

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DU PLUTON DE
LA RIVIERE BARLOW, CHIBOUGAMAU, QUEBEC

PAR

DENIS RACICOT

DEPARTEMENT DES SCIENCES APPLIQUEES

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION
DE LA MAITRISE ES SCIENCES APPLIQUEES

AVRIL 1979



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

TABLE DES MATIERES

| | page |
|--|------|
| Table des matières | ii |
| Table des hors-textes | vi |
| Sommaire | x |
| 1- INTRODUCTION | 1 |
| 1-1 LOCALISATION GEOGRAPHIQUE | 1 |
| 1-2 TRAVAUX ANTERIEURS | 1 |
| 1-3 METHODE DE TRAVAIL | 3 |
| 1-4 BUT DE L'ETUDE | 3 |
| 2- GEOLOGIE REGIONALE ET LOCALE | 5 |
| 2-1 GEOLOGIE REGIONALE | 5 |
| 2-2 GEOLOGIE LOCALE | 6 |
| 3- PETROGRAPHIE | 9 |
| 3-1 PETROGRAPHIE DE LA MASSE PRINCIPALE DU PLUTON | 9 |

| | |
|---|----|
| 3-1-1 Pétrographie des monzodiorites quartzifères | 9 |
| 3-1-1-1 Monzodiorites quartzifères massives | 12 |
| 3-1-1-2 Monzodiorites quartzifères cisaillées | 12 |
| 3-1-1-3 Phase felsique associée à la monzodiorite quartzifère ... | 18 |
| 3-1-2 Pétrographie des tonalites | 20 |
| 3-1-3 Relations minéralogiques communes aux monzodiorites quartzifères et aux tonalites | 21 |
| 3-1-3-1 Le plagioclase | 21 |
| 3-1-3-2 Le quartz | 21 |
| 3-1-3-3 Le feldspath potassique | 23 |
| 3-1-3-4 La hornblende | 25 |
| 3-1-3-5 Le clinopyroxène | 29 |
| 3-1-3-6 La biotite | 29 |
| 3-1-3-7 Les minéraux accessoires ... | 30 |
| 3-2 PETROGRAPHIE DES INCLUSIONS MAFIQUES | 34 |
| 3-2-1 Lambeaux mafiques | 34 |
| 3-2-2 Inclusions mafiques massives et équidimensionnelles | 38 |
| 3-2-3 Essaims d'inclusions mafiques | 41 |
| 3-2-4 Inclusions mafiques rubannées | 41 |
| 3-3 PETROGRAPHIE DES DYKES | 44 |
| 3-3-1 Pétrographie des dykes d'aplite et de pegmatite | 44 |
| 3-3-1-1 Caractères mégascopiques ... | 44 |
| 3-3-1-2 Caractères microscopiques des dykes d'aplite | 45 |
| 3-3-2 Pétrographie des dykes mafiques | 46 |
| 3-3-2-1 Dykes à aiguilles de hornblende | 50 |
| 3-3-2-2 Dykes à hornblende | 50 |
| 3-3-2-3 Dyke amygdalaire | 55 |

| | |
|---|-----|
| 3-4 PETROGRAPHIE DES BRECHES | 56 |
| 3-4-1 Brèches aplitiques | 56 |
| 3-4-2 Brèches rouges | 56 |
| 3-5 PETROGRAPHIE DES GNEISS ET DES MIGMATITES .. | 60 |
| 3-6 PRINCIPALES CONCLUSIONS SUR LES OBSERVATIONS PETROGRAPHIQUES | 64 |
| 4- RELATIONS STRUCTURALES | 65 |
| 4-1 RELATIONS AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES | 65 |
| 4-2 RELATIONS INTERNES | 65 |
| 4-2-1 Foliation | 65 |
| 4-2-2 Relations entre les différentes phases du pluton | 67 |
| 5- GEOCHIMIE | 70 |
| 5-1 RESULTATS | 70 |
| 5-2 INTERPRETATION DES RESULTATS GEOCHIMIQUES .. | 84 |
| 6- PETROGENESE DU PLUTON | 92 |
| 7- CONCLUSIONS | 97 |
| 8- REMERCIEMENTS | 99 |
| 9- REFERENCES | 100 |
| 10- APPENDICES | 104 |
| 10-1 Analyses modales des roches du pluton de Barlow | 104 |

| | | |
|------|---|----------|
| 10-2 | Analyses modales des dykes aplitiques non-porphyrigues du pluton de Barlow | 105 |
| 10-3 | Analyses chimiques des roches du pluton de la rivière Barlow | 106 |
| 10-4 | Minéraux normatifs (CIPW) des roches du pluton de la rivière Barlow | 110 |
| 10-5 | Carte géologique du pluton de la rivière Barlow, avec mesures de foliation et localisation des échantillons | pochette |

TABLE DES HORS-TEXTES

FIGURES

| | | |
|--------|---|----|
| Fig.1 | Carte de localisation du pluton de la rivière Barlow | 2 |
| Fig.2 | Carte géologique du pluton de la rivière Barlow | 7 |
| Fig.3 | Classification des roches granitoides | 10 |
| Fig.4 | Analyses modales sur diagrammes de classification, pluton de la rivière Barlow | 13 |
| Fig.5 | Histogramme circulaire des directions de foliation dans les roches du pluton de Barlow .. | 66 |
| Fig.6 | Diagramme AFM, pluton de Barlow | 71 |
| Fig.7 | Diagramme CNK, pluton de Barlow | 72 |
| Fig.8 | Diagramme de variation de FeO, pluton de Barlow | 73 |
| Fig.9 | Diagramme de variation de Fe ₂ O ₃ , pluton de Barlow | 74 |
| Fig.10 | Diagramme de variation de MgO, pluton de Barlow | 75 |
| Fig.11 | Diagramme de variation de CaO, pluton de Barlow | 76 |
| Fig.12 | Diagramme de variation de MnO, pluton de Barlow | 77 |
| Fig.13 | Diagramme de variation de TiO ₂ , pluton de Barlow | 78 |
| Fig.14 | Diagramme de variation de P ₂ O ₅ , pluton de Barlow | 79 |
| Fig.15 | Diagramme de variation de SiO ₂ , pluton de Barlow | 80 |

| | | |
|--------|--|----|
| Fig.16 | Diagramme de variation de Al_2O_3 , platon de Barlow | 81 |
| Fig.17 | Diagramme de variation de K_2O , platon de Barlow | 82 |
| Fig.18 | Diagramme de variation de Na_2O , platon de Barlow | 83 |
| Fig.19 | Minéraux normatifs des roches du platon de Barlow dans le tétraèdre développé du système Qz-Ab-Or-An | 85 |
| Fig.20 | Modèle de fusion partielle et de fractionnement applicable au platon de Barlow | 87 |
| Fig.21 | Représentation du liquide de fusion hypothétique du platon de Barlow, dans le système Qz-Ab-Or-An | 90 |

TABLEAUX

| | page | |
|-------|---|----|
| Tab.1 | Types de roches du platon de Barlow | 11 |
| Tab.2 | Composition moyenne des principales lithologies du platon de Barlow | 14 |
| Tab.3 | Composition minéralogique et textures des dykes d'aplite | 47 |
| Tab.4 | Caractères minéralogiques des dykes à aiguilles de hornblende | 53 |
| Tab.5 | Caractères minéralogiques des dykes à hornblende | 54 |
| Tab.6 | Composition du liquide de fusion hypothétique du platon de Barlow | 89 |
| Tab.7 | Modèle pétrogénétique du platon de Barlow ... | 93 |

PLANCHES

| | page | |
|-------------|---|----|
| Planche 1A | Texture engrenée dans une monzodiorite quartzifère à grains grossiers | 15 |
| Planche 1B | Texture en mortier dans une monzodiorite quartzifère à grains moyens | 15 |
| Planche 2 | Texture en mosaïque dans une monzodiorite quartzifère à grains fins | 16 |
| Planche 3A | Texture cataclastique dans une monzodiorite quartzifère cisaillée | 17 |
| Planche 3B | Monzodiorite quartzifère cisaillée présentant des yeux de microcline | 17 |
| Planche 4A | Phase felsique en masse diffuse dans une monzodiorite quartzifère riche en minéraux mafiques | 19 |
| Planche 4B | Phase felsique au contact de deux monzodiorites quartzifères à granulométries différentes | 19 |
| Planche 5A | Texture granulaire dans une tonalite ... | 22 |
| Planche 5B | Texture en "pattes d'oiseau" dans une tonalite | 22 |
| Planche 6 | Quartz et microcline corrodant le plagioclase | 24 |
| Planche 7A | Hornblende verte interstitielle | 26 |
| Planche 7B | Inclusions résorbées de plagioclase dans un cristal de hornblende verte | 26 |
| Planche 8A | Hornblende riche en petites inclusions irrégulières de quartz | 28 |
| Planche 8B | Cristal de clinopyroxène entouré partiellement d'amphibole pâle dans un grain de hornblende verte | 28 |
| Planche 9 | Forme fantôme d'un grain de biotite dans un cristal de plagioclase | 31 |
| Planche 10A | Cristal idiomorphe de hornblende remplaçant la biotite | 32 |

| | | |
|-------------|---|----|
| Planche 10B | Cristal de biotite (chloritisée) remplacé par la hornblende verte | 32 |
| Planche 11A | Lambeau mafique | 36 |
| Planche 11B | Lambeau mafique allongé recoupant une foliation et une bande felsique dans la roche du platon | 36 |
| Planche 12A | Anciens dykes mafiques déformés et recristallisés avec la roche du platon ... | 37 |
| Planche 12B | Lambeau mafique de nature intrusive | 37 |
| Planche 13A | Inclusion mafique équidimensionnelle présentant une zone en voie de désintégration | 40 |
| Planche 13B | Vue au microscope de la zone désintégrée de la planche 13A | 40 |
| Planche 14 | Essaim d'inclusions mafiques | 42 |
| Planche 15A | Texture granulaire dans un dyke d'aplite | 49 |
| Planche 15B | Texture porphyrique dans un dyke d'aplite | 49 |
| Planche 16 | Dyke mafique à aiguilles de hornblende . | 51 |
| Planche 17 | Fragments mafiques dans un dyke d'aplite | 52 |
| Planche 18 | Brèche aplitique | 57 |
| Planche 19 | Brèche hématitique | 59 |
| Planche 20A | Lentille gneissique dans la tonalite ... | 61 |
| Planche 20B | Migmatite à structure stromatitique, à déformation complexe | 61 |
| Planche 21 | Gneiss présentant des bandes de roche identique à celle du platon | 63 |
| Planche 22A | Tonalite pauvre en minéraux mafiques intrusive dans une tonalite plus mafique | 68 |
| Planche 22B | Contact entre deux monzodiorites quartzifères à granulométries différentes | 68 |

1-

INTRODUCTION

1-1

LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Le pluton de la rivière Barlow est situé dans le comté d'Abitibi-Est, province de Québec, à 29 kilomètres au nord de la ville de Chibougamau (Fig.1). Le pluton couvre une superficie d'environ 190 kilomètres carrés entre les latitudes $50^{\circ}07'55''$ et $50^{\circ}12'45''$, et les longitudes $73^{\circ}52'50''$ et $74^{\circ}26'05''$, et affleure selon une zone allongée E-W comprenant la moitié sud du canton Beaulieu, le quart nord-est du canton Blaiklock, la moitié sud du canton Plamondon, la moitié nord du canton Richardson, la moitié sud du canton O'Sullivan, et l'extrémité NW du canton Bignell. L'accès est facile par la route du lac Troilus et la route forestière L-207 Nord, ainsi que par de nombreux chemins forestiers qui couvrent la plus grande partie du pluton.

1-2

TRAVAUX ANTERIEURS

Le pluton de la rivière Barlow est apparu pour la première fois sur la carte géologique de la région de la rivière Brock (Kindle, 1942). L'extrémité est du pluton a été cartographiée dans la région de Bignell par Gilbert (1958). Le pluton a été considéré par ces auteurs comme un intrusif de syénite à hornblende. Ce nom lui a été conservé lors des cartographies subséquentes effectuées par Sabourin (1956) dans la

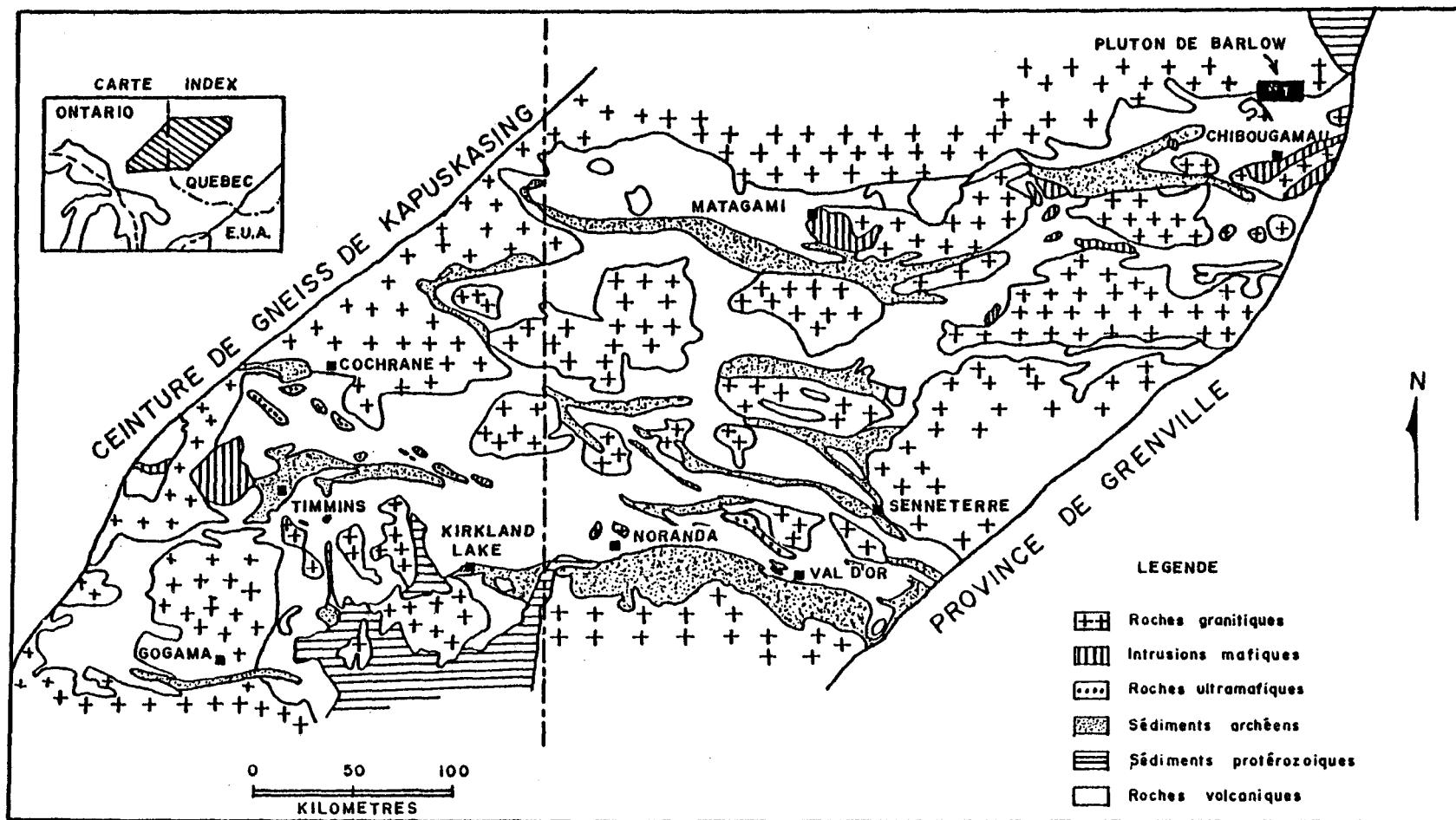


FIG. I
Carte de localisation du pluton
de la rivière Barlow.
(modifiée d'après Allard, 1976)

région de Blaiklock, par Caty (1975,1977) dans le canton de Richardson, et par Boudreault (1977a) dans le canton de Blaiklock. Les faciès les plus riches en quartz ont mérité le nom de granite, tandis que ceux plus riches en minéraux mafiques méritait celui de diorite.

Au cours de la cartographie du canton de Richardson (Caty, 1975,1977) une centaine d'échantillons du pluton ont été collectionnés. Certains de ces échantillons ont fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique sommaire dans le cadre d'un projet de fin d'études (Simard et Desrosiers, 1977). Les modifications pétrographiques apportées par le pluton sur les roches mafiques au sud ont été traitées dans le mémoire de maîtrise de Boudreault (1977b).

1-3

METHODE DE TRAVAIL

Au cours du mois d'août 1977, les principaux affleurements du pluton accessibles par les chemins forestiers ont été examinés et échantillonnés. La localisation des affleurements a été faite sur des photos aériennes à l'échelle de 1:15,840. Deux cents échantillons ont été recueillis pour analyses aux laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi. Au cours des trimestres d'hiver et d'automne 1978, cents échantillons du pluton ont été examinés en lame mince au microscope pétrographique. Quarante de ceux-ci ont fait l'objet d'analyses chimiques par les méthodes de fluorescence-X et d'absorption atomique pour dix éléments majeurs.

1-4

BUT DE L'ETUDE

Tous ces travaux ont été effectués dans le but de définir la nature du pluton afin d'établir une base de comparaison avec les autres plutons de roches granitoides de la région de Chibougamau.

2-1

GEOLOGIE REGIONALE

La région de Chibougamau est située à l'extrême est de la ceinture de roches vertes Matagami-Chibougamau (Allard, 1976) (Fig.1). Cette ceinture d'orientation E-W, longue de 440 kilomètres et large de 25 à 100 kilomètres, fait partie de la ceinture orogénique d'Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970) de la province de Supérieur (Stockwell, 1964).

Toutes les roches de la région sont d'âges précambriens. Les roches archéennes comprennent le Groupe volcanique de Roy et le Groupe sédimentaire d'Opémisca (Allard et al., 1979).

Le Groupe de Roy présente deux cycles volcaniques mafiques à felsiques (Duquette, 1970). Le premier cycle est constitué de la Formation d'Obatogamau (basaltes porphyriques et filons-couches) et de la Formation de Waconichi (tufs acides). Le second cycle volcanique est composé de la Formation de Gilman (basaltes coussinés et filons-couches) et de la Formation de Blondeau (tufs acides). A l'intérieur de cette dernière nous retrouvons trois filons-couches mafiques différenciés, soit le Roberge, le Ventures et le Bourbeau. La Formation de Bordeleau, tufs intermédiaires et acides, complète le Groupe de Roy.

Le complexe igné du lac Doré complète la série de roches archéennes de la région. Ce dernier est un complexe mafique stratiforme de type Bushveld (Allard, 1976).

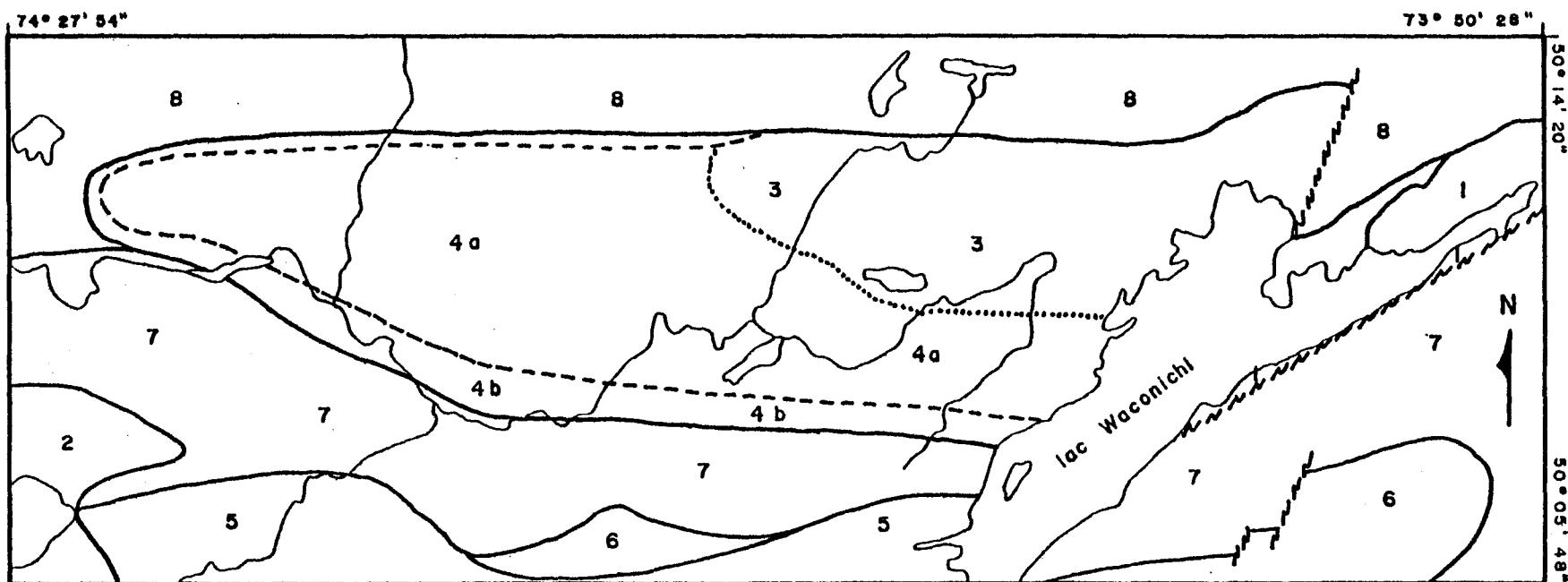
Le Groupe sédimentaire d'Opémisca repose en discordance sur le Groupe volcanique de Roy. Le Groupe d'Opémisca est constitué des Formations sédimentaires de Stella et de Chébistuan, et de la Formation volcano-sédimentaire d'Hauv.

Toutes les roches archéennes sont plissées et métamorphisées régionalement au faciès des schistes verts par l'orogénie kénoréenne. La tectonique de la région se généralise ainsi: présence d'un important anticlinal occupé par un pluton de roches granitoides, flanqué au nord et au sud par des synclinaux et des anticlinaux.

Les dernières roches supracrustales précambrifiantes de la région sont celles de la Formation de Chibougamau, d'âge aphébien, d'attitude horizontale et reposant en discordance sur les roches archéennes plissées.

Plusieurs plutons de roches granitoides sont présents dans les roches vertes de la région, toutefois leur chronologie est mal connue. Duquette (1970) distingue deux groupes de plutons granitoides, soit les massifs de tonalite-diorite possédant une structure largement concordante avec celle des roches encaissantes, et les massifs de granodiorite discordants par rapport aux structures des roches encaissantes. Les premiers seraient syn-tectoniques, et les seconds post-tectoniques. Plusieurs de ces plutons sont situés au cœur d'anticlinaux.

Le pluton de la rivière Barlow est situé au contact des roches granitoides gneissiques à la limite nord de la ceinture de roches vertes (Fig.1 et Fig.2). Il couvre une superficie d'environ 7 kilomètres en direction N-S sur 27 kilomè-



| | | |
|---------------|---|--|
| PROTEROZOIQUE | [| 1 FORMATION DE CHIBOUGAMAU |
| | | 2 PLUTON DU LAC CHEVRILLON |
| | | 3 TONALITE |
| | { | 4 a MONZODIORITE QUARTZIFERE MASSIVE |
| | | 4 b MONZODIORITE QUARTZIFERE CISAILLEE |
| ARCHEEN | | 5 FORMATION DE CHEBISTUAN |
| | | 6 FORMATION DE BLONDEAU + FILONS COUCHES |
| | | 7 FORMATION DE GILMAN |
| | | 8 GNEISS A BIOTITE ET A HORNBLENDE |
| | |] |
| | | PLUTON DE LA RIVIERE BARLOW |

FIG. 2

Carte géologique du pluton de la rivière Barlow.
 (Kindle, 1942, Sabourin, 1955, Gilbert, 1958, Caty, 1975, 1977, Boudreault, 1977, et cette étude)

tres en direction E-W. Au nord du pluton nous retrouvons des roches gneissiques et migmatitiques. Le passage des roches du pluton aux roches gneissiques et migmatitiques semble être graduel. Au sud du pluton la schistosité générale et le litage des roches métavolcaniques de la Formation de Gilman forment un angle d'environ 10° avec le pluton.

Au voisinage du pluton, les roches de la Formation de Gilman ont subi un métamorphisme de contact au faciès amphibolite moyen qui se surimpose sur un métamorphisme régional au faciès des schistes verts (Boudreault, 1977). Une déformation très intense des métabasaltes ainsi qu'une forte silicification des lits de tufs sont observables près du contact du pluton.

A l'extrémité est, le pluton est déplacé par une série de failles d'orientation NE et disparaît sous la Formation de Chibougamau.

La nomenclature pétrographique des roches granitoides utilisée dans cette étude est celle proposée par Streckeisen en 1976 (Fig.3). Le pluton de la rivière Barlow est composé de différentes unités de roches (Tab.1). Il est à remarquer que toutes les roches du pluton possèdent une minéralogie commune relativement simple.

Dans ce chapitre nous allons présenter nos observations pétrographiques des différentes unités de roches. Certaines observations pétrographiques ayant des implications génétiques seront discutées en détail.

3-1

PETROGRAPHIE DE LA MASSE PRINCIPALE DU PLUTON

La masse principale du pluton est formée de deux importants groupes de roches (Tab.1). Les monzodiorites quartzifères sont les roches les plus abondantes et se retrouvent dans les parties W, SW et S du pluton. Les tonalites se retrouvent dans la partie NE du pluton (Fig.2).

3-1-1

Pétrographie des monzodiorites quartzifères

La majorité des roches regroupées sous ce terme sont des monzodiorites quartzifères à hornblende et à horn-

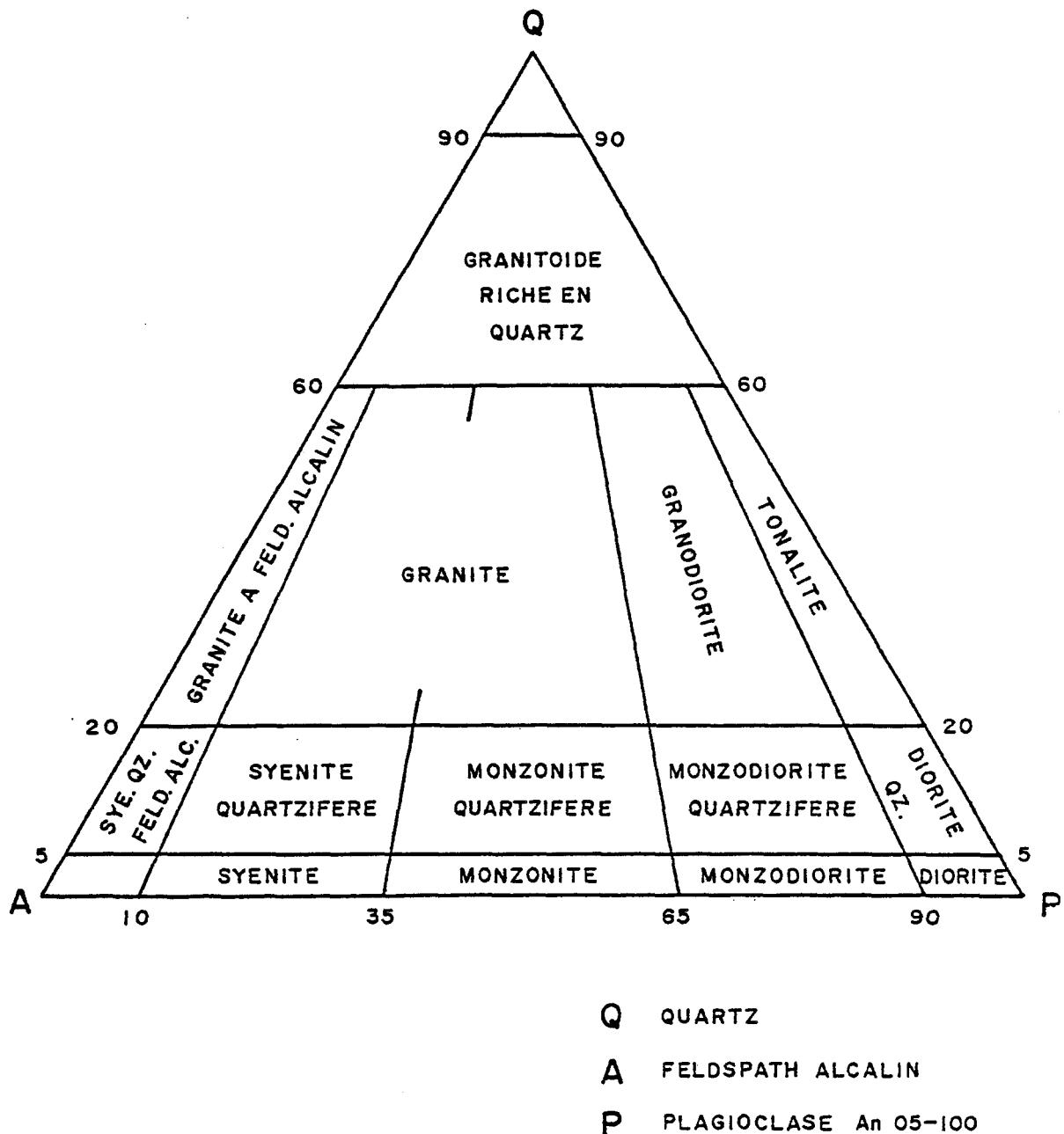
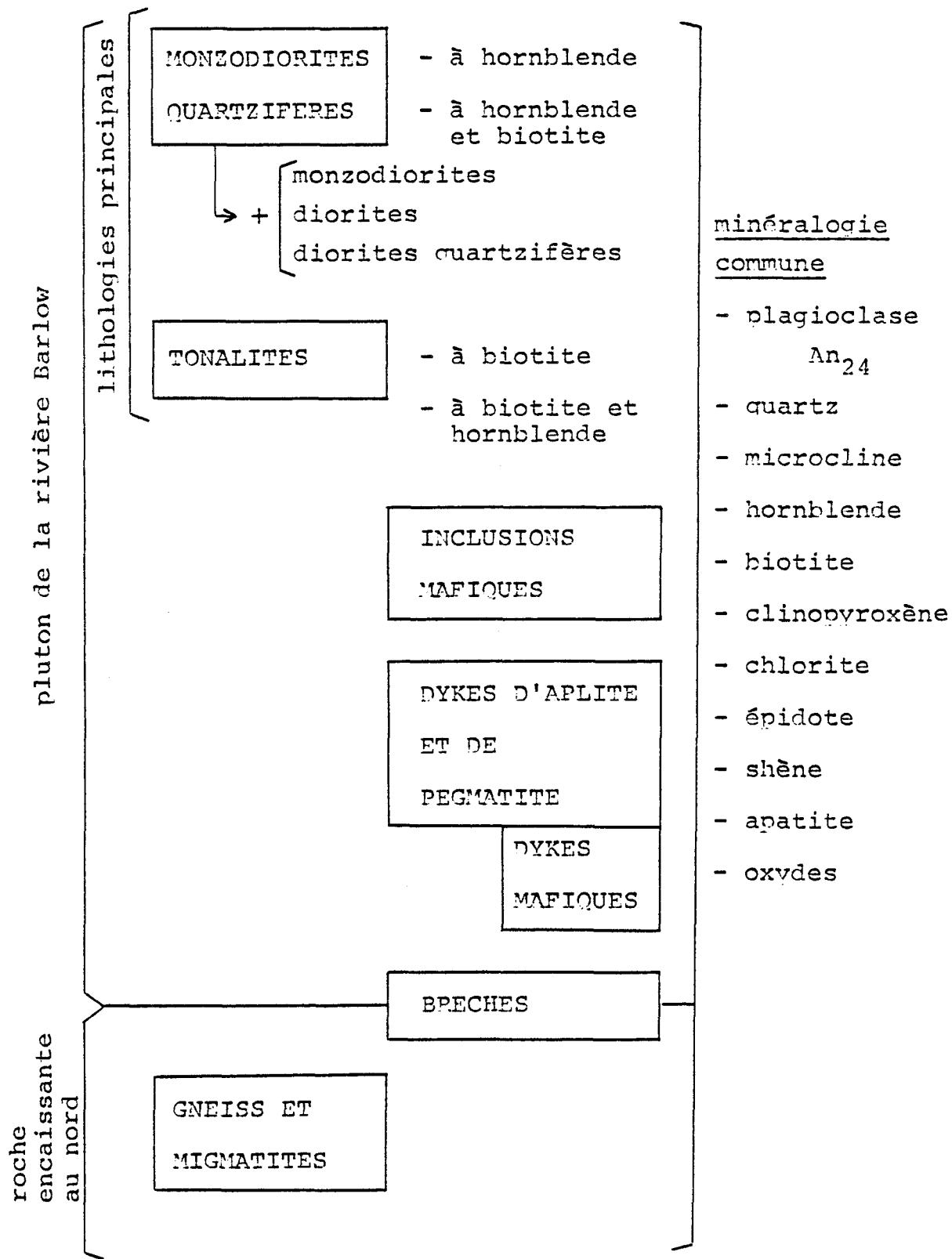


FIG. 3
Classification des roches
granitoides
(d'après Streckeisen, 1976)

TABLEAU 1

Types de roches du platon Barlow



blende-biotite. Dans ce même groupe nous avons placé des monzodiorites, des diorites quartzifères et des diorites car elles possèdent une minéralogie, une texture et une occurrence identiques à celles des monzodiorites quartzifères (Fig. 4).

Nous décrirons successivement deux types structuraux de monzodiorites quartzifères pouvant être distingués dans le pluton, les monzodiorites quartzifères massives et les monzodiorites quartzifères cisaillées. Nous décrirons également une phase felsique particulière qui est associée aux roches précitées.

3-1-1-1 Monzodiorites quartzifères massives

Les roches de ce groupe constituent la majeure partie du pluton (Fig. 2). Leur composition minéralogique moyenne est présentée au tableau 2, tandis que les analyses modales sont présentées à l'appendice 10-1. La granulométrie du plagioclase permet de distinguer des sous-groupes à grains grossiers (plus de 3 mm.), moyens (entre 2 et 3 mm.) et fins (moins de 2mm.). Cette variation granulométrique se traduit par une évolution dans la texture: engrenée dans les roches à grains grossiers, en mortier dans les variétés à grains moyens et en mosaïque dans celles à grains fins (planches 1A, 1B, 2). Cette séquence peut être le résultat d'un mécanisme de broyage lors de mouvements dans un magma riche en matériel solide.

3-1-1-2 Monzodiorites quartzifères cisaillées

Les roches de ce groupe sont caractérisées par une texture cataclastique (planche 3A, 3B). Leur composition

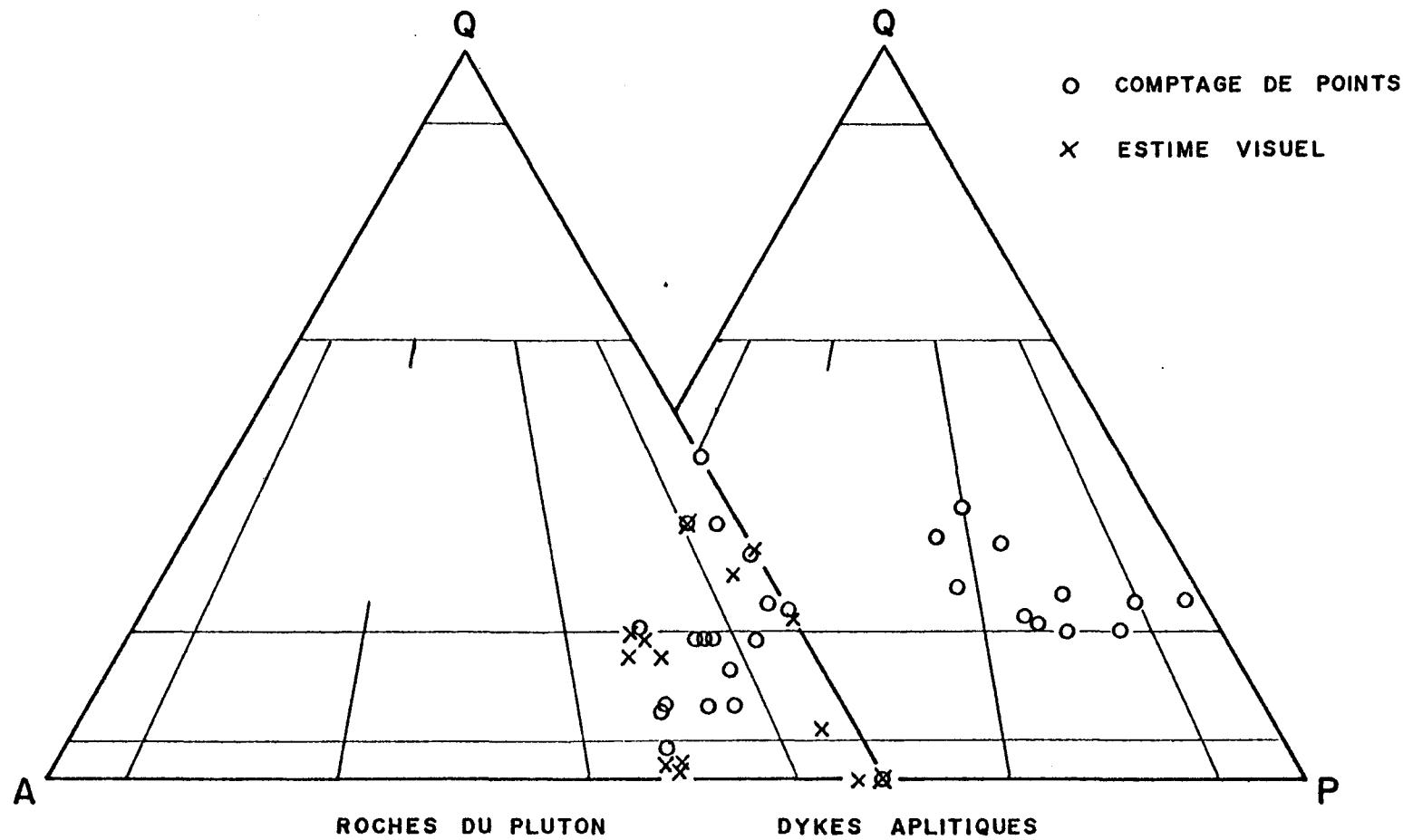


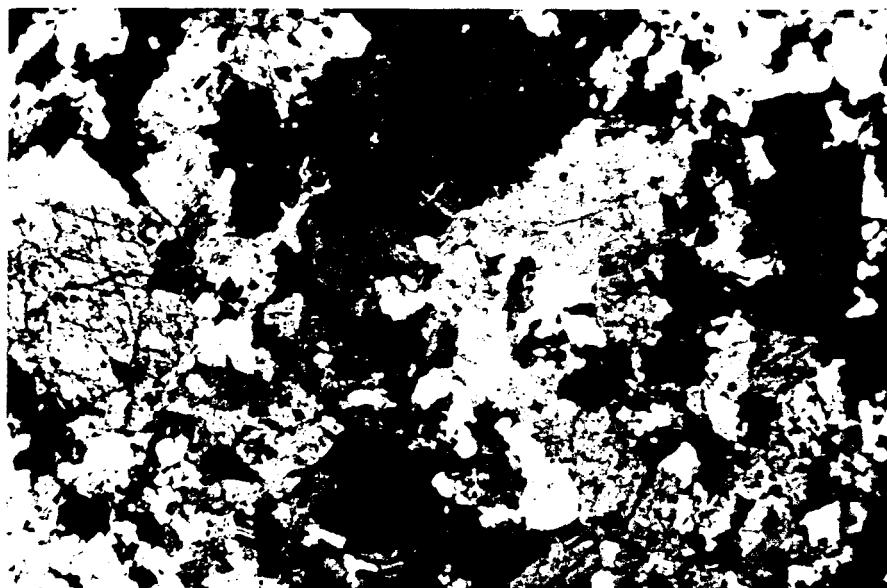
FIG. 4

Analyses modales sur diagrammes de classification,
pluton de la rivière Barlow.

TABLEAU 2
Composition moyenne des principales
lithologies du pluton de Barlow

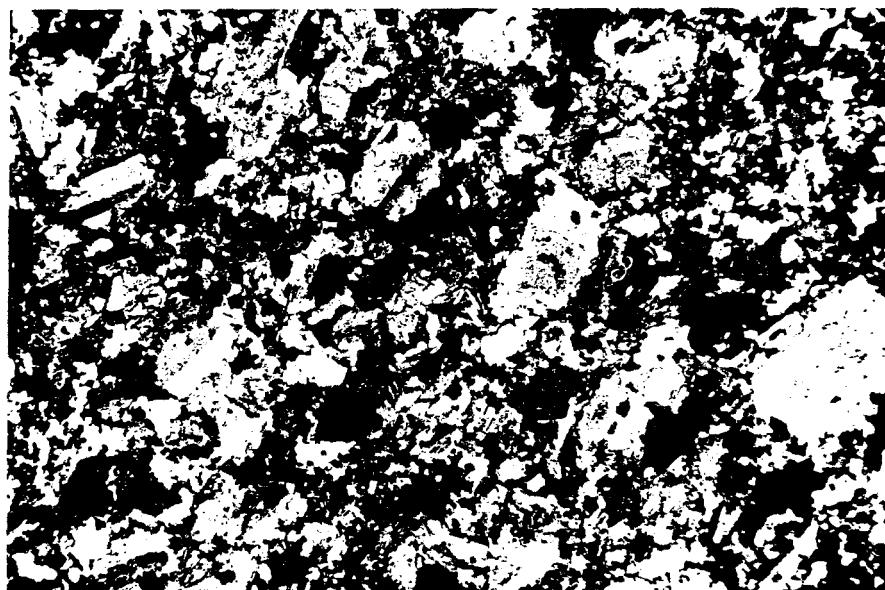
| | monzodiorites quartzifères massives | monzodiorites quartzifères cisaillées | tonalites |
|----------------------|---|--|---|
| plagio- clase | 50-70% | 50-70% -idiomorphe dans certaines roches | 50-70% |
| cuartz | 0-10% -10-15% dans roches riches en biotite | 10-20% -en rubans | 15-40% |
| micro- cline | 10-20% -5% dans roches riches en miné- raux mafiques | 10-20% -forme des yeux | moins de 5% |
| minéraux mafiques | 15-20% -parfois 60% -quantité de hornblende beaucoup plus grande que quantité de biotite | 15-20% -parfois horn- blende idio- morph -parfois quantité de biotite plus grande que quantité de hornblende | moins de 10% -quantité de biotite beaucoup plus grande que quantité de hornblende |

Planche 1



2 mm.

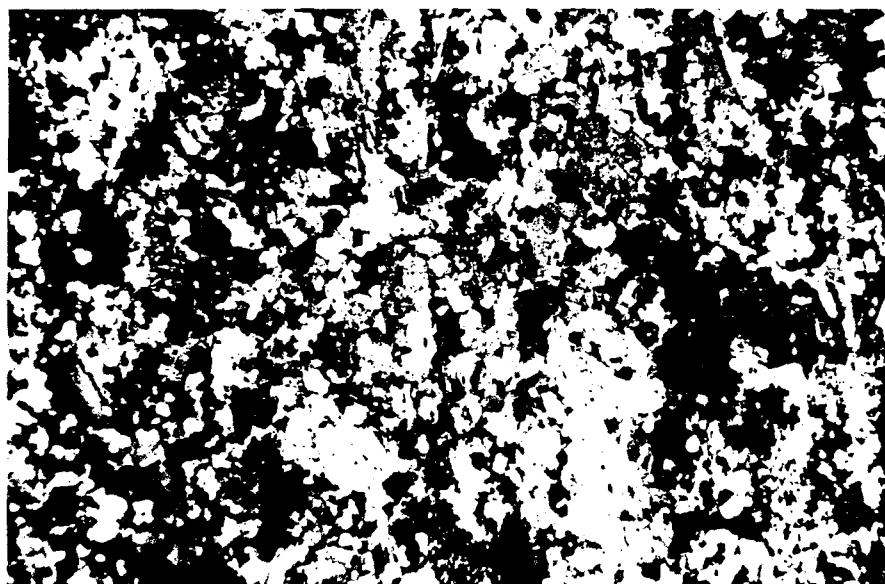
A-) Texture engrenée dans une monzodiorite quartzifère à grains grossiers.



2 mm.

B-) Texture en mortier dans une monzodiorite quartzifère à grains moyens. A remarquer l'altération zonée de certains grains de plagioclase.

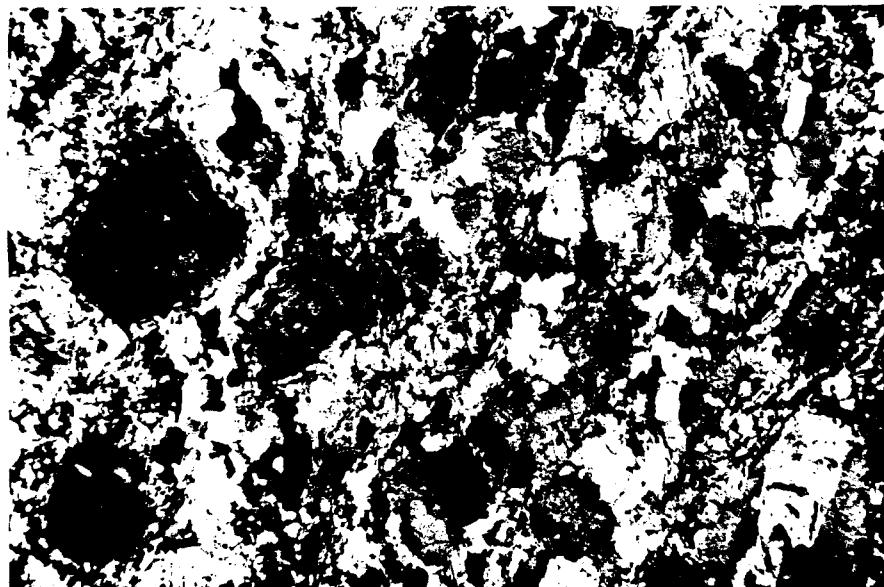
Planche 2



2 mm.

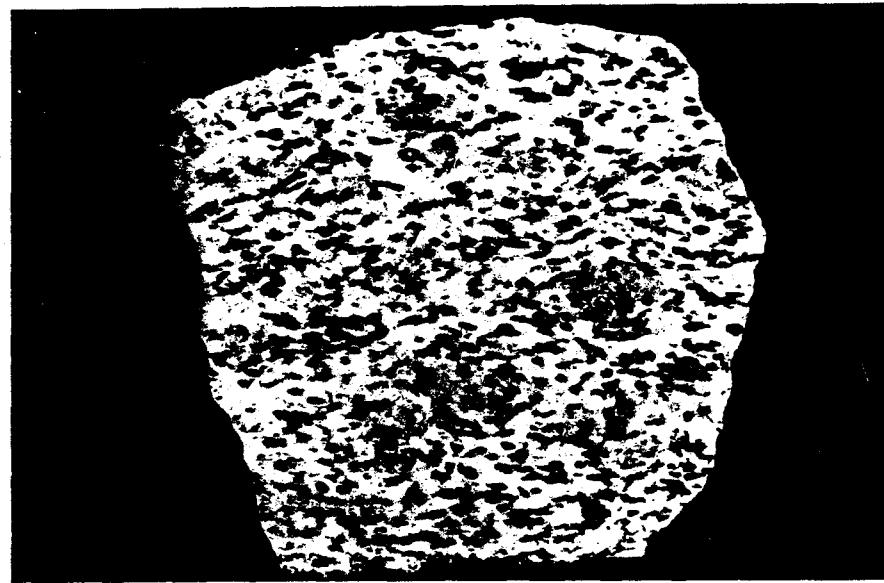
Texture en mosaique dans une monzodiorite quartzifère à grains fins.

Planche 3



2 mm.

- A-) Texture cataclastique dans une monzodiorite quartzifère cisaillée. A remarquer la forme sub-idiomorphe de certains grains de plagioclase et la zonation de leur altération.



2 cm.

- B-) Monzodiorite quartzifère cisaillée présentant des yeux de microcline (taches sombres).

minéralogique est semblable à celle des monzodiorites quartzifères massives, sauf que le quartz est un peu plus abondant et la biotite peut dans certains cas être plus abondante que la hornblende (Tab.2 et appendice 10-1). Dans certaines roches le feldspath potassique forme des yeux (planche 3B). Ces yeux de feldspath potassique contiennent des inclusions de plagioclase, parfois alignées, et des inclusions de hornblende, contenant elles-même des inclusions de plagioclase.

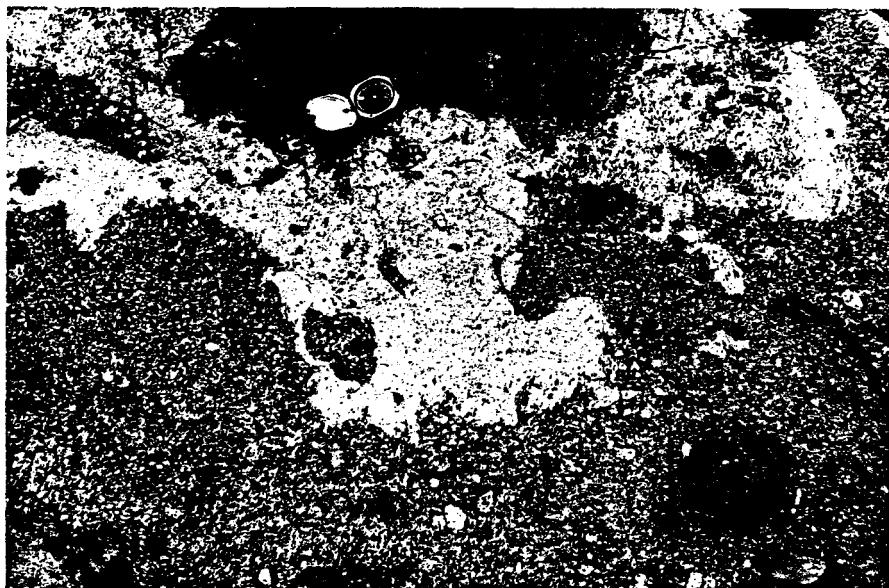
La présence des monzodiorites quartzifères cisaillées dans une étroite bande à la limite sud du pluton suggère fortement que la texture cataclastique de ces roches résulte de la mise en place du pluton. Les dykes d'aplite, considérés plus loin (cf. sect.3-3) comme mis en place après consolidation du pluton, ne sont pas déformés dans la zone des roches cisaillées. L'interprétation de nos résultats géochimiques (cf. chap.5) indique que le processus de fractionnement ayant fourni la suite de roches du pluton était en cours lors de la formation de monzodiorites quartzifères cisaillées.

3-1-1-3 Phase felsique associée à la monzodiorite quartzifère

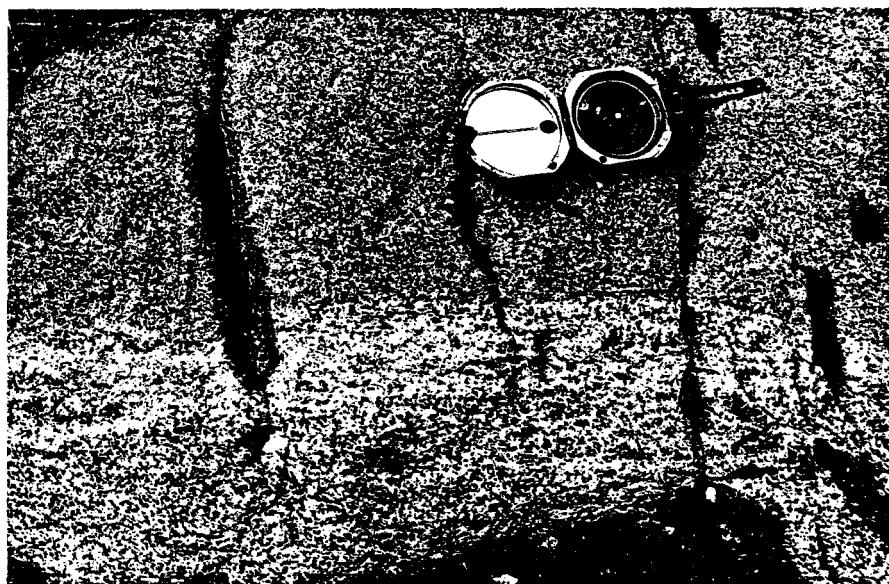
Cette phase felsique se présente dans la monzodiorite quartzifère de trois façons:

- 1-) En masses diffuses (planche 4A)
- 2-) En bande le long d'un contact entre deux monzodiorites quartzifères à granulométrie et/ou à contenu de minéraux mafiques différents (planche 4B)
- 3-) Sous la forme d'horizons subparallèles entre eux et qui sont aussi dans beaucoup de cas subparallèles à une foliation, formant ainsi un pseudo-litage dans la monzodiorite quartzifère.

Planche 4



A-) Phase felsique en masse diffuse dans une monzodiorite quartzifère riche en minéraux mafiques. A remarquer les contacts irréguliers.



B-) Phase felsique au contact de deux monzodiorites quartzifères à granulométries différentes. A remarquer le contact net ou diffus par endroits.

Cette phase felsique a la composition d'une monzonite ou d'une monzonite quartzifère. Le plagioclase (An_{24}) en est le principal constituant ($> 70\%$). Le feldspath potassique est abondant, ($> 10\%$), par contre le contenu en quartz est très faible, ($< 5\%$). La fraction mafique de cette roche ($< 5\%$) est constituée de quelques grains dispersés de hornblende. Les contacts de la phase felsique avec les monzodiorites quartzifères sont diffus, contrairement à ceux des dykes d'aplite et de pegmatite (cf. sect. 3-3). La texture et la granulométrie de cette phase felsique sont toujours très semblables à celles de la monzodiorite quartzifère avoisinante, indiquant ainsi des conditions de cristallisation similaires pour les deux roches.

L'étroite association spatiale et texturale entre la phase felsique et la monzodiorite quartzifère suggère que son origine est reliée à la monzodiorite quartzifère. Son faible contenu en quartz nous empêche cependant de la relier directement au liquide de fusion anatectique que nous envisageons dans notre interprétation géochimique (cf. chap. 5).

3-1-2

Pétrographie des tonalites

Sous ce terme nous avons regroupé des tonalites à biotite et à biotite-hornblende. La composition minéralogique de ces roches est indiquée au tableau 2 et à l'appendice 10-1. Le contenu en minéraux mafiques de ces roches étant généralement inférieur à 10%, la majorité d'entre elles pourraient s'appeler des trondhjemites. Le faible contenu en feldspath potassique et la présence de biotite comme minéral mafique principal sont les deux caractéristiques essentielles de ces roches.

L'ensemble des tonalites présente une texture granulaire (planche 5A). Une importante caractéristique texturale des tonalites est la façon dont se présente la biotite. La biotite forme de grands cristaux qui se poursuivent de façon discontinue à travers les autres grains de la roche. L'abondance et la dimension de ces cristaux de biotite est variable, et dans certains cas la roche peut acquérir une texture très particulière, en "pattes d'oiseaux" (planche 5B).

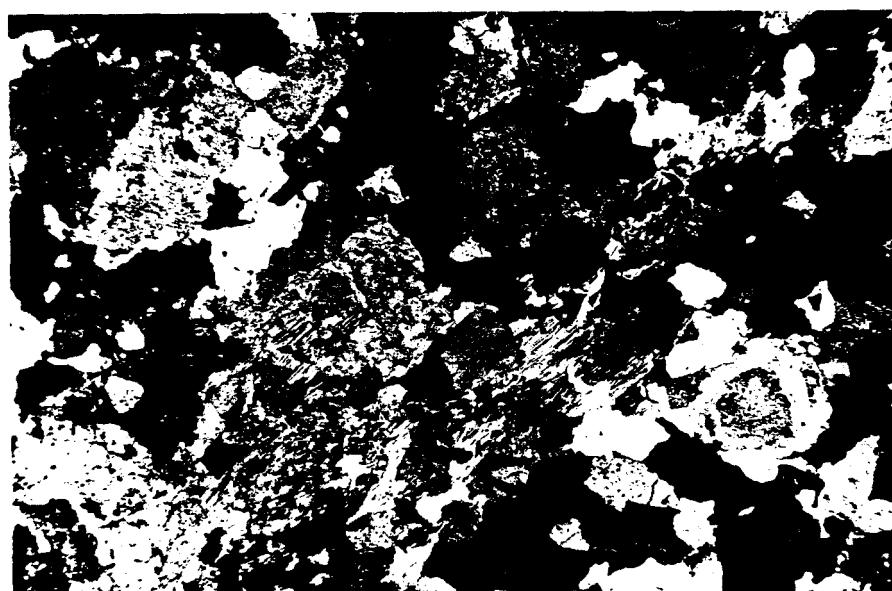
3-1-3 Relations minéralogiques communes aux monzodiorites quartzifères et aux tonalites

3-1-3-1 Le plagioclase

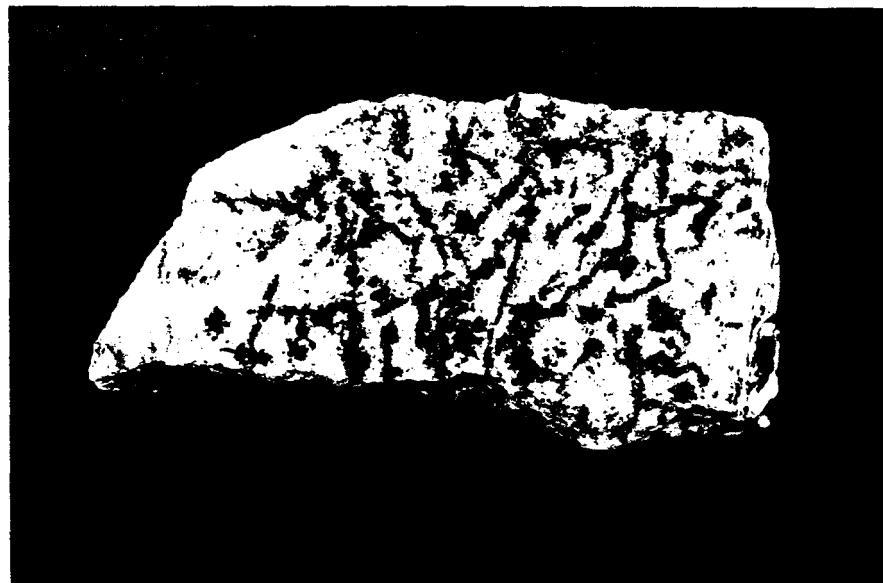
Le plagioclase se présente en grains légèrement allongés (élongation 1:2), sauf dans les roches du groupe des tonalites où il est plus souvent équidimensionnel. Les grains de plagioclase ont des bordures engrenées entre eux. Parfois un grain allongé de plagioclase peut recouper un autre grain de plagioclase. Certains échantillons présentent des grains de plagioclase plus idiomorphes. Des grains de plagioclase de plus faible dimension sont parfois inclus dans la bordure de grains plus gros.

Les macles polysynthétiques du plagioclase sont souvent cachées par l'altération. Elles sont déformées et disparaissent souvent par pincement vers le centre des grains. Les macles de Carlsbad, également déformées, sont aussi présentes. Dans certains échantillons elles sont encore observables alors que les macles polysynthétiques sont presque complètement effacées.

Planche 5

[
2 mm.

- A-) Texture granulaire dans une tonalite. A remarquer un grand cristal discontinu de biotite se poursuivant entre les autres grains de la roche.

[
2 cm.

- B-) Texture en "pattes d'oiseau" dans une tonalite. Les "pattes" sont des cristaux discontinus de biotite semblables à celui de la planche 5A.

Les grains de plagioclase sont altérés à des degrés divers, le degré d'altération pouvant varier à l'intérieur du même échantillon. L'altération du plagioclase consiste en grains très fins de micas blancs. Dans plusieurs cas elle est limitée à une zone (centrale ou décentrée) du grain et/ou à un anneau intermédiaire entre le centre et la bordure du grain. Souvent dans une même roche, seuls quelques grains présentent cette zonation de l'altération.

Des mesures d'angle "tête" par la méthode de Michel-Lévy sur les grains de plagioclase montrant des macles polysynthétiques relativement nettes indiquent que ce dernier est de l'oligoclase. Bien que la déformation des grains de plagioclase rende cette observation difficile, une zonation de calcicité, parfois oscillatoire, a été remarquée dans certains cas.

3-1-3-2

Le quartz

Le quartz se présente de façon interstitielle par rapport aux grains de plagioclase. Si sa quantité est assez importante, il peut former des plages de dimension semblable à celle du plagioclase. Si sa quantité est faible, il est associé au feldspath potassique dans les zones à grains fins de la roche.

Les contacts entre le quartz et le plagioclase sont arrondis. Le quartz pénètre et isole des parties de grains de plagioclase (planche 6). Le quartz se retrouve également en petites inclusions dans le plagioclase. Au contact du quartz, le plagioclase peut présenter une étroite zone à calcité différente. Dans plusieurs cas, un mince filet de feldspath potassique est présent entre le quartz et le plagioclase.

Planche 6



0.5 mm.

Quartz et microcline corrodant le plagioclase. A remarquer la présence occasionnelle de myrmékites.

La cristallisation du quartz semble être un phénomène tardif dans les roches du pluton. Le quartz, tout comme le feldspath potassique, corrode le plagioclase.

3-1-3-3

Le feldspath potassique

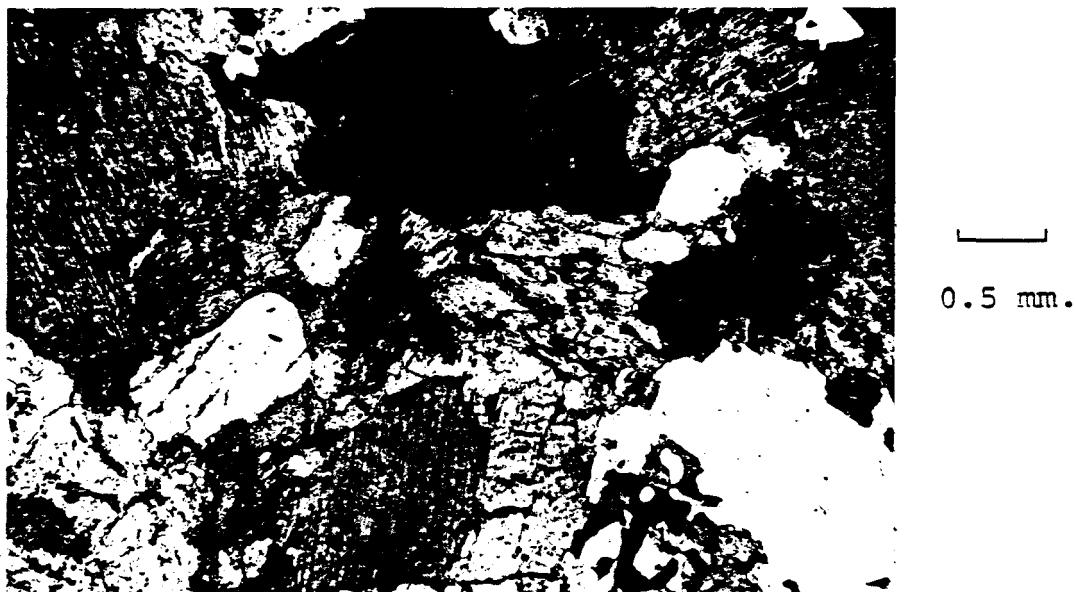
Le feldspath potassique présente les macles du microcline. Comme le quartz, auquel il est souvent associé, il se retrouve de façon interstitielle par rapport aux grains de plagioclase. Les contacts du microcline avec le plagioclase sont arrondis et le feldspath potassique corrode le plagioclase (planche 6). Le plagioclase peut contenir des myrmékites au contact du feldspath potassique. La présence de myrmékites ne peut être généralisée à tous les contacts microcline-plagioclase, puisque certaines roches en sont complètement dépourvues, et certains grains de plagioclase peuvent en présenter que localement.

3-1-3-4

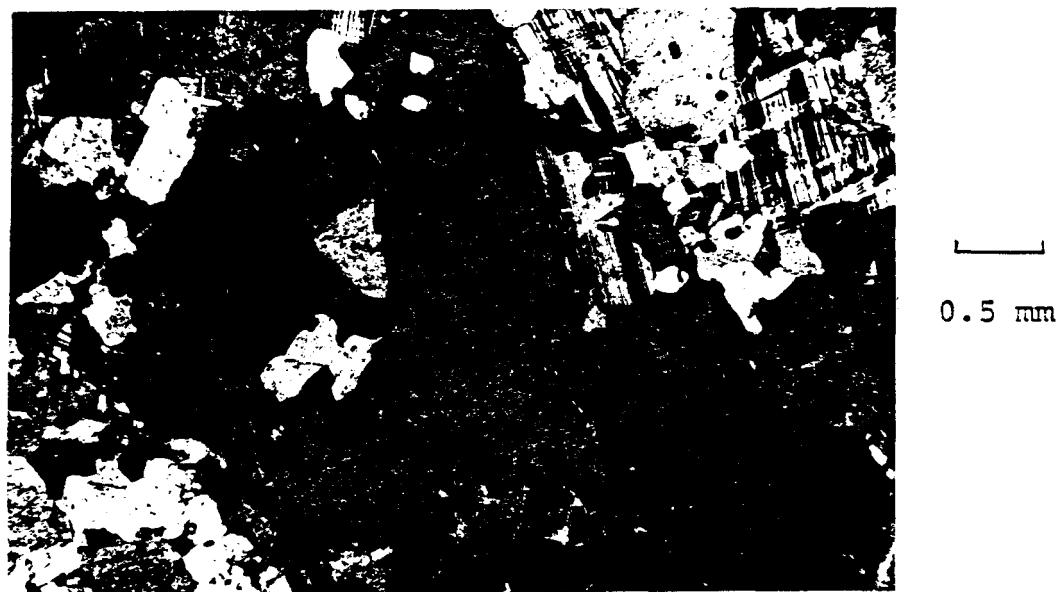
La hornblende

La hornblende verte se retrouve en quantité variable dans toutes les roches. Elle forme généralement des plages de dimension égale ou supérieure à celle des grains de plagioclase. Bien que la dimension des plages de hornblende soit élevée, la hornblende semble toujours être interstitielle par rapport au plagioclase (planche 7A). Dans certaines roches, plus

Planche 7



A-) Hornblende verte interstitielle. A remarquer la forme arrondie des plagioclases ainsi que des zones de réaction (perte de macles) au contact de la hornblende.



B-) Inclusions résorbées de plagioclase dans un cristal de hornblende verte.

souvent dans les monzodiorites quartzifères cisaillées, la hornblende forme des grains sub-idiomorphes ou idiomorphes.

Les grains de hornblende sont souvent riches en inclusions plus ou moins arrondies de plagioclase (planche 7B). Les contacts hornblende-plagioclase sont engrenés, et la hornblende corrode le plagioclase. La présence d'inclusions de plagioclase dans la hornblende, les contacts engrenés de la hornblende et l'occurrence interstitielle de la hornblende indiquent que la hornblende a cristallisé postérieurement au plagioclase, et qu'il y a eu réaction entre ces minéraux.

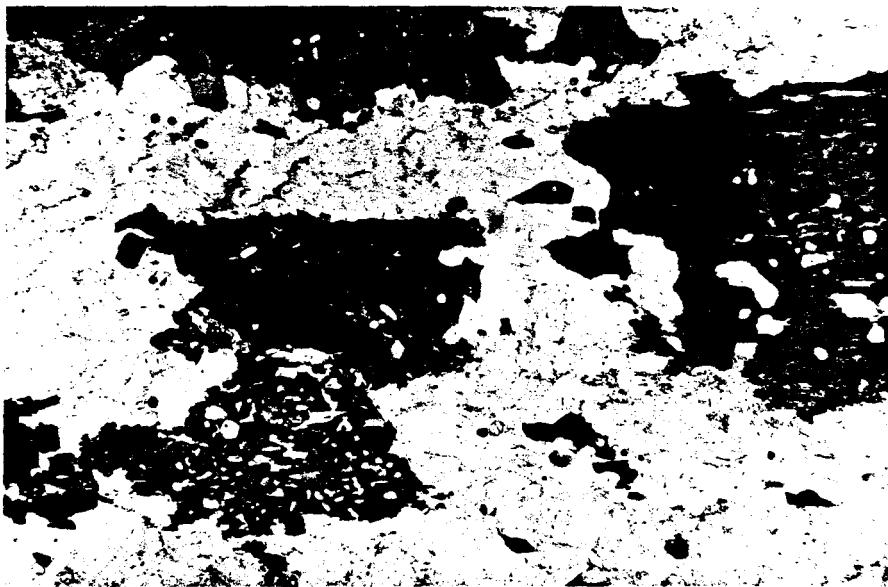
La hornblende verte est parfois riche en petites inclusions de quartz aux formes arrondies (planche 8A). Ces symplectites sont observées plus souvent dans les roches riches en quartz, qui sont règle générale plus riches en biotite.

Une amphibole de couleur plus pâle en lumière naturelle, à biréfringence légèrement plus élevée en lumière polarisée, est souvent associée à la hornblende verte. Cette amphibole de couleur pâle est riche en très fines inclusions d'épidote, de sphène et d'opales, alors que ces minéraux accessoires se présentent en grains plus gros, moins dispersés, dans la hornblende verte. Cette amphibole se présente de diverses façons:

- 1-) sous forme d'un cœur allongé dans un grain de hornblende verte
- 2-) entourant un grain de pyroxène ou alors étant intermédiaire entre le pyroxène et la hornblende verte (planche 8B).

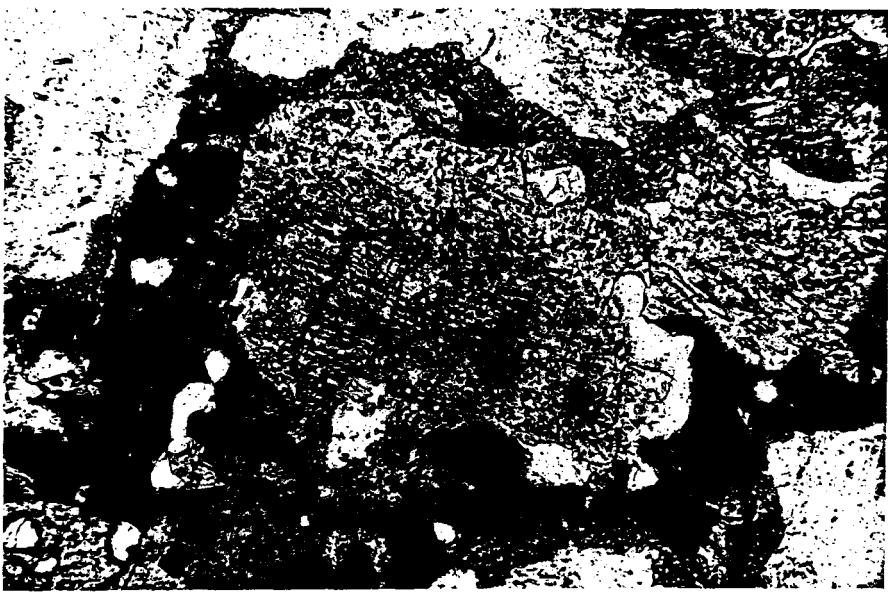
Un autre type d'amphibole pâle, celui-là ne contenant que des inclusions de sphène ou ne contenant aucun type d'inclusion, est rencontré au contact de la biotite et de la hornblende verte (cf. sect. 3-1-3-6).

Planche 8



0.5 mm.

- A-) Hornblende riche en petites inclusions irrégulières de quartz. A remarquer la présence de grains sub-poecilitiques de hornblende ne contenant que des inclusions plus grosses de plagioclase.



0.1 mm.

- B-) Cristal de clinopyroxène entouré partiellement d'amphibole pâle dans un grain de hornblende verte. A remarquer la présence de fines inclusions de quartz dans l'amphibole pâle, et d'inclusions beaucoup plus grosses dans la hornblende verte. A remarquer aussi la présence d'épidote au contact hornblende-plagioclase.

3-1-3-5

Le clinopyroxène

Un clinopyroxène se présente occasionnellement dans la plupart des roches. Il peut se retrouver en petits grains dans une zone particulière de la roche, alors que le reste de l'échantillon peut en être dépourvu.

Il se présente généralement en grain déchiqueté dans un grain de hornblende verte (planche 8B), celui-ci étant souvent entouré d'un anneau irrégulier de grains très fins d'épidote. Dans certains cas le pyroxène se présente en grains idiomorphes, peu altérés par la hornblende. Des grains très fins (< 1 mm.) sont souvent inclus dans les grains de plagioclase. Des grains de pyroxène allongés jusqu'à 4 mm. peuvent être rencontrés.

3-1-3-6

La biotite

La biotite est présente dans la plupart des roches. Lorsque sa quantité est faible, elle se retrouve associée à la hornblende. C'est une biotite de couleur brune verdâtre à verte brunâtre, plus ou moins chloritisée.

La biotite se présente en cristaux allongés, aux extrémités déchiquetées, inclus partiellement en bordure des grains de plagioclase, parfois même traversant le grain de plagioclase. La biotite forme souvent de grands cristaux discontinus ou des trains de cristaux qui se poursuivent à travers les autres grains de la roches (caractéristique principale des tonalites, cf. sect. 3-1-2).

Le plagioclase présente très souvent au contact de la biotite une zone à calcicité différente. La limite de cette zone mime la bordure, parfois rectiligne, d'un grain de mica

alors que le contact plagioclase-biotite est engrené de façon complexe (planche 9). Dans certains cas, cette zone "fantôme" contient de fines aiguilles de biotite alignées avec le cristal de biotite principal. Cette texture semble indiquer qu'il y a eu réaction entre la biotite et le plagioclase.

Il y a apparemment deux types de relations biotite-hornblende. Un premier type s'interprète de façon relativement évidente comme un remplacement de la biotite par la hornblende verte (planche 10A, 10B). Par contre, il existe des cas ambigus pouvant également s'interpréter comme une biotitisation de la hornblende.

3-1-3-7

Les minéraux accessoires: epidote, sphène,
apatite, opaques

L'épidote est souvent associée à la biotite et peut pseudomorphoser un cristal de biotite. L'épidote se présente également en couronne de grains sub-microscopiques autour de grains d'amphibole pâle ou d'amphibole contenant des restes de pyroxène, ou parfois autour de grains de hornblende verte. L'épidote peut se retrouver en grains plus gros (0.05 mm.) en bordure des grains de hornblende verte. Elle est souvent présente aux contacts hornblende-plagioclase, hornblende-biotite et plagioclase-biotite.

Le sphène est associé à la hornblende et à la biotite. Dans les roches présentant des points triples et dans plusieurs monzodiorites quartzifères cisaillées, le sphène se présente en grains idiomorphes jusqu'à 2 mm. de longueur. Ces grains recoupent l'épidote et peuvent contenir des inclusions d'apatite, de minéraux opaques, de quartz, de plagioclase ou de feldspath potassique. Le sphène est présent en grains très fins dans les clivages de la biotite. Des grains plus gros de

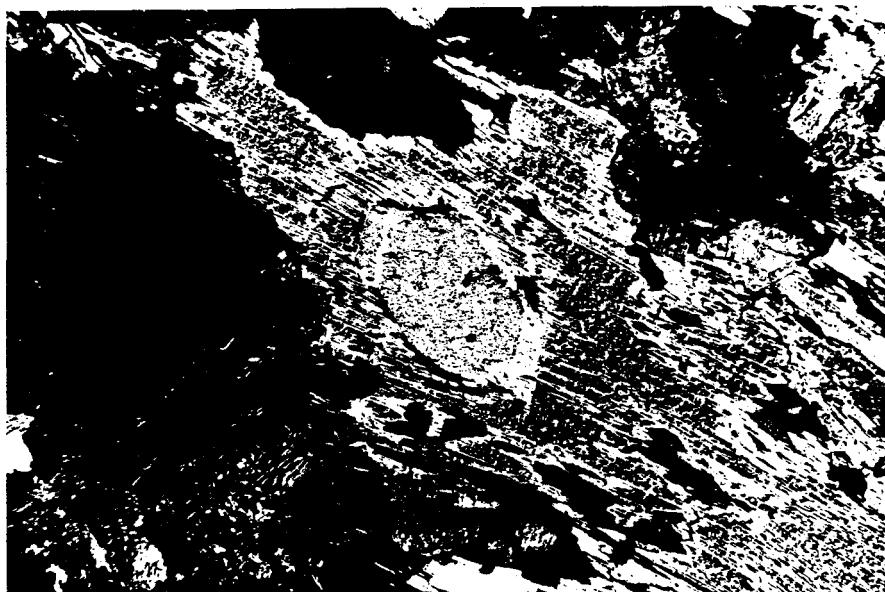
Planche 9



0.1 mm.

Forme fantôme d'un grain de biotite dans un cristal de plagioclase.

Planche 10



0.2 mm.

A-) Cristal idiomorphe de hornblende remplaçant la biotite.
La bordure du grain de hornblende est constituée d'une
amphibole pâle.



0.1 mm

B-) Cristal de biotite (chloritisée) remplacé par la hornblende
verte. A remarquer la forme relique de la biotite.

sphène peuvent recouper la biotite.

L'apatite se présente en petits grains (0.01 mm.) idiomorphes dans la hornblende, le plagioclase, et parfois la biotite et le sphène. L'apatite est absente dans le clinopyroxène, mais curieusement peut se retrouver dans la hornblende qui altère le pyroxène.

Les minéraux opaques se présentent en grains irréguliers recouplant les autres minéraux. Ces minéraux opaques sont des oxydes, aucun grain de sulfure n'ayant été remarqué dans nos roches. Les grains de minéraux opaques sont souvent entourés de sphène.

Des inclusions mafiques sont présentes partout à travers le pluton et en constituent une caractéristique importante. La distribution des inclusions mafiques est très irrégulière. Certaines zones du pluton sont riches en inclusions mafiques, alors que d'autre en sont complètement dépourvues. De telles variations sont parfois rencontrées sur le même affleurement. Nous n'observons aucune relation entre la distribution des inclusions mafiques et les limites du pluton, ou une phase de celui-ci. Quatre types d'inclusions mafiques peuvent être distingués, soit

- les lambeaux mafiques
- les inclusions mafiques massives, plus ou moins équidimensionnelles
- les essaims d'inclusions mafiques
- les inclusions mafiques rubannées.

3-2-1

Lambeaux mafiques

Ce terme est appliqué aux inclusions mafiques de formes très irrégulières, parfois allongées, de dimension variant du décimètre au décamètre. Ces lambeaux ont un contenu en minéraux mafiques de plus de 50%, et possèdent une granulométrie et une minéralogie généralement similaire à celles des roches du pluton. Dans certains lambeaux mafiques le pyroxène peut être le constituant mafique majeur.

Les lambeaux mafiques se retrouvent souvent dans des zones où la roche du pluton est hétérogène et riche en

petites inclusions mafiques. Ces hétérogénéités sont marquées par de brusques variations de granulométrie et/ou de contenu en minéraux mafiques. Les contacts de ces lambeaux sont nets ou graduels. Ces deux cas peuvent être présents dans le même lambeau mafique (planche 11A). Parfois les lambeaux mafiques ont une orientation préférentielle sur l'affleurement.

Ces lambeaux mafiques ont des caractères morphologiques de dykes (planches 11B, 12A, 12B). Nous croyons que les lambeaux mafiques représentent des intrusions de magma(s) basique(s) qui auraient été déformées et recristallisées avec la roche du platon. La mise en place de ces intrusions mafiques est définitivement pré- ou syn-plutonique.

En effet, plusieurs observations favorisent une origine au moins aussi ancienne que le platon lui-même. L'équilibre textural et minéralogique des lambeaux mafiques avec les roches du platon semble indiquer une longue histoire commune des deux types de roches. Selon notre hypothèse génétique développée à la section 5-2, le quartz et le feldspath potassique représentent essentiellement un liquide de lubrification entre des particules solides. Or nous remarquons que les quantités de quartz et de feldspath potassique présentes dans certains lambeaux mafiques sont proportionnelles à celles de la roche du platon immédiatement encaissante. Donc, les lambeaux mafiques et la roche du platon auraient été mobiles au même moment, ce qui pose une limite d'âge minimale pour les lambeaux mafiques.

Les études de Berger et Pitcher (1970) sur le platon de Donegal en Irlande, et de Watterson (1965) dans les gneiss du Groenland favorisent l'hypothèse d'intrusions mafiques reliques dans des masses granitiques remobilisées. Un magma très visqueux est nécessaire pour préserver ces reliques de dykes anciens.

Planche 11



A-) Lambeau mafique. A remarquer les contacts nets ou diffus avec la roche encaissante, et la présence d'un xénolithe de roche gneissique et de fragments de roche du platon.



B-) Lambeau mafique allongé recoupant une foliation et une bande felsique dans la roche du platon. Interprété comme relique d'un dyke mafique.

Planche 12



A-) Anciens dykes mafiques déformés et recristallisés avec la roche du pluton. A remarquer l'assimilation et le boudinage de certaines parties des dykes.



B-) Lambeau mafique de nature intrusive. A remarquer la présence d'une inclusion mafique de couleur pâle (à droite de la photographie).

L'origine de ces intrusions mafiques semble être externe au pluton. Dans un lambeau mafique nous notons la présence d'un xénolith gneissique et de xénolithes de roche du pluton (planche 11A). Donc le lambeau mafique ne peut être un produit précoce de la différenciation du pluton (Fershtater et Borodina, 1977).

3-2-2

Inclusions mafiques massives et équidimensionnelles

Les inclusions mafiques de ce type sont les plus abondantes. Elles sont de forme arrondie ou anguleuse et plus ou moins équidimensionnelles. La dimension de ces inclusions peut atteindre un mètre. Leur contenu en minéraux mafiques est égal ou supérieur à celui de la roche du pluton encaissante. La granulométrie de ces inclusions mafiques est généralement inférieure à celle de la roche du pluton, sauf pour de très fines inclusions (1-2 cm.) qui sont formées de gros grains de hornblende.

Ces inclusions mafiques possèdent essentiellement la même minéralogie et les mêmes relations texturales que les roches du pluton. L'amphibole de couleur pâle, riche en petites inclusions d'épidote, formant le cœur de certains grains de hornblende ou un anneau autour des grains de pyroxène, est fréquemment retrouvée dans ces roches. La biotite est toujours un constituant mineur. Le quartz et le feldspath potassique sont en quantité généralement proportionnelle à celle de la roche du pluton immédiatement encaissante.

Quelques observations pétrographiques peuvent nous renseigner sur l'origine de ces inclusions mafiques. Par exemple, dans deux cas nous avons observé sur une partie du contact inclusion mafique-roche du pluton, une zone à granulométrie

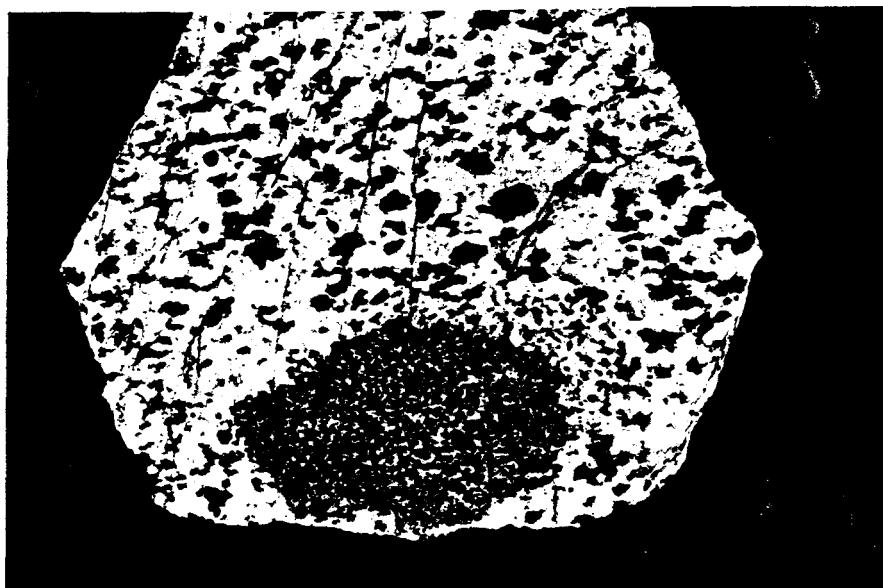
plus fine dans l'inclusion mafique. Les grains d'amphiboles au lieu de former des plages sub-poecélitiques comme dans le reste de l'inclusion mafique, sont très petits et de formes allongées. Ces petits grains sont constitués d'une amphibole de couleur pâle, entourés d'un anneau plus ou moins continu d'épidote, et contiennent fréquemment des restes de clinopyroxène. Des grains de hornblende contenant des symplectites de quartz sont aussi plus abondants dans la zone de bordure à grains fins. Ce déséquilibre textural et minéralogique est interprété comme relique d'une zone de trempe sur un fragment de dyke mafique.

Dans un autre cas, une inclusion mafique semble être en voie de désintégration sur l'une de ses faces (planche 13A). Les amphiboles dans l'inclusion mafique et dans la roche en-caissante sont des grains sub-poecélitiques de hornblende verte. Par contre, dans la zone en voie de désintégration, les amphiboles sont de forme allongée, de couleur pâle, contenant et entourées par de l'épidote (planche 13B). Nous avons encore ici un déséquilibre textural et minéralogique. Ce déséquilibre s'explique mal par le processus de désintégration. Toutefois si nous poursuivons l'idée que certaines inclusions mafiques sont des fragments de dykes mafiques, le phénomène décrit peut s'expliquer comme une zone de trempe en voie de désintégration.

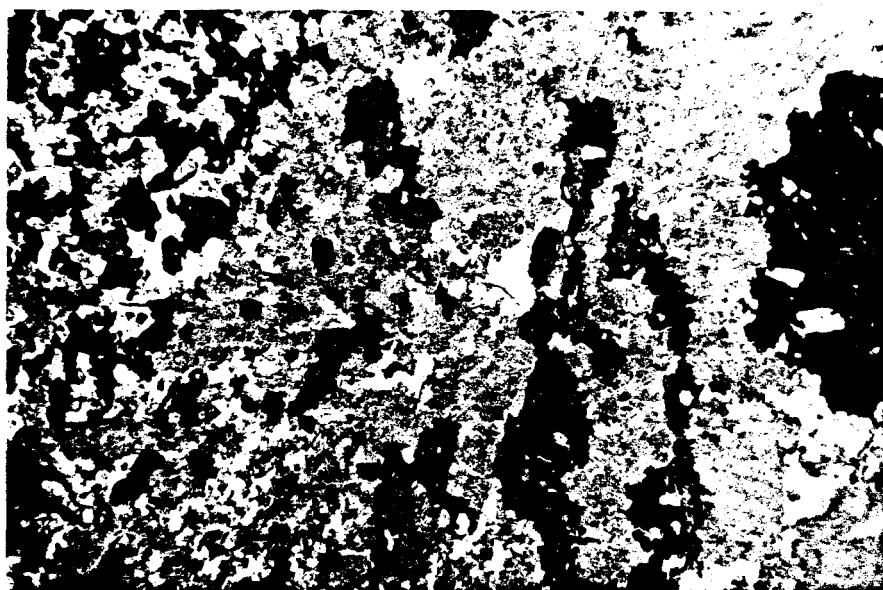
Dans un autre cas, une texture gabbroïde a été observée dans une inclusion mafique. Il est possible que cette inclusion représente un fragment d'intrusion mafique.

Nous n'avons pas observé un cas net de transition entre un lambeau mafique ayant une forme de dyke bien définie et des inclusions mafiques pouvant représenter des fragments de ce dyke. Cependant nous avons souvent remarqué que les lambeaux mafiques étaient dans des zones où la roche était riche en petites inclusions mafiques équidimensionnelles (nébulite?). Nous avons aussi observé des grosses inclusions mafiques plus

Planche 13



A-) Inclusion mafique équidimensionnelle présentant une zone en voie de désintégration.



B-) Vue au microscope de la zone désintégrée de la planche 13A. A gauche, inclusion mafique avec des grains de hornblende verte, au centre, zone de désintégration avec des grains d'amphibole pâle de forme allongée et entourés d'épidote, à droite, gros grains poecilitiques de hornblende verte de la roche encaissante.

ou moins équidimensionnelles en voie de désintégration en inclusions mafiques plus fines.

3-2-3

Essaims d'inclusions mafiques

Des essaims d'inclusions mafiques sont parfois rencontrés dans le platon. Ces essaims sont constitués de petites (5 mm. à 5 cm.) inclusions mafiques anguleuses dans une matrice identique à la roche du platon. Ces essaims sont souvent de forme allongée et assez bien délimités. Dans certains cas l'essaim est allongé parallèlement à une foliation et à des bandes de granulométrie variable dans la roche du platon (planche 14).

Les fragments d'un essaim ont souvent des contenus en minéraux mafiques et des textures variables. Certains sont des amas de grains de hornblende avec ou sans plagioclases interstitiels, d'autres sont des amas de grains poecélitiques de hornblende riches en inclusions de plagioclase. Certains fragments montrent près de leur bordure des grains de hornblende plus gros et engrenés avec les plagioclases de la matrice, indiquant ainsi une recristallisation de ces fragments.

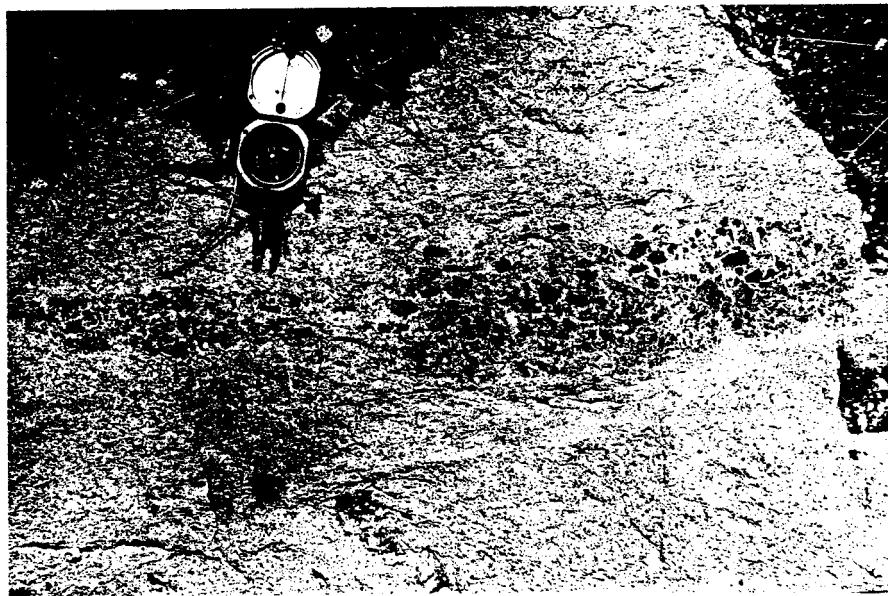
Le parallélisme de certains essaims avec la foliation de la roche du platon suggère que ces essaims représentent des dykes mafiques broyés lors de la mise en place du platon dans un état plastique.

3-2-4

Inclusions mafiques rubannées

Ce type d'inclusion mafique est rarement présent. Ces inclusions de couleur pâle, ont une granulométrie très

Planche 14



Essaims d'inclusions mafiques. A remarquer la forme allongée et le boudinage de l'essaim.

fine (< 1 mm.) et montrent un rubannement. La minéralogie de ces inclusions est identique à celle des autres types d'inclusions mafiques.

Le rubannement est constitué par l'alignement grossièrement sub-parallèle des grains de hornblende. Ce rubannement ne montre pas de relation avec une structure du platon. Le rubannement est homogène et pourrait être assimilé à un fin litage rythmique.

Les inclusions mafiques rubannées sont celles qui se rapprochent le plus des roches encaissantes par le fait qu'elles présentent possiblement un litage de roche supra-crustale. Si tel est le cas, l'incorporation de véritables xénolithes dans le platon semble avoir été très faible car les inclusions de ce type sont très peu fréquentes.

Dans ce sous-chapitre nous traiterons exclusivement des dykes tardifs. Nous excluons les dykes anciens ou reliques vus précédemment (cf. sect. 3-2-1). Le pluton contient une grande quantité de dykes aplitiques et pegmatitiques dont le contenu en minéraux mafiques est généralement inférieur à 4%. Il y a également des dykes à grains fins où les minéraux mafiques constituent 50% et plus de la roche. Ces dykes sont beaucoup moins répandus que les dykes d'aplite et de pegmatite.

Tous les dykes recoupent les monzodiorites quartzifères, les tonalites, les inclusions mafiques, ainsi que les gneiss et les migmatites à la bordure nord du pluton.

3-3-1 Pétrographie des dykes d'aplite et de pegmatite

3-3-1-1 Caractères mégascopiques

La majorité des dykes d'aplite et de pegmatite ont un contenu en minéraux mafiques variant de 1 à 4 % et sont de couleur blanche, rose ou grise. Certains dykes dont le contenu en minéraux mafiques atteint 20% sont de couleur grise foncée, parfois noire ou rouge brunâtre. La dimension des minéraux des dykes de pegmatite atteint l'ordre du centimètre, tandis que celle des dykes d'aplite est de 1-1.5 mm.. La largeur des dykes varie de 1 à 100 centimètres.

Les dykes d'aplite sont plus abondants que les dykes de pegmatite. Les deux types sont souvent associés, un dyke

d'aplite pouvant présenter des bordures, un centre ou des zones irrégulières de pegmatite. Certains dykes de pegmatite sont zonés, les bordures étant constituées de feldspath, le centre de quartz.

Les dykes d'aplite et de pegmatite ont toujours des contacts très nets avec toutes les phases du pluton. Des fragments anguleux de la roche du pluton se retrouvent dans les dykes. Aucune modification de la roche encaissante en bordure des dykes n'est observée. Les dykes d'aplite et de pegmatite ne montrent jamais de déformation externe, sauf de légers décrochements dus à des petites failles tardives, ou lorsqu'ils se présentent dans des zones de brèche tardive. Ces observations indiquent que l'ensemble du pluton était solide lors de la mise en place des dykes.

Les dykes d'aplite et de pegmatite ont des attitudes très variables et irrégulières. Aucune mesure systématique d'attitude n'a été faite. Un dyke peut occasionnellement suivre sur de courtes distances (quelques mètres) une zone de faiblesse constituée d'une foliation ou d'un contact entre des roches de granulométrie et/ou de contenu en minéraux mafiques différents.

Plusieurs générations de dykes d'aplite et de pegmatite se recoupent les unes les autres. Aucune chronologie particulière n'a été remarquée entre les dykes de différentes couleurs ou de différentes textures. Souvent des dykes de même apparence se recoupent. La mise en place de tous ces dykes semble s'être produite durant la même période.

3-3-1-2

Caractères microscopiques des dykes d'aplite

En plus de la minéralogie commune aux autres roches

du platon (Tab.1), la muscovite est souvent un constituant appréciable (4%) des dykes d'aplite. Les caractères pétrographiques des différents minéraux sont présentés au tableau 3. Les analyses modales des échantillons non-porphyriques indiquent des compositions de granodiorite, granite et de tonalite (Fig.4 et appendice 10-2).

Il semble y avoir une variation continue des dykes à texture granulaire à ceux à texture porphyrique (planches 15A, 15B). Le passage d'une texture à l'autre a été observé dans un même dyke.

La teinte rose, souvent variable à l'intérieur du même dyke, est due à une mince pellicule d'oxyde de fer à la surface des grains de la roche. La couleur noire ou rouge brunâtre est liée à une plus forte concentration d'oxyde dans la roche. La couleur grise semble être reliée à une certaine quantité de hornblende ou de chlorite.

3-3-2

Pétrographie des dykes mafiques

Les dykes dont le contenu en minéraux mafiques est supérieur à 50% sont relativement rares par rapport aux dykes aplitiques. Trois types de dykes mafiques ont été observés, soit

- des dykes à aiguilles de hornblende
- des dykes à hornblende
- des dykes amygdalaires

Sauf peut-être dans le cas des dykes du deuxième type, ces dykes mafiques possèdent des textures et/ou des minéralogies qui les distinguent des inclusions mafiques retrouvées dans le platon.

TABLEAU 3 A
Composition minéralogique et textures des dykes d'aplite

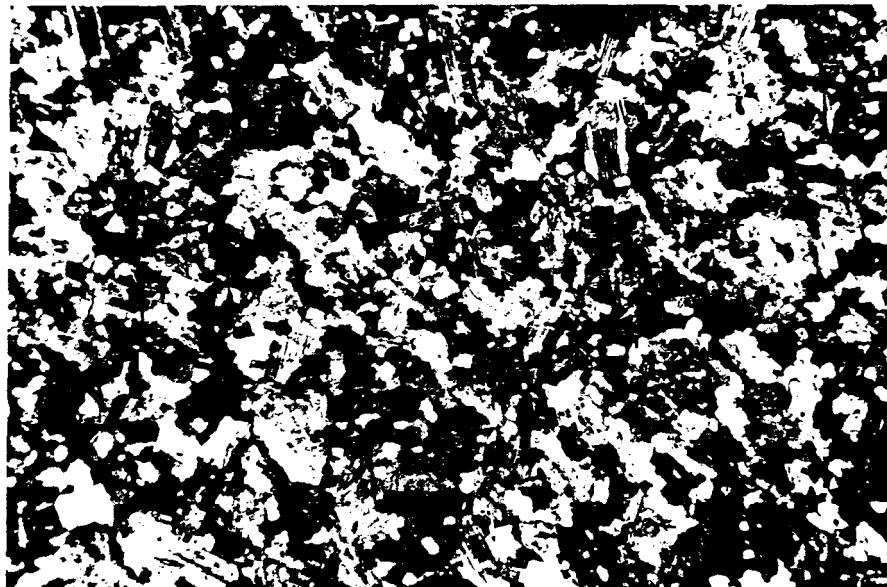
| minéral | quantité | composition couleur | forme | altération | relations texturales |
|----------------------|------------------------------------|---|--|--|--|
| plagioclase | 44-68% | -An ₃ (méthode Michel Levy) -cristaux zonés | -idiomorphe (roche porphyrique) -hypidiomorphe (granodiorite). -xénomorphe (granite) -parfois cristaux déformés -interstitiels | -micas blancs en grains très fins -altération zonée | -corrodé par le quartz et le microcline |
| quartz et microcline | 18-29% 2-28% | | | | |
| biotite et chlorite | 1-13% minéraux mafiques majeurs | -biotite verte brunâtre | -grains allongés inclus partiellement dans le plagioclase | -chloritisation -pseudomorphisée par épidote | -recoupée par sphène et muscovite -recoupée par ou recoupe quartz et microcline |

TABLEAU 3 B

Composition minéralogique et textures des dykes d'aplite

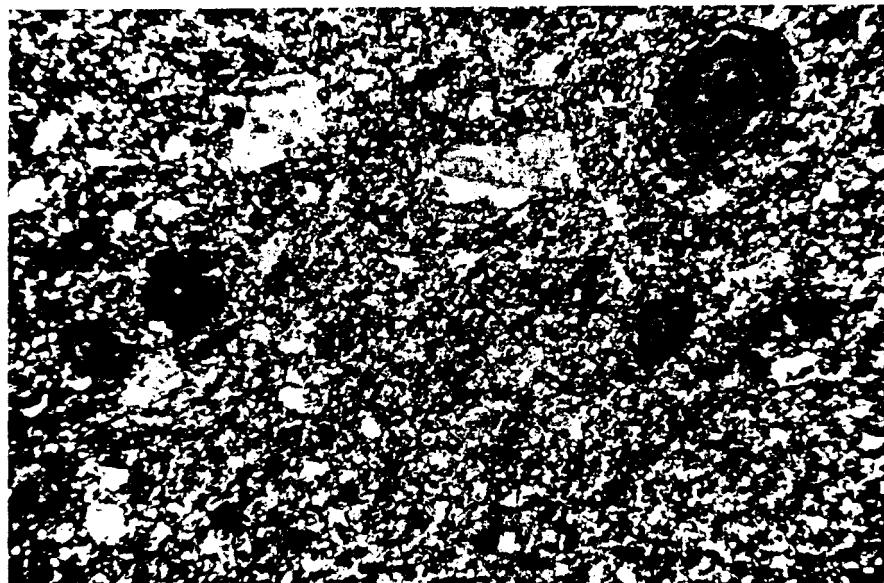
| | | | | | |
|------------|--|---|--|--|--|
| hornblende | (10%) minéral mafique majeur dans de rares cas | -pléochroïsme très intense: vert pâle jaunâtre à vert bleuté | -cristaux allongés à bordures engrenées | | -recoupée par épidote -corrodée par quartz et microcline |
| muscovite | 0-4% | | -cristaux déchiquetés | | -recoupe le plagioclase -remplace chlorite |
| épidote | 0-4% | | | | |
| sphène | < 1% | " | | | |
| apatite | < 1% | | | | |
| opaques | t-9% | -oxydes | | | |

Planche 15



2 mm.

A-) Texture granulaire dans un dyke d'aplite.



2 mm.

B-) Texture porphyrique dans un dyke d'aplite.

3-3-2-1

Dykes à aiguilles de hornblende

Ces dykes mafiques sont les plus fréquemment rencontrés et ils sont caractérisés par la présence de fines aiguilles (0.2-0.5 X 2-4 mm.) de hornblende verte dans une matrice de petits grains irréguliers de plagioclase, de quartz et de feldspath potassique (planche 16). Les caractères minéralogiques de ces dykes sont présentés au tableau 4. Les dykes de ce type recoupent ou sont recoupés par les dykes d'aplite. Cette étroite association spatiale et temporelle, ainsi que leur minéralogie similaire, pourraient indiquer que les dykes mafiques à aiguilles de hornblende sont génétiquement reliés aux dykes d'aplite.

3-3-2-2

Dykes à hornblende

Ce type de dyke n'a été rencontré qu'une seule fois. Dans ce cas il faut remarquer que le dyke était fracturé et parcouru par des veinules riches en plagioclase. Une roche très semblable à celle de ce type de dyke a été retrouvée sous la forme de xénolithes dans un dyke d'aplite. L'alignement de ces xénolithes pourrait laisser croire qu'il s'agit d'un dyke mafique qui aurait été ré-injecté par un dyke d'aplite (planchette 17). Certains xénolithes mafiques dans l'aplite présentent des ségrégations de minéraux mafiques indiquant qu'il y a eu réaction de la roche mafique avec l'aplite. Une texture très semblable a été observée dans le dyke mafique fracturé décrit ci-haut. Enfin, une autre roche similaire à celle de ce dyke a été retrouvée dans une zone de brèche très mineure.

Les caractères pétrographiques de ce type de roche sont présentés au tableau 5. Cette roche a une composition et une texture très différentes de celles des dykes d'aplite. Ce type de dyke mafique semble s'être mis en place avant la solidification complète du pluton.

Planche 16



0.5 mm.

Dyke mafique à aiguilles de hornblende.

Planche 17



Fragments mafiques dans un dyke d'aplite. Dyke mafique
réinjecté par l'aplite?

TABLEAU 4

Caractères minéralogiques des dykes à aiguilles de hornblende

| | |
|-----------------------------------|---|
| hornblende (50%) | : .pléochroïsme très intense de vert pâle jaunâtre à vert bleuté .présence de chevrons marqués par de fines inclusions de minéraux opaques .aiguilles 0.2-0.5 X 2-4 mm. |
| plagioclase (30-35%) | : .grains xénomorphes et altérés |
| quartz (10-15%) : microcline (5%) | .corrodent le plagioclase |

la roche peut présenter des hétérogénéités irrégulières de granulométrie et/ou de contenu en minéraux mafiques

TABLEAU 5

Caractères minéralogiques des dykes à hornblende

| | |
|--|---|
| | hornblende : .60% de la roche |
| | .grains allongés, partiellement idiomorphes, dim. 1 mm. |
| | grains déchiquetés, riches en inclusions de biotite et de chlorite lorsque cette roche se présente en xénolithes dans l'aplite ou dans une brèche |
| | plagioclase : .interstitiel |
| | .contacts arrondis avec la hornblende |
| | quartz : .rare |
| | microcline : .quelques plages poecélitiques |

3-3-2-3

Dyke amygdalaire

Ce type de dyke n'a été rencontré qu'une seule fois près de la limite nord-ouest du pluton. Il s'agit d'une roche de couleur verte foncée, à grains fins (< 1 mm.), à texture diabasique (intergranulaire) et amygdalaire (et/ou porphyrique). Les microlithes de plagioclase constituent 50% de la roche et le reste est formé d'amphibole, de chlorite, d'épidote et de minéraux opaques. L'épidote et un minéral non-identifié forment les amygdales. Ce type de roche contraste très nettement avec toutes les autres roches du pluton.

Deux principaux types de brèches sont retrouvés dans le pluton. Leur distribution est irrégulière. Ces brèches représentent des événements très tardifs ayant affecté les roches du pluton.

3-4-1

Brèches aplitiques

Ce type de brèche est rencontré à plusieurs endroits dans le pluton. Ces brèches sont constituées de fragments anguleux de roche du pluton, baignant dans un dyke complexe d'aplite (planche 18). Les fragments ont généralement des contacts très nets. L'étendue de ces brèches est généralement inférieure à 15 mètres carrés.

Ces brèches, contemporaines à la mise en place des dykes d'aplite, sont probablement reliées à une fracturation des roches du pluton due à des concentrations de contraintes lors de son refroidissement.

3-4-2-

Brèches rouges

Ces brèches sont retrouvées à différents endroits dans le pluton, aussi bien dans les monzodiorites quartzifères massives ou cisaillées, que dans les tonalites, et également dans les gneiss à la bordure nord du pluton. L'étendue de ces brèches peut atteindre une centaine de mètres carrés. Ces

Planche 18



Brèche aplitique. A remarquer les contacts nets et les formes anguleuses des fragments de roche encaissante.

brèches recoupent les dykes d'aplite. Aucun type de roche ou de structure, sauf de petites failles très mineures, ne recourent ces brèches. La formation des brèches rouges représente un évènement très tardif et apparemment non-relié à la mise en place du platon.

La roche du platon est très fracturée et souvent même complètement pulvérisée dans ces zones de brèches (planche 19). Un matériel rougeâtre occupe les fractures. Ce matériel est généralement composé de la roche du platon pulvérisée avec une quantité plus ou moins grande d'oxyde de fer. Dans un cas, de l'hématite spéculaire et des traces d'altération cuprifère ont été observés dans le matériel de remplissage.

La roche du platon est toujours d'une couleur rouge brunâtre au voisinage de ces brèches, certains dykes d'aplite pouvant devenir noirs. De fine veinules (± 1 mm.) rectilignes de couleur rouge sont retrouvées aux environs de ces brèches. La roche encaissante en bordure de ces veinules prend une teinte rougeâtre. Ces veinules sont constituées de grains broyés et recristallisés de la roche encaissante avec une certaine quantité d'oxyde. Des veinules d'épidote et parfois de tourmaline, également bordées d'une teinte rougeâtre, sont rencontrées dans le même contexte.

Aucun signe d'enrichissement en potasse n'a été observé au voisinage des brèches rouges, sauf peut-être dans un cas où de gros cristaux de feldspath (2 cm.) ont été retrouvés à la rencontre de plusieurs veinules rouges.

Ces brèches tardives pourraient être reliées à un dernier stage hydrothermal lors du refroidissement du platon.

Planche 19



Brèche hématitique. A remarquer la nature broyée de la roche encaissante.

Des roches gneissiques et des migmatites ont pu être observées à deux endroits près de la limite nord du pluton (appendice 10-5). Ces roches présentent la même minéralogie et les mêmes relations minéralogiques que les roches du pluton. Cependant, les roches gneissiques situées au NW du pluton, i.e. au dessus de la zone des monzodiorites quartzifères, sont passablement différentes des gneiss et migmatites situés au centre-nord du pluton, i.e. au dessus de la zone des tonalites (Fig. 2). Une des principales différences est que les roches situées au-dessus des monzodiorites quartzifères sont riches en hornblende, et celles situées au-dessus des tonalites sont riches en biotite, mimant ainsi une des principales différences entre les deux types de roches du pluton.

Examinons en premier lieu le "contact" centre-nord du pluton. Le passage de la tonalité aux migmatites se présente comme suit:

- tonalité avec lentilles de roche gneissique (planche 20A)
- occurrence plus fréquente d'affleurements présentant localement ou entièrement une roche à texture gneissique, parfois cataclastique.
- gneiss pauvre en minéraux mafiques avec bandes subparallèles (< 1cm. d'épaisseur) plus riches en quartz ou plus riches en plagioclase et en chlorite et biotite.
- migmatite à structure stromatitique (Mehnert, 1968) à déformation complexe (planche 20B).

Planche 20



A-) Lentille gneissique dans la tonalite. Rencontrée en s'approchant de la limite nord du pluton.

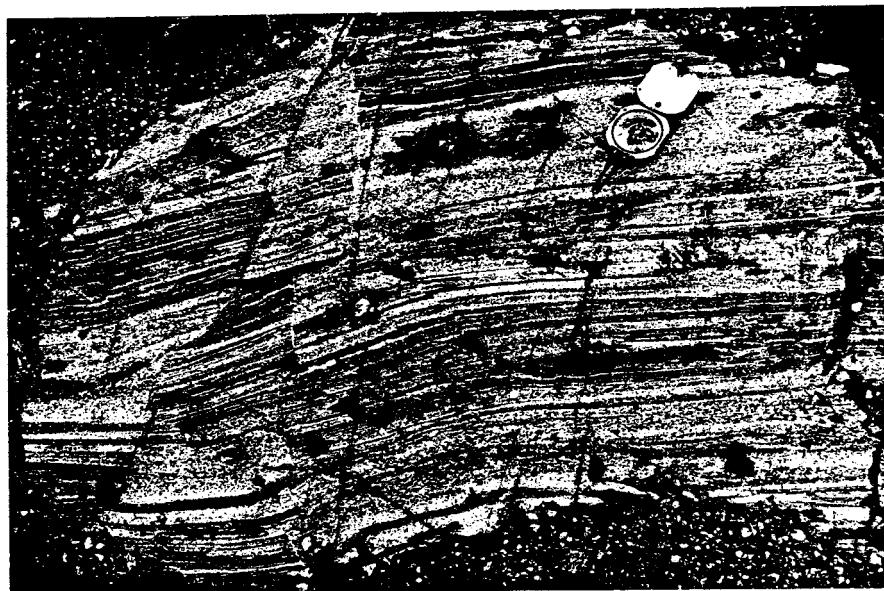


B-) Migmatite à structure stromatitique, à déformation complexe. A remarquer la séparation du mélanosome et du leucosome.

Au nord-ouest du platon, le passage des monzodiorites quartzifères aux roches gneissiques n'a pu être observé de façon continue. Cependant, sur le premier affleurement de roche gneissique rencontré au nord du platon, nous retrouvons parallèlement à la texture gneissique des lentilles et des bandes de roche plus massive très semblable à la monzodiorite quartzifère. Dans certaines bandes, une texture gneissique relique est observée (planche 21). Les roches gneissiques de même que les lentilles d'apparence plus massive présentent une texture cataclastique. Comme dans le cas des monzodiorites quartzifères cisaillées à la bordure sud du platon (cf. sect. 3-1-1-2) la présence de dykes d'aplite non-déformés indique que cette texture cataclastique a été acquise avant la consolidation totale du platon, probablement pendant sa mise en place.

Le passage du platon aux roches gneissiques et migmatitiques semble être graduel. Cette observation peut avoir une importance génétique très significative.

Planche 21



Gneiss présentant des bandes de roche identique à celle du pluton. A remarquer la texture gneissique relique dans ces bandes.

PRINCIPALES CONCLUSIONS SUR LES OBSERVATIONS
PETROGRAPHIQUES

Nos observations pétrographiques nous permettent de mettre en évidence les points suivants:

- existence de deux phases principales dans le pluton:
 - . monzodiorite quartzifère à hornblende
 - . tonalite à biotite
- quartz et feldspath potassique interstitiels:
minéraux tardifs
- hornblende: produite à partir de biotite
- existence d'un magma très visqueux:
 - . parallèle entre les textures et la granulométrie
 - . roches cataclastiques en bordure du pluton
 - . reliques de dykes mafiques
 - . plagioclases déformés
- dykes aplitiques et pegmatitiques: évènements tardifs, post-consolidation
- présence de migmatites près de la limite nord du pluton
- passage graduel des gneiss et des migmatites aux roches du pluton.

4-

RELATIONS STRUCTURALES

4-1

RELATIONS AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES

En résumé de ce qui a été mentionné précédemment, les limites du platon se caractérisent de la façon suivante:

- au nord, passage graduel des gneiss et des migmatites à biotite et hornblende aux roches du platon (cf. sect. 3-5)
- au sud, contact intrusif, légèrement discordant avec les roches métavolcaniques archéennes de la Formation de Gilman (cf. sect. 2-2)
- à l'est, Formation de Chibougamau reposant en discordance sur les roches du platon (cf. sect. 2-2).

4-2

RELATIONS INTERNES

4-2-1

Foliation

Une foliation marquée par l'arrangement planaire des minéraux mafiques est observée dans plusieurs roches du platon. Sur un même affleurement, ou sur deux affleurements consécutifs (séparés de 10 mètres, par exemple), la foliation peut présenter de brusques variations d'attitude ou de définition.

Les résultats d'un relevé des directions de foliation (122 mesures) sont présentés à la figure 5. La direction

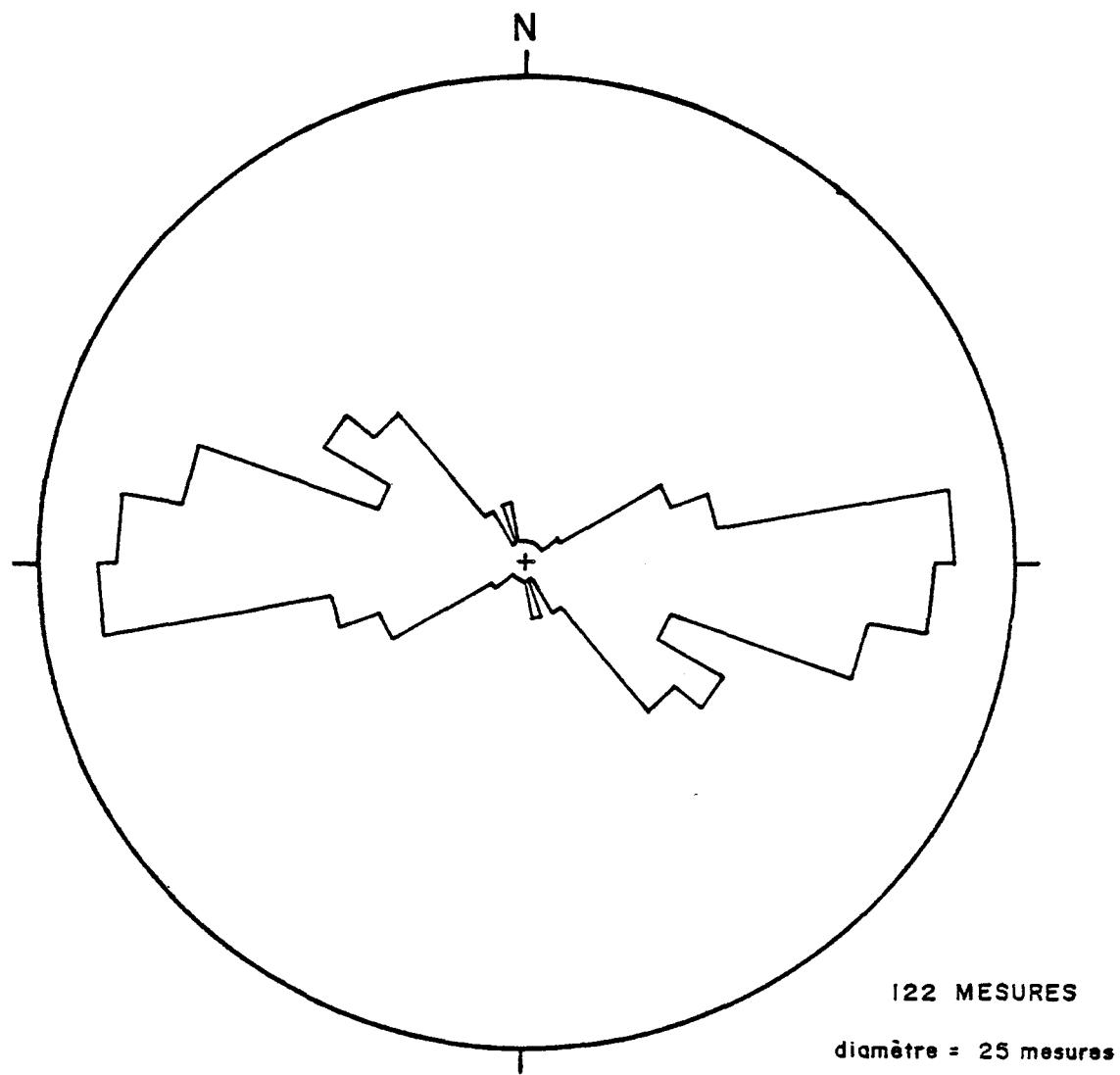


FIG. 5
Histogramme circulaire des directions
de foliation dans les roches du
pluton Barlow.

dominante est approximativement E-W, i.e. parallèle à l'allongement du platon et à la schistosité régionale.

Nous ne croyons pas que cette direction dominante soit le résultat d'une déformation régionale après la consolidation du platon, car dans ce cas les textures observées dans les roches du platon auraient été nettement différentes. Il ne s'agit pas non-plus d'une foliation relique. Cette foliation serait plutôt syn-plutonique.

Cette foliation pourrait être reliée à une déformation externe, i.e. régionale, ou reliée à une déformation interne, i.e. due aux contraintes internes lors de la mise en place d'un magma visqueux dans une zone de faiblesse allongée. Une étude structurale plus détaillée pourrait éventuellement aider à déterminer la contribution de l'une ou/et de l'autre des hypothèses.

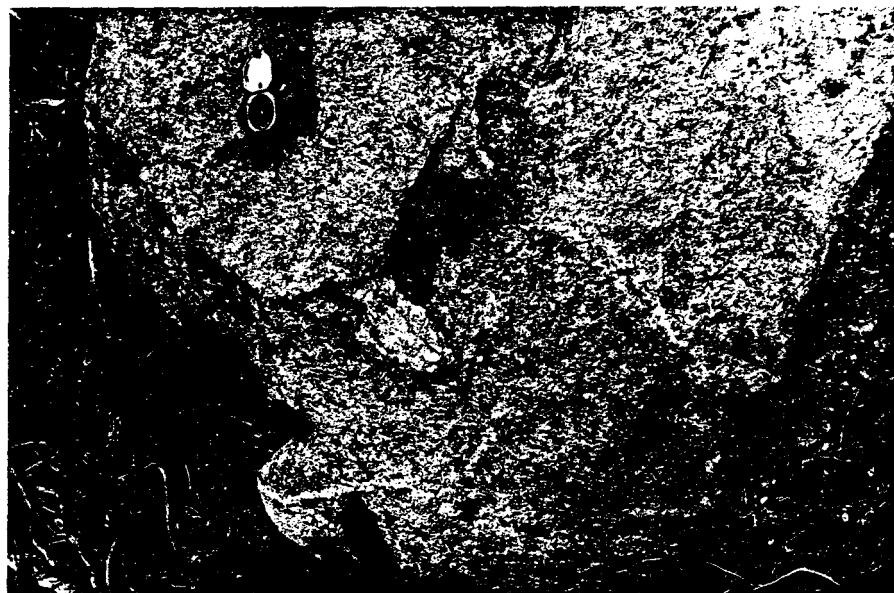
4-2-2 Relations entre les différentes phases du platon

Bien que le contact entre les monzodiorites quartzifères et les tonalites n'ait pu être observé en détail, il semble que celui-ci soit relativement net, puisque dans la zone à tonalites nous ne retrouvons pas de monzodiorites quartzifères et vice-versa.

A l'intérieur de la zone à tonalites, une phase tonalitique pauvre en minéraux mafiques peut se présenter en bandes parallèlement à une foliation ou en zones irrégulières ayant des contacts intrusifs avec une phase tonalitique plus riche en minéraux mafiques (planche 22A).

Dans la zone à monzodiorites quartzifères, plusieurs

Planche 22



A-) Tonalite pauvre en minéraux mafiques intrusive dans une tonalite plus mafique.



B-) Contact entre deux monzodiorites quartzifères à granulométries différentes. Fracture précoce soudée?

hétérogénéités de granulométrie et/ou de texture et/ou de contenu en minéraux mafiques sont présentes. Les contacts entre ces roches différentes sont souvent nets (planche 22B). Ces observations indiquent l'existence dans un même milieu de roches ayant subi des déformations et des cristallisations différentes.

Cette coexistence est interprétée dans un contexte de magma très visqueux, où des portions de roche plastique provenant de milieux différents sont amenées côte à côte. Certains contacts entre ces portions peuvent être interprétés comme des fractures précoces soudées ("early healed shear", Berger et Pitcher, 1970) (planche 22B).

5-1

RESULTATS

Trente-sept échantillons de monzodiorite quartzifère et de tonalite, ainsi qu'un échantillon de gneiss et un échantillon de migmatite ont été analysés (roche totale) pour dix éléments majeurs par les méthodes de fluorescence-X et d'absorption atomique. Les résultats de ces analyses sont présentés à l'appendice 10-3 et la localisation des échantillons analysés est donnée à l'appendice 10-5. La norme CIPW a été calculée pour chacun de ces échantillons (appendice 10-4). Sauf dans un cas, toutes les roches sont saturées en quartz normatif. La plupart des tonalites sont peralumineuses et montrent du corindon dans la norme.

Le diagramme triangulaire AFM (Fig.6) indique une suite calco-alcaline (Nockolds et Allen, 1953), présentant un très léger enrichissement en fer par rapport au magnésium. Sur le diagramme triangulaire CNK (Fig.7) le rapport des éléments alcalins ne montre aucune variation systématique à travers la série de roches.

Les diagrammes de variation de chacun des oxydes ont été dressés en utilisant l'indice de différenciation de Larsen (Fig.8 à 18). Dans un ordre croissant d'indice de différenciation, nous retrouvons consécutivement des monzodiorites quartzifères riches en minéraux mafiques, des monzodiorites quartzifères massives, des monzodiorites quartzifères cisaillées et des tonalites.

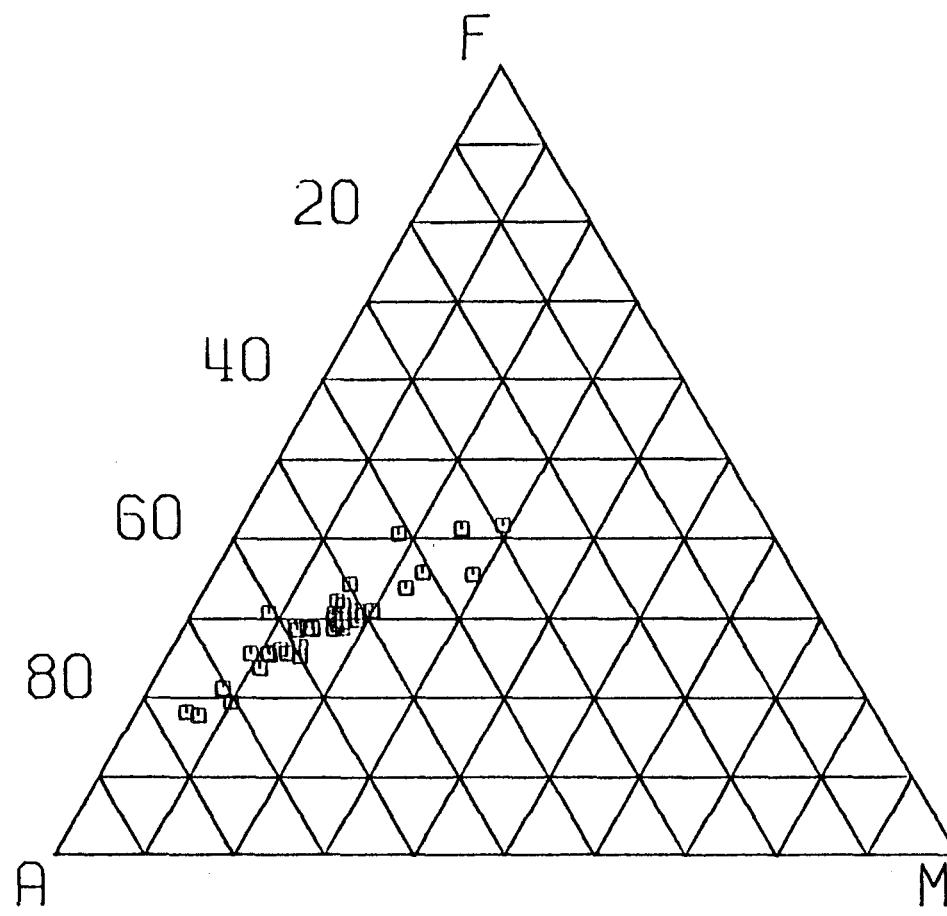


FIG. 6

Diagramme AFM,
pluton de Barlow.

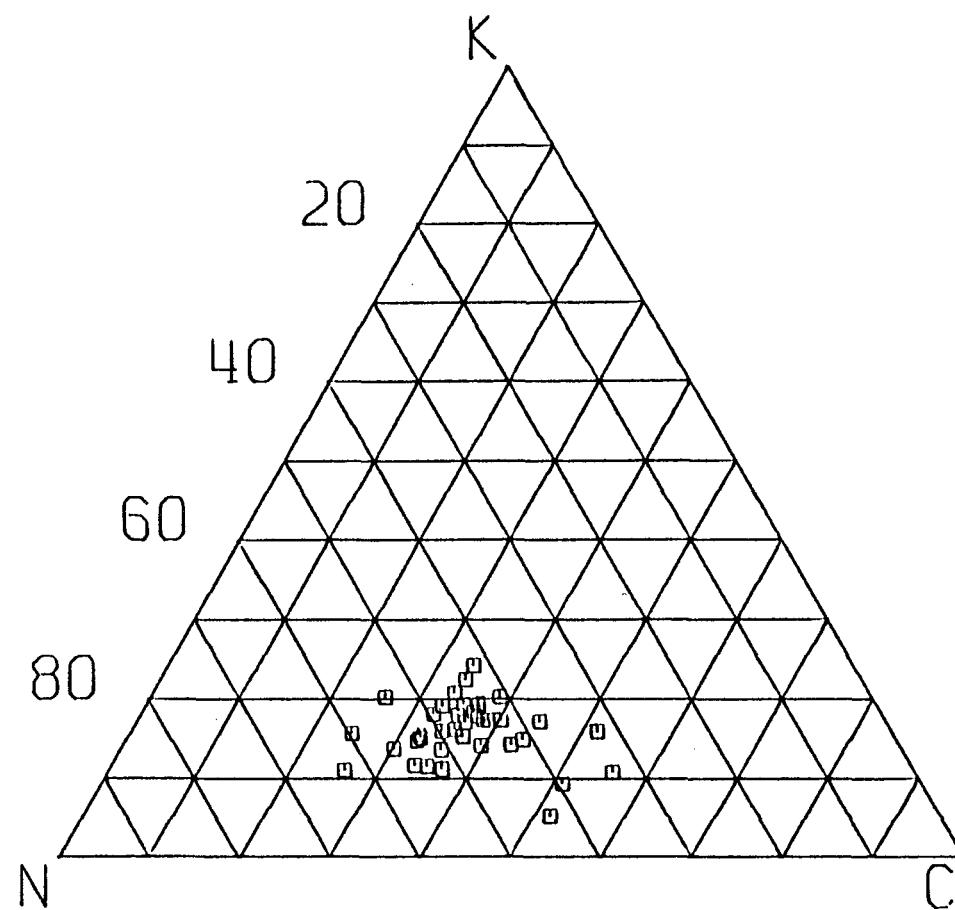


FIG. 7

Diagramme CNK,
pluton Barlow.

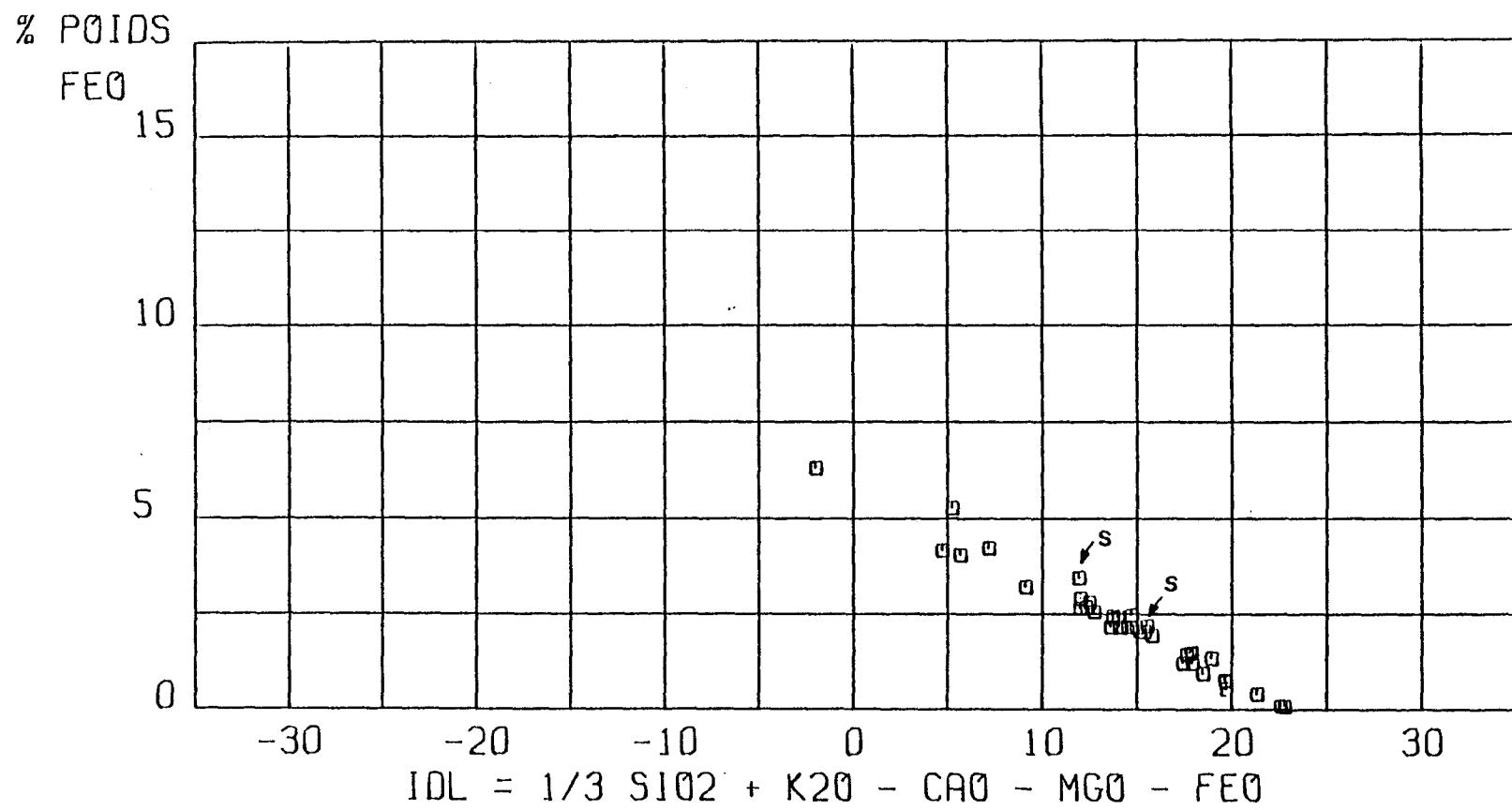


FIG. 8

Diagramme de variation de FeO ,
pluton de Barlow.

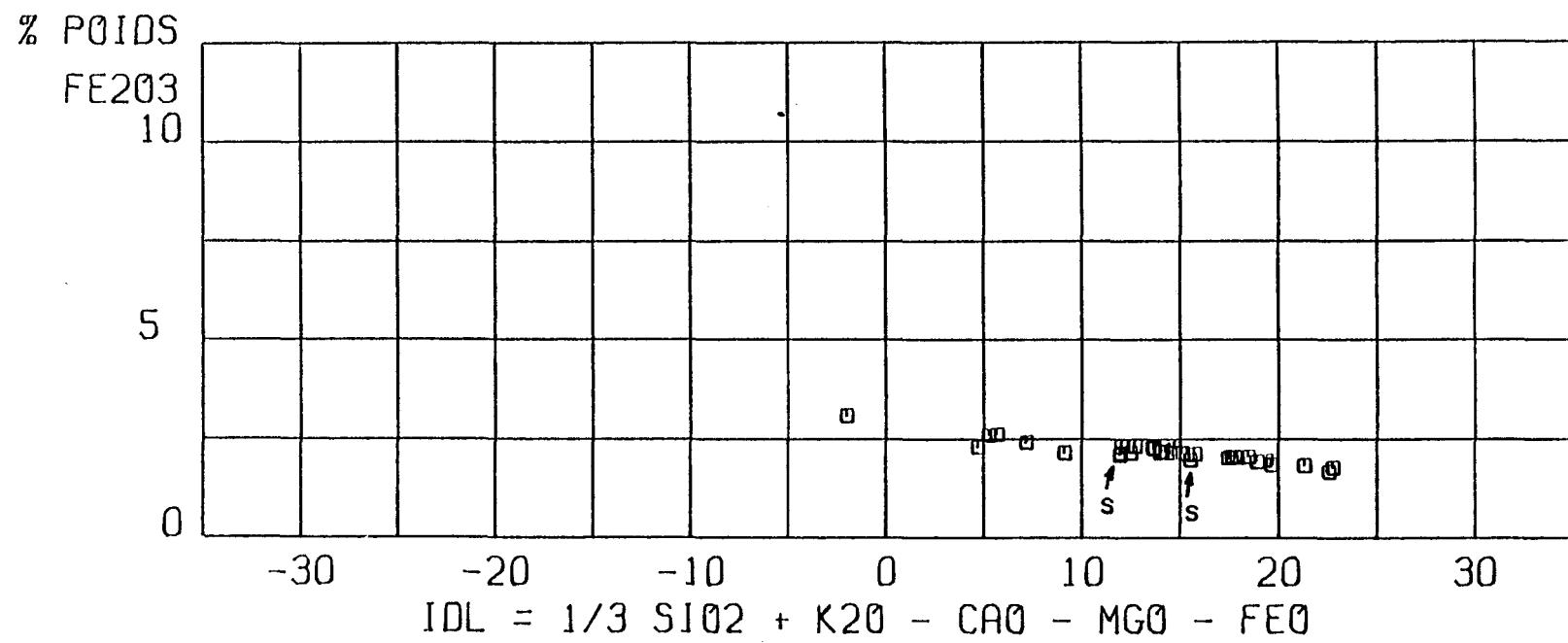


FIG. 9
Diagramme de variation de Fe_2O_3
pluton de Barlow.

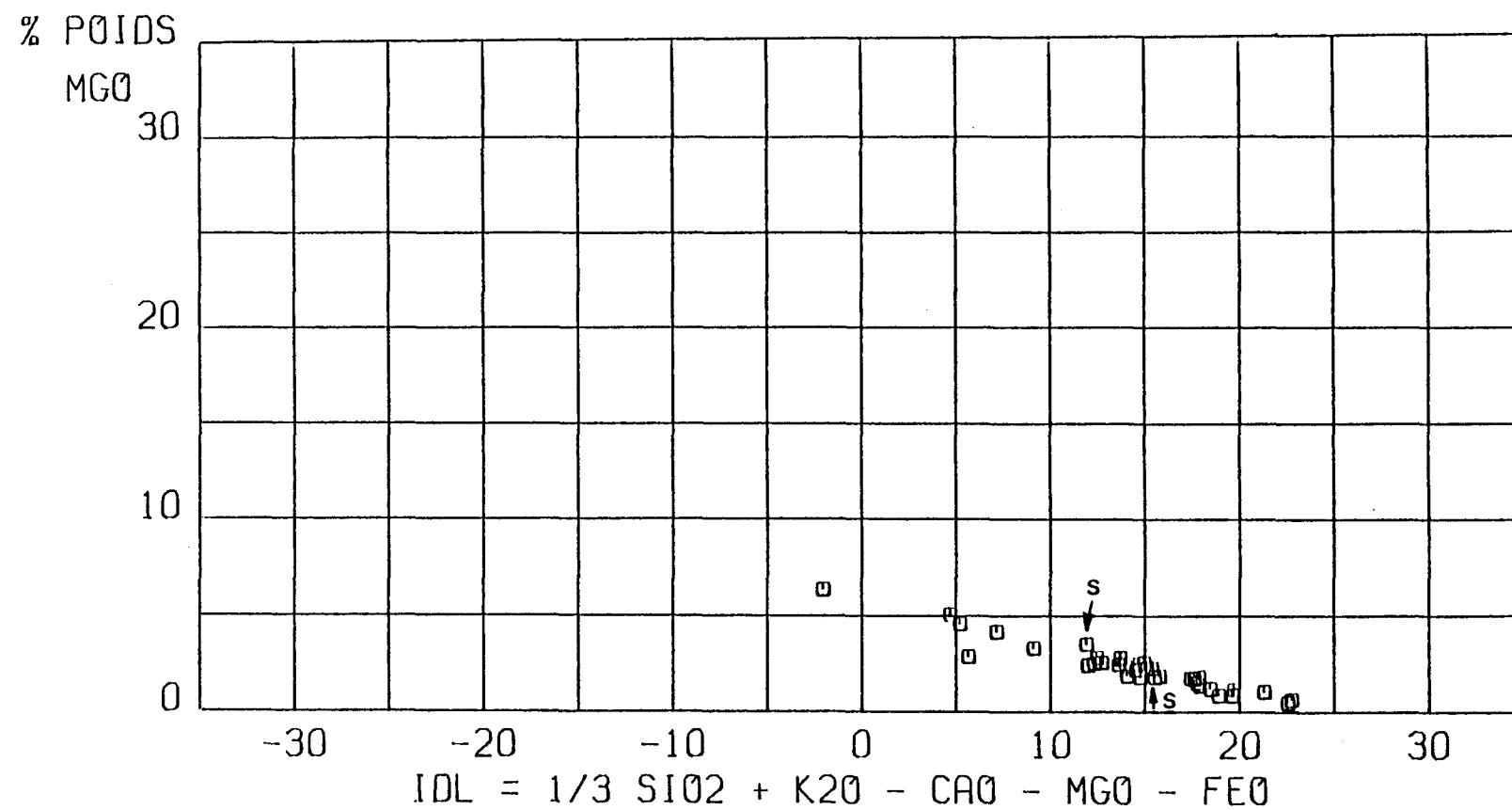


FIG. 10
Diagramme de variation de MgO,
pluton de Barlow.

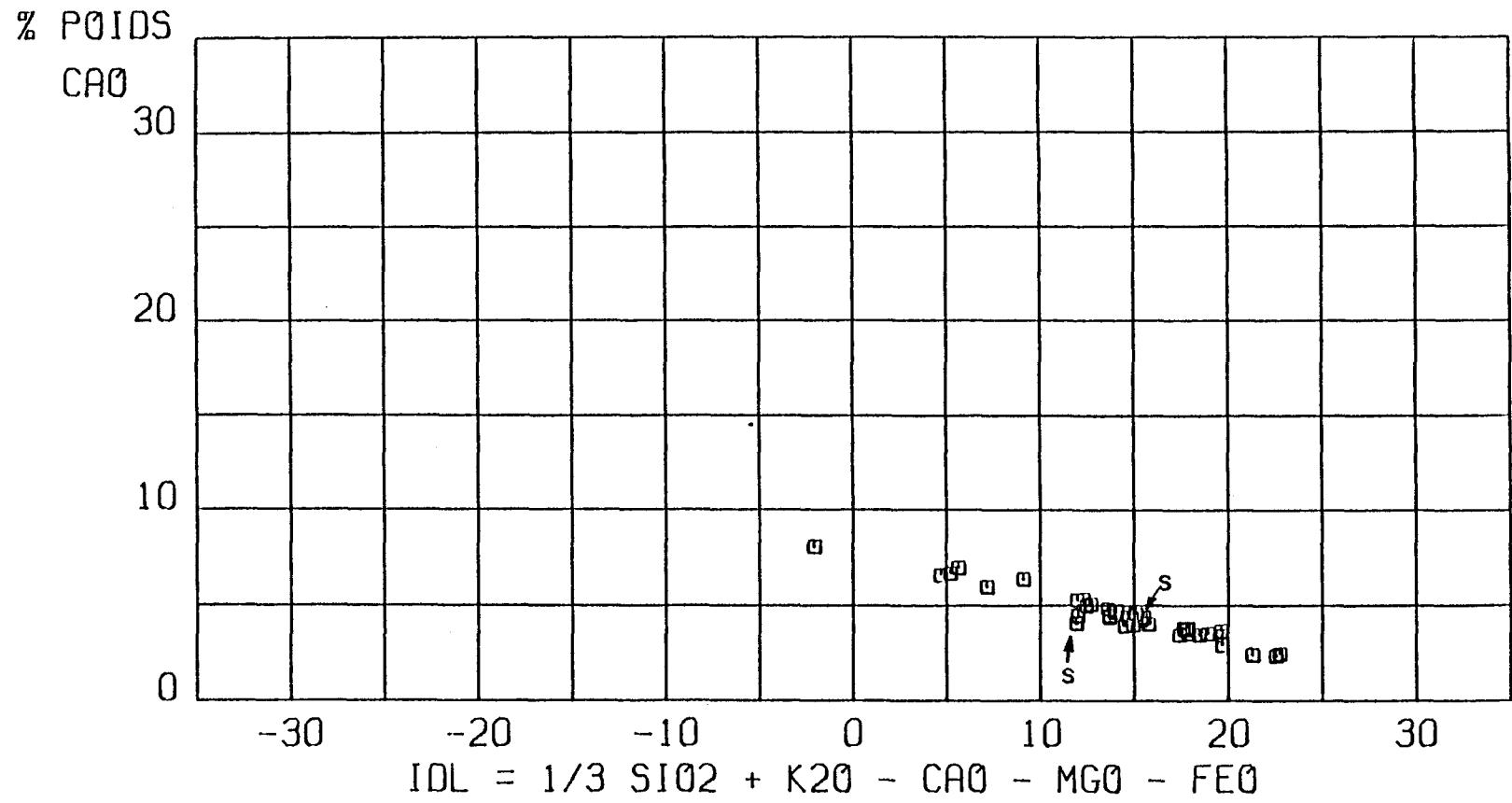


FIG. II

Diagramme de variation de CaO ,
pluton de Barlow.

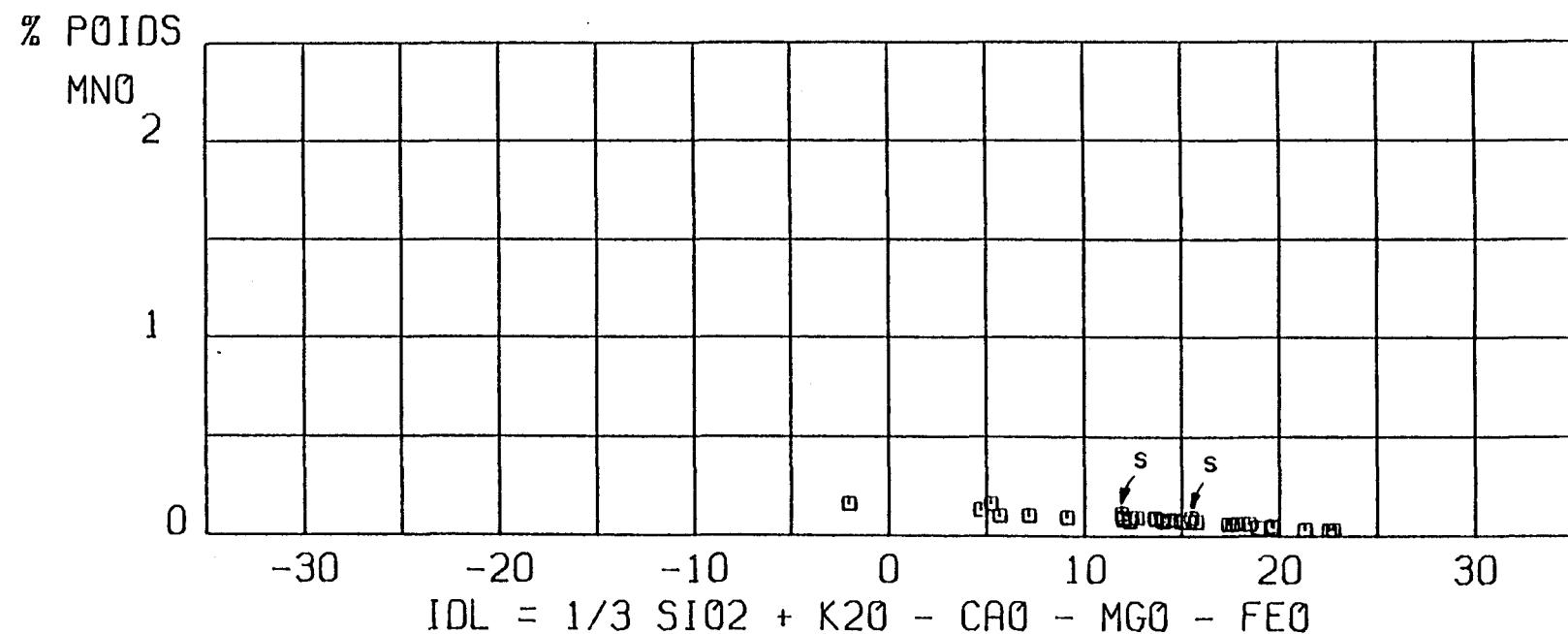


FIG. 12

Diagramme de variation de MnO,
pluton de Barlow.

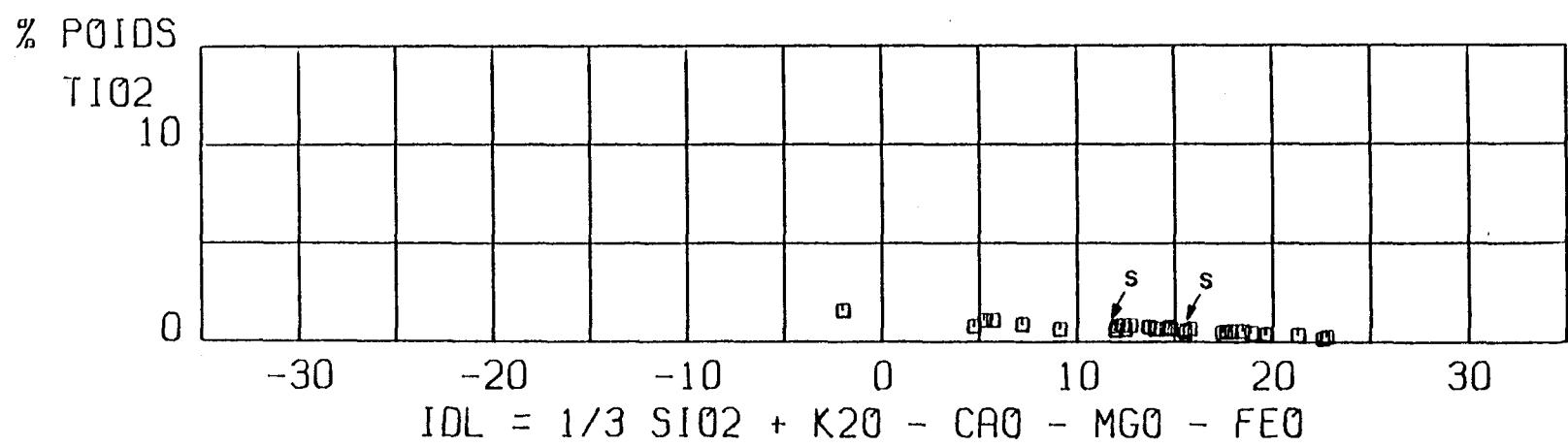


FIG. 13

Diagramme de variation de TiO₂,
pluton de Barlow.

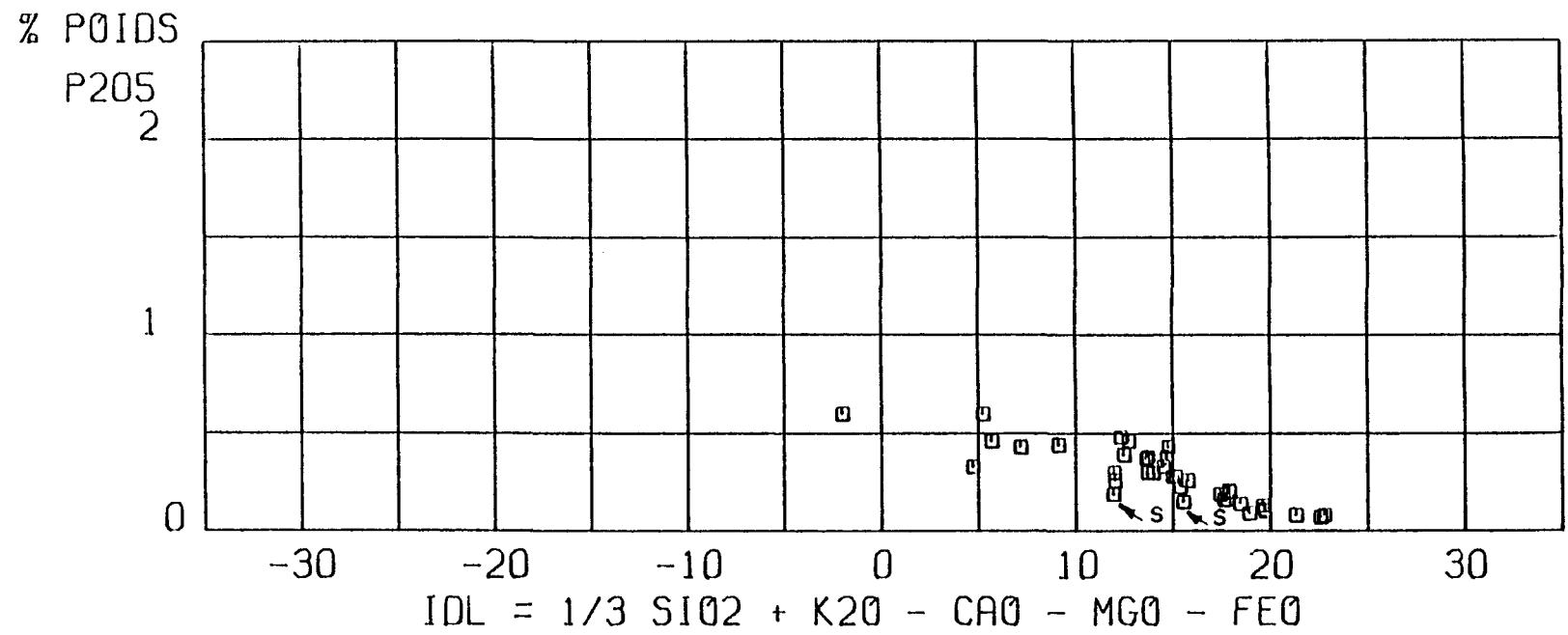


FIG. 14

Diagramme de variation de P₂O₅,
pluton de Barlow.

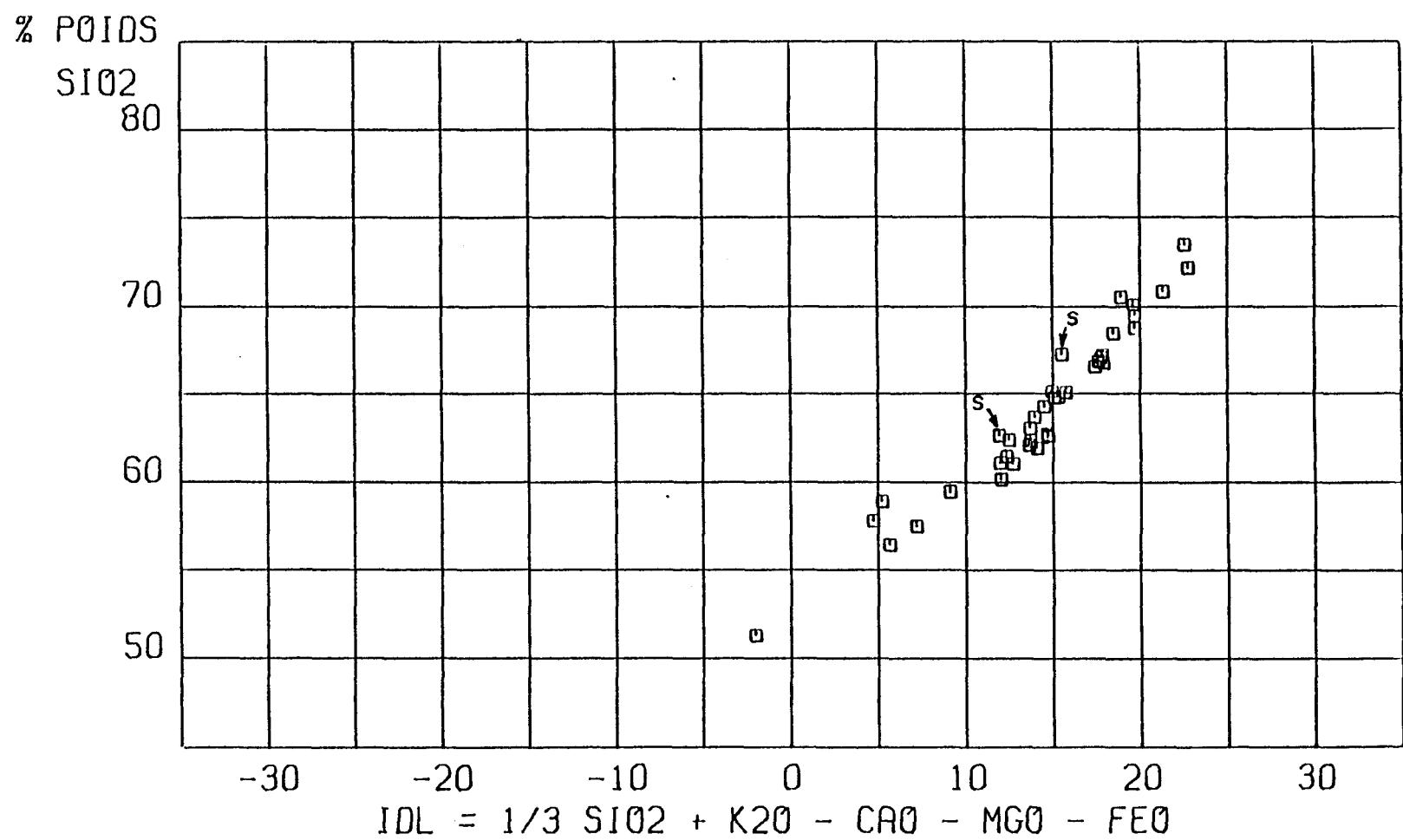


FIG. 15

Diagramme de variation de SiO₂,
pluton de Barlow.

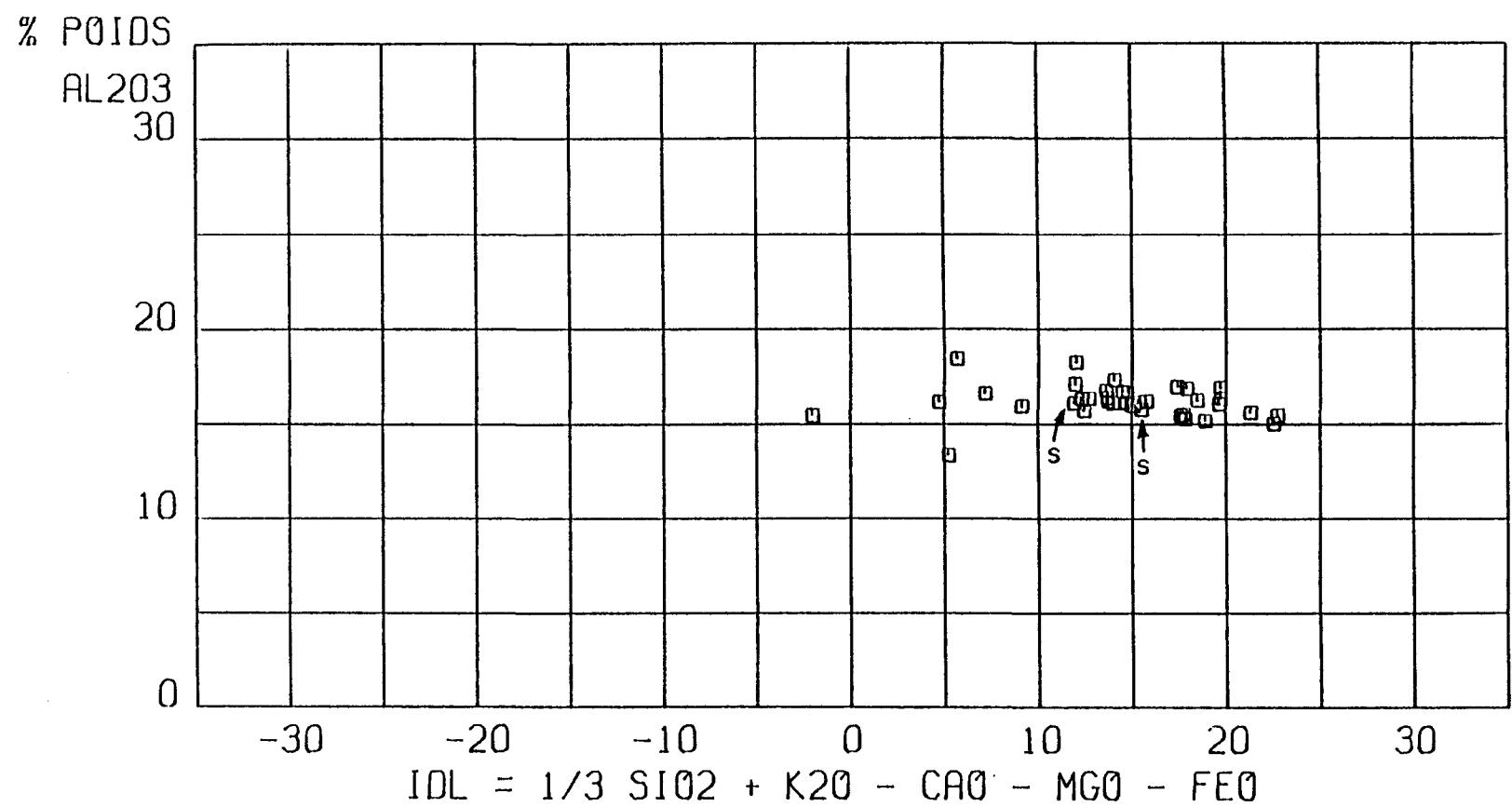


FIG. 16

Diagramme de variation de Al₂O₃ ,
 platon de Barlow .

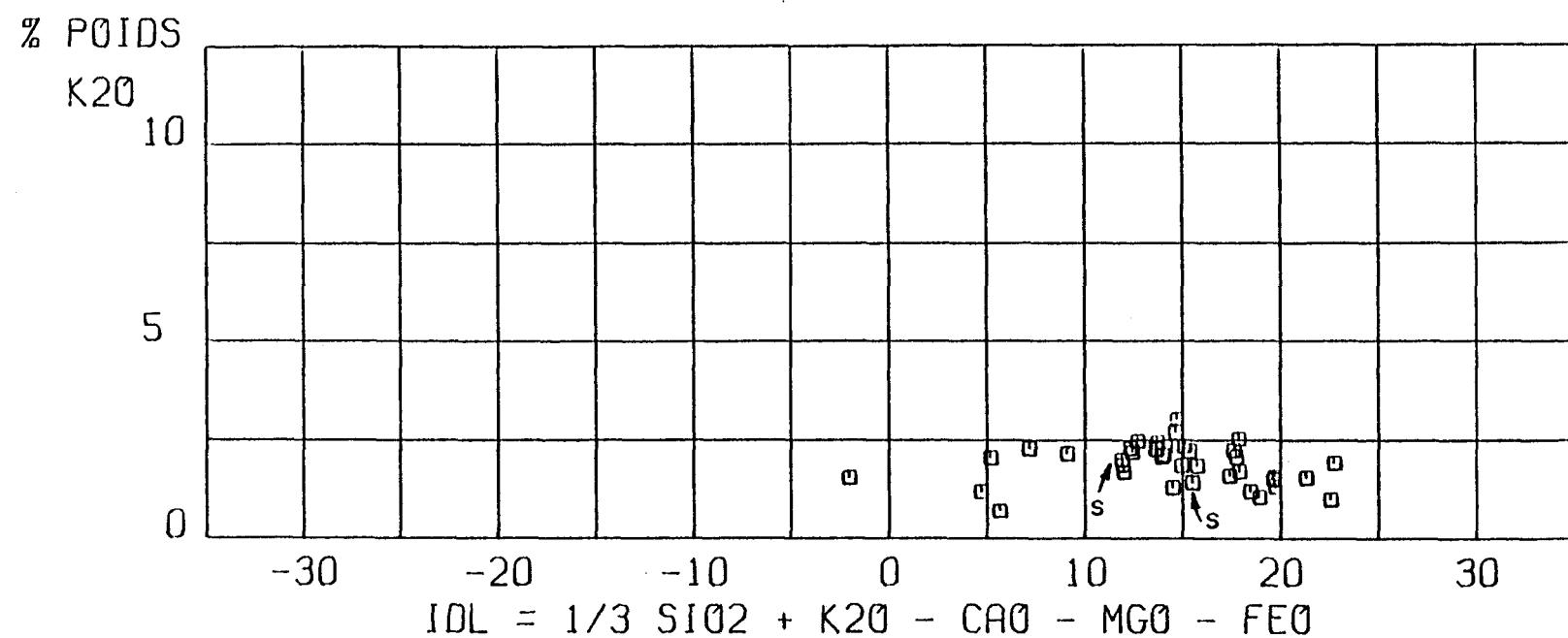


FIG. 17

Diagramme de variation de K₂O,
pluton de Barlow.

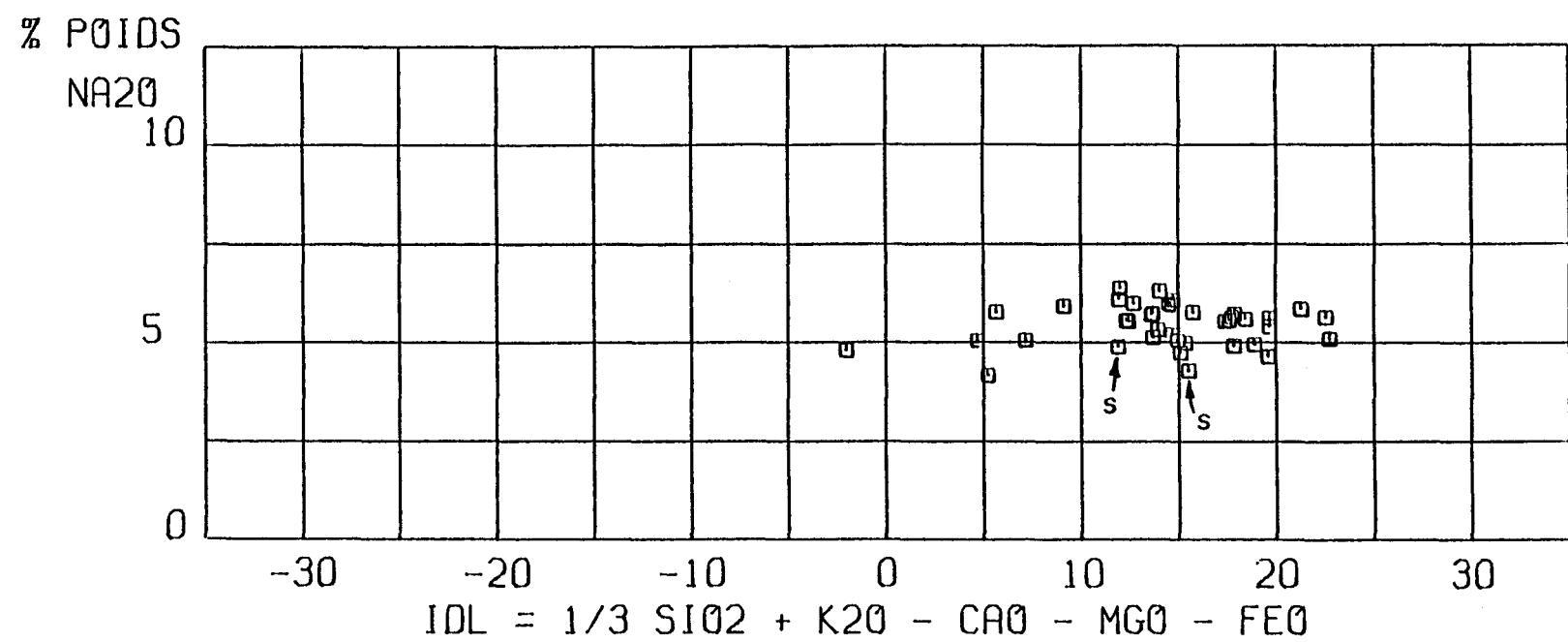


FIG. 18

Diagramme de variation de Na₂O,
pluton de Barlow.

Tous les diagrammes de variation ont la particularité de présenter des points distribués sur des droites. La silice montre une augmentation de 51 à 74 %. Les oxydes FeO, Fe_2O_3 , MgO, CaO, MnO, TiO₂ et P₂O₅ montrent des diminutions régulières. Le comportement de l'alumine et des éléments alcalins mérrite une attention particulière. En effet, contrairement aux autres oxydes, l'Al₂O₃, le Na₂O et le K₂O demeurent en quantités approximativement constantes à travers la série de roches.

Les compositions normatives ont été projetées dans le tétraèdre développé du système granitique Oz-Ab-Or-An. Sur deux faces du tétraèdre nous avons placé la projection de la ligne cotectique de ce système (Winkler, 1976) (Fig.19). Nous voyons que les roches forment une série continue, incluse dans le champ de stabilité du plagioclase. Ceci est en accord avec l'observation pétrographique à l'effet que le quartz et le microcline sont toujours interstitiels. Nous constatons également sur ce diagramme que la composition du plagioclase normalif et la proportion de feldspath potassique demeurent constantes dans la série de roches. La variation des constituants felsiques normalifs est uniquement contrôlée par le quartz.

5-2

INTERPRETATION DES RESULTATS GEOCHIMIQUES

L'hypothèse la plus évidente pour expliquer les droites obtenues sur les diagrammes de variation est celle d'un mélange de deux fractions de composition chimique définie (Bowen, 1928, Wood, 1978). Un processus géologique de mélange qui s'applique très bien aux roches granitoides est celui de la fusion partielle. Dans ce cas les deux termes extrêmes du mélange sont un liquide de fusion anatectique et une restite de matériaux réfractaires (White et Chappell, 1977). La séparation progressive du liquide de fusion (mobilisat) et de la restite donnera des relations linéaires entre les éléments constitutants,

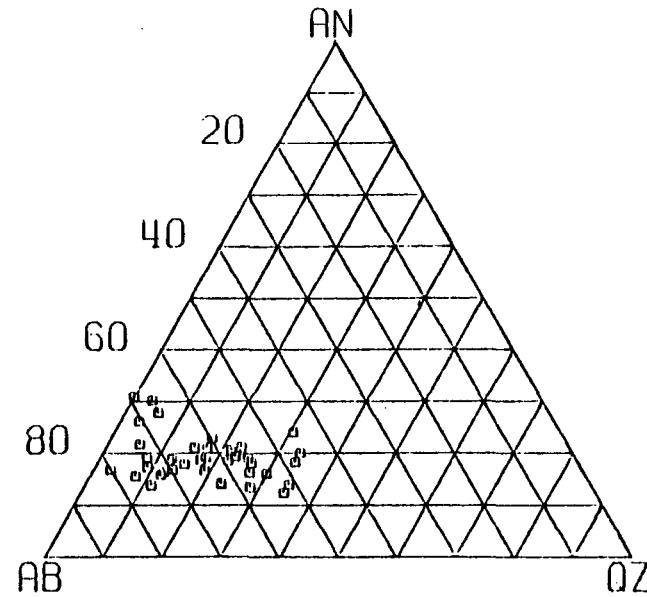
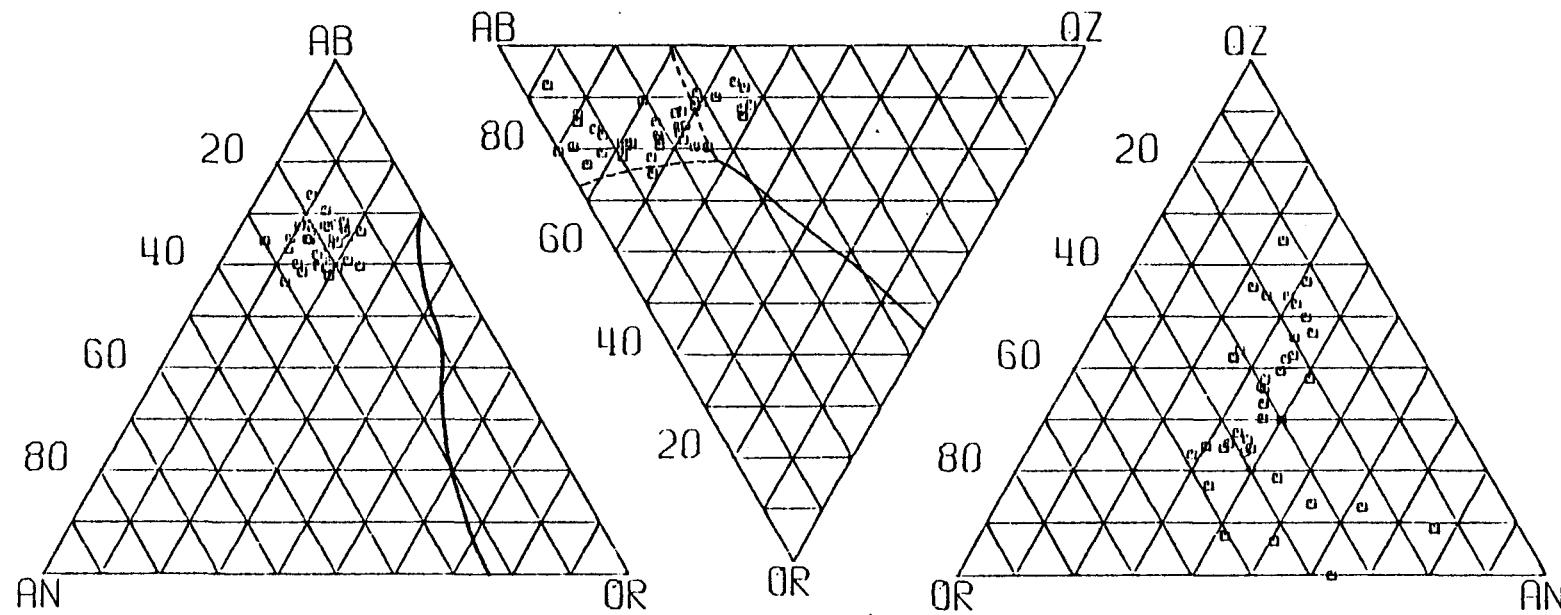


FIG. 19

Minéraux normatifs des roches
du pluton de Barlow dans le
tétraèdre développé du
système Qz - Ab - Or - An .



chacun des termes de la série étant constitué d'une proportion différente restite/mobilisat (Fig.20).

Lors de la fusion partielle de différents types de roche, le liquide de fusion apparaît être formé en majorité des composantes Qz-Ab-An (Winkler, 1976). Dans le platon de la rivière Barlow, nous avons remarqué que le quartz et la microcline étaient toujours interstitiels par rapport aux autres minéraux. De même, les grains de plagioclase sont souvent zonés et peuvent contenir en bordure des inclusions de petits grains de plagioclase. Ces observations sont en accord avec l'existence d'une phase liquide composée de Qz-Ab-An.

Nous supposons que le platon est demeuré dans un état très visqueux tout au cours de son histoire (cf. sect. 3-6). Le plagioclase constituant toujours plus de 50% des roches, il est probable qu'une certaine quantité de celui-ci soit demeuré solide, i.e. ait fait partie de la restite. Les nombreux cristaux déformés et zonés sont en accord avec cette hypothèse. Les minéraux mafiques hornblende, biotite, sphène, apatite, épidote et oxydes sont également considérés comme faisant partie du résidu réfractaire. Cette hypothèse permet d'expliquer les variations du fer, du magnésium, du calcium, du phosphore et du titane dans la série de roches, la majorité de ces éléments n'entrant pas dans la composition d'un liquide de fusion partielle de basse température.

Il est cependant probable que certains de ces minéraux mafiques résultent de recristallisations et de réactions à l'état solide avec d'autres constituants, comme l'indiquent certaines textures, par exemple celle de la hornblende vis-à-vis la biotite.

Si nous pouvons déterminer la composition chimique du liquide de fusion, nous pouvons estimer des conditions de pression et de température nécessaires à la formation du

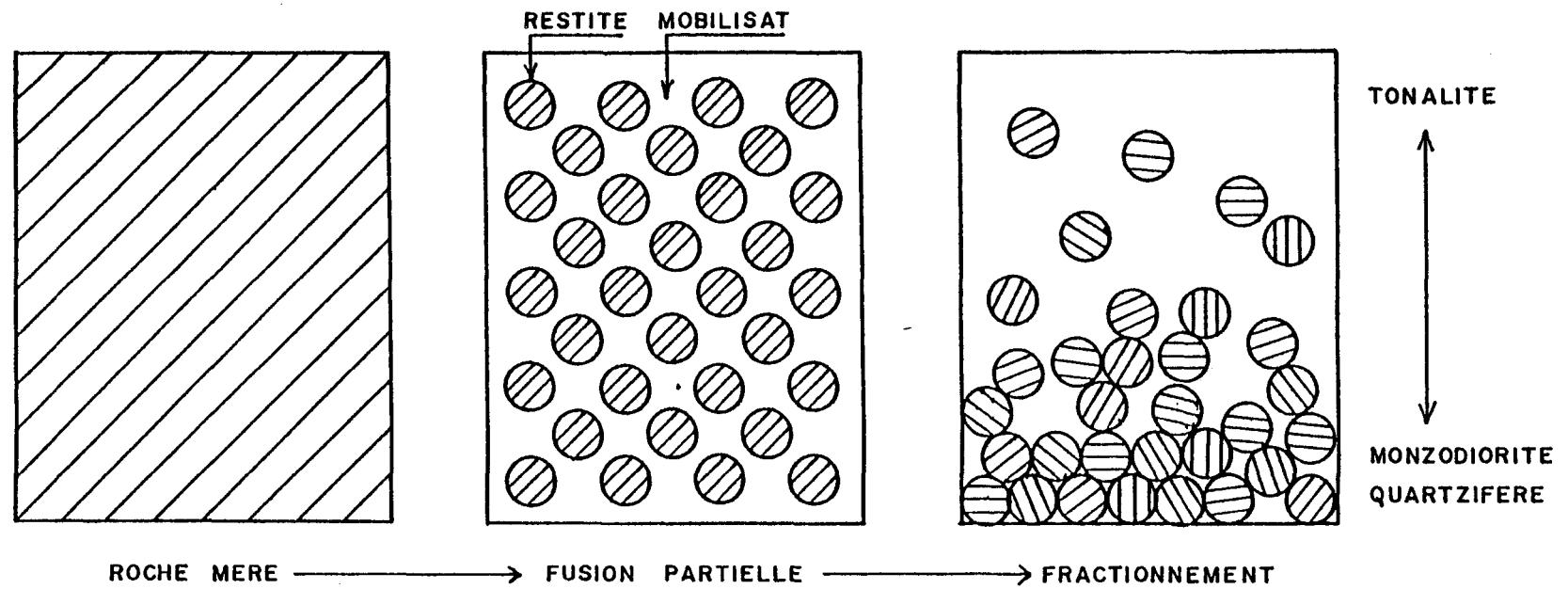


FIG. 20

Modèle de fusion partielle et de fractionnement
applicable au pluton de Barlow.

liquide de fusion. Nous savons que le liquide de fusion dans le système granitique est composé en majorité des constituants SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et CaO . Nous connaissons les quantités de Na_2O , de K_2O et d' Al_2O_3 dans le liquide de fusion, ces oxydes se trouvant en quantités constantes à travers toute la série de roches, i.e. en quantités identiques dans les deux termes extrêmes du mélange. Il s'agit donc de déterminer les quantités de CaO et de SiO_2 .

Selon l'hypothèse du mélange binaire à compositions chimiques définies, la roche qui ne contient pas de minéraux de la restite aura une composition identique à celle du liquide de fusion. Pour ce qui est du calcium, parmi les deux principaux minéraux calciques de la restite, seule la hornblende est facilement reconnaissable, puisque le plagioclase se retrouve aussi bien comme constituant de la restite que du liquide de fusion.

Nous pouvons cependant supposer que le contenu minimum de CaO des roches de la série ne contenant pas de hornblende représente le contenu maximum de CaO du liquide de fusion. A partir de cette valeur nous calculons une composition chimique et normative d'un liquide de fusion hypothétique (Tab.6). Il est remarquer que l'échantillon de tonalite DR-61 présentant l'indice de différenciation le plus élevé de la série de roches, possède une composition modale très voisine de la composition normative du liquide de fusion hypothétique. La principale différence est la quantité inférieure de microcline dans DR-61, le reste de la potasse étant inclus dans la biotite.

Si nous projetons la composition de notre liquide de fusion hypothétique dans le tétraèdre du système granitique (dressé par Winkler, 1976) (Fig.21), nous constatons que cette composition se trouve près de la surface cotectique plagioclase-quartz-liquide-vapeur, dans le champ de stabilité du plagioclase-liquide-vapeur. L'autre terme extrême de la série de

TABLEAU 6

Composition du liquide de fusion
hypothétique du platon de Barlow

| % poids | liquide de fusion hypothétique moyen | tonalite DR-61 | |
|-------------------------|---|-------------------|-----------|
| Al_2O_3 | 16.2 * | 15.4 | |
| Na_2O | 5.3 * | 5.1 | |
| K_2O | 1.9 * | 1.9 | |
| CaO | 2.4 ** | 2.5 | |
| SiO_2 | 74.2 | 72.2 | |
| IDL *** | 24.2 | 22.8 | |
| | | norme | mode |
| quartz | 31.2 | 29.2 | 33.5 |
| plagioclase | 56.7 | 54.8 | 56.5 |
| Ab | 44.8 | 43.1 | (42.9) ** |
| An | 11.9 | 11.7 | (13.6) ** |
| feld.potassique | 12.1 | 11.3 | 5.9 |
| biotite | -- | -- | 2.6 |

* valeur moyenne de la série de roches

** valeur minimale de la série de roches

*** indice de différenciation de Larsen

** mesure de calcicité moyenne An_{24}

PROJECTION DE LA LIGNE COTECTIQUE

ET DES ISOTHERMES SUR LES
SURFACES COTECTIQUES

LIQUIDE DE
FUSION
HYPOTHETIQUE
DU PLUTON
BARLOW

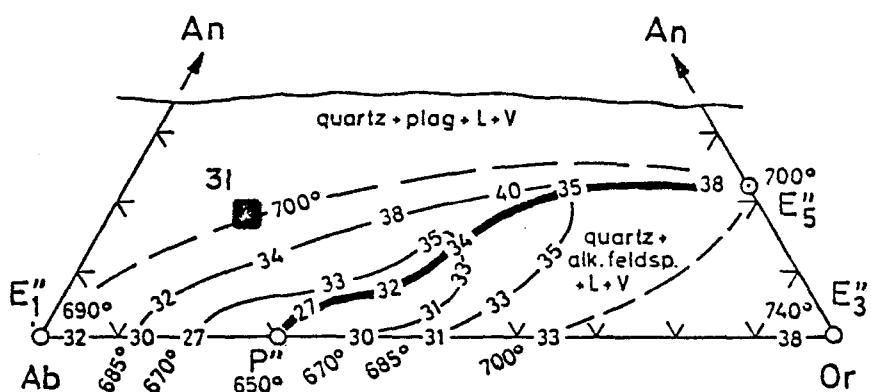
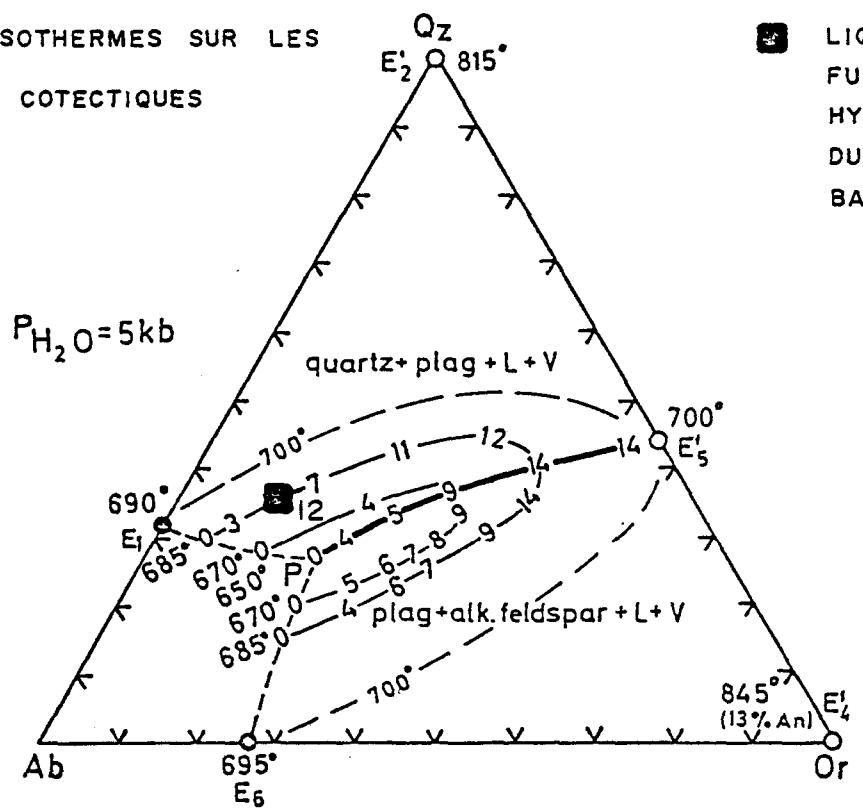


FIG. 21

Représentation du liquide de fusion hypothétique du platon de Barlow, dans le système Qz-Ab-Or-An- H_2O , d'après Winkler, 1976.

roches, i.e. la monzodiorite quartzifère la moins différenciée qui représente approximativement la restite, se trouve également dans le champ du plagioclase, ce qui est un des prérequis pour pouvoir affirmer qu'une restite et un mobilisat proviennent de la même roche (Hoffmann, 1978).

Pour une pression d'eau totale de 5 kilobars, ce liquide de fusion existerait à une température voisine de 700-750 °C, la qualité de nos informations nous empêchant d'être plus précis. Pour des pressions d'eau totales allant jusqu'à 10 kilobars, la température serait inférieure de quelques dizaines de degrés (Winkler, 1976). Par contre, pour des pressions inférieures à 2.5 kilobars, la température du liquide serait de plus de 50 °C supérieure. Il est remarquer que le contenu en CaO de notre liquide de fusion est une valeur maximale. Pour un contenu en anorthite plus bas, le liquide pourrait exister à une température inférieure.

Donc, en première approximation, nos résultats géochimiques s'accordent très bien avec un modèle de fusion partielle, à l'intérieur de limites géologiques raisonnables.

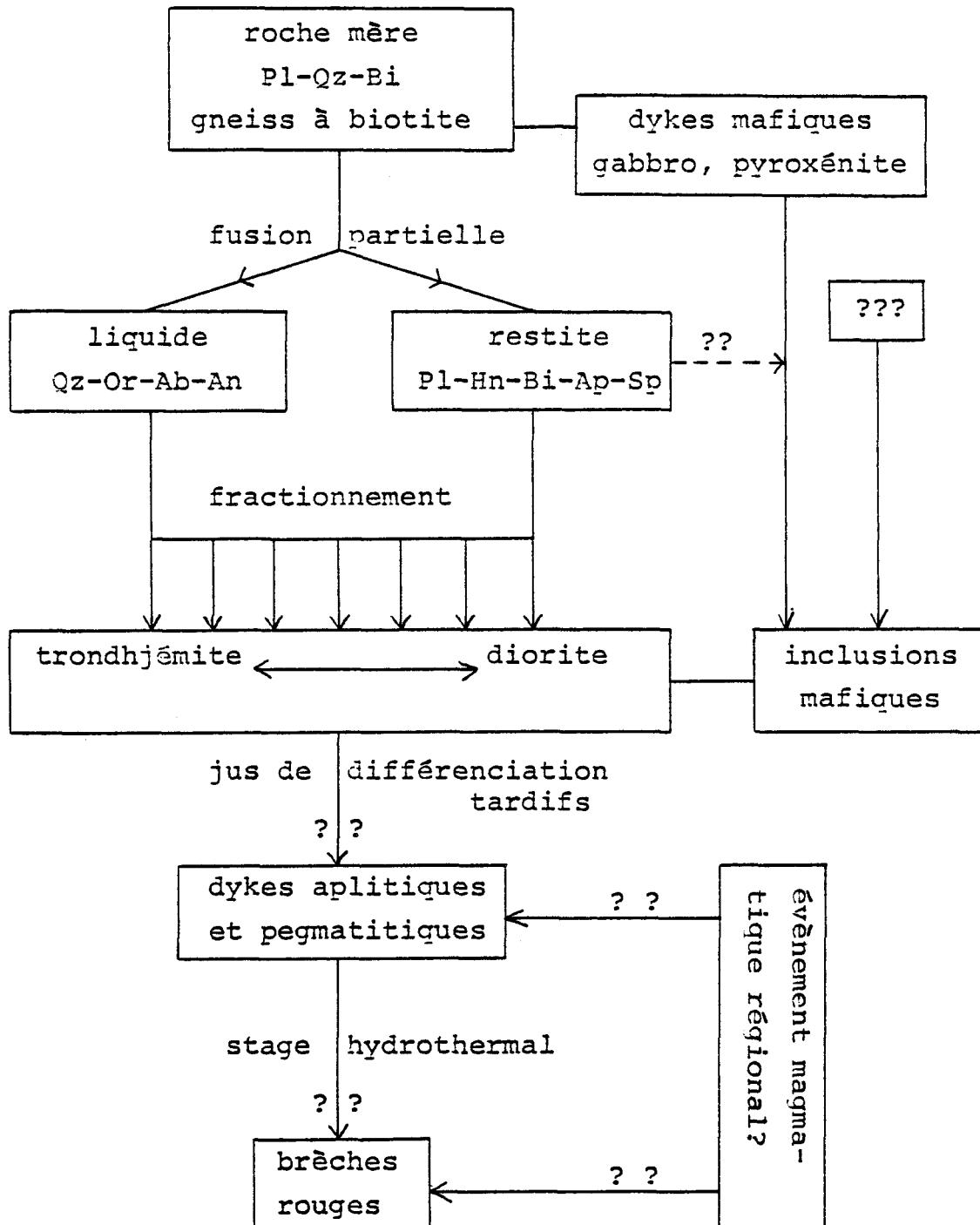
Nous attribuons la formation du pluton de la rivière Barlow à un processus de fusion partielle, où il y aurait eu formation d'un liquide de fusion anatectique et d'un résidu de matériaux réfractaires dans une chambre magmatique. Le fractionnement du liquide de fusion et de la restite dans des proportions variables aurait fourni une suite de roches caractérisée par une relation linéaire des différents constituants. Ce modèle implique une roche mère relativement homogène et un fractionnement survenant une fois que des conditions stables de fusion partielle aient été atteintes.

La présence de migmatites au nord du pluton indique qu'il y a eu une anomalie thermique dans l'environnement immédiat du pluton. Cet environnement pourrait être décrit en termes de métatexite (les migmatites) et de diatexite (le pluton) tels qu'exposés par Mehnert (1968). Les rapports géologiques de Kindle (1942) et de Gilbert (1958) semblent indiquer que les migmatites sont présentes sur plusieurs dizaines de kilomètres au nord du pluton. Toutefois le degré de métamorphisme dans cette région est mal connu.

Les gneiss à biotite prépondérants au nord du pluton (Gilbert, 1958) pourraient représenter la roche mère du pluton (Tab.7). En effet, les analyses chimiques de gneiss et de migmatite se retrouvent sur les mêmes droites de variation que les roches du pluton (points "S" sur les figures 8 à 18). Les gneiss à biotite contiennent peu ou pas de feldspath potassique. Lors du processus de fusion partielle, la biotite aurait

TABLEAU 7

Modèle pétrogénétique du platon de Barlow



été transformée en hornblende en présence du quartz et du plagioclase pour fournir la composante orthose du liquide de fusion (Winkler, 1976, Ghose et Singh, 1977).

Cette réaction peut expliquer les textures de remplacement de la biotite par la hornblende (cf. sect. 3-1-3-6) et la prédominance de la hornblende dans les roches riches en composante restite, i.e. les monzodiorites quartzifères. Cependant, d'après Winkler (1976), la biotite serait un minéral stable jusqu'à un degré de fusion partielle très élevé (pour un magma saturé en eau), ce que nous n'envisageons pas pour le pluton de Barlow. Par contre certains résultats expérimentaux présentés dans Wyllie et al. (1976, p.1012) indiquent que la stabilité de la biotite peut être fonction du degré de saturation en eau du magma.

Les migmatites retrouvées immédiatement au nord du pluton représentent probablement un stage précoce de fusion. Les composantes felsiques se sont séparées des composantes mafiques, mais la biotite n'a pas encore été transformée en hornblende pour fournir un feldspath potassique.

Le magma constitué du liquide de fusion et de la restite aurait été mis en place dans une zone de faiblesse de forme allongée (faille?, contact géologique?). Le passage graduel des gneiss et des migmatites aux roches du pluton pourrait indiquer que la séparation du pluton de la roche mère n'a pas été grande (?). La partie du pluton constituée de monzodiorites quartzifères, i.e. de roches riches en composante restite, serait demeurée dans un état très visqueux. Des fractures auraient même pu se produire dans ce magma (cf. sect. 4-2-2).

Des dykes mafiques anciens, pré- ou syn-plutoniques, ont pu être partiellement préservés dans ce magma visqueux. La plupart auraient été fragmentés pour fournir les nombreuses

inclusions mafiques dans le pluton. Il serait très intéressant d'observer de tels dykes mafiques dans les gneiss au nord du pluton.

La partie du pluton constituée de tonalites aurait été plus riche en composante liquide (degré de séparation plus élevé du mobilisat) et aurait été possiblement plus mobile. La bande de monzodiorites quartzifères cisailées à la bordure sud du pluton aurait été imprégnée par le liquide de fusion pour former des roches de composition intermédiaire entre les tonalites et les monzodiorites quartzifères massives.

Lors du refroidissement de la roche, la composante liquide emprisonnée dans les monzodiorites quartzifères à hornblende aurait cristallisée en quartz, plagioclase et microcline, tandis que le liquide de fusion présent dans les tonalites aurait cristallisé en quartz, plagioclase et biotite. Le degré de saturation en eau du magma, différent dans les deux environnement, pourrait être responsable de cette différence minéralogique (Wyllie et al., 1976).

Des dykes d'aplite et de pegmatite de composition tonalitique, granodioritique et granitique ont été mis en place une fois la roche du pluton apte à une fracturation fragile. Nous savons que ces dykes sont rares dans les roches encaissantes au sud du pluton. Par contre la distribution des dykes d'aplite et de pegmatite au nord du pluton est mal connue. Selon les rapports géologiques (Kindle, 1942, Gilbert, 1958), il apparaîtrait que ces dykes sont fréquents dans les gneiss au nord du pluton. La grande abondance de ces dykes dans le pluton pourrait laisser croire qu'ils sont reliés au même événement magmatique que le pluton lui-même (différenciation à un niveau inférieur), cependant il est possible que ces dykes soient reliés à un épisode thermique régional dans les gneiss.

Nous avons peu d'évidences directes pour situer le platon dans le contexte tectonique régional. L'attitude du platon largement concordante à l'échelle régionale pourrait le faire entrer dans le groupe des plutons de tonalite-diorite syn-tectoniques de Duquette (1970). La Formation de Chébistuan, possiblement syn-tectonique, contiendrait des cailloux de même apparence que les roches du platon de Barlow (Caty, communication personnelle).

Le pluton de la rivière Barlow est constitué de deux principaux types de roches: des monzodiorites quartzifères et des tonalites. Ces deux phases représentent les membres opposés d'une série de roches caractérisée par une relation linéaire entre ses différents constituants chimiques. Nous émettons l'hypothèse que cette série de roches a été produite par le fractionnement dans des proportions variables d'un liquide de fusion anatectique et d'une restite réfractaire. Le liquide de fusion aurait existé à une température de 700-750 °C à 5 kilobars de pression d'eau totale, i.e. à la transition du faciès amphibolite au faciès granulite. La roche mère du pluton serait un gneiss à plagioclase-quartz-biotite tel que rencontré au nord du pluton. Ces gneiss sont localement migmatisés, toutefois leur faciès métamorphique est mal connu.

Des dykes mafiques, pré- ou syn-plutoniques auraient été déformés, fragmentés et recristallisés dans les roches très visqueuses du pluton, et auraient formé les nombreuses inclusions mafiques qui sont distribuées de façon irrégulièrue dans le pluton.

Le magma, constitué d'un liquide de fusion lubrifiant des particules solides de restite, aurait été mis en place dans une zone de faiblesse linéaire. Le pluton à sa limite sud est légèrement discordant avec des roches volcaniques archéennes plissées et métamorphisées régionalement. Ces roches ont subi un métamorphisme de contact. Le pluton serait syn-tectonique par rapport à la déformation régionale. Au nord, un passage

graduel existe entre les roches du pluton et les gneiss et les migmatites. Ceci peut indiquer que le magma n'a pas été séparé de façon importante de sa roche mère.

Après consolidation du pluton, il y a eu intrusion de nombreux dykes d'aplite et de pegmatite de composition granodioritique et granitique dans les roches du pluton et dans les roches encaissantes au nord. Il ne nous est pas possible de déterminer si ces dykes sont reliés au même évènement magmatique que le pluton, ou à un évènement thermal tardif ayant affecté les gneiss régionalement. Une étude géochimique détaillée pourrait éventuellement lever cette incertitude.

La série de roches du pluton présente une caractéristique géochimique originale du fait que les quantités d'éléments alcalins sont constantes. Cette caractéristique n'a pas été expliquée et mériterait une attention particulière dans des travaux ultérieurs. Des études pourraient également être faites pour déterminer plus précisément les caractéristiques de fusion des roches du pluton et de la roche mère supposée. Il serait aussi intéressant de situer le pluton de Barlow dans le cadre du métamorphisme régional par une étude des roches encaissantes au nord du pluton. Une étude détaillée des inclusions mafiques du pluton pourrait apporter des renseignements utiles sur le comportement physique d'un magma granitoïde.

Les plutons de ce type ont peu d'intérêt économique direct, par contre la solution des quelques problèmes mentionnés pourrait contribuer à notre connaissance des phénomènes géologiques agissant dans les terrains hautement métamorphisés, terrains qui devront être de plus en plus considérés en exploration minérale.

Je tiens à remercier tout particulièrement messieurs les professeurs Jean-Louis Caty, Edward H. Chown et Gérard Woussen pour avoir dirigé mes travaux et pour m'avoir éclairé de leurs précieux conseils.

Je remercie aussi tous les professeurs du Module des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi pour leurs enseignements qui ont su trouver place dans mes travaux de recherche.

Je remercie messieurs les techniciens Y. Boudreault, R. Lechasseur et J.E. Villeneuve pour l'aide apportée à la préparation et aux travaux de laboratoire.

Je remercie très sincèrement toutes les personnes dans mon entourage pour leurs encouragements soutenus.

Mes travaux de terrain au cours de l'été 1977 ont été aimablement facilités par le Ministère des Richesses Naturelles du Québec et par M. A.P. Boudreault.

Ce travail a pu être mené à terme grâce aux bourses de la Direction Générale de l'Enseignement Supérieur et du Conseil National de Recherches du Canada.

Merci Olga, merci Stéphanie.

- Allard, G.O., 1976. The Doré Lake complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny; Min. Rich. Nat. Qué., DP-368.
- Allard, G.O., Caty, J.L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A. and Baker, D., 1979. Stratigraphy and metallogeny in the Chibougamau area; field trip B-1, guidebook, Geol. Assoc. Canada, Québec.
- Berger, A.R. and Pitcher, W.S., 1970. Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics; Proc. Geol. Assoc., Vol. 81, pp. 441-461.
- Boudreault, A.P., 1977a. Géologie de la demie est du canton Blaiklock; Min. Rich. Nat. Qué., DPV-541.
- Boudreault, A.P., 1977b. Pétrographie et géochimie des laves et filons-couches mafiques et ultramafiques du canton de Richardson, Chibougamau, Québec; Mémoire de Maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, 117 p.
- Bowen, N.L., 1928. The evolution of igneous rocks; Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Caty, J.L., 1975. Géologie de la demie ouest du canton de Richardson; Min. Rich. Nat. Qué., DP-342.

Caty, J.L., 1977. Demie est du canton de Richardson; Min.
Rich. Nat. Qué., DPV-447.

Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau; Min. Rich. Nat. Qué., E.S. 8.

Fershtater, G.B. and Borodina, N.S., 1977. Petrology of auto-liths in granitic rocks; Int. Geol. Rev., Vol. 19, pp. 458-468.

Ghose, N.C. and Singh, N.K., 1977. Experimental study of granitic rocks of Darjeeling (West Bengal India) and its application to the origin of Himalayan granites; Tectonophysics, Vol. 43, pp. 23-40.

Gilbert, J.E., 1958. Région de Bignell, territoire de Mistas-sini et d'Abitibi, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval; Min. Mines Qué., RG-79.

Goodwin, A.M. and Ridler, R.H., 1970. The Abitibi orogenic belt; in Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield, ed. A.J. Baer, Geol. Surv. Canada, paper 70-40, pp. 1-30.

Hoffmann, C., 1976. Granites and migmatites of the Damara Eelt, South West Africa. Petrography and melting experiments; Geol. Rundschau, Vol. 65, pp. 939-966.

Irvine, T.N. and Baragar, R.H., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; Can. Jour. Earth Sc., Vol. 8, pp. 523-549.

Kindle, E.D., 1942. Brock River map area, Quebec; Geol. Surv. Canada, paper 42-4.

- Mehnert, K.R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks; Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, London, New York, 393 p.
- Nockolds, S.R. and Allen, R., 1953. The geochemistry of some igneous rock series; Geochim. Acta, Vol. 44, pp. 328-338.
- Sabourin, R.J.E., 1955. Région de Blaiklock; Min. Mines Qué., RP-323.
- Simard, G. et Desrosiers, M., 1977. Etude pétrographique et géochimique des syénites de Barlow, canton de Richardson, Chibougamau; projet de fin d'étude, Université du Québec à Chicoutimi, 127 p.
- Stockwell, C.H., 1964. Age determinations and geological studies; Geol. Surv. Canada, paper 64-17.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name; Earth-Science Rev., Vol. 12, pp. 1-33.
- Watterson, J., 1965. Plutonic development of the Ilordleq Area, South Greenland, part I, Chronology and occurrence and recognition of metamorphosed basic dykes; Medd. om Gronl., Bd. 172, Nr. 7, 147 p.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis; Tectonophysics, Vol. 43, pp. 7-22.
- Winkler, H.G.F., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks; fourth edition, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 334 p.
- Wood, D.A., 1978. Major and trace element variations in the tertiary lavas of Eastern Iceland and their

significance with respect to the Iceland geochemical anomaly; Jour. Petrol., Vol. 19, pp. 393-436.

Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.R. and Maaloe, S., 1976.
Granitic magmas: possible and impossible sources,
water content, and crystallization sequences; Can.
Jour. Earth Sc., Vol. 13, pp. 1007-1019.

Caty, J.L., 1979. Géologie de la partie ouest du canton de
Bignell; Min. Rich. Nat. Qué., manuscrit non-publié.

APPENDICE 10-1

Analyses modales des roches du pluton de Barlow

| | | | Qz | Pl | Nic | Horn | Bio | Chl | Mus | Cpx | Epi | Sph | Apa | Opa |
|----------------------------|------------|-----------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| monzodiorites quartzifères | massives | DR-82 | 16.4 | 53.6 | | 25.0 | 2.1 | | | | 1.8 | 0.7 | 0.3 | |
| | | DR-91 | 8.4 | 60.0 | 13.0 | 13.3 | 2.1 | | | | 1.3 | 0.8 | 0.3 | 0.6 |
| | | DR-97 | 2.9 | 59.1 | 19.5 | 12.6 | 3.7 | | | | 0.3 | 1.0 | 0.4 | 0.4 |
| | | DR-133 | | 38.2 | | 50.9 | 4.9 | | | | 0.2 | 2.5 | 1.9 | 1.3 |
| | | DR-187 | 8.5 | 55.9 | 16.8 | 11.3 | 4.2 | | | | 0.5 | 1.2 | 0.6 | 1.0 |
| | | JRE-12-13 | 6.8 | 55.5 | 18.1 | 15.2 | | | | 0.2 | 1.0 | 0.7 | 0.8 | 1.8 |
| | | JRE-12-20 | 9.1 | 60.1 | 10.3 | 8.6 | 3.9 | | | 3.4 | 1.9 | 0.6 | 0.3 | 1.9 |
| | | JRE-42-7 | 14.6 | 52.8 | 9.4 | 13.2 | 6.0 | 0.1 | 0.1 | | 2.3 | 1.5 | | 0.3 |
| | | JRW-56-2 | 11.4 | 59.3 | 9.0 | 14.6 | 2.6 | | | | 0.4 | 1.4 | 0.7 | 0.3 |
| | | DRW-10-4 | 14.3 | 50.1 | 7.7 | 15.1 | 8.4 | | | | 2.0 | 2.1 | | 0.1 |
| monzodiorites fissillées | fissillées | DR-113 | 16.0 | 64.6 | 5.1 | 3.0 | 5.4 | | | | 4.1 | 1.1 | | 0.3 |
| | | JRE-12-13 | 16.5 | 51.2 | 15.8 | 11.5 | 1.3 | | | | 1.8 | 0.8 | 0.3 | 0.8 |
| | | JRW-53-3 | 16.0 | 57.9 | 11.2 | 7.1 | 3.0 | 0.3 | | | 2.6 | 1.3 | | 0.3 |
| tonalites | | DR-61 | 33.5 | 56.5 | 5.9 | 0.8 | 2.6 | 0.1 | | | 0.4 | | | 0.1 |
| | | DR-63 | 21.6 | 65.8 | 1.7 | 0.6 | 6.7 | | | | 2.0 | 0.3 | 0.3 | 1.0 |
| | | DR-66 | 32.9 | 60.8 | 2.5 | | 0.1 | 2.0 | 1.0 | | 0.6 | | | 0.1 |
| | | DR-189 | 27.7 | 63.9 | 1.4 | | 4.9 | 0.8 | 1.1 | | | | | 0.1 |
| | | JRE-12-24 | 40.6 | 52.4 | 0.1 | | 4.7 | | | | 0.5 | 0.4 | 0.1 | 0.9 |

600 points par analyse

abréviations: cf. appendice 10-2

APPENDICE 10-2

Analyses modales des dykes aplitiques non-porphyriques du pluton de Barlow

| | Qz | Pl | Mic | Horn | Bio | Chl | Mus | Epi | Sph | Opa |
|------------|------|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| DR-23 | 24.3 | 57.0 | 14.8 | | 1.8 | 1.2 | | 0.5 | 0.2 | 0.2 |
| DR-32 | 18.5 | 47.5 | 18.0 | 6.3 | 5.3 | 1.3 | 0.3 | 0.8 | 0.7 | 1.2 |
| DR-33 | 19.2 | 58.0 | 16.8 | | 0.8 | 1.5 | 0.3 | 2.3 | | 0.2 |
| DR-73 | 19.5 | 52.8 | 18.7 | | | 2.5 | 3.5 | | | 3.0 |
| DR-74 | 18.7 | 53.3 | 6.5 | | | 13.0 | | | | 8.3 |
| FDR-4-17-3 | 19.0 | 65.6 | 11.8 | | 0.8 | 0.5 | | 0.6 | 1.0 | 0.6 |
| JRE-06-3 | 25.8 | 45.5 | 27.3 | | | 1.0 | | 0.3 | | |
| JRE-11-11 | 21.9 | 68.0 | 2.0 | | 0.2 | 3.8 | | 3.6 | | 0.5 |
| JRE-12-3 | 36.2 | 40.0 | 22.3 | | 0.7 | | 0.3 | 0.5 | | |
| JRE-12-24 | 32.3 | 39.5 | 27.0 | | 0.2 | 0.8 | | | 0.2 | |
| JRE-12-22 | 29.3 | 44.2 | 18.8 | | | 2.8 | 3.5 | 1.0 | 0.2 | 0.2 |

600 points par analyse

| | |
|------|------------------|
| Qz | quartz |
| Pl | plagioclase |
| Mic | microcline |
| Horn | hornblende |
| Bio | biotite |
| Chl | chlorite |
| Mus | muscovite |
| Cpx | clinopyroxène |
| Epi | épidote |
| Sph | sphène |
| Apa | apatite |
| Opa | minéraux opaques |

APPENDICE 10-3A

Analyses chimiques des roches du pluton de la rivière Barlow

| % poids | DR-27 | DR-38 | DR-41 | DR-49 | DR-53 | DR-58 | DR-61 | DR-62 | DR-63 | DR-66 | DR-76 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| | mqm | mqm | mqm | mqc | t | t | t | t | t | t | m |
| SiO ₂ | 61.43 | 59.45 | 57.48 | 66.86 | 70.12 | 68.47 | 72.19 | 66.57 | 68.76 | 73.50 | 67.24 |
| Al ₂ O ₃ | 16.29 | 15.94 | 16.58 | 15.47 | 16.04 | 16.24 | 15.44 | 16.96 | 16.89 | 15.00 | 15.75 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.33 | 2.14 | 2.42 | 2.05 | 1.85 | 2.04 | 1.77 | 2.02 | 1.84 | 1.67 | 1.98 |
| FeO | 2.67 | 3.20 | 4.22 | 1.41 | 0.75 | 0.94 | 0.07 | 1.20 | 0.52 | 0.08 | 2.18 |
| MgO | 2.48 | 3.28 | 4.14 | 1.68 | 0.87 | 1.19 | 0.67 | 1.76 | 0.84 | 0.49 | 1.82 |
| CaO | 5.29 | 6.36 | 5.93 | 3.82 | 3.63 | 3.44 | 2.47 | 3.44 | 3.42 | 2.35 | 4.33 |
| Na ₂ O | 5.55 | 5.93 | 5.05 | 5.55 | 4.64 | 5.61 | 5.09 | 5.54 | 5.62 | 5.64 | 4.31 |
| K ₂ O | 2.28 | 2.15 | 2.27 | 2.22 | 1.49 | 1.20 | 1.92 | 1.61 | 1.57 | 0.99 | 1.43 |
| TiO ₂ | 0.83 | 0.64 | 0.92 | 0.55 | 0.35 | 0.54 | 0.27 | 0.52 | 0.34 | 0.17 | 0.48 |
| P ₂ O ₅ | 0.48 | 0.44 | 0.43 | 0.16 | 0.13 | 0.14 | 0.08 | 0.19 | 0.10 | 0.07 | 0.15 |
| MnO | 0.07 | 0.09 | 0.10 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.09 |
| total | 99.70 | 99.62 | 99.54 | 99.83 | 99.92 | 99.87 | 100.00 | 99.87 | 99.94 | 99.99 | 99.76 |
| IDL | 12.3 | 9.1 | 7.1 | 17.6 | 19.6 | 18.5 | 22.8 | 17.4 | 19.7 | 22.6 | 15.5 |
| A | 51.9 | 49.0 | 41.0 | 61.1 | 65.1 | 63.2 | 75.0 | 60.0 | 70.4 | 76.2 | 49.3 |
| F | 31.6 | 31.1 | 35.8 | 25.6 | 25.6 | 25.7 | 17.8 | 25.3 | 21.3 | 18.2 | 34.4 |
| M | 16.4 | 19.9 | 23.2 | 13.2 | 9.2 | 11.0 | 7.2 | 14.8 | 8.2 | 5.6 | 15.8 |
| C | 40.3 | 44.0 | 44.8 | 33.0 | 37.2 | 33.6 | 26.1 | 32.5 | 32.2 | 26.2 | 43.0 |
| N | 42.3 | 41.1 | 38.1 | 47.9 | 47.5 | 54.7 | 53.7 | 52.3 | 53.0 | 62.8 | 42.8 |
| K | 17.4 | 14.9 | 17.1 | 19.2 | 15.3 | 11.7 | 20.3 | 15.2 | 14.8 | 11.0 | 14.2 |

APPENDICE 10-3B

Analyses chimiques des roches du pluton de la rivière Barlow

| % poids | DR-82 | DR-88 | DR-89 | DR-91 | DR-104 | DR-113 | DR-119 | DR-120 | DR-133 | DR-136 | DR-142 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | g | mqm | mqm | mqm | mqm | mqc | mqc | mqc | mqm | mqm | mqm |
| SiO ₂ | 62.67 | 58.89 | 62.75 | 61.96 | 56.44 | 69.48 | 64.79 | 65.08 | 51.32 | 63.07 | 62.12 |
| Al ₂ O ₃ | 16.08 | 13.37 | 16.12 | 17.31 | 18.46 | 16.37 | 15.94 | 16.19 | 15.47 | 16.33 | 16.75 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.09 | 2.60 | 2.14 | 2.20 | 2.62 | 1.95 | 2.15 | 2.13 | 3.09 | 2.24 | 2.28 |
| FeO | 3.45 | 5.26 | 2.45 | 2.15 | 4.04 | 0.71 | 2.02 | 1.93 | 6.31 | 2.44 | 2.16 |
| MgO | 3.51 | 4.56 | 2.18 | 1.85 | 2.85 | 1.14 | 2.30 | 1.84 | 6.34 | 2.80 | 2.45 |
| CaO | 4.03 | 6.65 | 4.34 | 4.71 | 6.97 | 2.92 | 4.49 | 4.02 | 8.05 | 4.33 | 4.78 |
| Na ₂ O | 4.90 | 4.17 | 5.94 | 6.31 | 5.78 | 5.40 | 4.74 | 5.78 | 4.79 | 5.13 | 5.70 |
| K ₂ O | 2.01 | 2.05 | 2.70 | 2.13 | 0.71 | 1.32 | 2.34 | 1.86 | 1.56 | 2.26 | 2.28 |
| TiO ₂ | 0.59 | 1.10 | 0.64 | 0.70 | 1.12 | 0.45 | 0.65 | 0.63 | 1.59 | 0.74 | 0.78 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.60 | 0.38 | 0.36 | 0.46 | 0.11 | 0.28 | 0.26 | 0.60 | 0.30 | 0.37 |
| MnO | 0.11 | 0.16 | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.16 | 0.08 | 0.09 |
| total | 99.63 | 99.41 | 99.72 | 99.75 | 99.55 | 99.90 | 99.77 | 99.79 | 99.28 | 99.72 | 99.76 |
| IDL | 11.9 | 5.2 | 14.6 | 14.1 | 5.7 | 19.7 | 15.1 | 15.8 | -2.0 | 13.7 | 13.6 |
| A | 43.9 | 33.8 | 56.9 | 58.5 | 41.2 | 65.1 | 53.1 | 57.3 | 29.2 | 50.5 | 54.5 |
| F | 33.8 | 41.4 | 28.8 | 28.6 | 40.7 | 23.9 | 29.7 | 28.8 | 41.7 | 30.4 | 28.8 |
| M | 22.3 | 24.8 | 14.3 | 12.8 | 18.1 | 11.0 | 17.2 | 13.8 | 29.1 | 19.1 | 16.7 |
| C | 36.8 | 51.7 | 33.4 | 35.8 | 51.8 | 30.3 | 38.8 | 34.5 | 55.9 | 36.9 | 37.5 |
| N | 44.8 | 32.4 | 45.8 | 48.0 | 42.9 | 56.0 | 41.0 | 49.6 | 33.3 | 43.8 | 44.7 |
| K | 18.4 | 15.9 | 20.8 | 16.2 | 5.3 | 13.7 | 20.2 | 16.0 | 10.8 | 19.3 | 17.9 |

APPENDICE 10-3C

Analyses chimiques des roches du pluton de la rivière Barlow

| % poids | DR-145 | DR-147 | DR-148 | DR-176 | DR-187 | DR-188 | DR-189 | JRE-10 -2 | JRE-12 -13 | JRE-12 -16 | JRE-12 -20 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| | mqm | mqc | mqc | mqm | mqm | mqm | t | mqm | mqm | mqc | mqm |
| SiO ₂ | 65.16 | 66.76 | 64.31 | 61.12 | 62.57 | 60.15 | 70.84 | 61.04 | 62.67 | 67.22 | 62.41 |
| Al ₂ O ₃ | 15.94 | 16.83 | 16.71 | 17.12 | 16.14 | 18.27 | 15.58 | 16.35 | 16.66 | 15.23 | 15.68 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.14 | 2.02 | 2.17 | 2.15 | 2.32 | 2.31 | 1.83 | 2.33 | 2.26 | 2.04 | 2.16 |
| FeO | 2.11 | 1.19 | 2.13 | 2.65 | 2.47 | 2.90 | 0.40 | 2.56 | 2.14 | 1.48 | 2.81 |
| MgO | 2.53 | 1.33 | 2.17 | 2.38 | 2.51 | 2.39 | 1.05 | 2.53 | 1.78 | 1.78 | 2.79 |
| CaO | 3.97 | 3.52 | 3.92 | 5.26 | 4.21 | 4.44 | 2.42 | 5.04 | 4.58 | 3.81 | 4.94 |
| Na ₂ O | 5.06 | 5.73 | 5.98 | 6.11 | 5.20 | 6.37 | 5.86 | 6.00 | 6.07 | 4.92 | 5.56 |
| K ₂ O | 1.86 | 1.70 | 1.30 | 1.87 | 3.02 | 1.70 | 1.54 | 2.48 | 2.34 | 2.53 | 2.19 |
| TiO ₂ | 0.64 | 0.52 | 0.67 | 0.65 | 0.82 | 0.81 | 0.33 | 0.83 | 0.76 | 0.54 | 0.66 |
| P ₂ O ₅ | 0.28 | 0.20 | 0.33 | 0.30 | 0.37 | 0.26 | 0.08 | 0.46 | 0.43 | 0.21 | 0.39 |
| MnO | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.03 | 0.09 | 0.07 | 0.06 | 0.09 |
| total | 99.76 | 99.86 | 99.77 | 99.70 | 99.71 | 99.68 | 99.96 | 99.71 | 99.76 | 99.82 | 99.68 |
| IDL | 15.0 | 17.9 | 14.5 | 11.9 | 14.7 | 12.0 | 21.3 | 12.7 | 14.7 | 17.9 | 12.5 |
| A | 51.3 | 63.2 | 53.8 | 53.4 | 53.8 | 52.3 | 70.5 | 54.1 | 58.5 | 59.4 | 50.7 |
| F | 29.9 | 25.5 | 30.2 | 30.7 | 29.8 | 32.2 | 19.5 | 29.7 | 29.1 | 26.5 | 31.1 |
| H | 18.8 | 11.3 | 16.0 | 15.9 | 16.4 | 15.5 | 10.0 | 16.2 | 12.4 | 14.2 | 18.2 |
| C | 36.5 | 32.1 | 35.0 | 39.7 | 33.9 | 35.5 | 24.6 | 37.3 | 35.3 | 33.8 | 38.9 |
| N | 46.5 | 52.3 | 53.4 | 46.1 | 41.8 | 50.9 | 59.7 | 44.4 | 46.7 | 43.7 | 43.8 |
| K | 17.1 | 15.5 | 11.6 | 14.1 | 24.3 | 13.6 | 15.7 | 18.3 | 18.0 | 22.5 | 17.3 |

APPENDICE 10-3D

Analyses chimiques des roches du pluton de la rivière Barlow

| % poids | JRE-12 -23 | JRB-12 -24 | JRE-42 -7 | JRW-53 -3 | JRW-56 -2 | DRW-10 -4 |
|--------------------------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | mqm | t | mqm | mqc | mqm | mqm |
| SiO ₂ | 57.80 | 70.56 | 63.70 | 67.06 | 62.35 | 64.87 |
| Al ₂ O ₃ | 16.17 | 15.15 | 16.09 | 15.50 | 16.20 | 16.17 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.29 | 1.93 | 2.15 | 2.06 | 2.27 | 2.11 |
| FeO | 4.17 | 1.31 | 2.39 | 1.44 | 2.37 | 2.03 |
| MgO | 5.07 | 0.85 | 2.35 | 1.52 | 2.71 | 2.27 |
| CaO | 6.53 | 3.50 | 4.62 | 3.72 | 4.44 | 4.20 |
| Na ₂ O | 5.05 | 4.94 | 5.33 | 5.66 | 5.74 | 5.00 |
| K ₂ O | 1.20 | 1.06 | 2.08 | 2.08 | 2.44 | 2.22 |
| TiO ₂ | 0.79 | 0.43 | 0.65 | 0.56 | 0.77 | 0.61 |
| P ₂ O ₅ | 0.33 | 0.09 | 0.30 | 0.16 | 0.38 | 0.23 |
| MnO | 0.13 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.07 |
| total | 99.54 | 99.86 | 99.74 | 99.82 | 99.75 | 99.78 |
| IDL | 4.7 | 18.9 | 14.0 | 17.8 | 13.7 | 15.3 |
| A | 35.6 | 60.6 | 52.6 | 61.7 | 53.5 | 53.8 |
| F | 35.5 | 30.8 | 30.7 | 26.2 | 28.8 | 29.3 |
| M | 28.9 | 8.6 | 16.7 | 12.1 | 17.7 | 16.9 |
| C | 51.1 | 36.8 | 38.4 | 32.5 | 35.2 | 36.8 |
| N | 39.5 | 52.0 | 44.3 | 49.4 | 45.5 | 43.8 |
| K | 9.4 | 11.2 | 17.3 | 18.2 | 19.3 | 19.4 |

SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅: valeurs obtenues par fluorescence-X

MgO, Na₂O: valeurs obtenues par absorbtion atomique

Fe₂O₃, MnO, K₂O: moyenne des valeurs obtenues par fluorescence-X et par absorbtion atomique

Fe₂O₃ = 1.5 % + % TiO₂
(Irvine et Baragar, 1971)

mqm monzodiorite quartzifère massive

mqc monzodiorite quartzifère cisaillée

t tonalite

m migmatite

g gneiss

APPENDICE 10-4A

Minéraux normatifs (CIPW) des roches
du platon de la rivière Barlow

| % | DR-27 | DR-38 | DR-41 | DR-49 | DR-53 | DR-58 | DR-61 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| | mm | mpm | mm | mac | t | t | t |
| QZ | 3.18 | 1.91 | 2.06 | 17.34 | 28.72 | 22.62 | 29.17 |
| OR | 13.47 | 12.70 | 13.41 | 13.12 | 8.80 | 7.09 | 11.35 |
| AN | 12.80 | 10.53 | 15.87 | 10.74 | 17.16 | 15.59 | 11.73 |
| AB | 46.96 | 50.18 | 42.73 | 46.96 | 39.26 | 47.47 | 43.07 |
| NE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.51 | 0.00 | 0.69 |
| DI | 6.60 | 10.87 | 6.31 | 5.47 | 0.00 | 0.44 | 0.00 |
| HE | 1.62 | 3.74 | 2.35 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| EN | 3.11 | 3.13 | 7.39 | 1.65 | 2.17 | 2.76 | 1.67 |
| FE | 0.88 | 1.24 | 3.16 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FA | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MT | 3.38 | 3.10 | 3.51 | 2.97 | 1.56 | 1.65 | 0.00 |
| HM | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.78 | 0.90 | 1.77 |
| IL | 1.58 | 1.22 | 1.75 | 1.04 | 0.66 | 1.03 | 0.22 |
| AP | 1.13 | 1.04 | 1.01 | 0.38 | 0.31 | 0.33 | ** 0.19 |
| total | 99.72 | 99.64 | 99.56 | 99.84 | 99.92 | 99.87 | 100.01 |
| OR | 18.4 | 17.3 | 18.6 | 18.5 | 13.5 | 10.1 | 17.2 |
| AB | 64.1 | 68.4 | 59.3 | 66.3 | 60.2 | 67.7 | 65.1 |
| AN | 17.5 | 14.3 | 22.0 | 15.2 | 26.3 | 22.2 | 17.7 |
| QZ | 11.9 | 2.9 | 3.5 | 22.4 | 37.4 | 29.3 | 34.9 |
| OR | 19.6 | 19.6 | 23.0 | 16.9 | 11.5 | 9.2 | 13.6 |
| AB | 68.4 | 77.4 | 73.4 | 60.7 | 51.1 | 61.5 | 51.5 |
| QZ | 23.7 | 7.6 | 6.6 | 42.1 | 52.5 | 49.9 | 55.8 |
| OR | 39.1 | 50.5 | 42.8 | 31.8 | 16.1 | 15.7 | 21.7 |
| AN | 37.2 | 41.9 | 50.6 | 26.1 | 31.4 | 34.4 | 22.5 |
| QZ | 12.0 | 3.0 | 3.4 | 23.1 | 33.7 | 26.4 | 34.7 |
| AB | 69.1 | 80.1 | 70.4 | 62.6 | 46.1 | 55.4 | 51.3 |
| AN | 18.8 | 16.8 | 26.2 | 14.3 | 20.2 | 18.2 | 14.0 |

**

RU 0.16

APPENDICE 10-4B

Minéraux normatifs (CIPW) des roches
du platon de la rivière Barlow

| % | DR-62 | DR-63 | DR-66 | DR-76 | DR-82 | DR-83 | DR-89 |
|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| | t | t | t | m | g | magm | magm |
| QZ | 18.73 | 21.78 | 31.34 | 24.58 | 12.01 | 8.45 | 7.66 |
| OR | 9.51 | 9.28 | 5.85 | 8.45 | 11.88 | 12.11 | 15.96 |
| AN | 15.82 | 16.22 | 11.20 | 19.41 | 15.94 | 11.71 | 9.35 |
| AB | 46.88 | 47.55 | 47.72 | 36.47 | 41.46 | 35.29 | 50.26 |
| NE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| C | 0.30 | 0.00 | 0.55 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| DI | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.66 | 1.64 | 9.64 | 6.02 |
| HE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 0.63 | 4.44 | 1.76 |
| EN | 4.38 | 2.06 | 1.22 | 4.23 | 7.98 | 6.39 | 2.64 |
| FE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.62 | 3.50 | 3.64 | 0.88 |
| FO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FA | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MT | 2.55 | 0.83 | 0.00 | 2.87 | 3.03 | 3.77 | 3.10 |
| HM | 0.26 | 1.27 | 1.67 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| IL | 0.99 | 0.65 | 0.24 | 0.91 | 1.12 | 2.09 | 1.22 |
| AP | 0.45 | 0.24 | **0.17 | 0.35 | 0.45 | 1.42 | 0.90 |
| total | 99.88 | 99.95 | 99.99 | 99.77 | 99.64 | 99.44 | 99.73 |
| OR | 13.2 | 12.7 | 9.0 | 13.1 | 17.1 | 20.5 | 21.1 |
| AB | 64.9 | 65.1 | 73.7 | 56.7 | 59.8 | 59.7 | 66.5 |
| AN | 21.9 | 22.2 | 17.3 | 30.2 | 23.0 | 19.8 | 12.4 |
| QZ | 24.9 | 27.7 | 36.9 | 35.4 | 18.4 | 15.1 | 10.4 |
| OR | 12.7 | 11.8 | 6.9 | 12.2 | 13.2 | 21.7 | 21.6 |
| AB | 62.4 | 60.5 | 56.2 | 52.5 | 63.4 | 63.2 | 68.0 |
| QZ | 42.5 | 46.1 | 64.8 | 46.9 | 30.1 | 26.2 | 23.2 |
| OR | 21.6 | 19.6 | 12.1 | 16.1 | 29.8 | 37.5 | 48.4 |
| AN | 35.9 | 34.3 | 23.1 | 37.0 | 40.0 | 36.3 | 28.4 |
| QZ | 23.0 | 25.5 | 34.7 | 30.5 | 17.3 | 15.2 | 11.4 |
| AB | 57.6 | 55.6 | 52.9 | 45.3 | 59.7 | 63.6 | 74.7 |
| AN | 19.4 | 19.0 | 12.4 | 24.1 | 23.0 | 21.1 | 13.9 |

**
RU 0.05

APPENDICE 10-4C

Minéraux normatifs (CIPW) des roches
du pluton de la rivière Barlow

| é | DR-91 DR-104 DR-113 DR-119 DR-120 DR-133 DR-136 | | | | | | |
|-------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | mqm | mqm | mqc | mqc | mqc | mqm | mqm |
| QZ | 6.58 | 2.58 | 25.37 | 16.66 | 14.51 | 0.00 | 12.28 |
| OR | 12.59 | 4.20 | 7.80 | 13.33 | 10.99 | 9.22 | 13.35 |
| AN | 12.62 | 22.33 | 13.77 | 15.31 | 12.74 | 16.10 | 14.36 |
| AB | 53.39 | 48.91 | 45.69 | 40.11 | 48.91 | 35.80 | 43.41 |
| NE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.56 | 0.00 |
| C | 0.00 | 0.00 | 1.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| DI | 5.53 | 5.20 | 0.00 | 3.53 | 3.75 | 11.72 | 3.11 |
| HE | 1.16 | 2.29 | 0.00 | 0.54 | 0.62 | 4.33 | 0.60 |
| EN | 2.04 | 4.69 | 2.84 | 4.09 | 2.84 | 0.00 | 5.53 |
| FE | 0.49 | 2.37 | 0.00 | 0.71 | 0.54 | 0.00 | 1.23 |
| FO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.26 | 0.00 |
| FA | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.39 | 0.00 |
| MT | 3.19 | 3.80 | 1.15 | 3.12 | 3.09 | 4.43 | 3.25 |
| HM | 0.00 | 0.00 | 1.16 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| IL | 1.33 | 2.13 | 0.85 | 1.23 | 1.20 | 3.02 | 1.41 |
| AP | 0.85 | 1.09 | 0.26 | 0.66 | 0.51 | 1.42 | 0.71 |
| total | 99.77 | 99.57 | 99.91 | 99.79 | 99.80 | 99.31 | 99.73 |
| OR | 16.0 | 5.6 | 11.6 | 20.0 | 15.1 | 15.1 | 18.6 |
| AB | 67.9 | 64.8 | 67.9 | 57.9 | 67.3 | 58.6 | 60.6 |
| AN | 16.1 | 29.6 | 20.5 | 22.1 | 17.5 | 26.3 | 20.7 |
| QZ | 9.1 | 4.6 | 32.2 | 23.6 | 19.5 | 0.0 | 17.8 |
| OR | 17.3 | 7.5 | 9.9 | 19.6 | 14.8 | 20.5 | 19.3 |
| AB | 73.6 | 87.8 | 57.9 | 56.8 | 65.7 | 79.5 | 62.9 |
| QZ | 20.7 | 8.9 | 54.1 | 36.4 | 38.0 | 0.0 | 30.3 |
| OR | 39.6 | 14.4 | 16.6 | 30.2 | 28.7 | 36.4 | 33.0 |
| AN | 39.7 | 76.7 | 29.3 | 33.4 | 33.3 | 63.6 | 36.7 |
| QZ | 9.1 | 3.5 | 29.9 | 23.1 | 19.1 | 0.0 | 17.4 |
| AB | 73.6 | 66.3 | 53.9 | 55.6 | 64.2 | 69.0 | 61.5 |
| AN | 17.4 | 30.2 | 16.2 | 21.2 | 16.7 | 31.0 | 21.1 |

APPENDICE 10-4D

Minéraux normatifs (CIPW) des roches
du platon de la rivière Barlow

| % | DR-142 DR-145 DR-147 DR-148 DR-176 DR-187 DR-188 | | | | | | |
|--------------|--|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | mqm | mqm | mqc | mqc | mqm | mqm | mqm |
| QZ | 8.66 | 17.14 | 18.17 | 13.83 | 5.69 | 9.85 | 4.12 |
| OR | 13.47 | 10.99 | 10.05 | 7.68 | 11.05 | 17.85 | 10.05 |
| AN | 13.38 | 15.29 | 15.18 | 14.91 | 13.76 | 11.78 | 16.24 |
| AB | 48.23 | 42.82 | 48.49 | 50.60 | 51.70 | 44.00 | 53.90 |
| NE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| DI | 5.50 | 1.76 | 0.76 | 1.59 | 6.30 | 4.44 | 2.48 |
| HE | 0.75 | 0.29 | 0.00 | 0.30 | 2.03 | 0.88 | 0.81 |
| EN | 3.55 | 5.49 | 2.96 | 4.67 | 3.01 | 4.19 | 4.80 |
| FE | 0.56 | 1.03 | 0.00 | 1.01 | 1.11 | 0.95 | 1.79 |
| FO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FA | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MT | 3.31 | 3.10 | 2.52 | 3.15 | 3.12 | 3.36 | 3.35 |
| HM | 0.00 | 0.00 | 0.28 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| IL | 1.48 | 1.22 | 0.99 | 1.27 | 1.23 | 1.56 | 1.54 |
| AP | 0.87 | 0.66 | 0.47 | 0.78 | 0.71 | 0.87 | 0.61 |
| total | 99.78 | 99.78 | 99.87 | 99.79 | 99.72 | 99.73 | 99.69 |
| OR | 17.9 | 15.9 | 13.6 | 10.5 | 14.4 | 24.2 | 12.5 |
| AB | 64.2 | 62.0 | 65.8 | 69.1 | 67.6 | 59.8 | 67.2 |
| AN | 17.8 | 22.1 | 20.6 | 20.4 | 18.0 | 16.0 | 20.2 |
| QZ | 12.3 | 24.2 | 23.7 | 19.2 | 8.3 | 13.7 | 6.1 |
| OR | 19.1 | 15.5 | 13.1 | 10.7 | 16.1 | 24.9 | 14.8 |
| AB | 68.5 | 60.4 | 63.2 | 70.2 | 75.5 | 61.4 | 79.2 |
| QZ | 24.4 | 39.5 | 41.9 | 38.0 | 18.7 | 24.9 | 13.6 |
| OR | 37.9 | 25.3 | 23.1 | 21.1 | 36.2 | 45.2 | 33.0 |
| AN | 37.7 | 35.2 | 35.0 | 40.9 | 45.1 | 29.8 | 53.4 |
| QZ | 12.3 | 22.8 | 22.2 | 17.4 | 8.0 | 15.0 | 5.5 |
| AB | 68.6 | 56.9 | 59.2 | 63.3 | 72.7 | 67.0 | 72.6 |
| AN | 19.0 | 20.3 | 18.5 | 18.8 | 19.3 | 17.9 | 21.9 |

APPENDICE 10-4E

Minéraux normatifs (CIPW) des roches
du platon de la rivière Barlow

| % | DR-189 | JRE-10 | JRE-12 | JRE-12 | JRE-12 | JRE-12 | JRE-12 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | -2 | -13 | -16 | -20 | -23 | -24 | t |
| | t | mqm | mqm | mqc | mqm | mqm | t |
| QZ | 24.34 | 5.18 | 8.59 | 19.77 | 9.22 | 3.73 | 29.33 |
| OR | 9.10 | 14.65 | 13.83 | 14.95 | 12.94 | 7.09 | 6.26 |
| AN | 11.48 | 10.36 | 11.30 | 12.00 | 11.36 | 17.91 | 16.03 |
| AB | 49.59 | 50.77 | 51.36 | 41.63 | 47.05 | 42.73 | 41.80 |
| NE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| C | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| DI | 0.00 | 7.62 | 5.77 | 4.12 | 6.51 | 7.48 | 0.54 |
| HE | 0.00 | 1.65 | 1.07 | 0.21 | 2.00 | 2.43 | 0.04 |
| EN | 2.62 | 2.77 | 1.76 | 2.52 | 3.93 | 9.16 | 1.87 |
| FE | 0.00 | 0.69 | 0.37 | 0.15 | 1.83 | 3.42 | 0.16 |
| FO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FA | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MT | 0.42 | 3.38 | 3.28 | 2.96 | 3.13 | 3.32 | 2.80 |
| HM | 1.54 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| IL | 0.63 | 1.58 | 1.44 | 1.03 | 1.25 | 1.50 | 0.82 |
| AP | 0.19 | 1.09 | 1.01 | 0.50 | 0.92 | 0.78 | 0.21 |
| total | 99.96 | 99.73 | 99.78 | 99.83 | 99.70 | 99.55 | 99.87 |
| OR | 13.0 | 19.3 | 18.1 | 21.8 | 18.1 | 10.5 | 9.8 |
| AB | 70.7 | 67.0 | 67.1 | 60.7 | 65.9 | 63.1 | 65.2 |
| AN | 16.4 | 13.7 | 14.8 | 17.5 | 15.9 | 26.4 | 25.0 |
| QZ | 29.3 | 7.3 | 11.6 | 25.9 | 13.3 | 7.0 | 37.9 |
| OR | 11.0 | 20.8 | 18.7 | 19.6 | 18.7 | 13.2 | 8.1 |
| AB | 59.7 | 71.9 | 69.6 | 54.5 | 68.0 | 79.8 | 54.0 |
| QZ | 54.2 | 17.2 | 25.5 | 42.3 | 27.5 | 13.0 | 56.8 |
| OR | 20.3 | 48.5 | 41.0 | 32.0 | 38.6 | 24.7 | 12.1 |
| AN | 25.6 | 34.3 | 33.5 | 25.7 | 33.9 | 62.3 | 31.1 |
| QZ | 28.5 | 7.8 | 12.1 | 26.9 | 13.6 | 5.8 | 33.7 |
| AB | 58.1 | 76.6 | 72.1 | 56.7 | 69.6 | 66.4 | 48.0 |
| AN | 13.4 | 15.6 | 15.9 | 16.3 | 16.8 | 27.8 | 18.4 |

APPENDICE 10-4F

Minéraux normatifs (CIPW) des roches
du pluton de la rivière Barlow

| % | JRE-42 -7 m _{qm} | JRW-53 -3 m _{qc} | JRW-56 -2 m _{qm} | DRW-10 -4 m _{qm} | |
|-------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------------|
| QZ | 12.95 | 17.77 | 8.33 | 15.96 | QZ quartz |
| OR | 12.29 | 12.29 | 14.42 | 13.12 | OR orthose |
| AN | 13.83 | 10.74 | 11.23 | 15.12 | AN anorthite |
| AB | 45.10 | 47.89 | 48.57 | 42.31 | AB albite |
| NE | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | NE néphéline |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | C corindon |
| DI | 4.55 | 5.06 | 5.62 | 2.85 | DI diopside |
| HE | 1.15 | 0.15 | 0.98 | 0.49 | HE hédenbergite |
| EN | 3.75 | 1.44 | 4.14 | 4.33 | EN enstatite |
| FE | 1.08 | 0.05 | 0.83 | 0.85 | FE ferrosilite |
| FO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | FO forstérite |
| FA | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | FA fayalite |
| MT | 3.12 | 2.99 | 3.29 | 3.06 | MT magnétite |
| HM | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | HM hématite |
| IL | 1.23 | 1.06 | 1.46 | 1.16 | IL ilménite |
| AP | 0.71 | 0.38 | 0.90 | 0.54 | AP apatite |
| total | 99.76 | 99.83 | 99.76 | 99.79 | RU rutile |
| OR | 17.3 | 17.3 | 19.4 | 18.6 | |
| AB | 63.3 | 67.5 | 65.4 | 60.0 | |
| AN | 19.4 | 15.1 | 15.1 | 21.4 | |
| QZ | 18.4 | 22.3 | 11.7 | 22.4 | |
| OR | 17.5 | 15.8 | 20.2 | 18.4 | |
| AB | 64.1 | 61.4 | 68.1 | 59.3 | |
| QZ | 33.1 | 43.6 | 24.5 | 36.1 | |
| OR | 31.5 | 30.1 | 42.4 | 29.7 | |
| AN | 35.4 | 26.3 | 33.1 | 34.2 | |
| QZ | 18.0 | 23.3 | 12.2 | 21.7 | |
| AB | 62.7 | 62.7 | 71.3 | 57.6 | |
| AN | 19.2 | 14.1 | 16.5 | 20.6 | |

m_{qm} monzodiorite quartzifère massivem_{qc} monzodiorite quartzifère cisaillée

t tonalite

m migmatite

g gneiss