notes de cours de L. Gélinas rédigées en 1975 (figure 3). Nous présentons également quelques photographies de lames avec certaines de ces textures (figures 4 à 10).

Hynes et Francis (1982) établissent les valeurs de MgO des basaltes à olivine entre 10 et 18% en % poids. Ces mêmes auteurs mettent en garde les lecteurs contre les valeurs les plus élevées. Les valeurs provenant des cumulats à olivine dans les coeurs de coussins ou dans les laves massives ne reflètent pas nécessairement la composition du liquide d'origine. Les valeurs maximales en MgO dans les bordures figées à la base des filons-couches ne dépassent pas 14% en MgO.

Dans les bordures figées des coussins, lors d'un premier examen pétrographique, la roche présente une dichotomie minéralogique. La minéralogie se compose de phénocristaux d'olivine et d'une pâte très



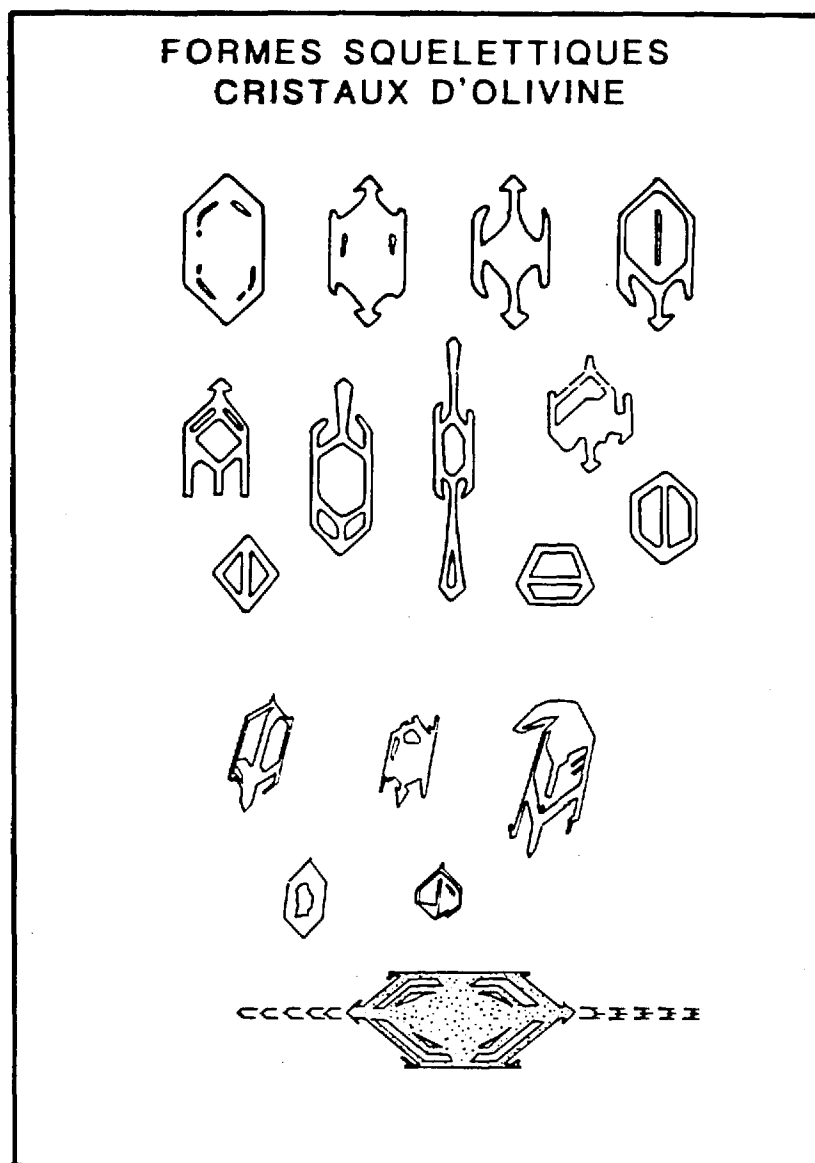


Figure 3 - Formes squelettiques de cristaux d'olivine (Gélinas, 1975).

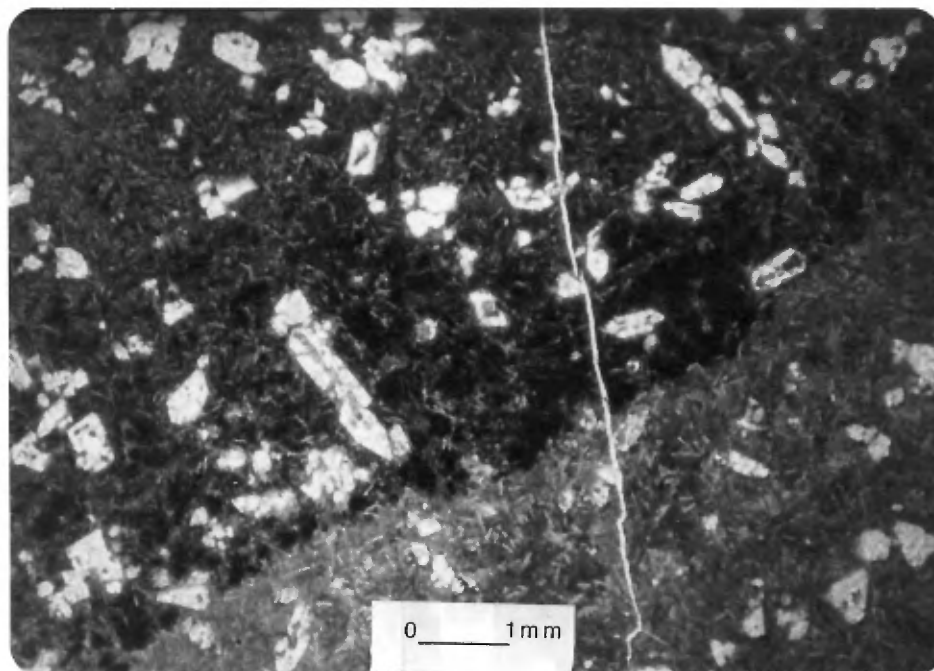


Figure 4 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un basalte à olivine. La zone la plus foncée constitue la bordure figée. Notez le passage net de la bordure figée à la zone interne.

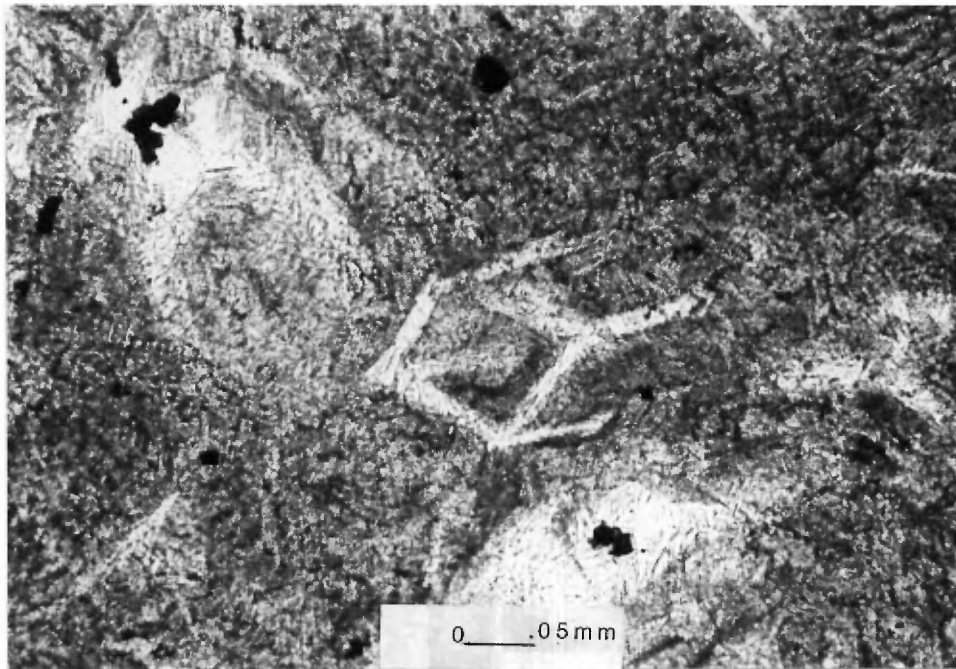


Figure 5 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.

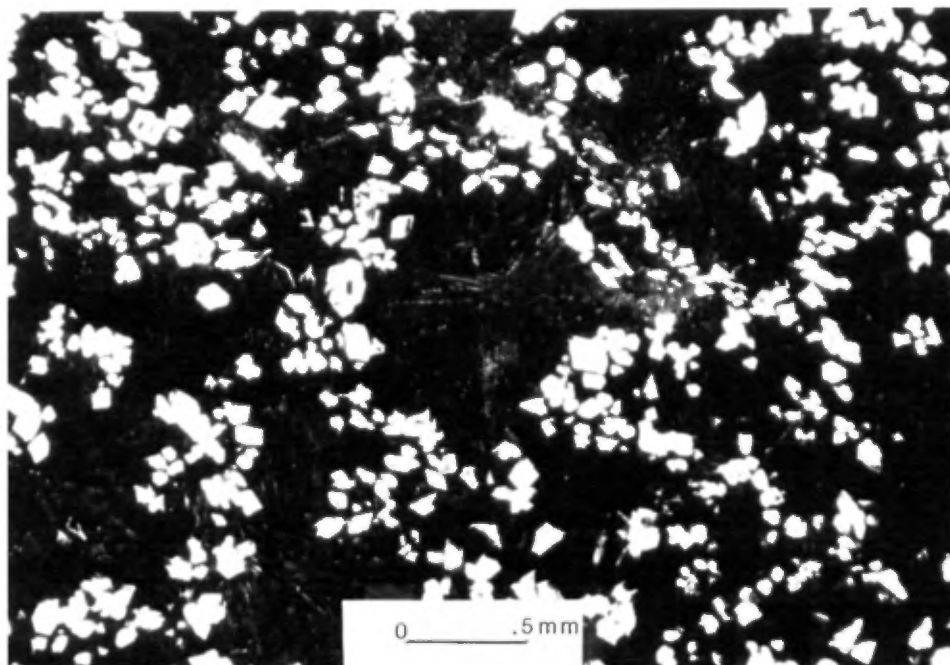


Figure 6 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une zone à cumulat d'un basalte à olivine.

Figure 7 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.

Figure 8 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.

Figure 9 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.

Figure 10 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une forme squelettique d'un cristal d'olivine.

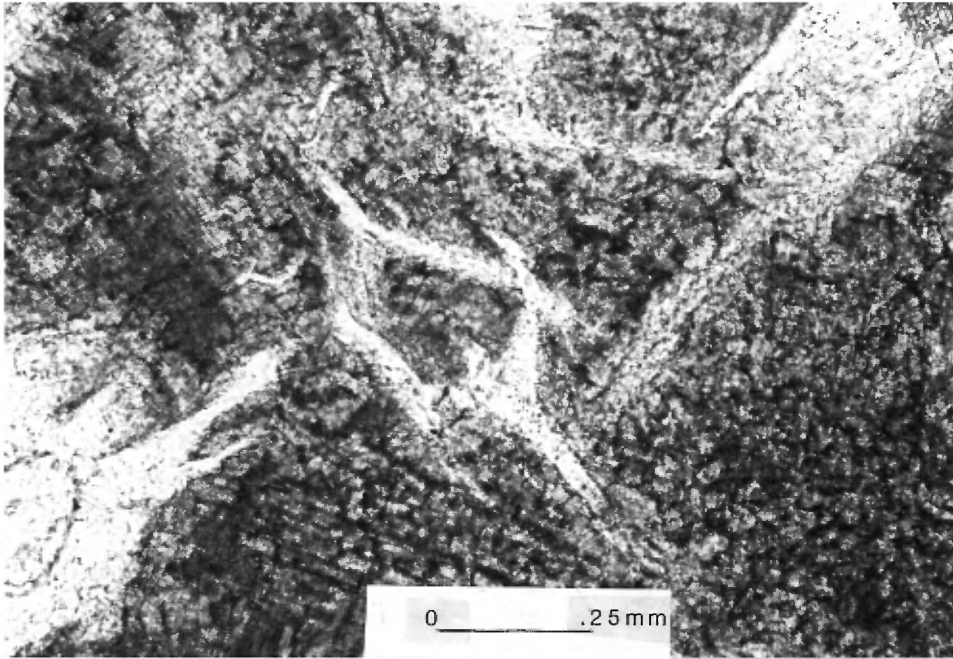


Figure 7 -

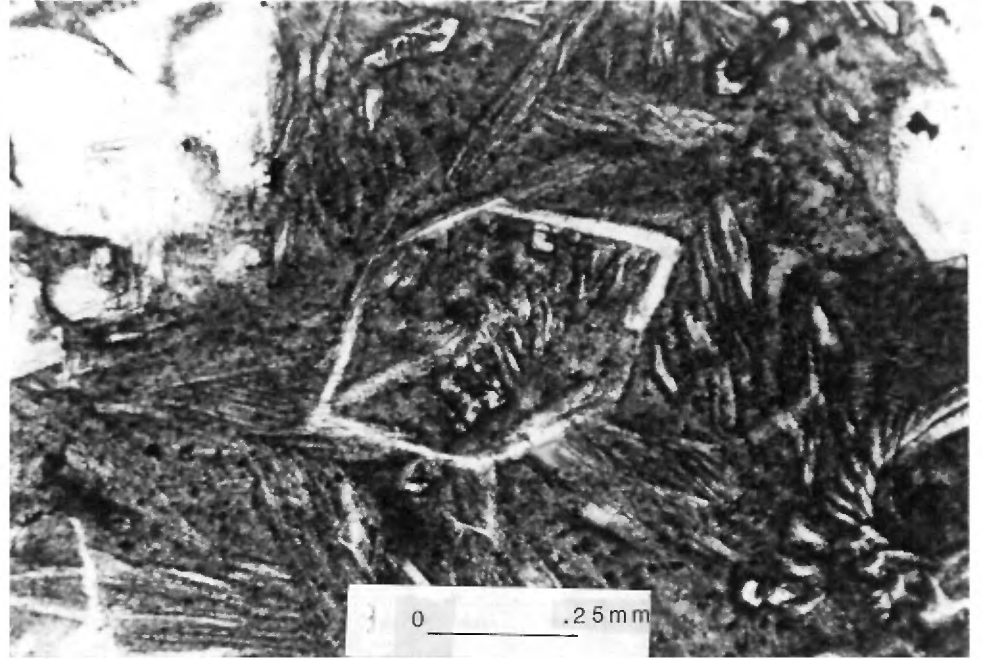


Figure 9 -

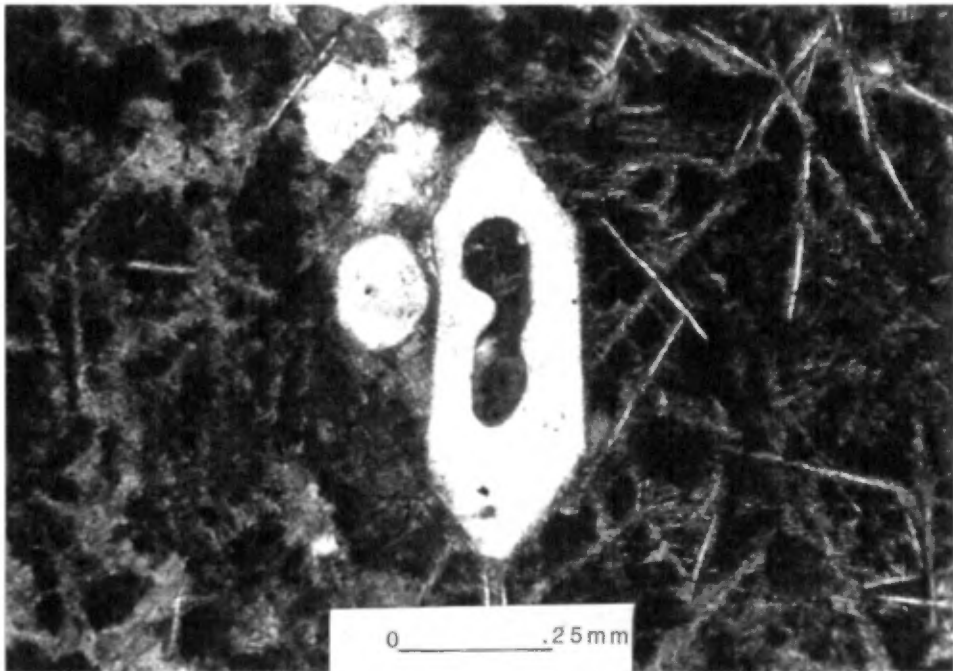


Figure 8 -

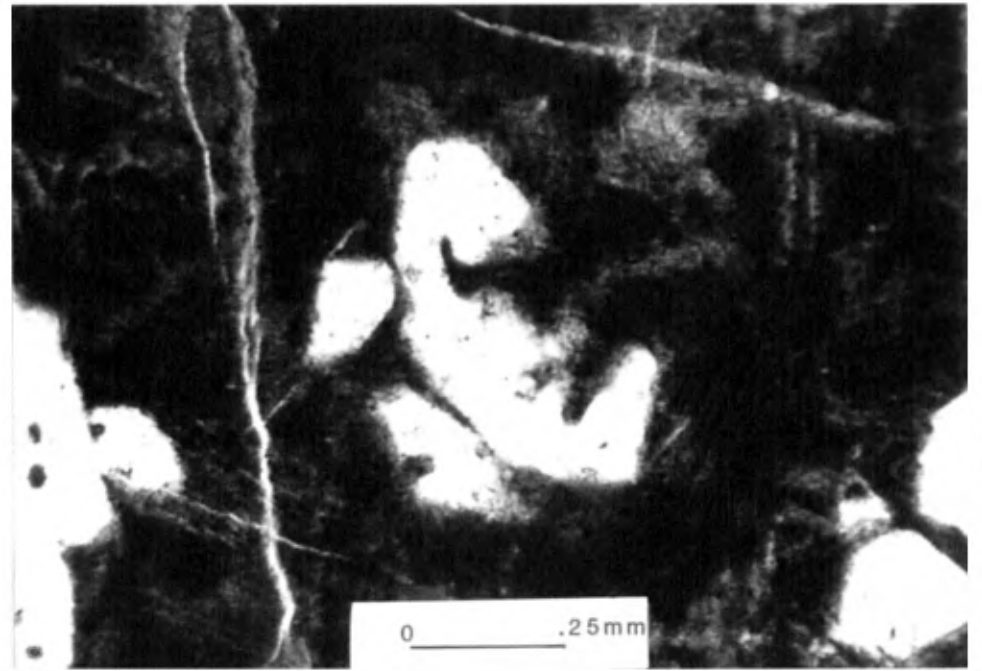


Figure 10 -

fine. Les phénocristaux d'olivine sont en proportion variable (5 à 20%) et leur taille peut atteindre 2 mm. Ils sont pseudomorphisés en chlorite et en épidote; ces deux minéraux s'accompagnant quelquefois de calcite. Les phénocristaux baignent dans une mésostase composée essentiellement d'un fin tissu ( $< 0,01$  mm) de clinozoïsite, d'actinote et de pistachite. Cette matrice a un caractère quasi opaque. Francis et al. (1981) mentionnent, très à propos, que certains spécimens contiennent des cristaux squelettiques de clinopyroxène et des paillettes d'olivine pseudomorphisées. Ils interprètent ces textures comme étant le résultat d'une croissance à une température subsolidus.

Les coussins sont formés de deux zones distinctes. La bordure figée, la première, se compose de pseudomorphes d'olivine (Francis et al., 1981). La zone à cumulat, la deuxième, se compose d'un plus grand nombre de phénocristaux d'olivine et d'une matrice plus cristalline (figure 4).

La matrice résulte probablement de la dévitrification d'un verre métastable à l'origine. La bordure de trempe des coussins est de l'ordre du centimètre et le passage à l'autre zone, à cumulat, s'effectue rapidement et de façon nette (figure 4).

La zone interne du coussin se caractérise par son caractère cristallin accru, souligné par l'aspect plus clair de la matrice en lame mince. Les cristaux squelettiques de clinopyroxène et les paillettes d'olivine sont présents en plus grand nombre dans la partie non figée. La proportion de verre est donc plus faible, mais sa dévitrification a donné naissance au même minéraux que ceux décrits précédemment.

### Basalte à pyroxène (CbpX)

Les basaltes à pyroxène constituent le terme intermédiaire, pétrographiquement et chimiquement, dans les trois types de roches volcaniques reconnus par Francis et al. (1981) dans le Groupe de Chukotat. Ce type de lave se reconnaît par la faible quantité (< 5%) de phénocristaux dans la bordure figée; ceci confère une apparence quasi aphanitique à l'échantillon. Nous reproduisons, comme nous l'avons fait dans le cas des basaltes à olivine, les formes des cristaux squelettiques de pyroxène que nous avons vues en lame mince. Nous nous servons des notes de cours de L. Gélinas rédigées en 1975 (figure 11). Nous présentons également une microphotographie d'une lame mince avec certaines de ces textures (figures 12 et 13).

Les phénocristaux sont composés de pyroxène et s'accompagnent fréquemment d'olivine. Sur certains échantillons, nous notons la présence de varioles (figure 14) et le phénomène de coalescence de ces dernières (figure 15). Ces laves sont généralement coussinées, mais l'on remarque également des horizons massifs, avec des bordures supérieures composées de hyaloclastites (Francis et al., 1981). En cassure fraîche, elles présentent une couleur vert pâle et les surfaces d'affleurement des basaltes à pyroxène sont lisses.

Le diamètre moyen de l'axe long des coussins de basalte est légèrement inférieur (< 1 m) à celui des basaltes à olivine. Le passage des basaltes à olivine aux basaltes à pyroxène se fait progressivement (Francis et al., 1981), de sorte qu'il est parfois difficile d'identifier sur le terrain le type de basalte.

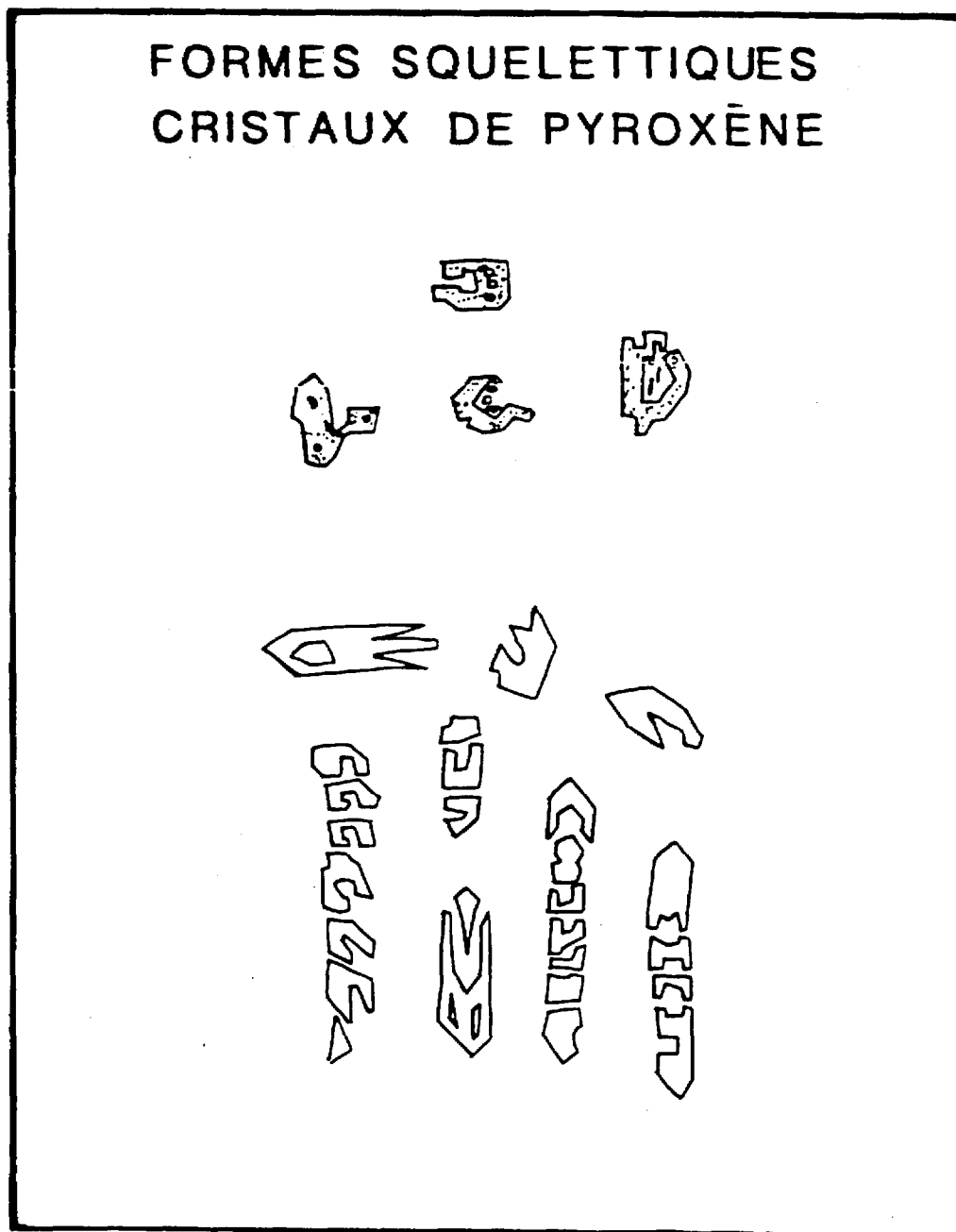


Figure 11 - Formes squelettiques de cristaux de pyroxène (Gélinas, 1975)



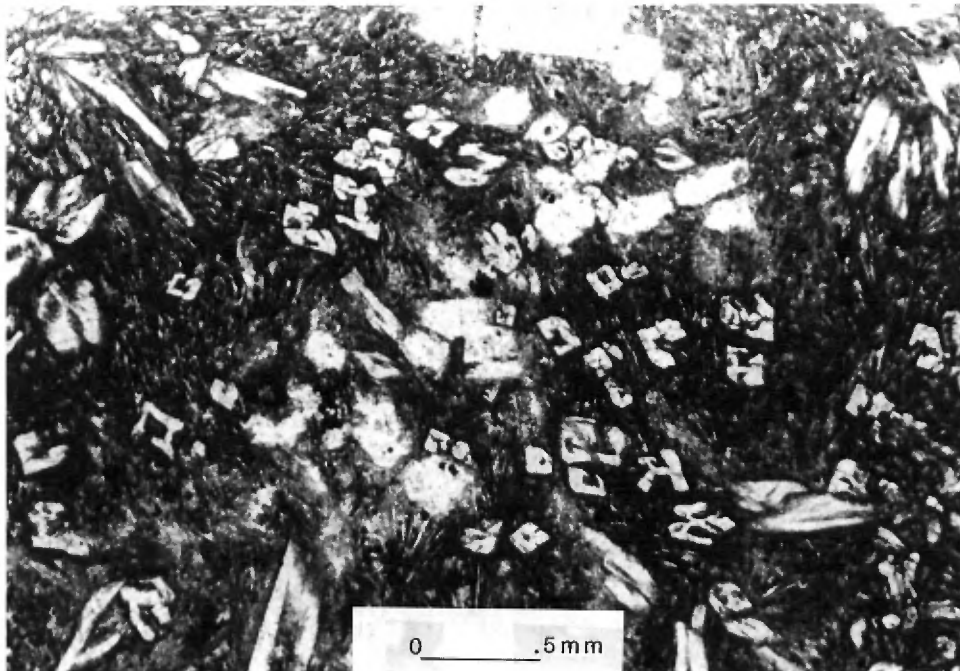


Figure 12 - Microphotographie, en lumière naturelle, de cristaux squelettiques de pyroxène.

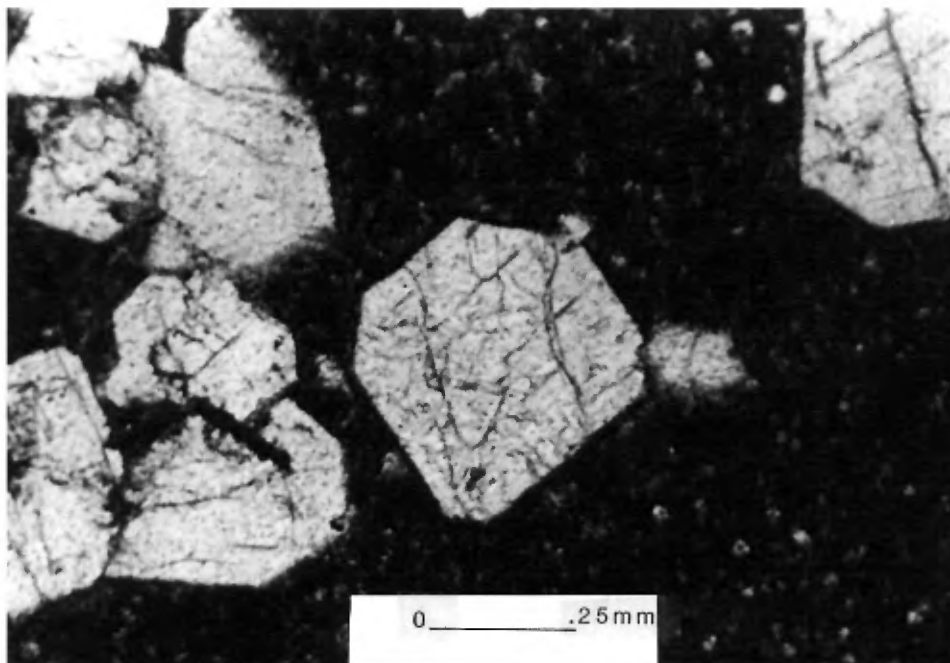


Figure 13 - Microphotographie, en lumière naturelle, de pyroxènes.

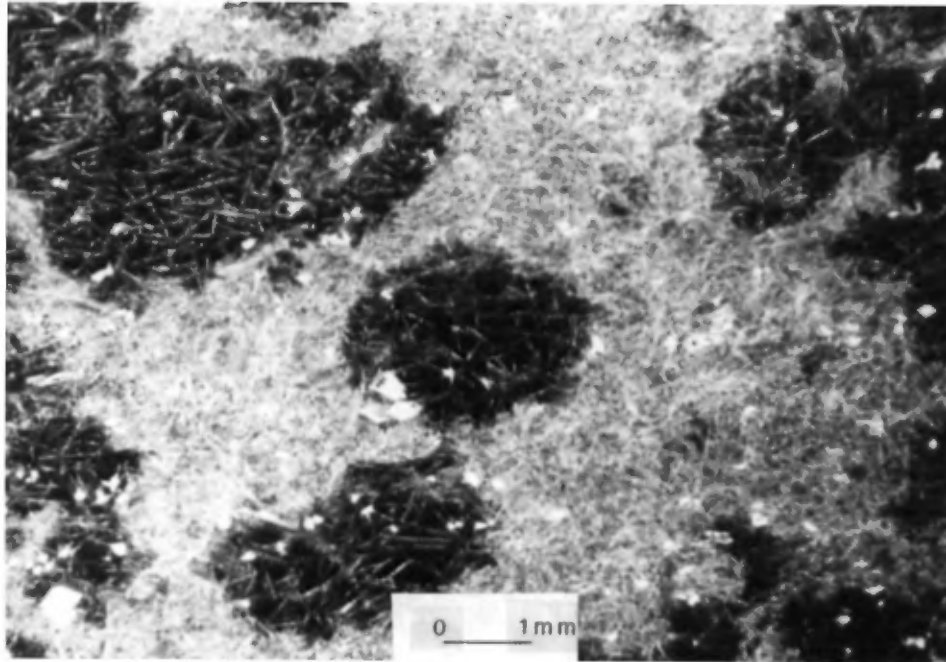


Figure 14 - Microphotographie, en lumière naturelle, de varioles dans un basalte à pyroxène.

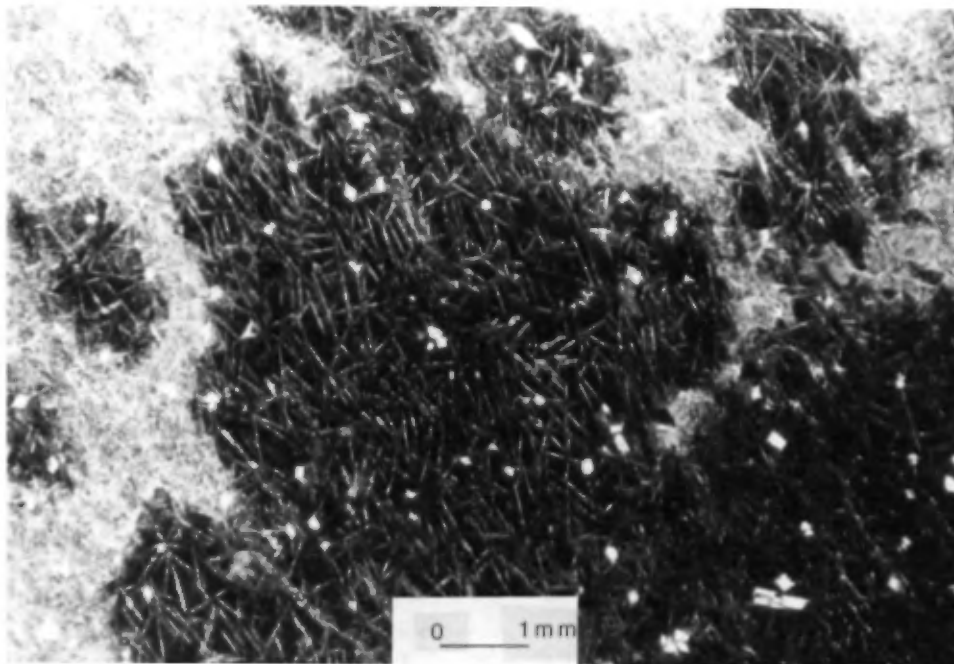


Figure 15 - Microphotographie, en lumière naturelle, de coalescence des varioles.

### Basalte à plagioclase (Cbp1)

Le basalte à plagioclase constitue le terme le plus évolué des trois types de basalte du Chukotat. Les bordures figées contiennent des lattes de plagioclase dans une matrice dévitrifiée en actinote, quartz, et plus rarement, du leucoxène. En cassure fraîche, un échantillon de ce type de lithologie a une apparence plus foncée que celle des deux autres.

Le basalte à plagioclase est coussiné et le diamètre moyen des coussins est voisin de celui du basalte à pyroxène. Les échantillons que nous avons prélevés ne montrent pas de texture intéressante à cause du degré d'altération qui prévaut.

### Volcanoclastites (Cvo)

Cette séquence qui affleure sur 1 km dans l'extrémité nord-ouest de notre carte est constituée de volcanoclastites. Plusieurs lithologies sont présentes dans un intervalle plutôt bref. Cette unité est sommitale au Groupe de Chukotat<sup>1</sup>.

De nombreuses structures sédimentaires sont identifiables dans cette séquence. Nous y notons, entre autres, des empreintes de charge, des laminations parallèles et entrecroisées et des plis synsédimentaires. Nous présentons sur les figures 16 à 26 plusieurs photographies et microphotographies des lithologies qui y affleurent.

---

1. Note de l'éditeur: Il a été démontré, lors de campagnes de cartographie subséquentes, que cette unité de volcanoclastites se situe dans la Formation de Parent du Groupe de Watts (Tremblay, sous presse).

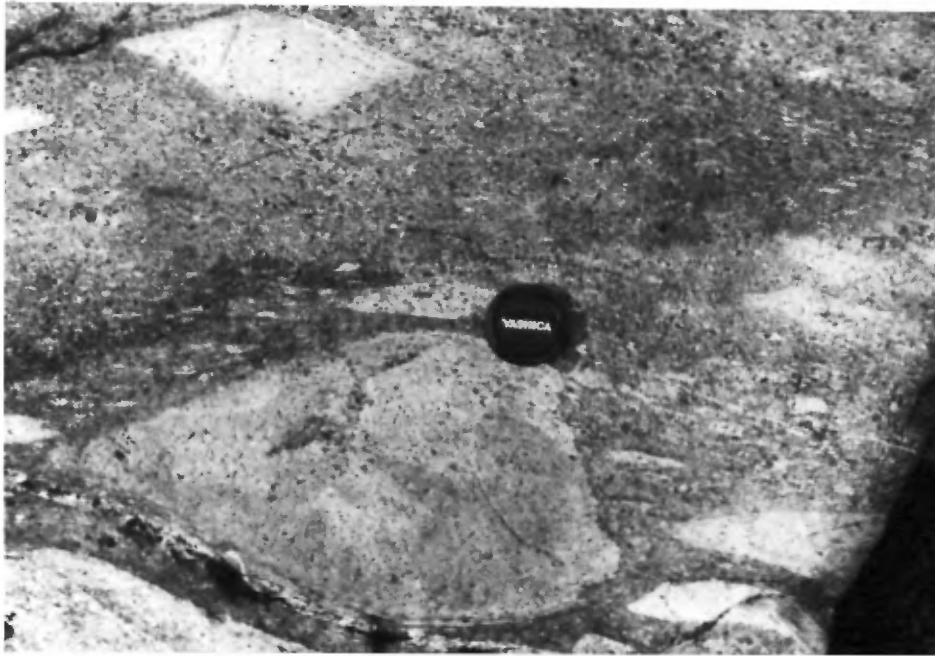


Figure 16 - Photographie d'un tuf à blocs. Le couvre-lentille mesure 5 cm de diamètre.



Figure 17 - Photographie d'un contact entre un tuf à cristaux (partie supérieure) et un tuf finement laminé. Notez la présence de structures de charge accentuées par la transposition le long du clivage.

Figure 18 - Photographie d'un tuf à blocs. Les blocs sont étirés dans le sens de la schistosité. La masse mesure 1 m.

Figure 19 - Photographie d'un tuf à amphibole dans une matrice de clinozoïsite, actinote, chlorite et quartz.

Figure 20 - Photographie d'un tuf à amphibole et à plagioclase dans une matrice identique à celle des tufs à amphibole.

Figure 21 - Photographie d'un tuf à plagioclase. La matrice est légèrement plus riche en épidote que les deux autres tufs précédents.

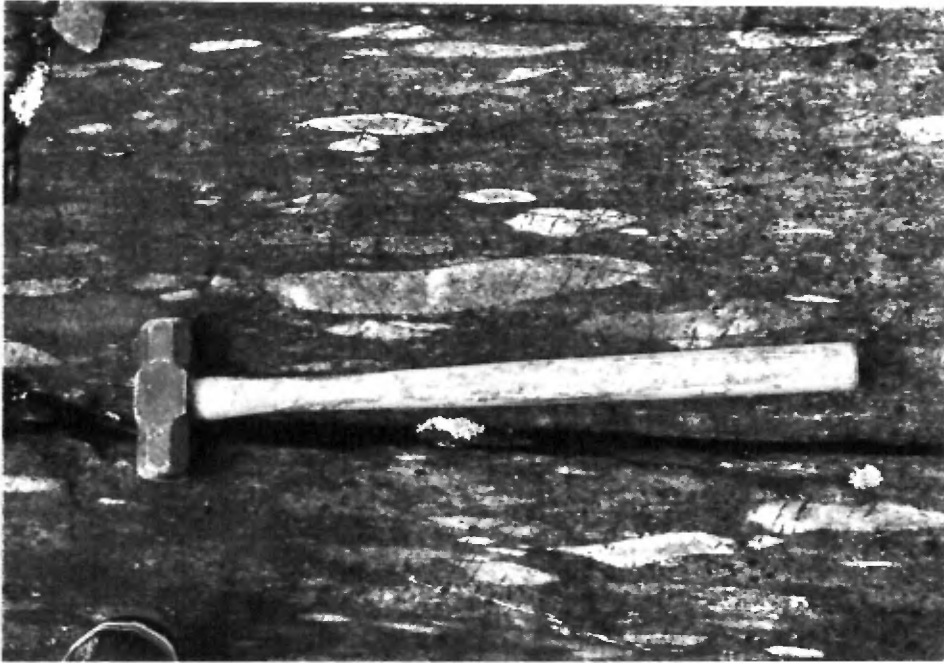


Figure 18 -

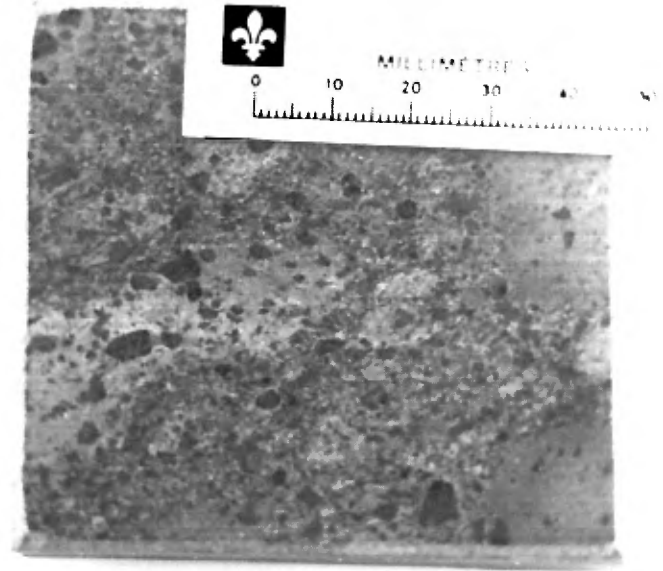


Figure 20 -

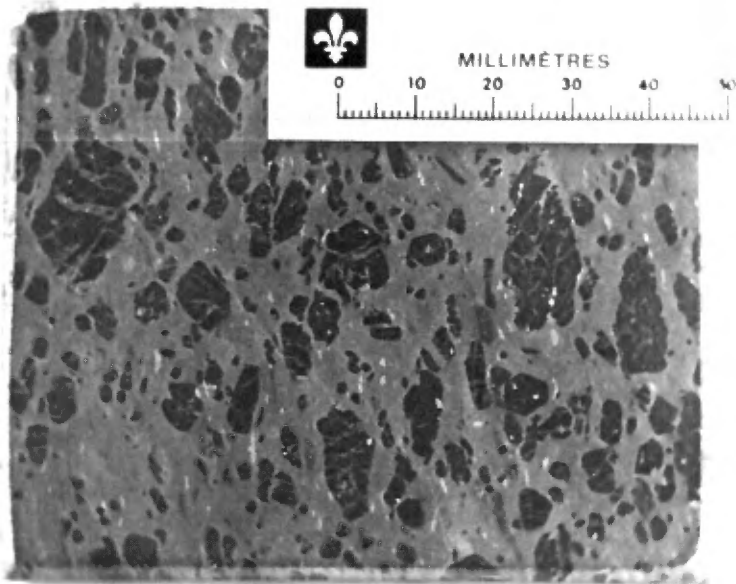


Figure 19 -

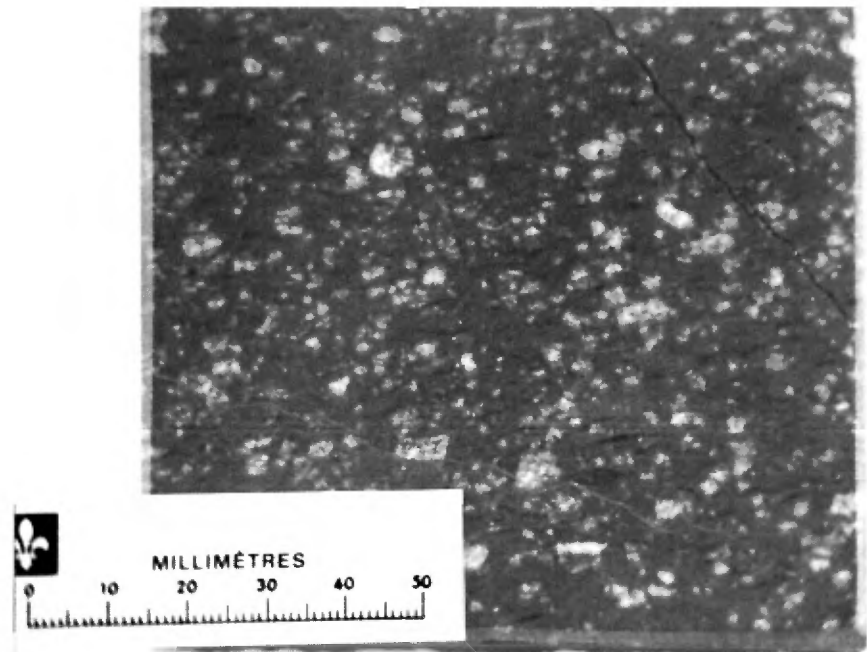


Figure 21 -

Figure 22 - Microphotographie, en lumière polarisée, du contact entre les deux unités de la figure 27. Notez l'aspect transposé du contact par la schistosité.

Figure 23 - Microphotographie, en lumière polarisée. Agrandissement de la photo précédente.

Figure 24 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un pli dans les sédiments recoupé par le clivage de plan axial.

Figure 25 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une pumicite.

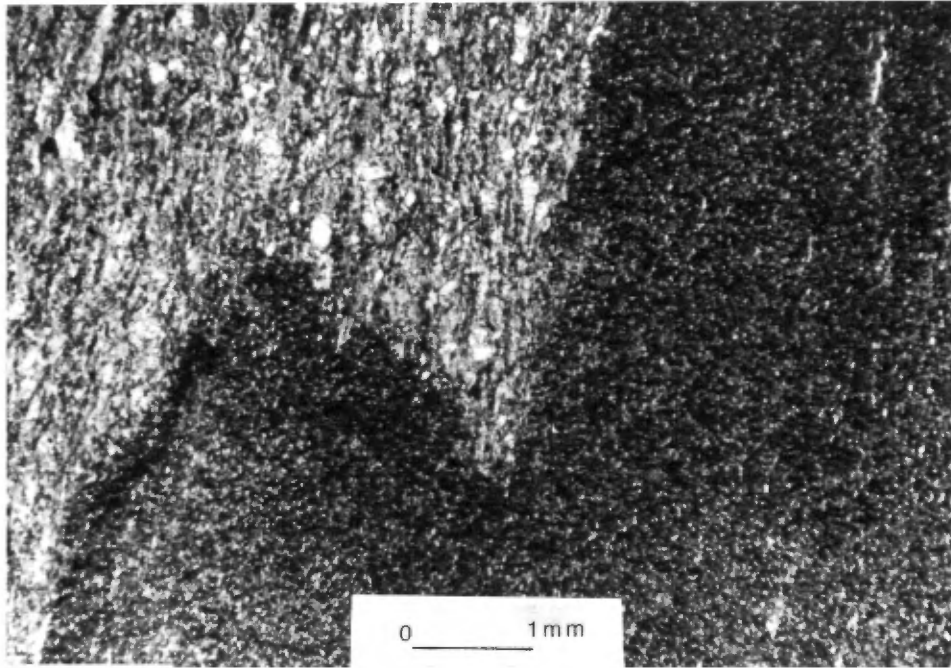


Figure 22

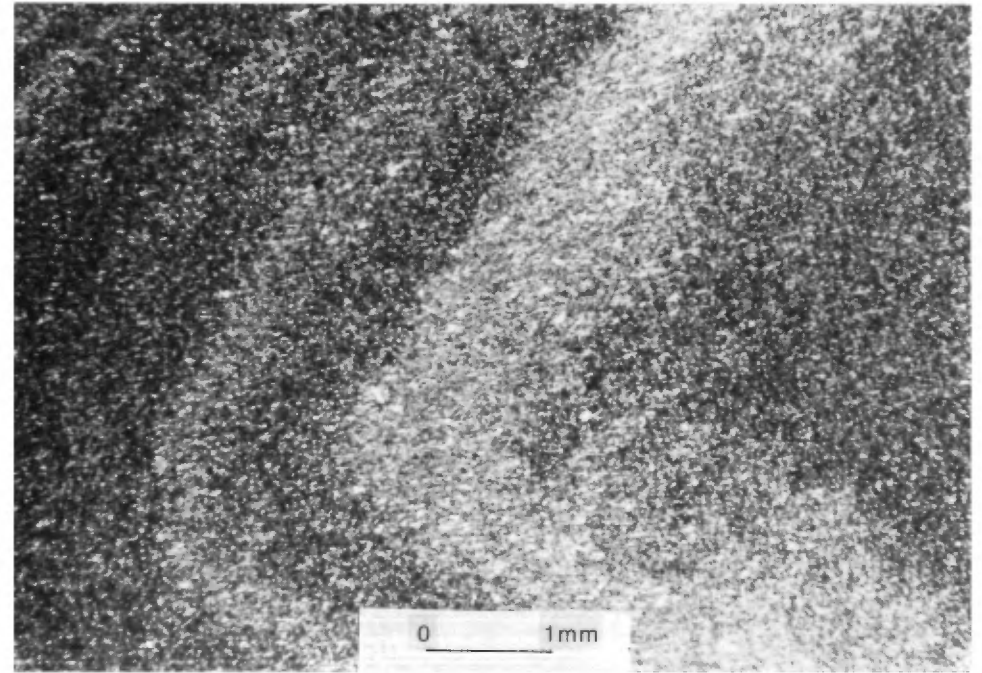


Figure 24

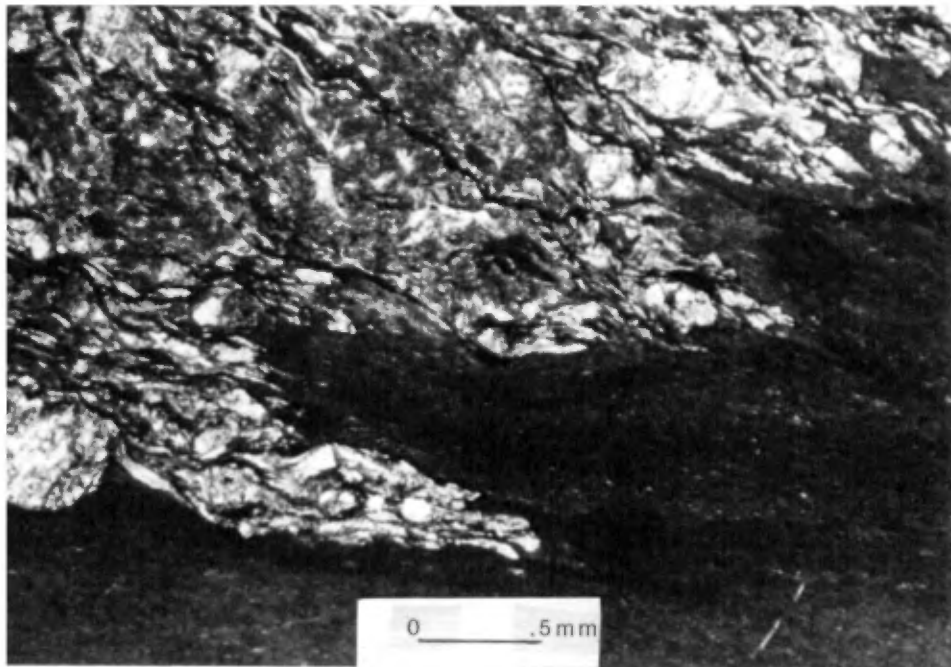


Figure 23

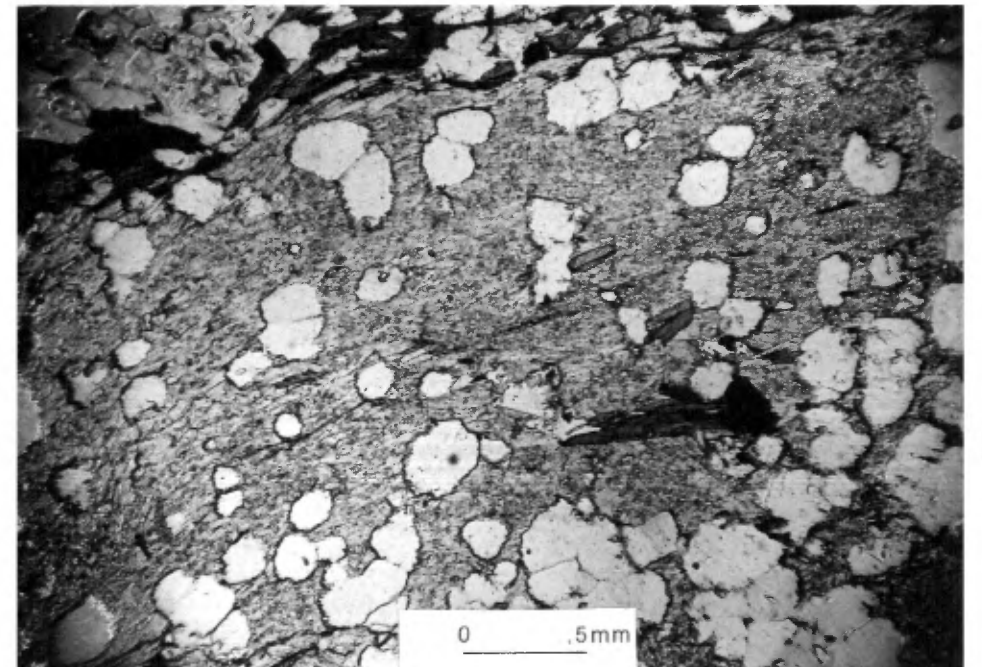


Figure 25



## Intrusions

Les roches intrusives qui affleurent dans notre secteur sont de composition ultramafique et mafique. Les filons-couches sont concordants à l'échelle de la carte et de l'affleurement. La granulométrie de ces roches est généralement moyenne (> 0,5 mm avec un maximum de 2 mm). De plus, les très bonnes conditions d'affleurement de ces intrusions dans la région nous permettent d'observer la différenciation progressive de l'intrusion, lorsque celle-ci a lieu. Dès lors, il est plus juste, dans le cas où un processus de différenciation s'opère, de parler globalement du filon-couche. Nous nous en tiendrons donc à cette règle.

À l'examen de la carte , nous remarquons que les intrusions à caractère ultramafique sont presque inexistantes dans le bloc 2\*. Elles se manifestent en plus grand nombre dans le bloc 3 et les suivants.

### Intrusions des blocs 1 et 2

Les filons-couches de ces secteurs, de même que ceux dans les secteurs suivants, sont de puissance restreinte (inférieure ou égale à 300 m). Ils apparaissent de façon irrégulière dans l'empilement volcanosédimentaire. Les filons-couches sont de composition gabbroïque. Les assemblages minéralogiques sont surtout constitués de cristaux (0,5 à 2 mm) d'actinote, de plagioclase et dans des quantités moindres de quartz, d'épidote, de leucoxène et de quelques opaques. Les cristaux d'actinote et de plagioclase forment souvent les textures ophitique et sub-ophitique.

Les échantillons de ces intrusions ont une couleur vert à brun, en surface altérée, attribuable à la présence de l'actinote et de la chlo-

---

\* Les blocs sont numérotés en chiffres romains sur la carte.

rite. En quelques endroits, on peut voir la texture ophitique à sub-ophitique.

Dans les blocs 1 et 2, les processus de différenciation dans les gabbros sont rares et ne s'effectuent qu'à un stade pétrochimique évolué (entre 50 et 60% de  $\text{SiO}_2$ ). Sur le terrain, il est presque toujours possible de reconnaître le leucoxène comme un constituant minéral des gabbros. Des vingt lames minces que nous possédons de gabbros, toutes, sans exception, montrent du leucoxène. Le pourcentage varie de 1 à 10%. Les échantillons provenant d'une zone de faille contiennent de la chlorite et de la biotite.

Nous avons prélevé une séquence complète d'un filon-couche dans le bloc 2, en y incluant les épontes inférieure et supérieure. Nous présentons aux figures 26 à 31 les microphotographies des épontes et des différents stades d'évolution pétrographique du filon-couche.

L'éponte inférieure, une phyllade recuite, se caractérise par un assemblage de quartz-biotite-épidote-plagioclase. Dans l'éponte supérieure subsiste encore un litage. Hynes et Francis (1982) et Banville (1985) soulignent, eux aussi, l'aspect recuit des sédiments au contact des filons-couches.

Le filon-couche est de composition chimique évoluée, le pourcentage de  $\text{SiO}_2$  oscille entre 48 et 50 et celui de  $\text{MgO}$ , entre 5 et 7. On y note une évolution pétrographique, la figure 28 présente un assemblage d'amphibole verte (probablement une actinote) et des plagioclases intersticiels. Sous les figures 29 et 30, on remarque les textures subophitiques et ophitiques. La figure 31 présente un assemblage composé de proportion égale d'amphibole et de plagioclase automorphes.

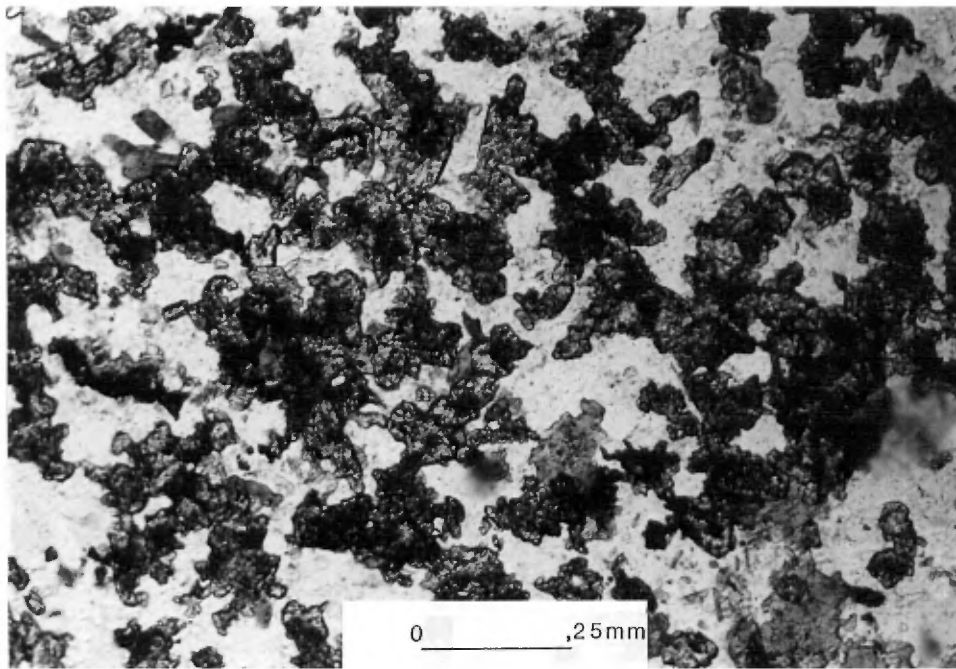


Figure 26 - Microphotographie, en lumière naturelle, de l'éponte inférieure d'un filon-couche de gabbro. La minéralogie se compose de quartz-biotite-épidote-plagioclase.

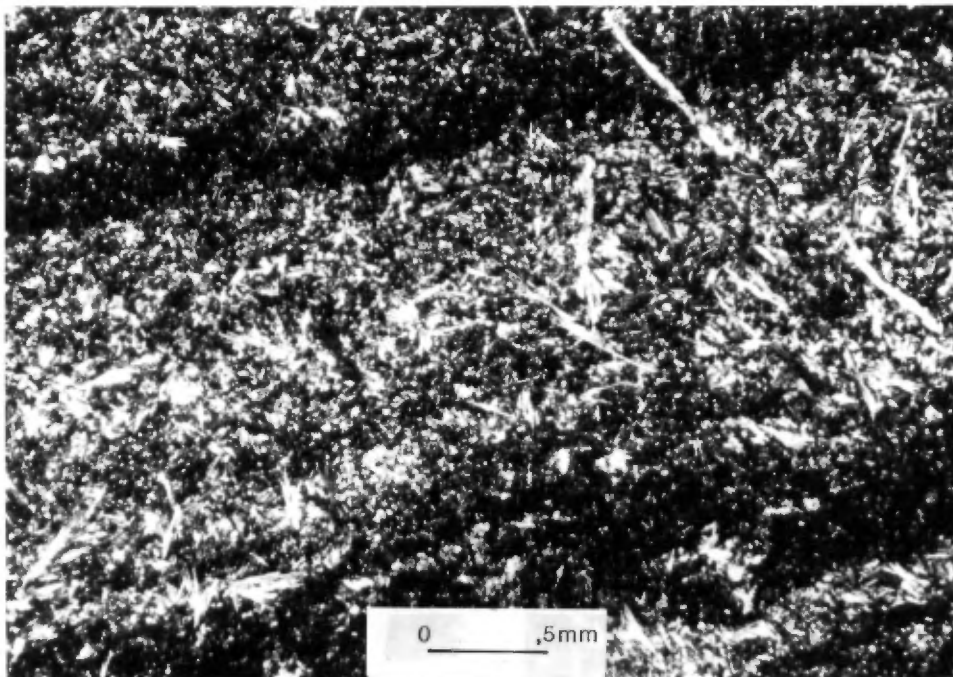


Figure 27 - Microphotographie, en lumière polarisée, de l'éponte supérieure d'un filon-couche de gabbro. Un litage subsiste encore. L'assemblage minéralogique est composé de plagioclase-quartz-épidote-opaques.

Figure 28 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'une lame mince de gabbro. L'assemblage minéralogique est constitué d'actinote et de plagioclase intersticiel.

Figure 29 - Microphotographie, en lumière polarisée, de gabbro. L'assemblage minéralogique est constitué d'actinote, de plagioclase sub-automorphe, de quartz et de chlorite.

Figure 30 - Microphotographie, en lumière polarisée, de gabbro. L'assemblage minéralogique est constitué de plagioclase automorphe à sub-automorphe, d'actinote, de chlorite et de quartz. On note les textures sub-ophitique et ophitique.

Figure 31 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un gabbro. L'assemblage minéralogique se compose de plagioclase automorphe, d'actinote, de chlorite et de quartz.

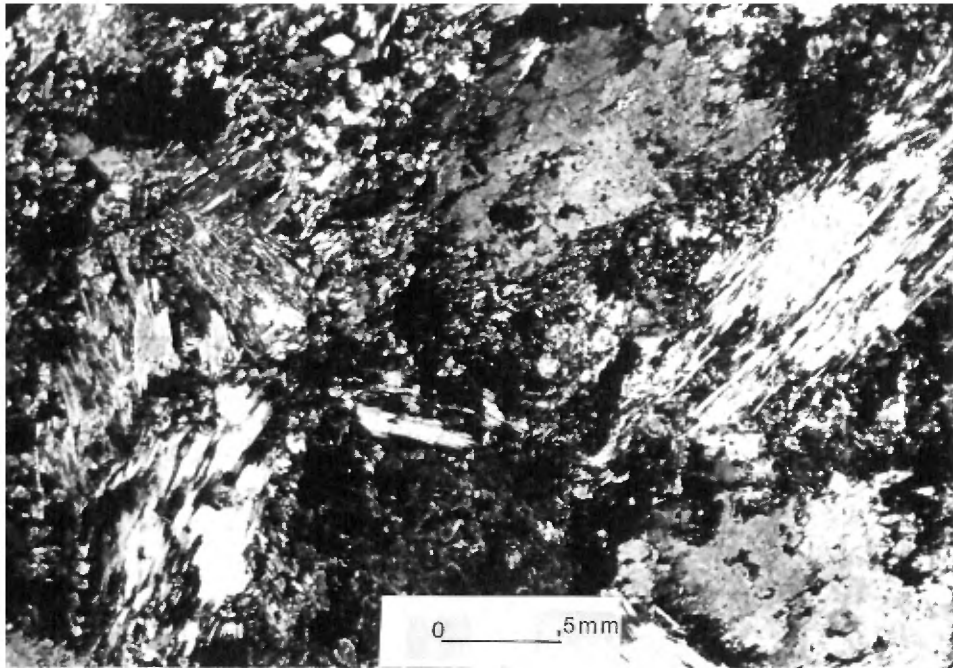


Figure 28

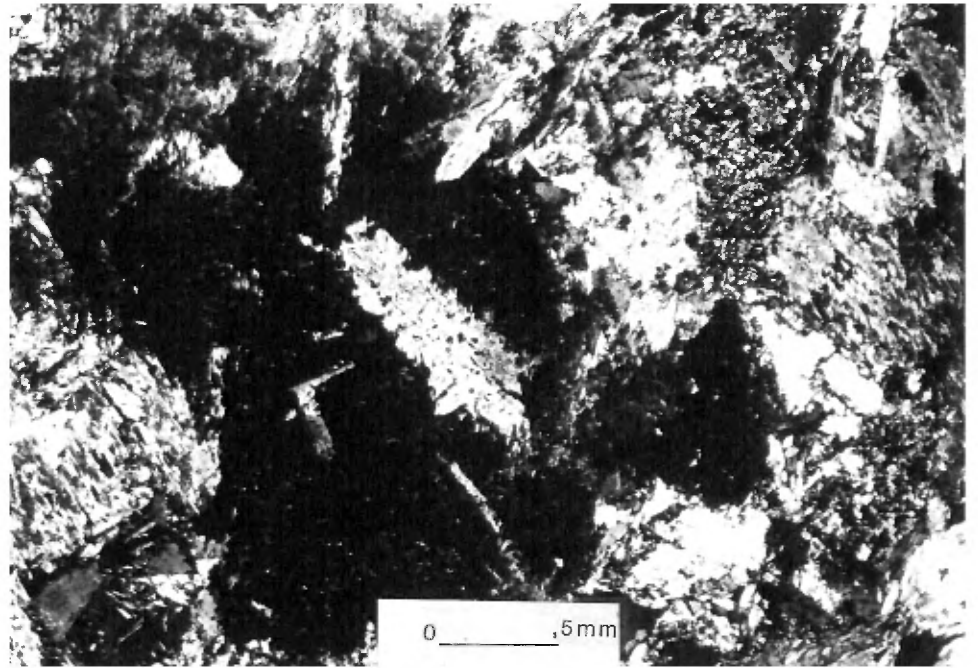


Figure 30

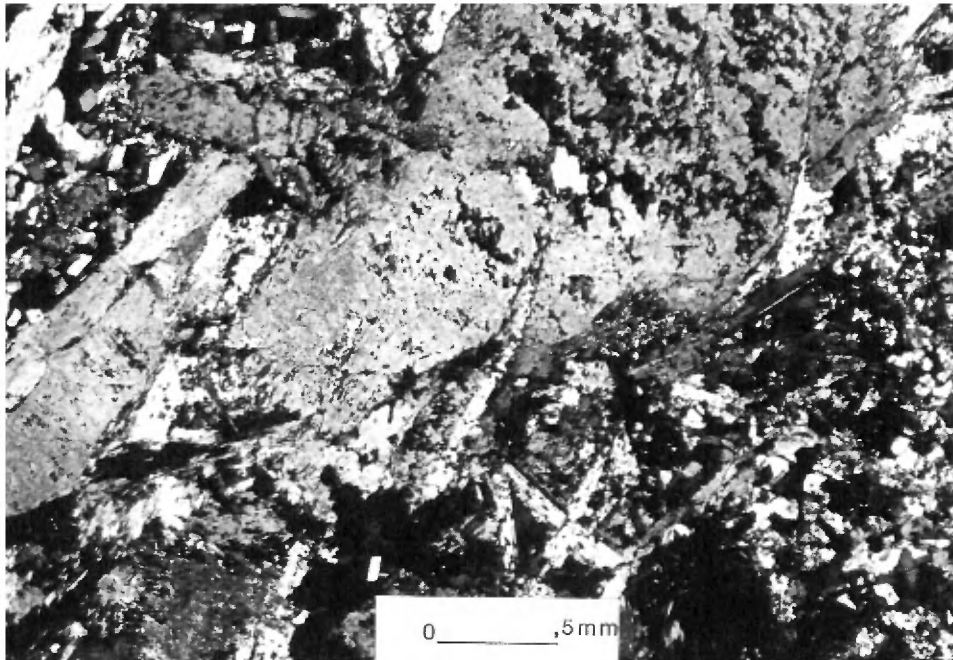


Figure 29

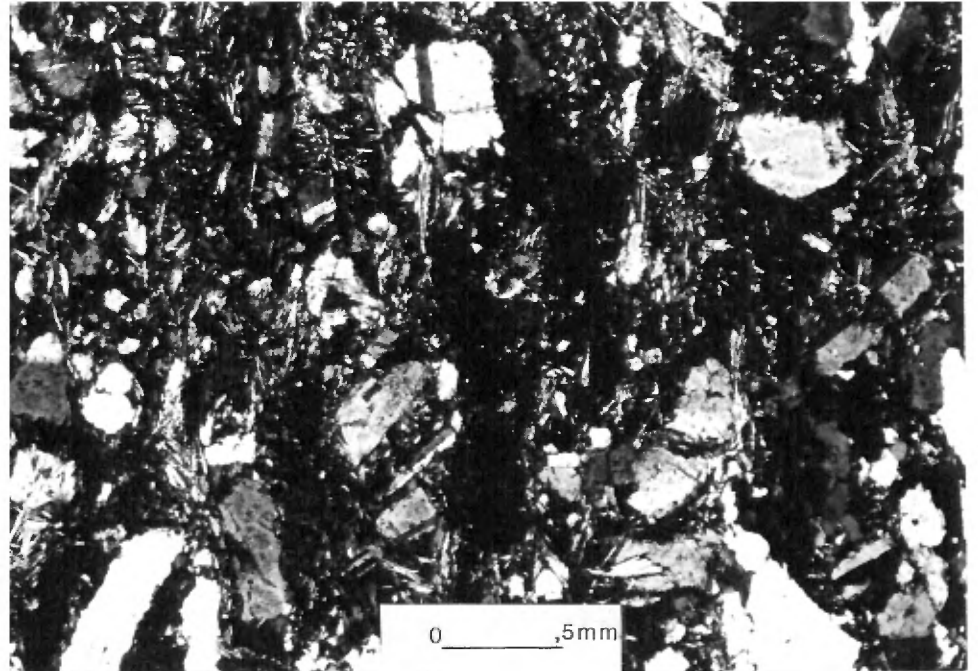


Figure 31

Les autres filons-couches analysés dans le bloc 2 sont de compositions chimique et pétrographique (à une exception près) très semblables à celui-ci.

Dans l'extrémité nord-est du bloc 2 se situe un filon-couche de péridotite qui se poursuit à l'est (Lamothe et al., 1984). Les principaux constituants minéralogiques comprennent l'actinote, le talc et la chlorite. Les unités ultramafiques sont facilement suivies sur le terrain. Nous les reconnaissons à bonne distance par la couleur brun-rouge de la patine d'altération. Cette patine résulte de la dégradation des minéraux ferromagnésiens, abondants dans ce type d'intrusion.

### Intrusions du bloc 3

Nous serions tenté de lui donner l'épithète de bloc des intrusions ultramafiques. Hynes et Francis (1982) mentionnent la présence de trois importants filons-couches dans ce bloc. Celui-ci contient des filons-couches différenciés, dont les portions inférieures montrent une minéralogie constituée d'un cumulat d'olivine avec du clinopyroxène interstitiel. Sur le terrain, les affleurements de ce cumulat d'olivine se défont en petites boules de 2 cm de couleur brun-foncé. Cela nous fait penser à une texture saccharoïde.

Nous présentons, comme nous l'avons fait précédemment, un cas type de différenciation à l'intérieur d'un de ces appareils. Il s'agit des échantillons provenant du site 29c sur la carte.

Nous avons prélevé six échantillons qui permettent de tracer les évolutions pétrographique et chimique. À la base, nous retrouvons un horizon de péridotite (dunite) composé d'olivines pseudomorphisées et de pyroxènes interstitiels (figure 32). Le deuxième terme se compose de pyroxènes dans une matrice de talc et d'actinote (figure 33). Pour

Figure 32 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un cumulat d'olivine. Les olivines sont pseudomorphosées en serpentine. Le minéral opaque est de la magnétite.

Figure 33 - Microphotographie, en lumière naturelle, de pyroxène xénomorphe dans une matrice de talc-serpentine.

Figure 34 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un cumulat de pyroxène. Les pyroxènes sont quasi intacts. Les plages, au centre de la figure, sont constituées de talc-serpentine.

Figure 35 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un gabbro. La minéralogie se compose de plagioclase altéré en clinozoisite, de pistachite et de leucoxène.

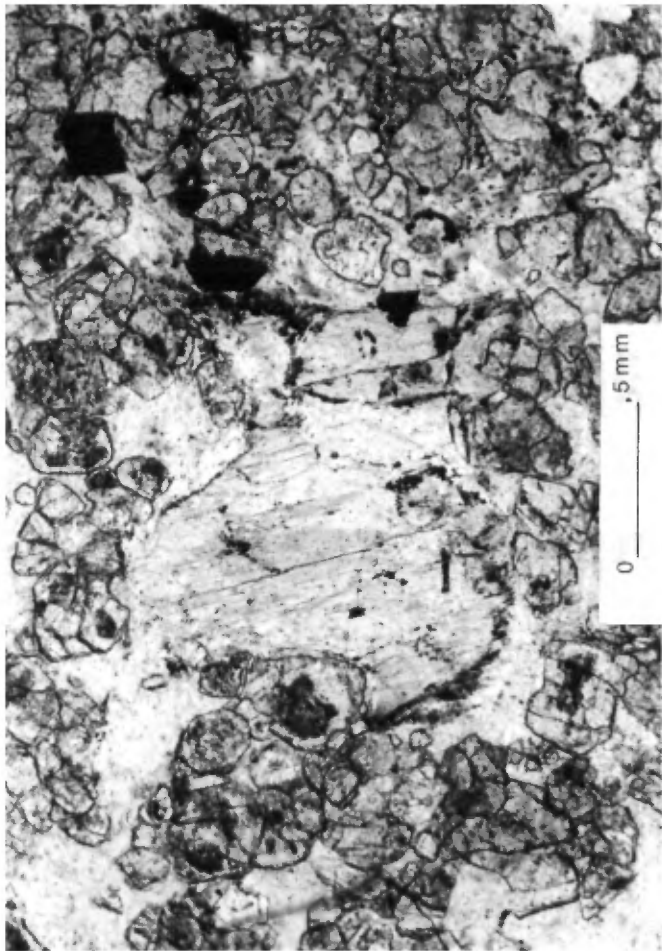


Figure 34

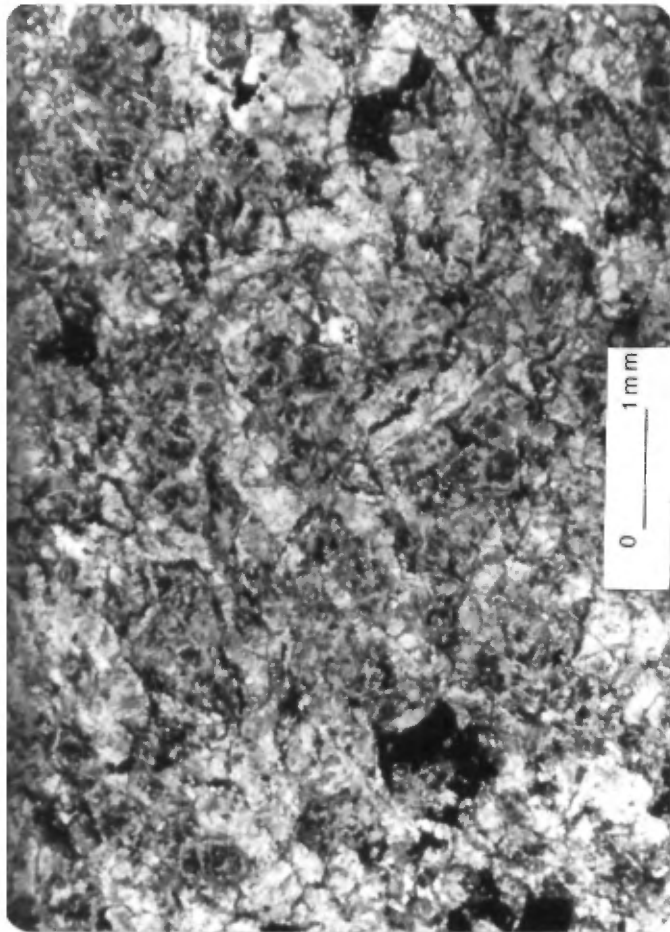


Figure 35

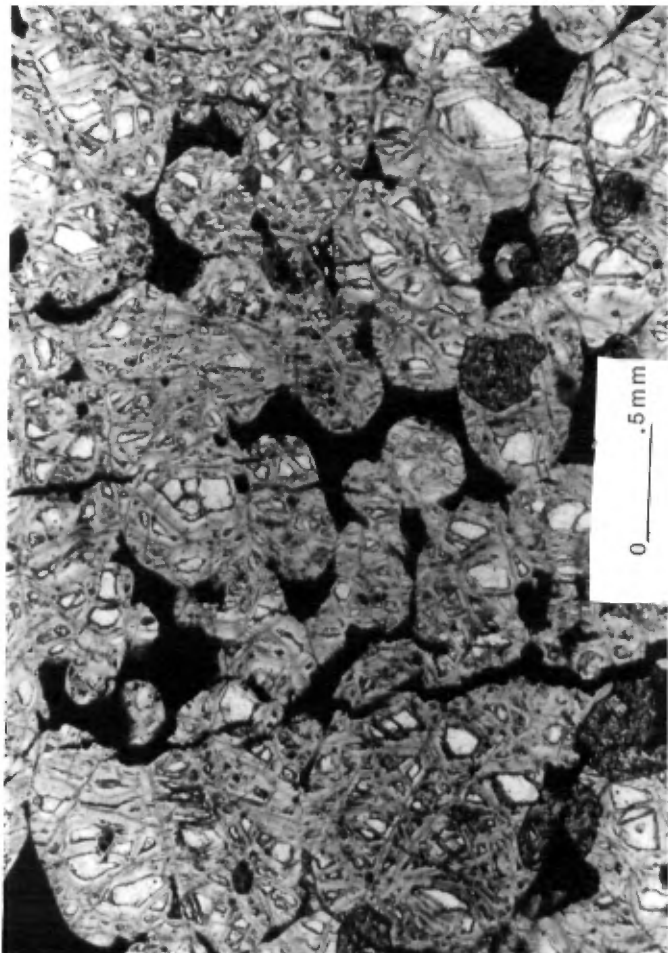


Figure 32

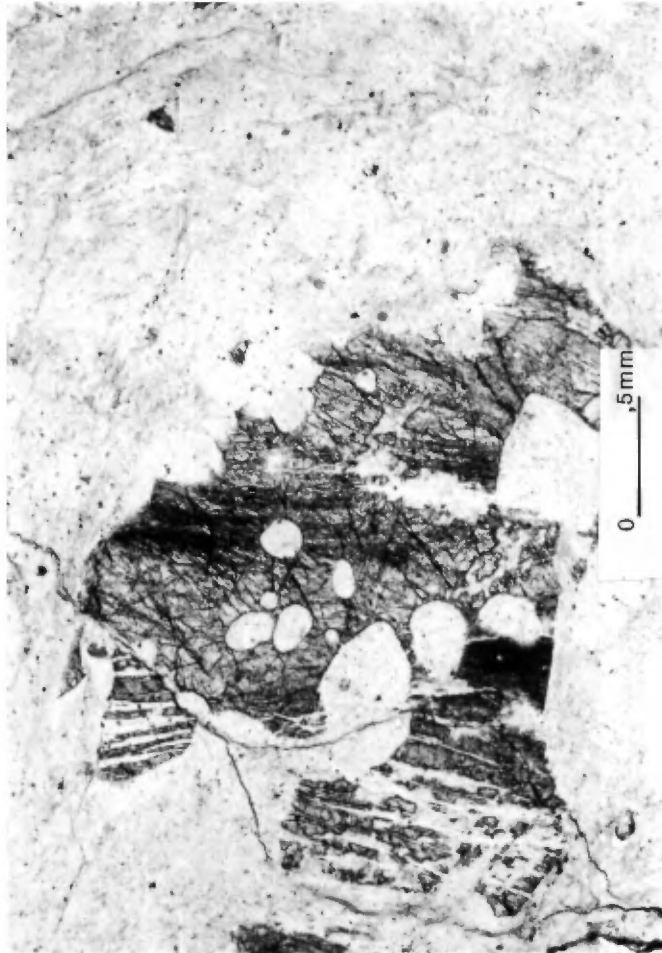


Figure 33



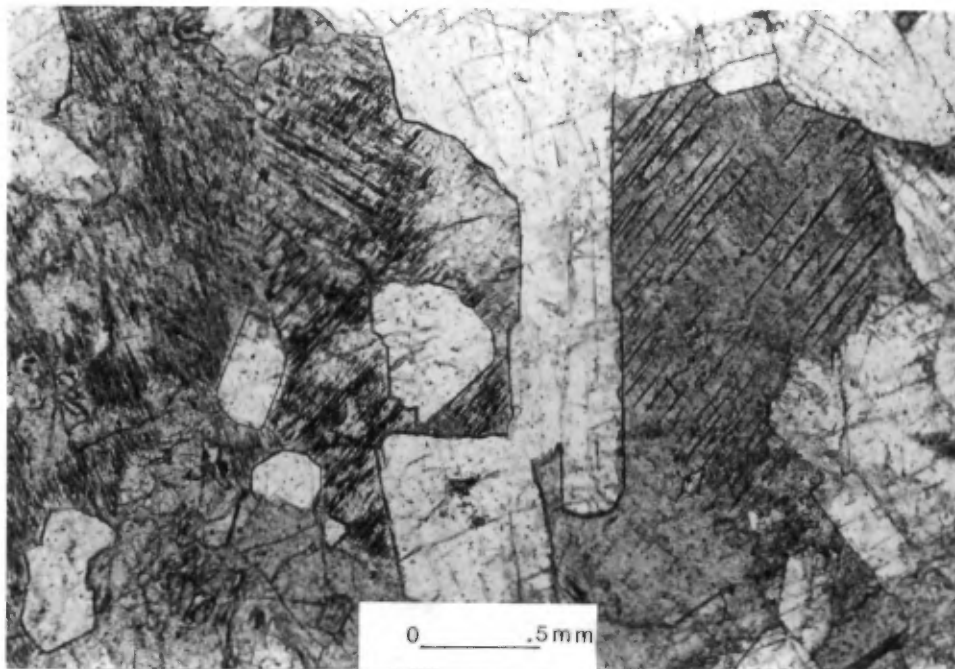


Figure 36 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un gabbro. La minéralogie se compose de plagioclase et de pyroxène. On note la texture ophitique et sub-ophitique.

le troisième, il s'agit d'un cumulat de pyroxènes et quelques olivines pseudomorphisées (figure 34). Puis, nous passons dans la masse gabbroïque qui se caractérise par l'actinote, pseudomorphe des pyroxènes, le plagioclase et le leucoxène. À ce niveau, nous remarquons de nombreuses oscillations dans les termes différenciés (figure 35). Le terme le plus évolué que nous avons prélevé se caractérise par l'abondance des plagioclases altérés en clinozoïsite.

Nous présentons à la figure 36 un terme différencié prélevé à un autre endroit que celui des échantillons de la séquence précédente, très peu altéré et qui montre des textures ophitiques à sub-ophitiques. Ce qu'il y a de remarquable dans cet échantillon, c'est que le plagioclase original a conservé sa calcicité.

#### Intrusions du bloc 4

Nous n'avons pas, comme c'était le cas pour les blocs suivants, de séquence relativement complète d'une intrusion. Nous ne pouvons que présenter des exemples ponctuels. Par contre, il nous faut mentionner que les filons-couches affleurant au contact des Groupes de Povungnituk et de Chukotat et des blocs 4 et 5 se situent à des niveaux stratigraphiques bien précis. Ceux-ci se seraient mis en place dans des zones de faiblesses que représentent les horizons de phyllades et de pyroclastites (Bédard et al., 1984). Il est aussi possible qu'à la faveur des zones de chevauchement majeures de la région les filons-couches aient préférentiellement emprunté ces couloirs.

On remarque à l'examen de notre carte (Roy, 1985), que le filon-couche qui affleure le long de la rive sud des lacs Nuviliks se trace à l'est par petits tronçons de part et d'autre de la faille majeure qui sépare les groupes de Povungnituk et de Chukotat. Nous avons mentionné précédemment qu'il nous était impossible de présenter une séquence com-

plète affleurant de façon continue. Par contre, il ne fait pas de doute dans notre esprit que les gabbros rencontrés de part et d'autre de cette faille majeure appartiennent au même filon-couche disséqué par cette dernière et ses subsidiaires.

Les faciès de ce gabbro sont en tous points semblables à ceux décrits pour le bloc 3. Il s'agit à la base d'un cumulat d'olivine, suivi d'un horizon composé de talc-actinote et de pyroxène intersticiel. Le troisième terme se compose d'un cumulat de pyroxènes et de quelques olivines. Enfin, l'appareil évolue vers un gabbro composé de 50% d'actinote et de 50% de plagioclase.

Il est à noter qu'à travers les basaltes du Chukotat se sont infiltrés bon nombre de petits filons-couches de composition ultramafique. Ils sont présents dans les deux blocs (4 et 5) et ont généralement une puissance restreinte (3 à 10 m).

#### Intrusions du bloc 5

À la base, nous avons cartographié des lambeaux d'un filon-couche possédant beaucoup d'affinités avec celui qui se situe à la base du bloc 4. Les échantillons prélevés dans ce filon-couche présentent des caractéristiques analogues à ce dernier. Dès lors, nous n'en répéterons pas la description.

Picard (en prép.) a prélevé bon nombre d'échantillons dans une section à l'ouest sur notre carte, ce qui devrait fournir des données supplémentaires quant aux analogies à faire sur les compositions minéralogique et chimique.

## MÉTAMORPHISME

Nous avons évalué les conditions du métamorphisme à partir des données pétrographiques (200 lames minces).

Étant donné la distribution des lithologies, les conditions du métamorphisme peuvent être évaluées à partir des assemblages minéralogiques observés dans les roches mafiques. Nous avons aussi bon nombre d'échantillons de composition felsique d'origine sédimentaire dans les blocs 1, 2 et 3 qui confirment le degré de métamorphisme observé dans les unités mafiques.

Dans un premier temps, nous avons traité les blocs 1 et 2, dans un deuxième, le bloc 3 et dans un troisième, les blocs 4 et 5. Nous avons constaté, comme l'ont fait avant nous Westra (1978) et Hynes et Francis (1982), à de légères variantes près, que les assemblages minéralogiques présents sont typiquement du faciès des schistes verts.

Nous présentons les résultats de nos analyses pétrographiques sous forme de tableau pour chaque type de roches pour les blocs 1, 2 et 3. Pour éviter une redondance des assemblages minéralogiques des basaltes du Chukotat, nous présentons les assemblages typiques qui s'appliquent pour chaque type de basalte et un tableau pour les assemblages dans les volcanoclastites. (Cvo).

### Le Groupe de Povungnituk

#### Blocs 1 et 2

##### Phyllades (Lph et Bph)

Le tableau 2 présente les assemblages minéralogiques de ces deux unités caractérisés par:

TABLEAU 2

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES PHYLLADES

BLOCS 1 ET 2

Minéraux

1. Quartz	x	x	x	x
2. Biotite	x		x	
3. Muscovite		x	x	x
4. Chlorite		x	x	
5. Épidote	x		x	
6. Graphite	x	x		x
7. Opaques	x			
8. Leucoxène			x	
9. Tourmaline	x		x	x
Numéro de la lame mince	481	221	211	241

TABLEAU 3

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES QUARTZITES

BLOCS 1 ET 2

Minéraux

1. Quartz	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
2. Plagioclase					x	x	x	x		x
3. Feldspath-K	x	x	x	x			x		x	x
4. Muscovite	x	x	x	x	x	x	x	x		x
5. Biotite	x				x	x	x		x	x
6. Chlorite					x		x			
7. Actinote					x				x	
8. Calcite		x					x	x	x	x
9. Zircon		x								
10. Épidote	x	x		x				x	x	x
11. Graphite		x			x					
12. Leucoxène		x			x	x	x			
13. Apatite							x			
Numéro de la lame mince	721	531	711 691	681	61c	59c	611	351	44c	171

Quartz + biotite + muscovite + chlorite + épidote + graphite  
+ leucoxène + calcite

Les structures minéralogiques et sédimentaires sont, mis à part le litage, oblitérées par la recristallisation métamorphique. On peut observer dans certaines lames minces des relations de recoupement entre le litage et le clivage.

#### Quartzites (Lqu et Bqu)

Nous avons dix lames minces (tableau 3) provenant de ces unités sédimentaires. L'assemblage typique comprend:

Quartz + muscovite + plagioclase + feldspath-K + biotite + calcite

Nous avons également, en quantité accessoire, du zircon, de l'épidote, du graphite, du leucoxène et de l'apatite.

Les roches de ces unités, à quelques exceptions près, ne présentent pas une fabrique tectonique très développée. On observe tout comme dans les unités de phyllades des processus de dissolution et de recristallisation ("pressure solution cleavage"), des alignements minéralogiques, notamment des phyllosilicates et des opaques. Quelquefois, on remarque des agrégats polycristallins de quartz.

#### Arkoses (Bar)

L'unité Bar que nous avons introduite dans la stratigraphie des assemblages minéralogiques (tableau 4) quasi identiques à ceux des unités Lqu et Bqu.

TABLEAU 4

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS L'UNITÉ BAR

**Minéraux**

1. Quartz	x	x	x	x	x	x	x
2. Muscovite	x	x	x	x	x	x	x
3. Plagioclase	x	x	x	x	x	x	
4. Feldspath-K	x		x			x	x
5. Biotite	x	x			x		x
6. Chlorite		x	x		x		
7. Actinote						x	x
8. Calcite	x	x		x	x		
9. Zircon			x	x			x
10. Leucoxène		x		x			x
11. Épidote					x		x
<b>Numéro de la lame mince</b>	661 441	651	631	45c	401	411	391



Cet assemblage est constitué de:

quartz + muscovite + plagioclase ± feldspath-K ± biotite ±  
chlorite ± actinote ± calcite

On retrouve du zircon, du leucoxène et de l'épidote en quantité accessoire. Le quartz et la muscovite sont les deux minéraux omni présents dans l'assemblage minéralogique des lames minces que nous avons étudiées.

### Les gabbros

Nous n'avons aucun échantillon de gabbro qui provienne du bloc 1. Notre échantillonnage s'est fait sur des affleurements de gabbro ayant une composition entre 50 et 60% de SiO<sub>2</sub>.

Dans la minéralogie de ces intrusions (tableau 5), le pyroxène est absent. Il est possible à partir des paragenèses métamorphiques de lister deux paragenèses régionales:

1. Actinote + plagioclase calco-sodique primaire + épidote + leucoxène ± chlorite
2. Actinote + plagioclase sodi-calcique + épidote ± leucoxène ± chlorite ± biotite ± quartz

Une troisième paragenèse est reconnue, mais très localement, en bordure des failles:

3. Calcite + quartz + biotite + chlorite ± leucoxène

L'assemblage 1 a une occurrence très restreinte. On ne le retrouve qu'à l'extrémité sud-est de notre carte (échantillon 181 et 201). Il

TABLEAU 5

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES GABBROS

**Minéraux**

1. Actinote	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x
2. Plagioclase											
a) calco-sodique	x		x								
b) sodi-calcique		x		x	x	x	x	x	x		x
3. Épidote	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x
4. Chlorite			x	x		x	x	x	x		x
5. Quartz					x			x		x	x
6. Leucoxène	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
7. Chlorite				x	x				x		
8. Biotite	x					x			x		x
9. Apatite	x					x					
10. Muscovite				x							
11. Tourmaline					x						
<b>Numéro de la lame mince</b>	231	191	201	491	701	481	491	461	361	601	761
		51c	181				60c				
<b>Nombre d'observation(s)</b>	1	2	2	1	1	1	2	1	1	1	1

est caractérisé par le plagioclase qui a gardé, en partie, sa composition calco-sodique originelle. Nous reconnaissons ces spécimens par l'angle d'extinction qui existe entre la macle 001 et le deuxième nicol. L'épidote se présente en faible quantité (< 5%) et est le produit de l'altération du plagioclase.

L'amphibole, probablement une actinote, se retrouve en plage automorphe à xénomorphe, dépendant du degré d'évolution chimique de l'échantillon. Cette amphibole est fort probablement le produit de l'altération du pyroxène primaire.

L'assemblage 2 est dominant dans les paragenèses des roches gabbroïques. Il est caractérisé par le remplacement du plagioclase originel par un mélange d'albite et de clinozoïsite. Les plages sont alors voilées par les produits d'altération (figure 37).

L'amphibole, fort probablement une actinote, est en tous points identique à celle décrite pour l'assemblage 1. La chlorite est très fréquente et s'accompagne souvent de biotite.

La quartz, lorsque présent, est xénomorphe et nous le considérons comme un produit du métamorphisme.

L'assemblage 3 provient d'un échantillon de gabbro en bordure de faille. La plagioclase est complètement disparu, et seule la forme originelle du cristal est conservée. La calcite pseudomorphise ce dernier. La clinozoïsite et la pistachite sont absentes de l'assemblage. La biotite et la chlorite constituent les deux minéraux ferromagnésiens.

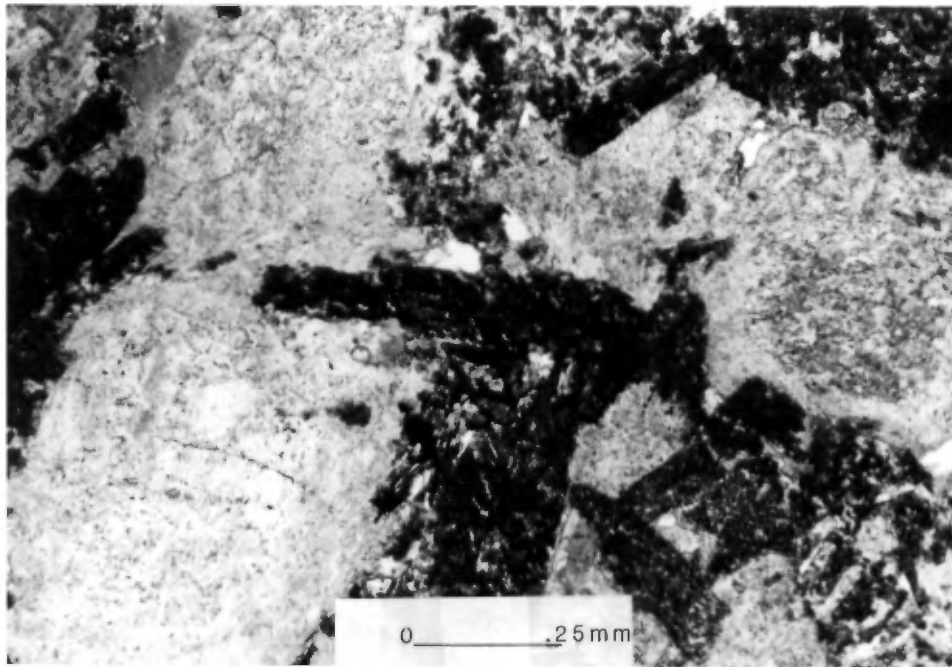


Figure 37 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un assemblage de gabbro. Les plages claires sont constituées d'actinote et les plages foncées de clinozoïsite et de zoïsite, pseudo-morphes du plagioclase.

### Les basaltes (Bba)

Nous introduisons maintenant le métamorphisme des basaltes (tableau 6), qui à toutes fins utiles met en jeu les mêmes constituants et des paragenèses identiques à celles des gabbros. Tout comme pour ces derniers, nous n'avons aucun échantillon qui provienne du bloc 1.

Aucune lame mince ne présente les constituants primaires tels l'olivine, les pyroxènes et le plagioclase calco-sodique. Il est possible, à partir des assemblages minéralogiques, de lister une paragenèse régionale:

Actinote + plagioclase sodi-calcique + épidote + chlorite +  
leucoxène + quartz + biotite

Elle s'apparente dès lors à la deuxième paragenèse des gabbros.

Une deuxième paragenèse est reconnue, mais encore une fois en bordure d'une faille.

Calcite + quartz + chlorite + biotite + leucoxène

### **Caractéristiques des assemblages minéralogiques observées dans les roches mafiques du bloc 2.**

L'assemblage 2 des gabbros est l'équivalent de l'assemblage 1 des basaltes. Nous pouvons donc dire, à quelques exceptions près, que l'assemblage universel des roches mafiques de ce bloc est:

Actinote + plagioclase sodi-calcique + épidote + leucoxène +  
chlorite + biotite + quartz

TABLEAU 6

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES BASALTES

BLOC 2

Minéraux

1. Actinote	x	x	x	x	x	x	
2. Plagioclase (sodi-calcique)	x	x		x	x	x	
3. Épidote	x	x	x	x	x	x	x
4. Chlorite	x	x	x		x	x	x
5. Quartz					x	x	
6. Leucoxène	x	x			x	x	x
7. Biotite							x
8. Calcite		x	x		x		x
<b>Numéro de la lame mince</b>	52c	50c	21c	43c 42c	41c	46c	431

### Bloc 3

#### Phyllades (Bph)

Le tableau 7 présente les assemblages minéralogiques. La paragenèse type est la suivante:

Quartz + épidote + actinote  $\pm$  biotite  $\pm$  muscovite  $\pm$  leucoxène

Comme pour les phyllades du bloc 2, celles-ci ne présentent pas de structures minéralogiques et sédimentaires primaires, exception faite du litage. Par contre, l'occurrence de biotite a diminuée par rapport au bloc précédent.

#### Pyroclastites (Bpy)

Les roches pyroclastiques sont présentes, en grande majorité, dans la portion est du bloc 3. Nous avons étudié six échantillons (tableau 8) et l'assemblage métamorphique est constitué de:

Quartz + plagioclase + épidote  $\pm$  chlorite  $\pm$  actinote  $\pm$  muscovite  
 $\pm$  leucoxène

Les roches pyroclastiques sont, par leurs propriétés rhéologiques, passablement brisées et tectonisées. Elles montrent un fort degré de recristallisation. Hynes et Francis (1982) précisent que le contenu en alcalis de même que le rapport Na/K reflètent une altération secondaire. Les spécimens qui présentent quelques structures ignées reconnaissables contiennent des cristaux de feldspath dans une fine matrice (< 0,05 mm). Cette matrice contient de la séricite, du quartz et du feldspath.

TABLEAU 7

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES PHYLLADES

BLOC 3

Minéraux

1. Quartz	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
2. Épidote	x	x	x	x	x	x	x			
3. Chlorite			x	x	x	x				
4. Muscovite	x				x	x			x	x
5. Actinote	x	x	x		x	x	x			
6. Leucoxène		x			x		x			
7. Calcite				x	x			x	x	
8. Biotite	x			x		x			x	
9. Hématite								x	x	x
Numéro de la lame mince	301	331	561	551	311	32c	33c	30c	271	111



TABLEAU 8

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES PYROCLASTITES

BLOC 3

Minéraux

1. Quartz	x	x	x	x	x	x	x
2. Plagioclase	x	x	x		x		x
3. Chlorite	x	x		x			
4. Actinote	x			x		x	
5. Épidote	x	x	x	x		x	x
6. Leucoxène	x		x			x	
7. Muscovite			x				x
8. Apatite					x		x
9. Opaques					x		x
Numéro de la lame mince	54c	541	571	57c	37c	321	20c

### Les gabbros

Dans ces roches intrusives, contrairement aux gabbros du bloc 2, il est encore possible d'observer quelques spécimens d'olivine et de pyroxène frais. Nous observons encore les trois paragenèses (tableau 9) décrites pour les roches mafiques du bloc 2.

### Intrusions de dunite, péridotite et pyroxénite

On peut consulter le tableau 10 pour les assemblages. Nous avons analysé trois spécimens. Dans les deux premiers cas (36c, 29c), il s'agit d'un cumulat d'olivine. On observe la déstabilisation partielle des olivines pour former de la chlorite, de la serpentine, de la magnétite et du talc. On note également la présence de leucoxène. L'échantillon 291 présente également du pyroxène.

### Les basaltes (Bba)

Nous rencontrons les mêmes trois paragenèses (tableau 11) reconnues dans les blocs précédents. Nous n'en répéterons donc pas la description.

## **Le Groupe de Chukotat**

### Les basaltes à olivine (Cbo1)

La minéralogie des basaltes à olivine peut se résumer en trois constituants (voir chapitre 1):

1. Les cristaux d'olivine, présents lors de l'écoulement de la lave, sont pseudomorphisés en chlorite et en épidote; les deux minéraux s'accompagnant quelquefois de calcite.

TABLEAU 9

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES GABBROS (commun)

BLOC 3

Minéraux

1. Actinote	x	x	x	x	x	x	x		x
2. Plagioclase									
a) calco-sodique	x						x	x	
b) sodi-calcique		x	x	x	x	x			x
3. Épidote	x	x	x	x	x	x	x	x	x
4. Chlorite		x	x	x			x		x
5. Biotite							x		
6. Muscovite	x					x			
7. Leucoxène	x	x					x		x
8. Quartz							x		x
9. Calcite	x					x	x		
10. Clinopyroxène				x					x
11. Olivine									x
<b>Numéro de la lame mince</b>	131	19c	34c	35c	291	381	341	311	29c

TABLEAU 10

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES CUMULATS D'OLIVINE ET DE PYROXÈNE

BLOC 3

**Minéraux**

1. Olivine	x		x
2. Pyroxène		x	x
3. Serpentine	x	x	x
4. Talc	x	x	
5. Magnétite	x		x
6. Leucoxène	x		
7. Épidote		x	x
8. Biotite			x
<b>Numéro de la lame mince</b>	36c	29c	291

TABLEAU 11

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DANS LES BASALTES

BLOC 3

**Minéraux**

1. Actinote		x	x	x	x	x	x
2. Plagioclase sodi-calcique			x				
3. Épidote		x	x	x	x	x	
4. Chlorite	x		x	x	x	x	x
5. Quartz	x		x	x		x	x
6. Leucoxène		x	x		x	x	
7. Calcite	x			x	x	x	x
8. Biotite	x						
9. Apatite		x					
<b>Numéro de la lame mince</b>	<b>141</b>	<b>39c</b>	<b>18c</b>	<b>14c</b>	<b>40c</b>	<b>56c</b>	<b>591</b>

2. La matrice, un verre à l'origine, s'est dévitrifiée en un fin tissu (< 0,01 mm) de clinozoïsite, d'actinote et de pistachite.
3. Les cristaux squelettiques de clinopyroxène et les paillettes d'olivine, que Francis et al. (1983) interprètent comme étant le résultat d'une croissance à une température subsolidus, sont pseudomorphisés en serpentine.

#### Les basaltes à pyroxène (Cbpy)

Les cristaux présents sont généralement du pyroxène frais (augite) et lorsque l'olivine est présente, elle est altérée de façon identique à ce qui a été décrit ci-dessus. Le verre se dévitrifie de façon quasi identique à celui des basaltes à olivine (Cbol).

#### Les basaltes à plagioclase (Cbpl)

La minéralogie des basaltes à plagioclase peut se résumer en trois constituants:

1. Les phénocristaux de plagioclase qui sont altérés en clinozoïsite.
2. La matrice se compose d'actinote, d'épidote, d'albite, de chlorite, de leucoxène et de quartz selon Francis et al. (1981).
3. Bon nombre de spécimens contiennent également des cristaux de pyroxène pseudomorphisés en chlorite-épidote.

### Les volcanoclastites (Cvo)

Les volcanoclastites, unité sommitale au Groupe de Chukotat, ne diffèrent pas au point de vue des assemblages minéralogiques des basaltes à pyroxène. Nous en faisons un résumé succinct.

Les cristaux de pyroxène présents sont généralement une augite fraîche. Lorsque celle-ci est altérée, on remarque de la chlorite et de l'actinote.

Les cristaux de plagioclase s'altèrent en chlorite, micas blancs et épidote.

La matrice est riche en épidote et à un degré moindre en quartz, chlorite, actinote et carbonate.

### **Caractères communs et distinctifs des paragenèses observées dans les roches des différents blocs.**

Nous avons souligné au début du chapitre 2 que les assemblages sont typiques du faciès des schistes verts. Il existe quand même des différences entre le métamorphisme des différents blocs. Hynes et Francis (1982) soulignent que les unités du Groupe de Chukotat sont moins intensément déformées et que les assemblages minéralogiques sont moins transformés que ceux du Groupe de Povungnituk. Par contre, ils n'attribuent pas expressément cet état de chose aux variables d'état (pression et température), et mettent en jeu l'importance des sédiments interstratifiés avec les roches mafiques dans le Povungnituk pour expliquer les transformations minéralogiques plus complètes.

Nous nous basons sur les travaux de Gélinas et al. (1982) et Simard (en prép.) pour établir les différences dans le degré de méta-

morphisme. Ces auteurs concluent que c'est la nature du plagioclase qui permet le mieux de caractériser les différents assemblages minéralogiques. Ces assemblages dans notre région sont au nombre de trois:

1. Plagioclase calco-sodique (primaire) + épidote ± leucoxène ± chlorite;
2. Plagioclase calco-sodique + épidote ± leucoxène ± chlorite ± biotite ± quartz;
3. Calcite + quartz + biotite + chlorite ± leucoxène

Dans le premier assemblage, une partie de calcium originel du plagioclase est conservé.

L'assemblage le plus universel de nos roches est le deuxième. Le plagioclase a libéré le calcium pour former de l'albite. La déstabilisation du plagioclase calco-sodique avec l'altération des ferromagnésiens donnent naissance à de l'épidote. Avec l'augmentation des quantités de volatiles, et plus spécifiquement l'eau, nous voyons apparaître de la chlorite.

L'actinote est un minéral particulièrement abondant dans ces roches mafiques: Gélinas et al. (1977) voient l'actinote comme minéral de remplacement du pyroxène, de l'orthopyroxène et de l'olivine pour des roches volcaniques d'affinité similaire.

Simard (en prép.) remarque, pour la portion est de la bande volcanosédimentaire Frotet-Évans, que l'albite limpide n'est pas observée. Il en conclut que les empilements volcaniques n'ont pas été soumis à une circulation intense de l'eau avant le début du métamorphisme. Il poursuit en proposant que les transformations minéralogiques sont essentiellement métamorphiques en système clos (isochimique).



Nous proposons un scénario semblable pour l'empilement de la région du lac Bélanger. Toutefois, on remarque des exceptions dans certaines roches où une partie du calcium du plagioclase est conservée. L'intensité des processus d'altération est fonction de la granulométrie des coulées ou des filons-couches. Il est fréquent de voir, dans le coeur d'un filon-couche, les assemblages minéralogiques primaires quasi intacts. Cela est particulièrement visible dans les filons-couches du bloc 3.

Tout comme dans les laves les moins altérées, ce phénomène est quasi isochimique. Disons que dans les termes gabbroïques les plus différenciés, la teneur en quartz des assemblages minéralogiques est nettement plus élevée. Nous pensons que le quartz est en grande partie primaire et n'est pas le produit d'une recristallisation par un processus métamorphique dans l'assemblage 1. Cette assertion repose sur l'aspect quasi intact des textures ignées, la préservation des constituants minéralogiques et l'absence de veinules.

Les échantillons mafiques prélevés en bordure de faille montrent des paragenèses typiques où la circulation de fluide est plus intense. La paragenèse se compose en majeure partie de chlorite-carbonate ainsi que de quantités variables de biotite et de quantités mineures d'épidote. L'introduction du  $\text{CO}_2$  a pour effet de déstabiliser l'épidote et l'actinote et d'étendre le champ de la chlorite (Ayles, 1978).

Les roches du Groupe de Chukotat montrent des transformations minéralogiques moins achevées que celles du Groupe de Povungnituk. Quoique dans les basaltes à olivine (Cbol) la transformation de l'olivine soit complète, la roche conserve de façon remarquable les structures et textures minéralogiques. Dans les quelques exemples de basalte à pyroxène (Cbpx) que nous possédons, les pyroxènes sont, eux, quasi intacts.

## GÉOCHIMIE

Nous avons plus de quatre-vingt-dix échantillons pour fins d'analyses chimiques et soixante échantillons altérés et minéralisés pour analyses partielles. À ce nombre, il faut ajouter ceux de C. Picard (150) et de D. Giovenazzo prélevés pour fins d'études pétrochimique et métallogénique respectivement.

Nous nous attarderons dans le présent rapport à faire un court résumé du travail de Francis, Hynes et associés qui culmine dans le modèle proposé sur la bande volcanosédimentaire (Francis et al., 1983). Le traitement des analyses suivra dans une publication ultérieure du MER par D. Lamothe.

### Le Groupe de Povungnituk

Dans le Groupe de Povungnituk, deux principaux types de basalte sont reconnus:

1. Le premier type, le plus fréquent, a une faible teneur en MgO (< 6% poids).
2. Le deuxième, à teneurs plus élevées en MgO, est moins répandu dans la stratigraphie du Povungnituk.

Il y a un fort recouvrement entre les deux types de basalte pour certains éléments chimiques. Les deux types ont des teneurs faibles en éléments compatibles comme le Cr et le Ni. Par contre, comme on pour-

rait s'y attendre, il présente de fortes teneurs en éléments incompatibles (Ti, P, Ar et les terres rares légères) et montre des profils globaux enrichis en terres rares.

### Le Groupe de Chukotat

Le groupe se divise en trois types de basalte et en une unité volcanosédimentique:

1. Les basaltes à olivine (Cbol) qui contiennent des phénocristaux d'olivine et dont le pourcentage poids en MgO peut atteindre 19%.
2. Les basaltes à pyroxène (Cbpx) qui contiennent des phénocristaux de pyroxène et d'olivine et dont la teneur en MgO atteint 11%.
3. Les basaltes à plagioclase (Cbpl) qui contiennent des phénocristaux de plagioclase et dont la valeur en MgO est de 4,5 à 7%.
4. Une séquence de volcanoclastite, qui d'après les observations pétrographiques que nous avons faites et l'analyse des données chimiques, a une composition voisine de celle des basaltes à plagioclase.

Les basaltes à haute teneur en magnésium du Povungnituk et les basaltes à pyroxène du Chukotat sont chimiquement comparable. De même, les basaltes à faible teneur en magnésium se comparent aux basaltes à plagioclase du Chukotat. Les terres rares discriminent par contre les divers basaltes appartenant aux deux groupes.

## Implications pétrogénétiques et pétrographiques des divers basaltes (Francis et al., 1983)

### Basaltes du Povungnituk

Selon Francis et al., (1983), les basaltes de ce groupe, résultent de la contamination d'un magma venu du manteau, dans ou sous une croûte continentale de composition granitoïde.

### Basaltes du Chukotat

Les basaltes à olivine reflètent la composition d'un magma originant du manteau. Le chimisme est invariablement contrôlé par le fractionnement dans les conduits nourriciers approvisionnant des réservoirs de dimensions restreintes.

Les basaltes à plagioclase résultent d'un magma évolué reposant dans de gros réservoirs présents à la base d'une croûte océanique. Ces réservoirs tempèrent par décantation les influx provenant du manteau.

Les basaltes à pyroxène sont intermédiaires entre les deux autres types.

L'hypothèse proposée par Francis et al., (1983) est que les premiers magmas produits, dérivés du manteau, ont été forcés de s'accumuler à l'interface de la croûte continentale de composition granitoïde et ont assimilé du matériel de cette dernière.

La phase éruptive a débuté lors de la séparation d'un bloc continental en deux ("rifting"). Au fur et à mesure que la séparation s'accroît, les magmas peuvent plus facilement atteindre la surface par

des voies plus ou moins directes. Il est alors possible de générer des basaltes peu fractionnés (Cbo1, Cbpx).

Les basaltes constituent un début de croûte océanique et la montée des magmas subséquents est de nouveau ralentie. Il se crée alors de gros réservoirs qui ont interagi avec la croûte océanique. Une nouvelle dilution s'opère pour former les basaltes à plagioclase. Ce modèle explique en outre pourquoi les basaltes à plagioclase sont appauvris en éléments en trace par rapport à ceux de Povungnituk.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

Nous reconnaissons dans la région cinq blocs structuraux majeurs dont les limites correspondent, pour la plupart, à des failles majeures. Nous n'avons pas, jusqu'à maintenant, établi de corrélation stratigraphique entre les blocs. Ces unités tectoniques sont, du sud au nord:

Bloc 1\*: Il comprend le Sous-groupe de Lamarche limité au sud par la Formation de Perron et au nord par une faille.

Bloc 2: Il comprend les parties des Sous-groupes de Lamarche et de Beuparlant qui vont de la Formation de Perron au sud à la rivière Povungnituk au nord. Il est limité à l'est par la faille nord du bloc 1.

Bloc 3: Il comprend la partie du Sous-groupe de Beuparlant qui va du sud de la Petite Rivière Povungnituk à la faille au nord qui limite les Groupes Povungnituk et Chukotat.

Bloc 4: Il comprend une partie du Groupe de Chukotat et est limité au sud et au nord par des failles.

Bloc 5: Il comprend la partie nord du Groupe de Chukotat.

Les failles majeures ont des orientations ENE et sont inverses. La faille la plus importante (Bergeron, 1957) est celle qui limite notre terrain au nord. Une zone de cisaillement intense associée à cette faille mesure plusieurs centaines de mètres.

---

\* Sur la carte accompagnant ce rapport, la numérotation des blocs comporte les chiffres romains correspondants.

## Le bloc 1

Le bloc 1 présente certaines caractéristiques structurales différentes des autres blocs. Il en va de même des blocs 2 et 3 par rapport aux blocs 4 et 5. Deux raisons pourraient expliquer les différences de comportement des unités du Lamarche.

1. L'assemblage lithologique de ce Sous-groupe (Lamarche), dans la portion est de la bande que nous avons cartographiée, comprend presque exclusivement des roches sédimentaires, et qui plus est, riches en volatiles.
2. Stratigraphiquement, tout nous porte à croire qu'il est l'assemblage le plus vieux et qu'il se situe à la base de l'empilement volcanosédimentaire.

Les affleurements montrent à l'échelle mésoscopique un ou deux clivages pénétratifs. Le clivage le plus ancien ( $S_1$ ) est observé dans les lithologies à grains fins, riches en phyllosilicates. Hynes et Francis (1982), Hoffman et al. (en prép.) parlent de ce clivage comme étant parallèle au litage.

Un clivage plus récent ( $S_2$ ) est présent régionalement. Il est observé sur presque tous les affleurements. Il est également observé sur la plupart des affleurements des blocs 2 et 3, sauf sur certaines roches intrusives, ces dernières étant trop résistantes pour être clivées ou foliées. Nous présentons deux microphotographies (figures 38 et 39) de lame mince d'un échantillon de phyllade qui montrent éloquemment bien les deux clivages.

À l'extrémité sud-est de notre carte se situe une structure majeure, un synforme synclinal déversé ( $P_2$ ) vers le sud. La structure

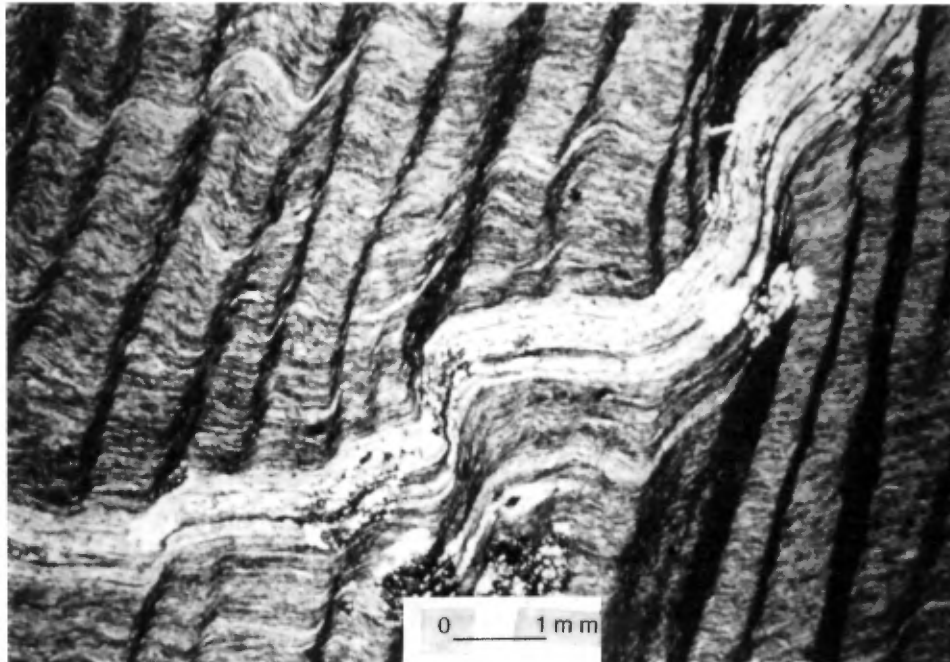


Figure 38 - Microphotographie, en lumière polarisée, de deux clivages. Le 1er est constitué de biotite et est recoupé par un 2e constitué par des opaques.

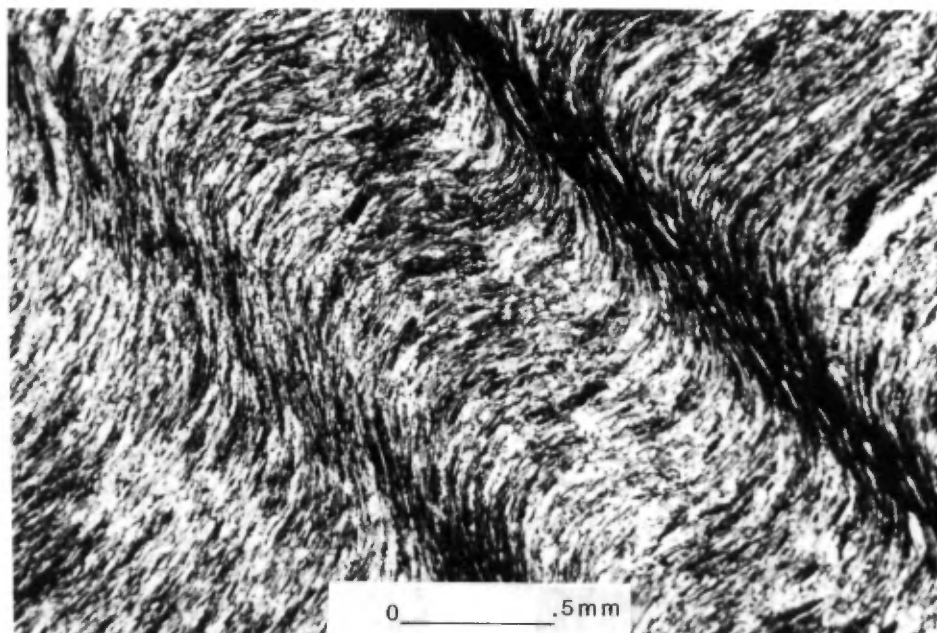


Figure 39 - Microphotographie en lumière polarisée. Agrandissement de la figure précédente.



plonge vers l'est. Les deux flancs sont sub-parallèles, ce qui en ferait un pli isoclinal. La deuxième schistosité est de plan axial à cette structure.

Au nord de ce pli, les informations recueillies sont fragmentaires, mais il ne fait aucun doute que le système plicatif est bien développé.

En bordure du socle, les affleurements sont fortement clivés, et les éléments planaires ( $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ) sont généralement à faible pendage vers le nord.

### Les blocs 2 et 3

Du bloc 2 au bloc 3, on note une diminution progressive des sédiments. L'assemblage a une forte dominance en roches volcaniques. Les structures mineures, quoique encore abondantes, diminuent par rapport au bloc précédent. La première phase de déformation se reconnaît rarement parmi les structures mineures. Sur quelques affleurements, il nous a été possible d'observer deux systèmes de plis (figures 40, 41 et 42). La première génération de pli ( $P_1$ ) recoupée par le clivage  $S_2$  a un plan axial à faible pendage vers le nord. Le deuxième clivage est associé à des plis à plans axiaux quasi verticaux. La figure 43 montre des structures sédimentaires reprises par la deuxième phase de déformation.

Nous reproduisons la carte du GM 8579 à l'échelle du 1/2 mille au pouce. Cette carte représente un levé, quasi exhaustif, des affleurements qui forment un pli majeur  $P_2$ . Notre interprétation diffère (Roy, 1985) de celle que présente la carte de ce GM (carte 2 en pochette).

La carte nous sert à réaliser une coupe perpendiculaire à l'axe du pli, selon la méthode proposée par Stockwell (1950) qui permet de

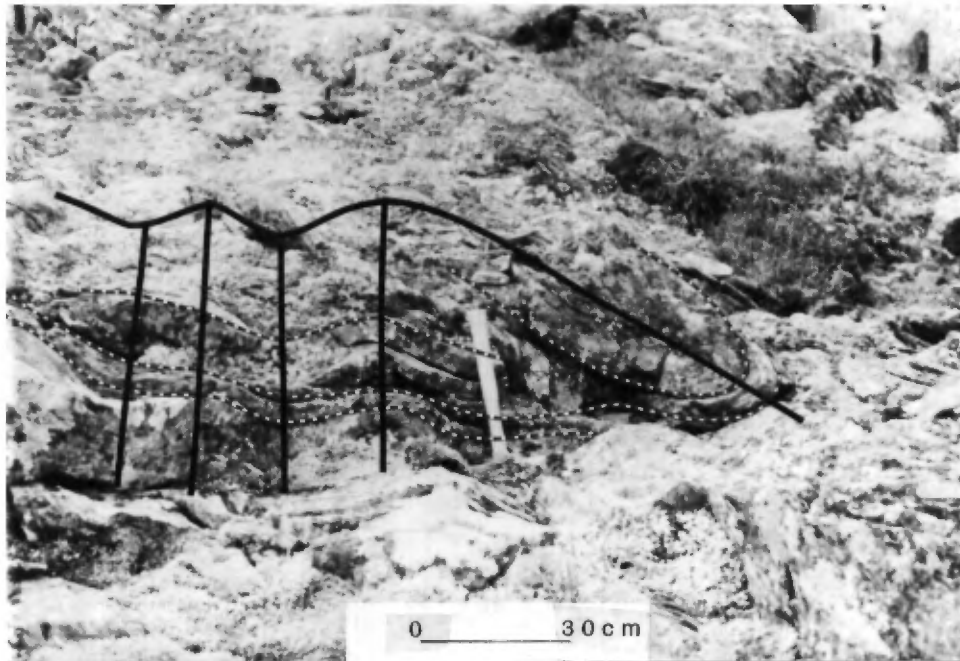


Figure 40 - Photographie montrant les deux systèmes de pli. Le 1er, déversé vers le sud, est repris par le 2e.



Figure 41 - Photographie d'un pli de 1re phase déversé vers le sud.



Figure 42 - Photographie d'un pli de 2e phase à plan axial subvertical.

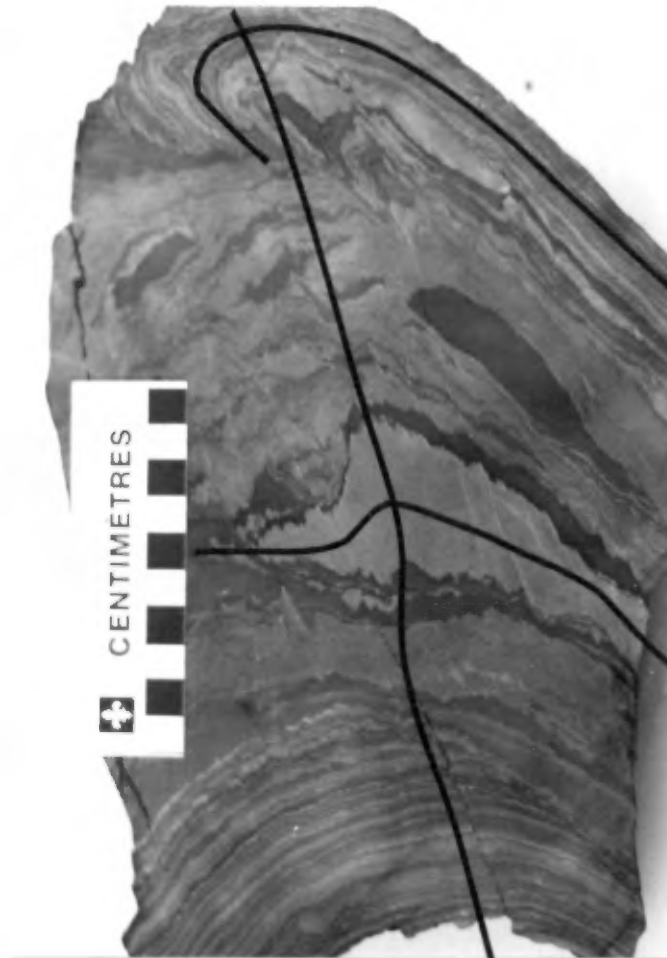


Figure 43 - Photographie d'une structure montrant des structures sédimentaires reprises par la deuxième phase de déformation.

représenter un cas type du style de pli (figure 44). Rappelons brièvement que les coupes perpendiculaires sont celles dessinées perpendiculairement à la génératrice. Elles donnent la véritable courbure des surfaces plissées et par conséquent permettent d'obtenir la trace des surfaces axiales, la crête ou de fosses.

En outre, ces coupes permettent de représenter de la bonne façon la trace des clivages, des schistosités et de linéations et de faire une chronologie.

Nous effectuons trois rabattements: le premier est parallèle à la direction de la plongée du pli, le deuxième déplace les points selon la plongée du pli (dans ce cas  $30^\circ$ ) et le troisième s'effectue sur une coupe perpendiculaire à l'axe du pli, ce qui permet de ramener les points pour former les contacts lithologiques.

La figure 45, à une échelle voisine du 1:50 000, permet de visualiser la plongée et le déversement de la structure. Les ondulations qui affectent le pli, particulièrement évidentes sur le flanc sud, sont probablement dues à une phase de plissement postérieure.

Cette méthode est particulièrement utile dans notre cas pour évaluer le déversement des plis. Et effectivement, on constate que le plan axial a un pendage d'environ  $60^\circ$  vers le nord. De plus, on remarque des plis parasites sur la structure majeure qui semblent être reliés à une phase de déformation différente de celle qui a généré la structure majeure.

#### Les blocs 4 et 5

Les blocs 4 et 5, composés exclusivement des assemblages volcaniques du Groupe de Chukotat, sont ceux qui sont les moins déformés de

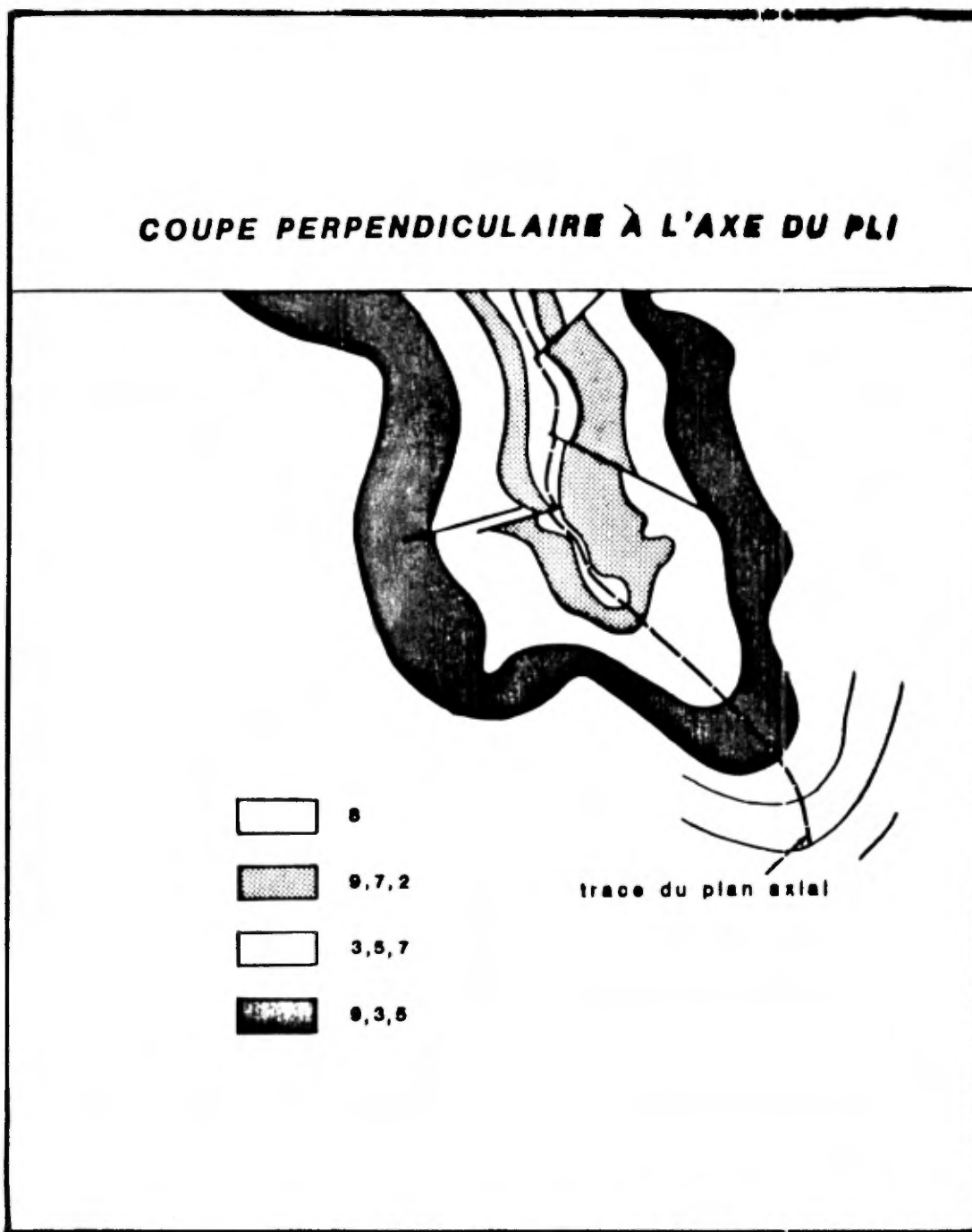


Figure 44 - Coupe perpendiculaire à l'axe du pli. Échelle verticale et horizontale à 1: 31 680. La légende des unités est la même que celle de la carte 2 en pochette.

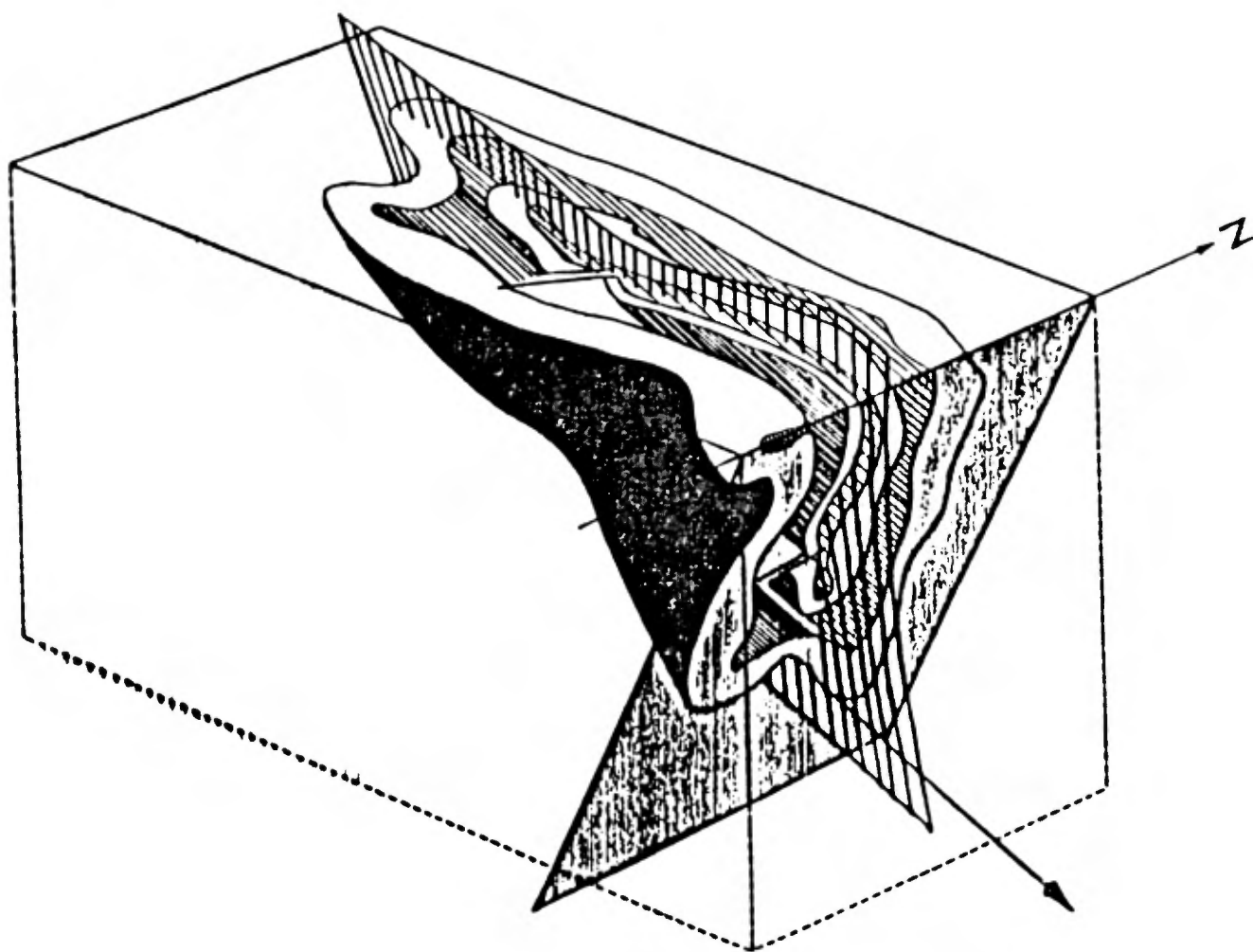


Figure 45 - Vue en trois dimensions du pli majeur de la carte 2  
(hors-texte).

tout notre secteur. Les structures volcaniques sont quasi intactes et les éléments planaires autres que les stratifications sont presque inexistantes, sauf en bordure des failles.

Le bloc 5 est peut-être une répétition du bloc 4, les unités lithologiques pouvant facilement se comparer à celles de ce dernier.

### **Domaines structuraux**

Nous avons compilé les différents éléments structuraux à la figure 46. Trois domaines sont inhérents à la bande volcanosédimentaire (domaines 1, 2 et 3) et un domaine (4) représente des éléments de la Formation de Perron. Le détail des éléments de chacun des blocs est présenté à la figure 47.

#### Domaine 1

Le domaine 1 se compose des éléments du bloc 1 (Sous-groupe de Lamarche). Ce Sous-groupe qui affleure particulièrement bien dans le secteur du lac Beuparlant (Lamothe, 1984) montre des particularités tectoniques qui, pour le moment, nous sont mal connues.

Le comportement rhéologique nettement différent des unités sédimentaires (par rapport aux volcanites), l'influence plus marquée de la troisième phase de déformation et la présence de failles majeures (Lamothe, en prép.) qui séparent le Lamarche du Beuparlant en font une entité tectonique propre.

Les données recueillies (figure 46) sont très fragmentaires et en trop petit nombre pour en tirer des conséquences définitives. Qu'il nous soit quand même loisible de constater le parallélisme des struc-



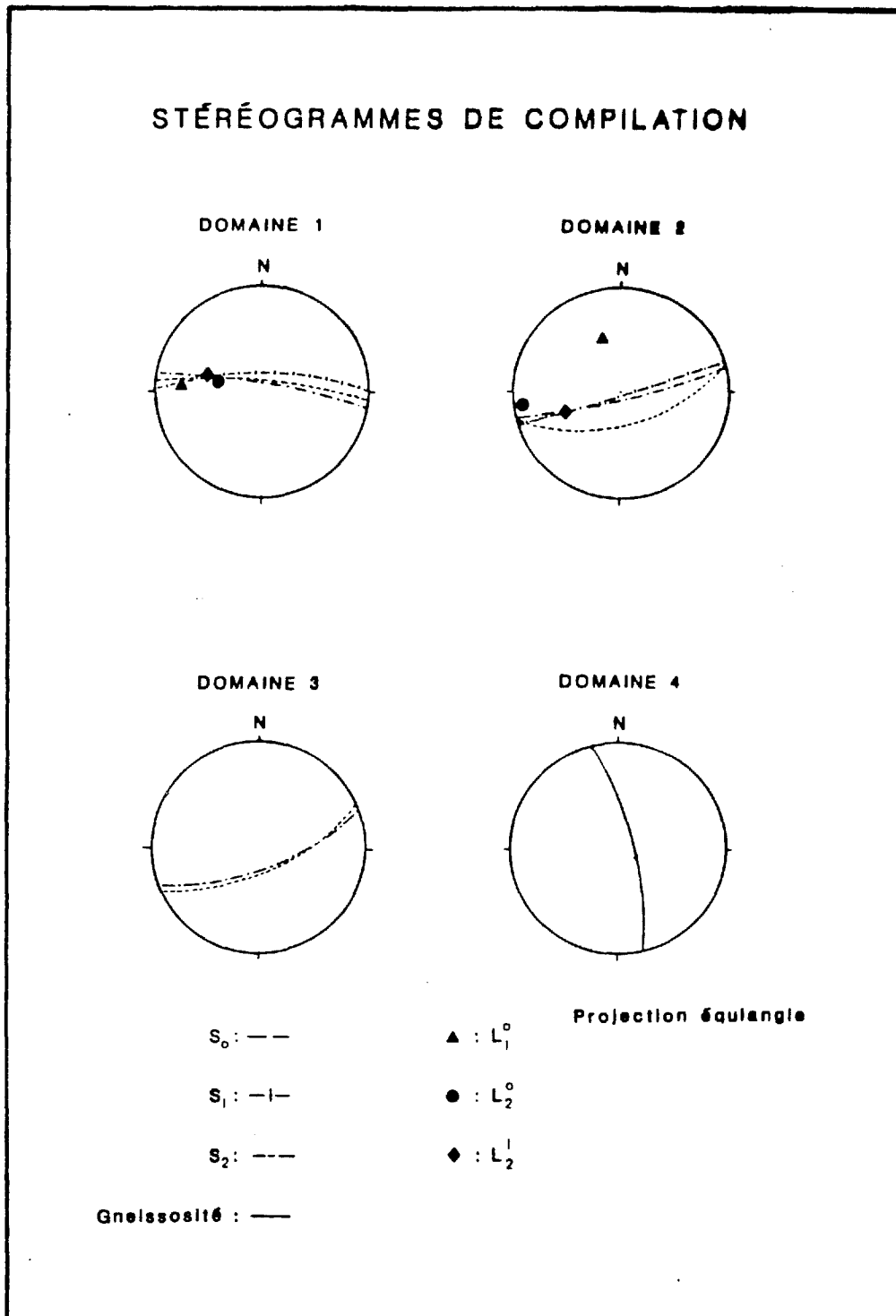


Figure 46 - Compilation des divers éléments structuraux par domaine.

tures mineures planaires ( $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ) et la plongée des linéations  $L_2^1$  en général vers l'ouest.

### Domaine 2

Le domaine 2 est compilé à partir des blocs 2 et 3. Il renferme la totalité du Sous-groupe de Beuparant.  $S_0$ ,  $S_1$  et  $S_2$  ont tous trois des pendages vers le nord-est et sont presque parallèles.  $S_0$  a une direction de  $254^\circ$  et un pendage de  $56^\circ$ , tandis que  $S_1$  et  $S_2$  ont des pendages de  $82$  et  $87^\circ$  respectivement.

$L_1^0$  se situe à  $352\ 35$ ,  $L_2^1$  à  $269\ 05$  et  $L_2^1$  à  $255\ 35$ .

Le lecteur doit considérer les valeurs présentées comme des moyennes statistiques et apprécier la qualité de certaines mesures (axes de plis, plans axiaux) sur la carte. Ainsi, la mesure moyenne de  $L_2^1$  est à  $255\ 35^\circ$ . En consultant la carte on remarque que les  $L_2^1$  ont des plongées variables et dans plusieurs cas des plongées opposées de  $180^\circ$ . Ces variations de plongée sont imputables à un système d'interférence qui explique le patron structural, comme il sera montré plus loin. Il faut donc analyser les données sur la carte pour en saisir la variabilité et en comprendre l'importance géologique.

### Domaine 3

Le domaine 3 est compilé à partir des blocs 4 et 5. Il renferme la totalité de Groupe de Chukotat.  $S_0$  et  $S_1$  se confondent quasiment et ont une direction générale de  $245^\circ$  avec un pendage vers le nord de  $65^\circ$ . Cette séquence est homoclinale et constitue la portion la moins déformée de notre secteur.

Domaine 4

Le domaine 4 rassemble sept mesures de gneissosité levées dans la Formation de Perron. Les pôles forment un maximum point dont le plan associé est à 345 73.

## CONCLUSIONS

Le système plicatif des blocs 1, 2 et 3

Les plis dans notre secteur sont des plis semblables dont l'épaisseur, entre les flancs, diminue en s'éloignant de la charnière. Un mécanisme d'aplatissement et glissement pourrait expliquer ce type de plis.

$P_1$

Les plis  $P_1$ , dont nous n'avons que de rares exemples mégascopiques, sont généralement déversés vers le sud. Le plan axial a une orientation variable et un pendage voisin de  $30^\circ$ . Le plongement des charnières varie entre  $10$  et  $40^\circ$ . Ces plis isoclinaux (à flancs parallèles) sont plus abondants dans la partie sud de la carte (blocs 1 et 2). Ils forment des structures d'amplitude et de longueur d'onde métriques.

$P_2$

Les plis  $P_2$ , par ailleurs, forment des structures à l'échelle régionale que l'on retrouve dans les blocs 1, 2 et 3. Le plan axial est légèrement déversé vers le sud. Son orientation générale est est-ouest et sa plongée est variable (double plongée). Hoffman (1985) interprète cette double plongée comme l'interférence de la troisième phase ( $D_3$ ) sur la deuxième ( $D_2$ ). La figure 44 nous procure un bel exemple de l'amplitude et de la longueur d'onde des plis  $P_2$ . L'amplitude mesurée sur cet exemple est de 2.5 km et la longueur d'onde est de 2.0 km.

### P<sub>3</sub>

Les plis P<sub>3</sub> forment des structures ouvertes surtout visibles dans le secteur du lac Nituk. Les schistosités (S<sub>3</sub>) associées avec ces structures sont rares. Hoffman (1985) constate que l'importance de la phase D<sub>3</sub> augmente d'ouest en est.

### Système d'interférence

Le levé de terrain et l'interprétation du système plicatif suggèrent qu'il existe un patron d'interférence des plis. Par exemple, dans le coin nord-ouest du bloc 3 deux fermetures de plis s'opposent, il serait possible d'y faire passer un axe de pli de 1<sup>re</sup> phase ou de 3<sup>e</sup> phase. Le troisième pli, immédiatement au sud des deux précédents délimite un "couloir" plus restreint pour cet axe (à peu près 330°). Ramsay (1967) a introduit des arguments géométriques qui permettent la classification des systèmes d'interférence de deux épisodes successifs de plissements. Selon cette classification, le système plicatif de la région du lac Bélanger pourrait être un modèle de dôme et bassin.

### Hypothèse P<sub>3</sub> - P<sub>2</sub>

Nous avons souligné qu'Hoffman (1985) propose que la plongée variable des plis P<sub>2</sub> serait due à l'interférence de la troisième phase P<sub>3</sub>. Les évidences de la troisième phase dans le secteur que nous avons cartographié sont assez rares. Par contre, dans le secteur du lac Nituk, nous avons noté des schistosités S<sub>3</sub> bien développées. On pourrait imaginer que cette phase de déformation a engendré des plis dont le rapport de l'amplitude sur la longueur d'onde est faible et qu'il n'y ait pas de schistosité (S<sub>3</sub>) associée partout. Les mesures de plongées des plis P<sub>2</sub> sont inférieures à 30°, ce qui n'est pas en contradiction avec des plis P<sub>3</sub> ouverts.

### Hypothèse $P_2 - P_1$

Les quelques plis visibles associés avec  $P_1$  sont limités au secteur sud (blocs 1 et 2), ils sont isoclinaux et généralement déversés vers le sud (figure 40). On peut faire l'hypothèse que la phase  $D_1$ , qui a produit les plis  $P_1$ , dans le sud du Groupe de Povungnituk, a aussi produit des plis dans la portion nord, et cela même si nous n'en avons vu aucun. En supposant une direction des plis à  $330^\circ$  et qu'ils soient déversés vers le sud-ouest, on arrive à un modèle hybride entre un patron d'interférence en dôme et bassin et un modèle en croissant.

Pour arriver à une conclusion, d'autres travaux sont nécessaires. Il faudrait également envisager d'autres hypothèses comme une réorientation des contraintes, etc.

### Implications au niveau des directions de compression

#### $D_1$

L'orientation du système de contrainte qui a produit les plis  $P_1$  est problématique. Il nous faut faire une série d'hypothèses pour arriver à une esquisse. Par exemple, si l'on accepte que les plis  $P_1$  avec une orientation à  $330^\circ$  (hypothèse de l'interférence de  $P_2$  sur  $P_1$ ), la contrainte principale devait avoir une orientation voisine de  $240^\circ$ .

#### $D_2$

Le système  $D_2$  ayant produit des plis orientés est-ouest avec des plans axiaux légèrement déversés vers le sud ( $60$  à  $70^\circ$ ), la contrainte principale devait être orientée nord-sud.

D<sub>3</sub>

Le système D<sub>3</sub>, aurait été produit par un système dont la contrainte principale avait une orientation voisine de 240° en supposant la trace des plis P<sub>3</sub> voisine de 330°.

#### Relation entre les failles et les plis P<sub>2</sub> et P<sub>1</sub>

Les failles, dans notre secteur, semblent être associées avec le système D<sub>2</sub>. Leur pseudo-parallélisme avec la trace des plis nous laisse supposer qu'elles ont été formées par le même système de contraintes. En supposant que la première phase de déformation (D<sub>1</sub>) a produit des plis avec une orientation à 330°, ceux-ci seraient recoupés par le système D<sub>2</sub>.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le potentiel minier de la Fosse de l'Ungava est important. L'ensemble des caractéristiques géologiques et géotologiques communes aux camps miniers bien établis, comme Val d'Or et Rouyn-Noranda, sont réunies. Les découvertes minières antérieures (la Colline de l'Amiante et Québec Raglan en témoignent de façon éloquente).

Dans le but d'établir une prospection lithogéochimique, nous avons procédé en deux volets:

1. D'abord, nous avons analysé de façon systématique les échantillons non minéralisés et non altérés pour le Pt, le Pd, l'Ag, l'Au et certains métaux de base. Ces échantillons ont été prélevés sur les diverses lithologies de notre secteur et nous servent également pour l'analyse des éléments majeurs. L'emploi de cette série d'échantillons frais permet d'établir les seuils anomaux des divers métaux.
2. Ensuite, nous avons analysé les échantillons minéralisés et altérés prélevés lors de notre levé régional. Nous en avons ramassé sur 36 sites différents. Généralement, ces échantillons contiennent un ou plusieurs des minéraux suivants: de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite.

La carte de la région du lac Bélanger, qui accompagne ce rapport, situe les sites mentionnés ci-dessus. Nous présentons au tableau 12 la synthèse des informations pertinentes concernant les endroits échantillonnés et les valeurs intéressantes obtenues lors du dosage des divers métaux.



### Les seuils anomaux

D'abord, il nous faut informer le lecteur que les seuils anomaux que nous énumérerons dans le cas des métaux précieux sont tributaires de la méthode analytique. On peut consulter Lehouiller et Rhéaume (1983) pour les dosages d'or et d'argent et Blois et Tremblay (1984) pour les autres métaux afin d'obtenir des explications plus précises sur les méthodes employées au CRM.

Pour le platine et le paladium, ces seuils se situent à 0,07 g/t. Pour l'or, il est à 15 ppb et pour l'argent à 200 ppb. Des 92 échantillons analysés, deux montrent des anomalies en platine et aucun en paladium, fort probablement à cause du seuil de détection élevé. Une vingtaine d'échantillons sont anomaux en or; les valeurs s'échelonnent entre 17 et 130 ppb. Simard et Roy (1984) ramènent le seuil anomal de l'or à 35 ppb. Cette valeur semble plus juste compte tenu des imprécisions qu'implique la mise en solution de ces métaux. Cette nouvelle valeur de départ retranche 11 des 20 échantillons anomaux non minéralisés et non altérés. Sur le tableau 12, nous avons présenté les échantillons avec 60 ppb et plus d'or soit environ deux fois le bruit de fond.

Pour les métaux de base, les contraintes stoechiométriques qui entraînent la partition de ces éléments dans les diverses phases minéralogiques et les processus pétrochimiques nous empêchent d'établir, pour le moment, des seuils anomaux. Une valeur supérieure à 1 000 ppm pour le cuivre, le zinc et le plomb constitue un facteur d'enrichissement. Par contre, dans les niveaux riches en magnésium, des valeurs de 1 000 à 2 000 ppm de chrome et de nickel sont "normales".

Clés du tableau 12

- A : Numéro d'échantillon
- B : Lithologie
- C : Mode d'occurrence de la minéralisation
- D : Métaux présents
- E : Valeurs intéressantes obtenues
- F : Nombre d'échantillons

TABLEAU 12

ÉCHANTILLONS MINÉRALISÉS

A	B	C	D	E	F
1	Tuf (?)	Disséminée et dans les plans de schistosité	Pyrrhotite, chalcopyrite	50 g/t Ag 0,33 g/t Pt 0,21 % Zn	1
2	Tuf	Disséminée	Graphite, pyrite	93 ppb Au	2
3	Gabbro	Disséminée	Pyrite	-	1
4	Veine de quartz	-	-	110 ppb Au	1
5	Basalte	Disséminée	Pyrite	77 ppb Au	1
6	Grès	-	Carbonates	-	1
7	Basalte	Disséminée	Pyrite	77 ppb Au	2
8	Basalte	Disséminée et en veinules	Pyrite, carbonates	60 ppb Au	2
9	Basalte	Disséminée	Pyrite	-	1

ÉCHANTILLONS MINÉRALISÉS (suite)

A	B	C	D	E	F
10	Basalte	Disséminée	Pyrrhotine	-	1
11	Basalte	Disséminée	Pyrrhotine	-	1
12	Basalte	Disséminée	Pyrrhotine	-	1
13	Rhyolite	Disséminée	Pyrrhotine	-	1
14	Basalte	Disséminée	Pyrite, carbonates	-	1
15	Tuf	Disséminée	Chalcopryrite, 28,4 g/t Ag pyrite, 130 ppb Au pyrrhotine 110 ppb Au		3
16	Basalte	Disséminée	Chalcopryrite, pyrite	-	1
17	Grès	Disséminée	Pyrite	77 ppb Au	1
18	Basalte	Disséminée	Pyrite, chalcopryrite	13 g/t Ag 18 g/t Ag	3
19	Basalte	Disséminée	Pyrite	83 ppb Au	1
20	Tuf	Disséminée	Pyrite	-	1

ÉCHANTILLONS MINÉRALISÉS (suite)

A	B	C	D	E	F
21	Tuf	Disséminée	Pyrite	67 ppb Au	1
22	Dunite	Disséminée	Pyrite	0,18 % Ni 0,19 % Cr	1
23	Tuf	Disséminée et // aux plans de schistosité	Pyrite	-	1
24	Tuf	Disséminée	Pyrite	83 ppb Au	1
25	Gabbro	Disséminée et // aux plans de schistosité	Pyrite	-	1
26	Basalte	Disséminée	Pyrite	110 ppb Au	1
27	Basalte	Disséminée	Pyrite	-	1
28	Basalte	Disséminée	Chalcopyrite,	100 ppb Au	2
29			pyrrhotine	87 ppb Au	
30	Basalte	Disséminée	Chalcopyrite, pyrite	-	1
31	Gabbro	Disséminée	Pyrite	-	1

ÉCHANTILLONS MINÉRALISÉS (suite)

A	B	C	D	E	F
32	Phyllade	Disséminée	Pyrite	-	1
33	Phyllade	Disséminée	Pyrite	-	1
34	Phyllade	Massive	Pyrite, pyrrhotine	8,1 g/t Ag 630 ppb Ag 130 ppb Ag 110 ppb Au 97 ppb Au 70 ppb Au	5
35	Phyllade	En mince horizon	Pyrite, pyrrhotine	880 ppb Ag 0,53 g/t Pt	1
36	Phyllade	Disséminée	Pyrite	-	1
26c	Gabbro	Disséminée	Pyrite	200 ppb Au	1
47c	Gabbro	Disséminée	Pyrite	110 ppb Au	1

### **Les échantillons anomaux**

Les échantillons provenant des sites 1, 15, 22 et 34 présentent des valeurs très anormales pour certains métaux. Le site 1 est particulièrement intéressant, on y note des valeurs en argent (50 g/t), en platine (0,33 g/t) et en zinc (0,21%). La distribution des métaux précieux étant erratique, des études supplémentaires devraient fournir d'autres précisions sur les valeurs de ces métallotectes.

## CONCLUSIONS

Dans un premier temps, notre étude a porté sur les unités lithologiques et le métamorphisme associé. Nous avons par la suite résumé les principales idées de nature géochimique proposées par Francis et al. (1983). Dans un deuxième temps, nous avons compilé les données structurales recueillies. Enfin, dans un troisième temps, nous avons examiné deux aspects se rapportant à la géologie économique. Le premier a trait aux seuils anomaux des différents métaux précieux et autres, le deuxième se rapporte aux échantillons anomaux.

Examinons maintenant les informations pertinentes qui se rattachent à chacun des sujets mentionnés précédemment.

### Unités lithologiques

La région du lac Bélanger présente des assemblages de roches volcanosédimentaires, d'âge Aphébien, auxquels s'associent de nombreux filons-couches mafique et ultramafiques. Les filons-couches sont de composition mafiques dans le bloc 2, à une exception près. Dans le bloc 3 et suivants, les intrusions montrent une variation de composition de mafiques à ultramafique. Le secteur cartographié se divise en deux groupes: le Groupe de Povungnituk et le Groupe Chukotat.

- Le Groupe de Povungnituk est à son tour subdivisé en deux Sousgroupes. Le Lamarche, à la base du groupe, est à dominance sédimentaire et comprend un assemblage de phyllade (Lph), de quartzite (Lqu) et de dolomie (Ldo). Le Beauparlant surmonte le Lamarche en contact de faille. Ce Sous-groupe se compose de laves mafiques (Bba) dans lesquelles s'intercalent des niveaux de quartzite (Bqu), de pyroclastite (Bpy) et de rhyolite (Brh). La proportion de sédiments décroît du sud vers le



nord. Nous avons reconnu deux cycles volcaniques dans le Sous-groupe de Beauparlant.

- Le Groupe de Chukotat comprend trois types de basalte et une séquence de volcanoclastites. Le premier type est constitué de phénocristaux d'olivine (15 à 20%), le deuxième contient des phénocristaux de pyroxène (5%) et le troisième, des phénocristaux de plagioclase (10%). Pour les trois types de basalte, le reste de la roche est constitué d'une matrice dévitrifiée.

La séquence de roches volcanoclastites, sommitale au Groupe, est constituée de plusieurs types de volcanoclastites.

- Les roches volcanosédimentaires reposent sur la Formation de Perron, d'âge Archéen. Cette unité se compose d'un paragneiss à biotite. On y note un rubanement plus ou moins poussé.

### **Métamorphisme**

Étant donné la distribution des lithologies, les conditions du métamorphisme peuvent être évaluées à partir des assemblages minéralogiques observés dans les roches mafiques. À partir de la minéralogie des laves, un assemblage métamorphique est universel: Actinote + plagioclase sodi-calcique + clinozoïste + pistachite + chlorite + quartz + sphène + calcite. Cet assemblage est caractéristique du faciès des schistes verts.

Des différences peuvent être notées dans le degré de métamorphisme à partir de la calcicité du plagioclase. L'albite limpide n'est pas observée, à moins d'étudier un échantillon en bordure de faille. Les empilements volcaniques n'ont pas été soumis à une circulation intense de l'eau avant le début du métamorphisme.

## Géochimie

Chimiquement (Francis et al., 1983), les laves du Povungnituk sont dérivées d'un magma contaminé par une croûte sialique et les basaltes du Chukotat sont, dépendant du type, plus ou moins contaminés par une croûte sialique. La séquence de roches volcanoclastites est considérée, en première analyse, comme distincte des laves.

## Géologie structurale

Trois phases de déformation affectent les roches du secteur du lac Bélanger. Une première ( $D_1$ ) qui produit des plis isoclinaux, d'amplitude métrique, restreints à la portion sud du Groupe du Povungnituk. Une deuxième ( $D_2$ ) qui forme des plis isoclinaux d'amplitude kilométrique, que l'on retrouve dans le Groupe de Povungnituk. Une troisième ( $D_3$ ) qui produit des plis ouverts, d'amplitude kilométrique, dans l'extrémité sud-est de notre terrain. Un système d'interférence a généré un patron en dôme et bassin dans le Groupe de Povungnituk. Ce système est responsable de la double plongée des axes de plis  $P_2$ . La contrainte principale ( $\sigma_1$ ) associée avec la phase de déformation  $D_1$  devait avoir une orientation voisine de  $240^\circ$ . Pour la phase  $D_2$ , elle était vraisemblablement orientée nord-sud alors que la contrainte associée à  $D_3$  devait, elle aussi, avoir une orientation voisine de  $240^\circ$ . Les principales failles sont associées à la deuxième phase de déformation.

La décroissance de la déformation et du métamorphisme du sud vers le nord, dans le secteur du lac Bélanger pourrait s'expliquer parce que le socle a été impliqué dans la déformation et que les unités lithologiques en bordure de ce dernier sont à des niveaux structuraux plus profonds. Il y a également le chevauchement des blocs qui s'est effectué du nord vers le sud, la "colonne" de roches est donc plus importante au sud qu'au nord (D. Lamothe, communication personnelle).

## Géologie économique

### - Seuils anomaux

Nous avons analysé de façon systématique les lithologies non minéralisées et non altérées pour définir les seuils anomaux des métaux précieux. Pour le platine et le palladium, ces seuils se situent à des valeurs inférieures à 0,07 g/t.

Pour l'or, le seuil anomal est de 35 ppb et pour l'argent à 200 ppb. Pour les métaux de base, l'analyse de nos données est encore trop fragmentaire pour en tirer des conclusions élaborées.

### - Échantillons anomaux

Quatre échantillons présentent des valeurs intéressantes pour certains métaux dont un avec des valeurs en argent (50 g/t), en platine(0,33 g/t) et en zinc (0,21%). Les valeurs de ces métallotectes restent à réévaluer à la lumière de données complémentaires.

## RÉFÉRENCES

- AYRES, L.D., 1978 - **Metamorphism in the Superior Province of North-western Ontario and its relationship to crustal development.** In Metamorphism in the Canada Shield (J.A. Fraser and W.W. Heywood, ed.), pp. 25-36.
- BANVILLE, R., 1985 - **Étude du processus de ségrégation cristalline liquide et de la mise en place d'un filon-couche ultramafique-mafique dans la bande Cap-Smith.** Projet de fin d'étude, Université Laval, Québec, non-publi., 54 pages.
- BEALL, G.H., 1959 - **Rapport préliminaire sur la région du lac Cross, Nouveau-Québec.** Ministère des Mines, Québec; RP-396.
- 1960 - **Rapport préliminaire sur la région du lac Laflamme, Nouveau-Québec.** Ministère des Mines, Québec; RP-435.
- 1977 - **Cross lake and Laflamme lake areas.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-460.
- DE BLOIS, C. et TREMBLAY, C., 1984 - **Dosage simultané des éléments en traces dans les roches par spectrométrie d'émission atomique au plasma.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. Direction de l'analyse et du contrôle, projet 84-Ra-001, 88 pages.
- BÉDARD, J.H., FRANCIS, D.M., HYNES, A.J. ET NADEAU, S., 1984 - **Fractionation in the feeder system of a Proterozoic rifted margin.** Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume no 21, pages 489-499.

BERGERON, R., 1957 - Rapport préliminaire sur la zone de Cape Smith-Wakeham Bay. Ministère des Mines, Québec; RP-355.

————— 1959 - Rapport préliminaire sur la région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP-392.

FLEET, M.E., 1975 - The growth habits of olivine - A structural interpretation. Canadian Mineralogist, volume no 13, pages 293-297.

FRANCIS, D.M., HYNES, A.J., LUDDEN, J.N. et BÉDARD, J., 1981 - Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic (high-Mg) volcanic suite, Ungava, Québec. Contr. Miner. and Petrol., no 78, pages 27-36.

FRANCIS, D.M., LUDDEN, J. et HYNES, A., 1983 - Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. Journal of Petrology; volume no 24, pages 556-582.

FUJIWARA, Y. et SCHWARZ, E.J., 1975 - Paleomagnetism of the Circum-Ungava Proterozoic Fold Belt (1): Cape Smith Komatiitic Basalts. Journal Canadien des Sciences de la Terre, pages 1785-1793.

GÉLINAS, L., 1962 - Rapport préliminaire sur la région du lac Watts, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-471.

GÉLINAS, L. et BROOKS, C., 1974 - Archean quench-texture tholeiites. Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume no 11, pages 324-340.

- GÉLINAS, L., BROOKS, C., PERREAU, G., CARIGNAN, J., TRUDEL, P. et GRASSO, F.M., 1977 - **Chemostratigraphic divisions within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda district, Québec.** In Volcanic Regimes in Canada. Edited by W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall, Geological Association of Canada, Special paper 16, pages 265-295.
- HOFFMAN, P.F., 1985 - **Is the Cape Smith Belt (Northern Quebec) a klippe.** Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume no 22, no 9, pages 1361-1369.
- HYNES, A.J. et FRANCIS, D.J., 1982 - **A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec.** Tectonophysics; volume no 88, pages 23-59.
- LAMOTHE, D., PICARD, C., et MOORHEAD, J., 1984 - **Bande de Cap Smith-Maricourt, Région du lac Beauport.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-84-39.
- LEHOUIILLER, R. et RHÉAUME, N., 1983 - **Dosages d'ultratraces d'or et d'argent dans les roches par SAA suite à une préconcentration par pyro-analyse.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. Direction de l'analyse et des contrôles, projet 82-Ra-024, 45 pages.
- LOFGREN, G., DONALDSON, C.H., WILLIAMS, J., MULLINS, O.Jr., USSELMAN, M., 1974 - **Experimentally reproduced textures and mineral chemistry of Apollo 15 quartz normative basalts.** Proceeding 5th Lunar Conference, supplement 5. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1, pages 549-567.

- LUCK, J.-M., ALLÈGRE, C.J., 1984 -  **$^{187}\text{Re}$ - $^{187}\text{Os}$  investigation in sulfide from Cape Smith Komatiite.** Earth and Planetary Sciences Letters; volume no 68, pages 205-208.
- MIYASHIRO, M., SHIDO, F. et EWING, M., 1969 - **Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 39° N latitude.** Contributions to Mineralogy and Petrology, volume no 23, pages 38-52.
- RAMSAY, J., 1967 - **Folding and Fracturing of rocks,** McGraw Hill, New York, 568 pages.
- ROY, C., 1985 - **Bande de Cap Smith-Maricourt, Région du lac Bélanger.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-85-15.
- STAM, J.C., 1961 - **On the geology and petrology of the Cape Smith-Wakeham Bay Belt, Ungava, New Quebec; Geology in Mijnbouw,** v. 40, pages 412-421.
- SHAND, S.J., 1951 - **Eruptive rocks,** John Wiley & Sons, New York, 488 pages.
- SIMARD, A. et ROY, C., 1984 - **Partie est de la bande volcanosédimentaire Frotet-Evans; potentiel aurifère.** Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Edited by J. Guha and E.H. Chown. CIM special volume 34, pages 457-472.
- STOCKWELL, C.H., 1950 - **The use of plunge in the construction of cross-sections of folds.** Proceeding of the Geological Association of Canada, volume no 3, pages 97-121.

- TAYLOR, F.C., 1982 - **Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northwest Quebec and Northwestern Territories.** Commission géologique du Canada; mémoire 399, 32 pages.
- TIRRUL, R., 1983 - **Structure cross-section across Asiatic thrust and fold belt, Wopmay orogen, District of Mackenzie.** In Current Research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, pages 253-260.
- TREMBLAY, G., sous presse - **Géologie de la région du lac Vanasse, Fosse de l'Ungava;** Ministère de l'Énergie et des Ressources.
- WESTRA, L., 1978 - **Metamorphism in the Cape Smith-Wakeham Bay area north of 61° N, New Quebec.** In Metamorphism in the Canadian Shield. Edited by J.A. Frases and W.W. Heywood. Geological Survey of Canada, Paper 78-10, pages 237-244.
- ZINDLER, A., 1982 - **Nd and Sr isotopic studies of Komatiites and related rocks.** In Komatiites. Edited by N.T. Arndt and E.C. Nisbet. Allen and Unwin, London, pages 399-420.