

UNIVERSITE DU QUEBEC

MEMOIRE

PRESENTE A

L'UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

L. PAUL BEDARD

PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DU STOCK DE DOLODAU:

SYENITE ET CARBONATITE ASSOCIEE

JUIN 1988



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.

RESUME

Le stock de Dolodau se situe dans le nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Il se présente comme une intrusion granitique post-cinématique recoupée par de nombreux dykes et des dykes de carbonatites à l'extérieur. L'intrusion se compose d'un centre de syénite à quartz avec une bordure de granodiorite et une bande de monzonite entre les deux. Trois types de dykes recoupant les granites (sens large) ont été identifiés. Il y a les aplites, mis en place par un pompage des phases interstitielles lorsque la granodiorite n'était pas complètement cristallisée. Les dykes de syénite à muscovite sont probablement générés par un débalancement du rapport $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$. Les porphyres à feldspaths alcalins et/ou pyriboles sodiques quant à eux sont générés par le transport de la silice et des feldspaths dans une phase volatile hors des dykes, ce qui en rend quelques-uns sous-saturés en silice. Il y a deux types de dykes de carbonatites: la sovite à biotite et la silico-carbonatite à biotite et amphiboles. Les roches sont miaskitiques. Une modélisation par les éléments traces et des calculs de balance de masse suggèrent une cristallisation fractionnée par les feldspaths potassiques comme processus génétique entre la granodiorite et la syénite. Les relations entre les dykes de carbonatites et les granites (sens large) n'est pas claire, mais il est suggéré que la carbonatite en relachant du Na a permis une fusion partielle générant la syénite qui s'est fractionnée en granodiorite. Les relations de terrain suggèrent que l'intrusion puisse être archéenne.

ABSTRACT

The Dolodau stock is located in the northern Abitibi greenstone belt. It is a post-kinematic granitic intrusion crosscut by numerous dykes and associated carbonatite dykes nearby. The stock has a granodiorite border and a quartz syenite centre separated by a narrow zone of monzonite. The rocks are miaskitic. Three types of dykes have been identified in the stock. Aplites generated by pumping of the interstitial phases before the granodiorite was completely crystallized. Muscovite syenite dykes which are generally found in or near a shear zone were probably created by a decrease of the $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ ratio. The alkali feldspar and/or sodic pyroxene porphyries which were probably generated by a fluxing of quartz and feldspars in the magma resulting in limited quantities of magma below the silica saturation point. The carbonatite dykes are divided into two groups: a biotite syenite and a biotite amphibole silico-carbonatite. Modeling by trace elements and mass balance calculations suggests alkali feldspar fractionation is the genetic link between granodiorite and syenite. The genetic relationship between carbonatites and granites is not clear, but it is proposed that release of Na from the carbonatite generated the syenite by partial fusion (of upper mantle?). The syenite developed the granodiorite through fractional crystallization. Field relationships suggest that the stock and its associated carbonatite dykes may be Archean.

TABLE DES MATIERES

	PAGE
RESUME.....	ii
ABSTRACT.....	iii
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	
1.0- PREAMBULE.....	1
1.1- BUT DE L'ETUDE.....	1
1.2- LOCALISATION ET ACCES.....	4
CHAPITRE 2: GEOLOGIE REGIONALE ET TRAVAUX ANTERIEURS	
2.0- INTRODUCTION.....	6
2.1- GEOLOGIE REGIONALE.....	6
2.2- TRAVAUX ANTERIEURS.....	8
CHAPITRE 3: LES GRANITOIDES DU STOCK DE DOLODAU	
3.0- PREAMBULE.....	9
3.1- LA GRANODIORITE.....	9
3.2- LA SYENITE.....	16
3.3- LA MONZONITE.....	19
3.4- LES ENCLAVES.....	20
3.4.1- LES ENCLAVES MAFIQUES.....	20
3.4.2- LES ENCLAVES COMAGMATIQUES.....	22
3.4.3- LES ENCLAVES RUBANNEES FELSIQUES.....	27
3.4.4- LES SCHLIEREN.....	27
CHAPITRE 4: LES DYKES	
4.0- INTRODUCTION.....	31
4.1- LES APLITES.....	31
4.2- LES PORPHYRES A FELDSPATHS POTASSIQUES AVEC OU SANS PYRIBOLES SODIQUES.....	32

4.3- LES SYENITES A MUSCOVITE.....	40
4.4- LES VEINES DE QUARTZ.....	42
4.5- LES DYKES DE CARBONATITES.....	42
4.5.1- LA SOVITE A BIOTITE.....	43
4.5.2- LA SILICOCARBONATITE A AMPHIBOLES ET BIOTITE.....	47
4.5.3- LA BRECHE FENITISEE.....	50
CHAPITRE 5: AUREOLE METAMORPHIQUE AUTOUR DU STOCK DE DOLODAU	
5.0- INTRODUCTION.....	51
5.1- LES DYKES DE GABBRO.....	51
5.2- LES PYROCLASTITES.....	54
CHAPITRE 6: GEOCHIMIE DU STOCK DE DOLODAU	
6.0- INTRODUCTION.....	55
6.1- LES ELEMENTS MAJEURS.....	56
6.2- LA NORME.....	61
6.3- LES ELEMENTS TRACES.....	63
6.4- DIAGRAMMES DE HARKER.....	65
6.5- DIAGRAMMES TERNAIRES.....	86
6.6- GEOCHIMIE DES ENCLAVES COMAGMATIQUES.....	94
6.7- MODELISATION PAR LES ELEMENTS TRACES.....	94
6.8- CALCULS DE BALANCE DE MASSE.....	98
6.9- GEOCHIMIE DES FENITES.....	102
CHAPITRE 7: INTERPRETATION DES DONNEES	
7.0- INTRODUCTION.....	104
7.1- LES GRANITOIDES.....	104
7.2- LES DYKES.....	111

	PAGE
7.3- LES DYKES DE CARBONATITES.....	114
7.4- AGE.....	122
7.5- LES RELATIONS CARBONATITES VERSUS GRANITOIDES.....	123
7.6- LE STOCK DE DOLODAU EN RELATION AVEC LA GEOLOGIE REGIONALE.....	126
CHAPITRE 8: LE POTENTIEL ECONOMIQUE DU STOCK DE DOLODAU	
8.0- INTRODUCTION.....	130
8.1- LES CARBONATITES.....	130
8.2- LES GRANITOIDES.....	132
CHAPITRE 9: CONCLUSION	
.....	135
REMERCIEMENTS.....	136
LISTE DES REFERENCES.....	137
APPENDICE 1	
PRELIMINAIRE DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE.....	144
APPENDICE 2	
CALCUL DE LA MODELISATION PAR LES ELEMENTS TRACES.....	146
APPENDICE 3	
CALCUL DE LA VISCOSITE D'UNE ENCLAVE COMAGMATIQUE ET DE LA GRANODIORITE.....	148
APPENDICE 4	
IDENFIFICATION DE MINERAUX A LA MICROSONDE.....	150
APPENDICE 5	
DISCUSSION SUR LES CORRELATIONS AVEC L'INDICE FI.....	152

FIGURES

PAGE

FIGURE 1 : Carte de localisation régionale.....	2
FIGURE 2 : Géologie régionale de la région de Chibougamau....	3
FIGURE 3 : Carte de Localisation du levé géologique.....	5
FIGURE 4 : Colonne stratigraphique de la région de Chibougamau.....	7
FIGURE 5 : Carte géologique du stock de Dolodau (simplifiée).....	10
FIGURE 6 : Diagramme ternaire modal (Streckeisen, 1967).....	11
FIGURE 7 : Diagramme alcalis vs SiO ₂ avec les champs alcalin et subalcalin.....	60
FIGURE 8 : Diagramme ternaire SiO ₂ - alcalis - Al ₂ O ₃	62
FIGURE 9 : Diagramme de Harker: alcalis/Al ₂ O ₃ vs FI.....	67
FIGURE 10 : Diagrammes de Harker: SiO ₂ vs FI et Na ₂ O vs FI...	69
FIGURE 11 : Diagrammes de Harker: Al ₂ O ₃ vs Na ₂ O, Al ₂ O ₃ vs alcalis et FeT+MgO vs FI.....	70
FIGURE 12 : Diagrammes de Harker: MnO vs FI, CaO vs FI et Sr vs FI.....	72
FIGURE 13 : Diagrammes de Harker: CO ₂ vs FI, MnO vs FeT et MnO vs FeT+MgO.....	73
FIGURE 14 : Diagramme de Harker: CaO vs CO ₂ , CaO vs Sr et Log Rb/Sr vs Log Sr.....	75
FIGURE 15 : Diagramme de Harker: Rb/Sr vs CaO, Log Rb/Sr vs Log CaO et Log Rb/Sr vs Log Sr/Li.....	77
FIGURE 16 : Diagramme de Harker: Log Sr/Li vs Log Sr, SiO ₂ vs Al ₂ O ₃ et Fe ₂ O ₃ vs S.....	78
FIGURE 17 : Diagramme de Harker: FeO vs MgO.....	80

FIGURE 18 : Diagramme de Harker: CaO vs Log Sr/Ba, CO ₂ vs Log Sr/Ba et Sr vs Log Sr/Ba.....	81
FIGURE 19 : Diagramme de Harker: K ₂ O vs Ba, Na ₂ O+K ₂ O vs SiO ₂	82
FIGURE 20 : Diagramme de Harker: Na ₂ O+K ₂ O vs FI et Fe ₂ O ₃ /FeO vs FI.....	85
FIGURE 21 : Diagramme de Harker: Li vs FI.....	87
FIGURE 22 : Diagramme ternaire CNK (CaO-Na ₂ O-K ₂ O).....	88
FIGURE 23 : Diagramme ternaire CaO - alcalis - CO ₂	89
FIGURE 24 : Diagramme ternaire MgO - CaO - (FeT+MgO).....	91
FIGURE 25 : Diagramme ternaire (FeT+MnO+MgO+CaO) - Na ₂ O - K ₂ O.....	92
FIGURE 26 : Diagramme ternaire Ab - Or - Qz.....	93
FIGURE 27 : Modélisation par les éléments traces.....	97
FIGURE 28 : Diagramme ternaire Ab - Or - An.....	99
FIGURE 29 : Provinces alcalines et intrusions alcalines près du stock de Dolodau.....	128

TABLEAUX

PAGE

TABLEAU 1 : Analyses modales des roches granitiques du stock de Dolodau.....	12
TABLEAU 2 : Différences pétrographiques entre enclave comagmatique et granodiorite.....	25
TABLEAU 3 : Composition chimique et normative des roches du stock de Dolodau.....	57-58
TABLEAU 4 : Apatéité des roches du stock de Dolodau.....	59
TABLEAU 5 : Coefficients de corrélation.....	64
TABLEAU 6 : Comparaison chimique de syénites et d'enclaves comagmatiques.....	95
TABLEAU 7 : Calcul de balance de masse.....	101
TABLEAU 8 : Analyse chimique et normative d'une fenite et d'un gabbro "moyen".....	103
TABLEAU 9 : Variations dans les compositions chimiques de quelques carbonatites.....	118
TABLEAU 10 : Comparaison d'éléments traces des carbonatites de Dolodau avec d'autres carbonatites.....	119
TABLEAU 11 : Concentrations de départ et coefficients de partage des éléments traces pour la modélisation..	147
TABLEAU 12 : Estimation de la viscosité.....	149
TABLEAU 13 : Analyses chimiques de minéraux à la microsonde.	152

PLANCHES

PAGE

PLANCHE	1: Photographie illustrant la granodiorite avec des micro-pegmatites et des schlieren de roches supracrustales.....	13
PLANCHE	2: Photographie montrant des feldspaths zonés dans la leucogranodiorite.....	15
PLANCHE	3: Microphotographie de grain de quartz dans la leucogranodiorite présentant une forme de pieuvre..	15
PLANCHE	4: Microphotographie illustrant les grains d'albite en exsolution au pourtour des microclines.....	18
PLANCHE	5: Photographie d'une enclave mafique dans la granodiorite.....	21
PLANCHE	6: Photographie des enclaves comagmatiques de syénite bien arrondies dans la granodiorite.....	23
Planche	7: Photographie de petites enclaves comagmatiques de syénite dans la granodiorite.....	23
Planche	8: Microphotographie illustrant les différences texturales entre la granodiorite (coté droit de la microphotographie) et une enclave comagmatique de syénite (coté gauche de la microphotographie).....	26
Planche	9: Photographie illustrant l'enclave rubannée felsique dans la granodiorite.....	28
Planche	10: Photographie d'un schlieren en forme d'astérisque felsique et mafique.....	28
Planche	11: Photographie illustrant un schlieren (de type minces bandes subparallèles) tronqué par un dyke de porphyre à feldspath potassique.....	30

Planche 12: Photographie illustrant la nature polyphasée des aplites. Les bandes plus foncées subparallèles et obliques sont plus riches en hématite.....	33
Planche 13: Microphotographie illustrant les contacts des petites aplites. Les lignes noires représentent les contacts tels qu'observés dans l'échantillon mégascopique.....	33
Planche 14: Photographie montrant un dyke de porphyre à feldspaths potassiques recoupant la granodiorite...	35
Planche 15: Photographie montrant un dyke de porphyre à pyriboles sodiques (à gauche) en contact avec la granodiorite (à droite).....	35
Planche 16: Microphotographie illustrant la taramite dans un poprphyre à pyriboles sodiques.....	36
Planche 17: Microphotographie illustrant la texture porphyrique d'un dyke de porphyre à feldspath potassique.....	38
Planche 18: Microphotographie illustrant la texture trachytique dans un dyke de porphyre à feldspath alcalin.....	38
Planche 19: Microphotographie illustrant la texture hétérogranulaire de la partie centrale d'un dyke de porphyre à pyriboles sodiques.....	39
Planche 20: Photographie montrant la nature pegmatitique de la sovite à biotite avec ses gros livrets de biotite..	44

Planche 21: Photographie illustrant une brèche avec de la sovite à biotite entre les fragments de roches supracrustales.....	44
Planche 22: Microphotographie illustrant les batonnets de tourmaline (?) formant le pourtour d'un cristal relique (maintenant en calcite) dans la sovite à biotite.....	46
Planche 23: Photographie illustrant la texture en pseudo- orbicules de la silico-carbonatite.....	49
Planche 24: Microphotographie de la texture des pseudo- orbicules.....	49
Planche 25: Microphotographie montrant une couronne incomplète d'aegirine autour d'une amphibole.....	53
Planche 26: Microphotographie montrant la fenite riche en épidote, calcite et grenat.....	53

CARTES EN POCHETTE

Carte géologique du stock de Dolodau (échelle 1: 5000).

Carte géologique des dykes de carbonatite de Dolodau (échelle 1: 2000).

Carte de localisation des échantillons (échelle 1: 2000).

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.0- PREAMBULE

Le stock de Dolodau se situe dans les roches supracrustales de la ceinture de roches vertes Abitibi, partie nord (figure 1). Il se situe près de Chapais (figure 2). Il se compose d'une bordure de leuco-granodiorite, d'un centre de nordmarkite. Ces roches sont recoupées par des dykes granitiques et des dykes de carbonatites recoupent les épontes. L'absence d'une fabrique intense indique que l'intrusion est post-cinématique. Quelques zones de cisaillement recoupent les différentes lithologies du stock de Dolodau, certaines s'orientant sub-parallèlement aux grands systèmes de failles régionaux NE.

1.1- BUTS DE L'ETUDE

La présente étude veut définir les différentes lithologies et leurs caractéristiques chimiques et pétrographiques. Ainsi les buts premiers sont une bonne description des relations de terrain des roches, de la pétrographie et une étude chimique. Une centaine de lames minces ont été étudiées, une trentaine d'analyses chimiques ont été faites et interprétées. A partir de ces données, des modèles pétrogénétiques ont été dressés. A l'aide de traitements subséquents des données, il a été possible d'éliminer certains modèles et d'ajouter des évidences aux autres.

Le texte débutera donc par une description pétrographique des unités lithologiques (granitoïdes, dykes alcalins et dykes de carbonatites). Ensuite les résultats des analyses chimiques et

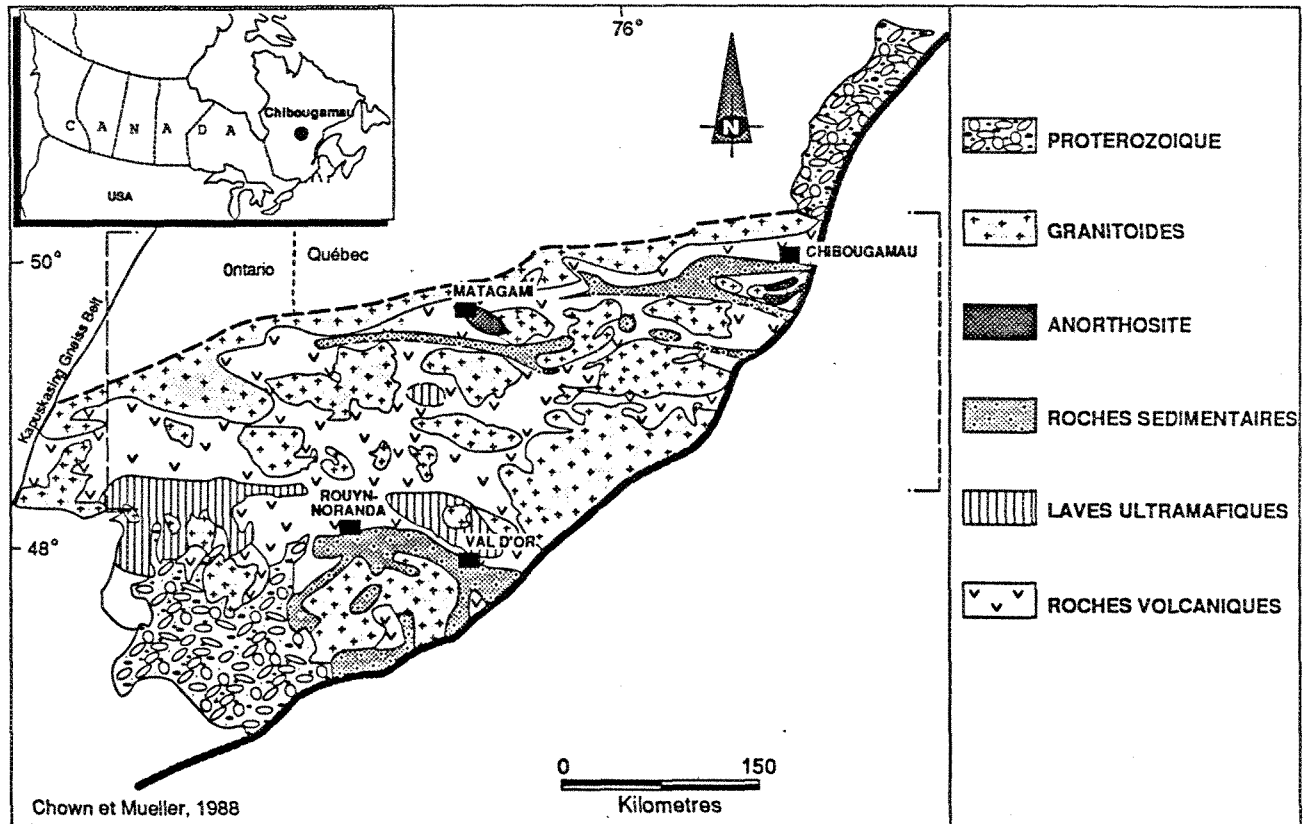


Figure 1: Carte de localisation regionale

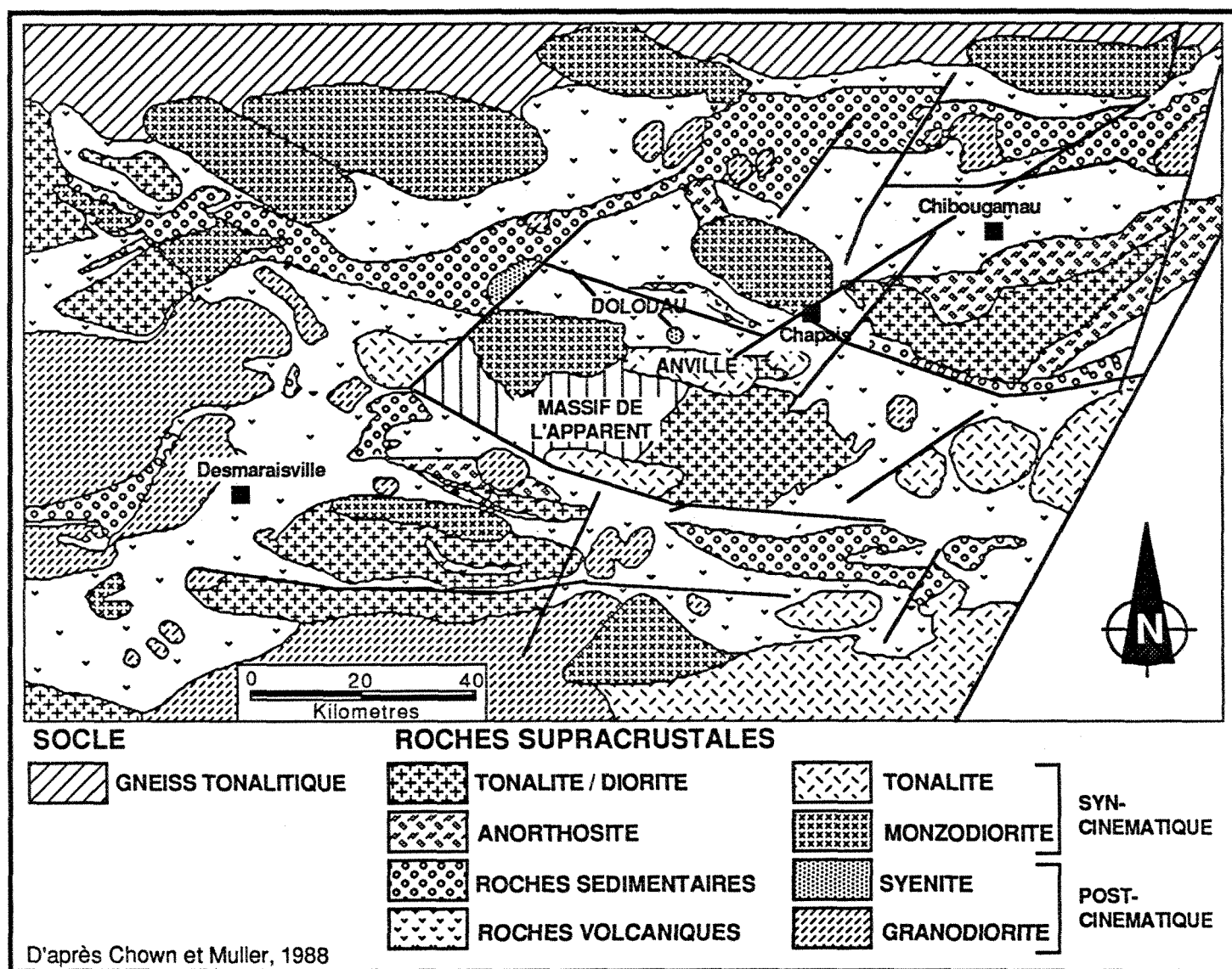
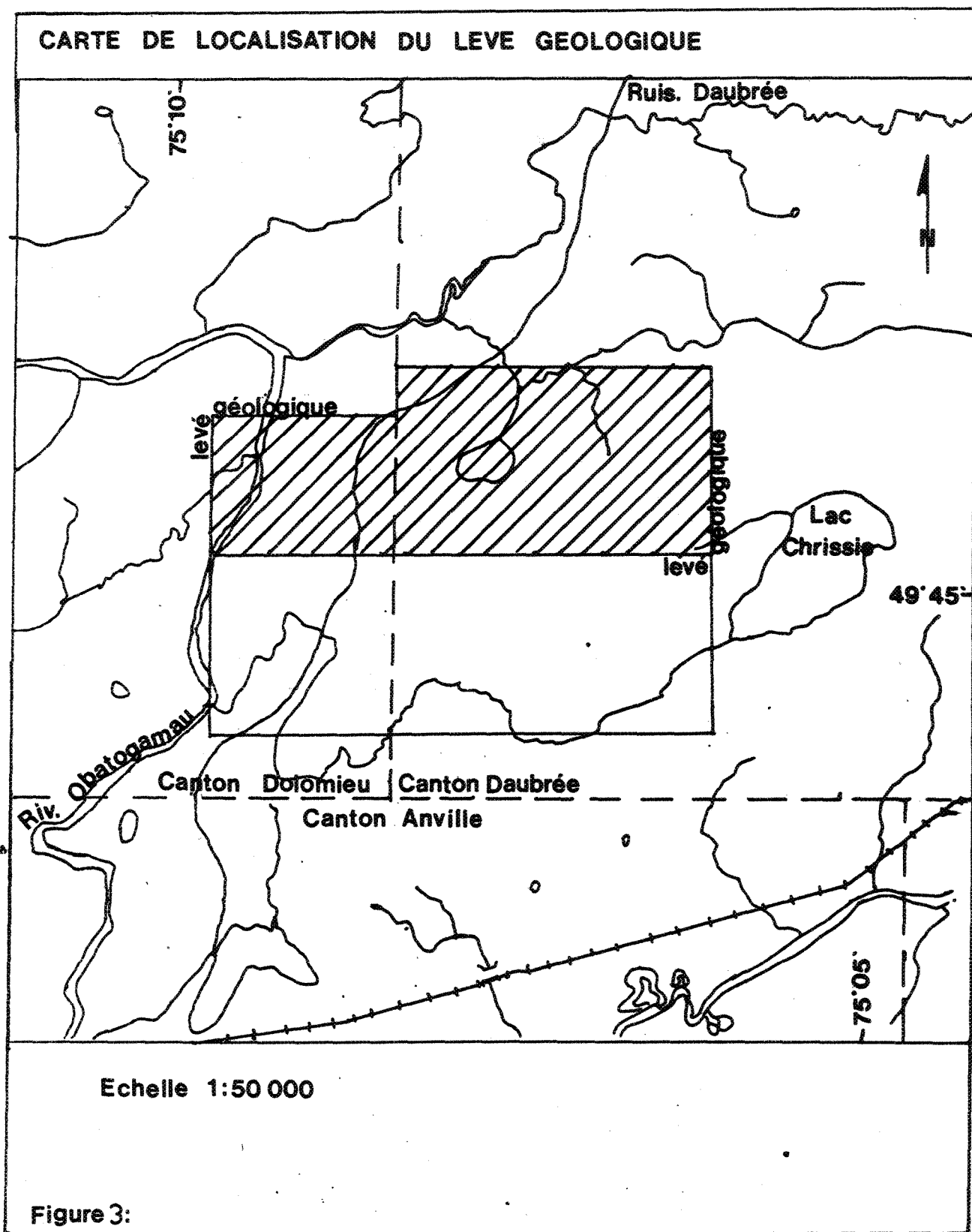


Figure 2: Geologie regionale de Chibougamau

leur traitement sont présentés. Ces données de base sont suivies par leurs interprétations et discussion.

1.2- LOCALISATION ET ACCES

Le stock de Dolodau se situe à la jonction des cantons Dolomieu et Daubrée (figure 3) (d'où le nom DOLO-DAU) près de la frontière nord du canton Anville. L'accès se fait par la route joignant les camps de la Compagnie Kruger, situés au lac Anville, et de la route 113. Les premiers affleurements de la granodiorite s'observent au kilomètre 7.



CHAPITRE 2

GEOLOGIE REGIONALE ET TRAVAUX ANTERIEURS

2.0- INTRODUCTION

La région étudiée, située près de Chapais, n'a pas été très visitée avant cette étude. Outre les premières cartographie systématiques, les roches supracrustales environnantes ont présenté plus d'intérêts.

2.1- GEOLOGIE REGIONALE

La ceinture de roches vertes de la région de Chibougamau se compose de deux cycles volcaniques (Allard et Gobeil, 1984; Groupe de Roy) (figure 1 et 4) recouverts de façon non-concordante par une séquence volcano-sédimentaire (Groupe d'Opémisca). Les volcanites du Groupe de Roy présentent de nombreuses intrusions gabbroïques différenciées, comagmatiques et synchrones. Les roches supracrustales ont été plissées selon un axe nord-sud et repliées isoclinalement selon un axe est-ouest. Le métamorphisme régional est au faciès schiste vert (Allard et al., 1985).

Le premier cycle volcanique se compose de trois kilomètres de basaltes porphyriques massifs ou coussinés et de filon-couches comagmatiques (Allard et Gobeil, 1984). Le tout est recouvert d'une mince séquence de pyroclastites felsiques, dacites porphyriques et formations de fer. Le second cycle se compose de 3.6 kilomètres de basaltes coussinés et de filon-couches de gabbro sous-jacents à un assemblage volcano-sédimentaire. Les sédiments et andésites potassiques porphyriques (Formation de Haily) du Groupe d'Opémisca (Gobeil et Racicot, 1983) forment de

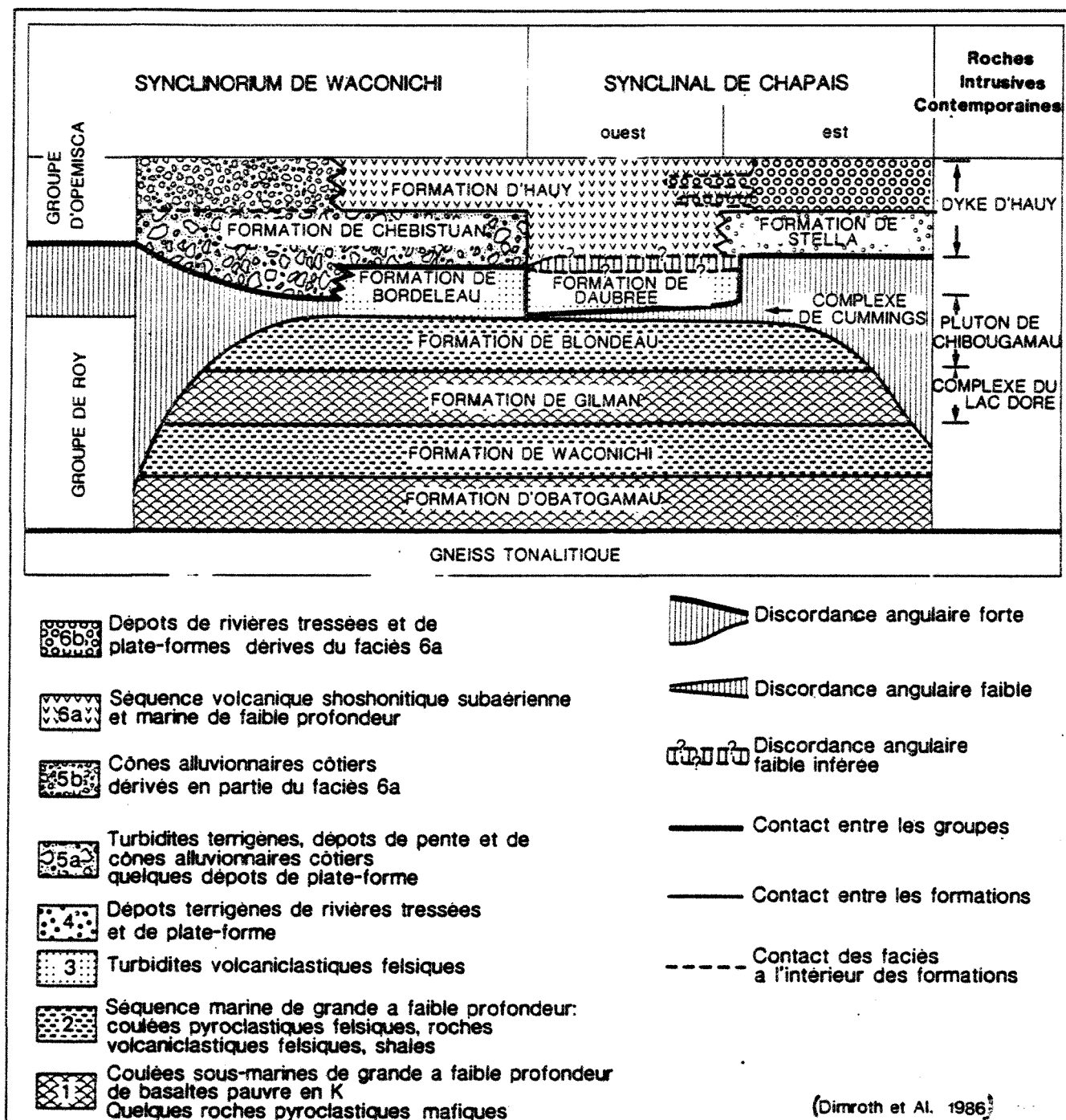


Figure 4: Colonne stratigraphique de la région de Chibougamau.

minces ceintures (Allard et Gobeil, 1984). Les roches protérozoïques de la région de Chibougamau consistent en des conglomérats, arkoses et argilites (Formation de Chibougamau) et des dykes de diabase.

2.2- TRAVAUX ANTERIEURS

Les travaux récents incluant le stock de Dolodau sont peu abondants. Remick (1956) et Charbonneau (1981) ont rédigé des rapports sur la région. Les travaux plus spécifiques sont ceux de Descarreaux et Gosselin (1982). Ces derniers ont exécuté un levé géologique sommaire ainsi que de la géophysique au sol (magnétométrie et électro-magnétométrie (VLF)). Leurs résultats et conclusions sont améliorés et modifiés par ce texte.

CHAPITRE 3

LES GRANITOÏDES DU STOCK DE DOLODAU

3.0- PREAMBULE

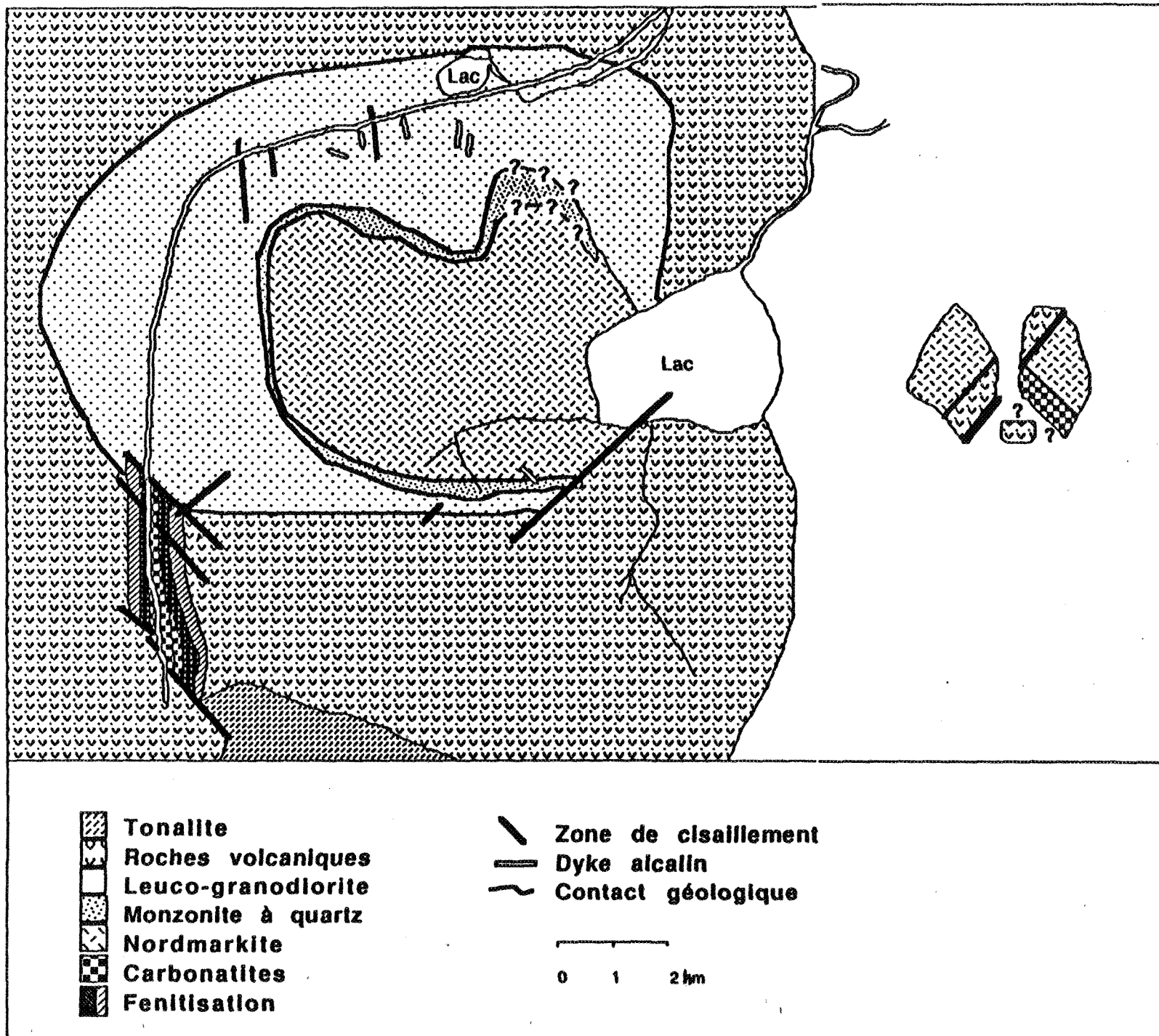
Les granitoïdes (sens large) s'échelonnent de leucogranodiorite à syénite (et syénite alcaline) avec une mince bande de monzonite (Streckeisen, 1967) (figure 3 et 6, **carte** en pochette et tableau 1). Les textures sont généralement hétérogranulaires à porphyriques avec quelques cas montrant une texture granulaire. La leucogranodiorite sera appelée simplement granodiorite. Le groupe de roches granodioritiques, se retrouve sur la frontière granodiorite-monzodiorite (figure 4). Elles seront appelées granodiorites puisqu'elles présentent plus d'affinité avec les granites (sens strict). Les syénites et syénites alcalines (un seul élément dans la population) seront nommées syénites ou nordmarkites (syénites hypersolvus alcalines à subalcalines; Sorensen, 1974). Il est à noter que la densité de points sur la figure 6 n'est pas proportionnelle au volume de roche observé sur le terrain.

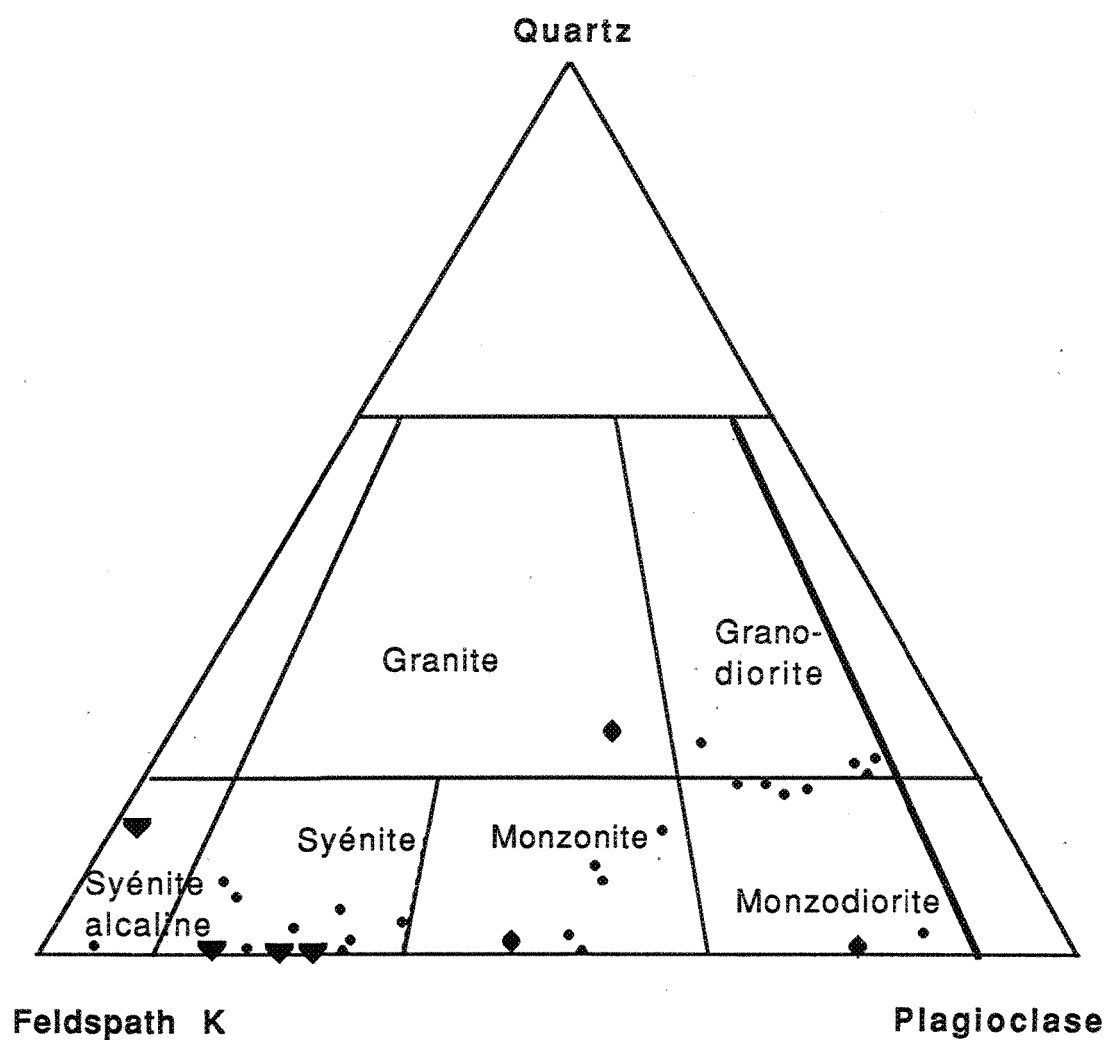
3.1- LA GRANODIORITE

C'est une roche leucocrate de couleur blanc rosâtre (planche 1) mouchetée. L'indice de coloration est très faible. Il varie entre 0 et 5. La granulométrie est plutôt fine. La roche ne présente pas de texture orientée évidente. Une très légère foliation mise en valeur par les minéraux ferromagnésiens est observable. Des micropegmatites sont observées un peu partout dans la granodiorite. Elles se composent de quartz et feldspath potassique principalement. Des plagioclases, un peu d'hématite

CARTE GÉOLOGIQUE DU STOCK DE DOLODAU (SIMPLIFIÉE)

Figure 5:





Légende:

- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ◆ Aplite
- ▼ Dyke de syénite à muscovite

Figure 6 Diagramme des compositions modales (Streckeisen, 1967).

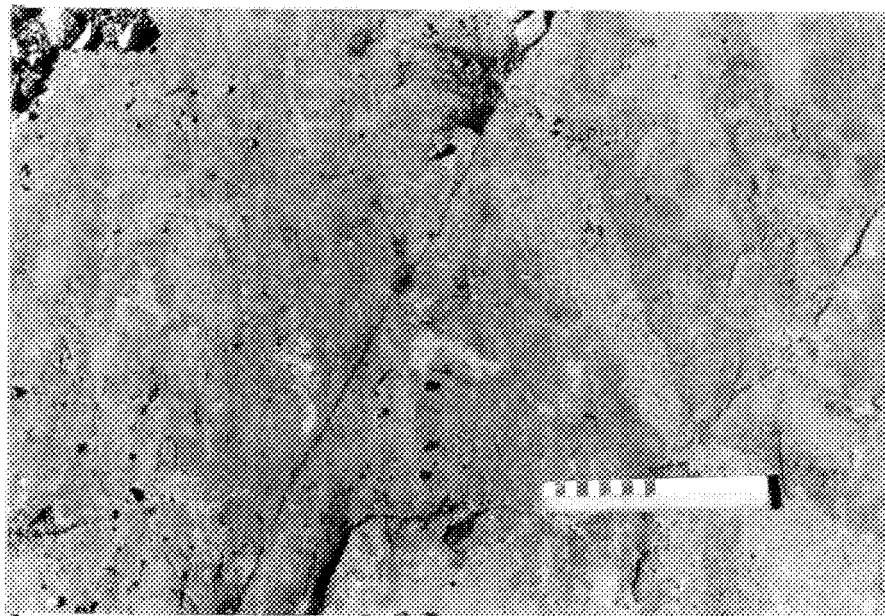


PLANCHE 1: Photographie illustrant la granodiorite avec des micro-pegmatites (centre de la photographie, en forme de croissant gris plus pâle) et des schlieren (à gauche de la photographie en gris plus pâle moucheté) de roches supracrustales (échelle en centimètres).

et quelques grains de calcite constituent les minéraux accessoires. Les cristaux mesurent en moyenne 0.5 cm et quelques-uns mesurent 2 cm au maximum. Ces pegmatites se caractérisent par une auréole rosée (plus riche en hématite) de 1/2 à 2 cm d'épaisseur. Elles ne mesurent généralement pas plus de quelques dm et peuvent parfois aller jusqu'à 1.5 m. Ces micropegmatites recoupent tous les types d'enclaves.

La granodiorite a une granulométrie de 1 à 2 mm et une couleur rose pâle. Les minéraux ferromagnésiens sont très peu abondants (maximum de 5 % localement, et le plus souvent moins de 1 %; tableau 1). Le quartz se maintient entre 18 et 23 % (et ne dépasse pas souvent des proportions de plus de 20 %). Les cristaux sont xénomorphes à hypidiomorphes. Les feldspaths potassiques s'identifient comme des microclines perthitiques où les perthites sont lamellaires. Les plagioclases, sur lesquels il a été possible de vérifier la calcicité (par méthode optique), sont des oligoclases (An10 à An 30). Les feldspaths présentent souvent des zonations qui peuvent être spectaculaires dans certains cas (planche 2). Une couronne de microcline orne parfois les plagioclases et l'inverse est possible. Le quartz est généralement interstitiel. Il présente alors une forme amiboïdale avec des bras qui s'étendent à la façon d'un astérisque (planche 3). Des myrmékites s'y retrouvent peu abondamment, mais quelques exemples sont identifiables. Les feldspaths montrent des altérations en séricite, ces altérations étant plus prononcées au centre des plagioclases zonés. Dans quelques échantillons, une faible altération en

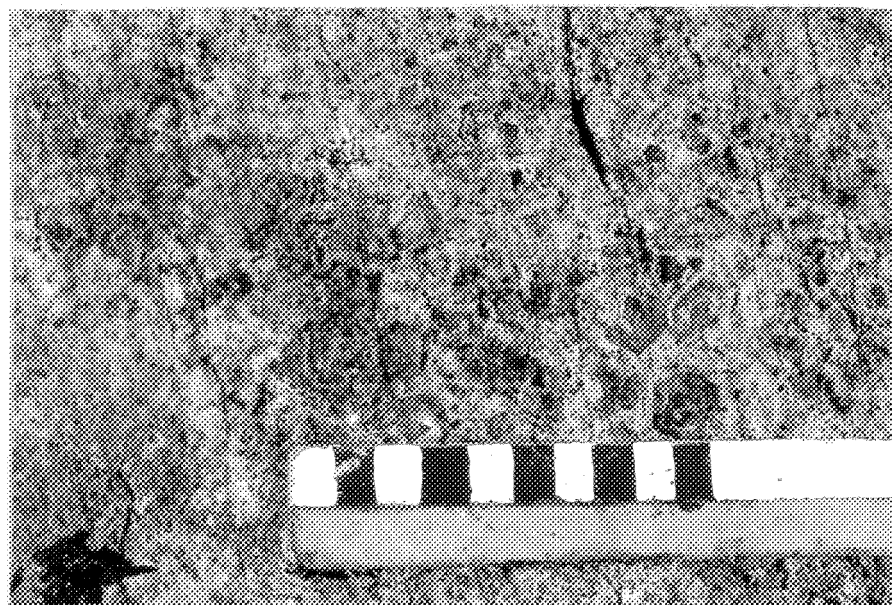


PLANCHE 2: Photographie montrant des feldspaths zonés dans la leucogranodiorite (échelle en centimètres).



PLANCHE 3: Microphotographie d'un grain de quartz dans la leucogranodiorite présentant une forme de pieuvre.

kaolinite se présente sur les feldspaths.

Des relations d'inclusions d'un minéral dans un autre sont souvent présentes. Le quartz peut contenir de la microcline (ayant assez fréquemment la forme de petits amiboïdes). La microcline se retrouve aussi en inclusions dans les plagioclases. Les minéraux accessoires sont la biotite, la calcite, une amphibole intermédiaire, la pyrite, l'hématite et le sphène. Une altération secondaire de ces minéraux est parfois observable. La biotite, par exemple, montre quelque fois une altération en chlorite. Les quartz et feldspaths montrent généralement des indices de faibles déformations (extinction roulante par exemple). Quelques échantillons présentent des textures qui semblent être protoclastiques. Ils montrent des grains de quartz qui ont débuté leur éclatement, celui-ci ayant cependant avorté avant la séparation réelle des grains. Ce qui revient à dire que les quartz montrent des indentations semblables à des débuts de séparation du grain de quartz en plusieurs cristaux. Il semble y avoir des subgrains (Heard et Raleigh, 1972).

3.2- LES SYENITES

En affleurement, les syénites présentent une couleur rose à rouge brique mouchetée par les minéraux foncés. La texture est généralement homogène et monotone. Elle consiste en des cristaux de microcline idiomorphes à hypidiomorphes avec le quartz et le plagioclase interstitiels. L'indice de coloration est généralement faible (0 à 5), mais des concentrations de minéraux foncés ont été observées localement. Ces

concentrations demeurent toutefois à l'intérieur de quelques centimètres. Elles peuvent atteindre 33 % de minéraux foncés; quelques échantillons représentent ces zones (tableau 1). Les affleurements sont de moins bonne qualité que ceux de la granodiorite puisqu'ils n'ont pas été décapés par un bulldozer. Les nordmarkites sont des syénites à feldspath alcalin hypersolvus contenant du quartz (Sorensen, 1974). Elles se composent essentiellement de microclines perthitiques. Le quartz s'y retrouve entre 0 et 13 % et présente les mêmes formes que dans la leucogranodiorite, sauf que la forme d'astérisque est plus abondante (semblable à la planche 3, sauf que dans la syénite). Les perthites sont lamellaires en général bien que quelques exemples de perthites en damier aient été observés. Des antiperthites sont aussi présentes mais en faible quantité. Les feldspaths potassiques présentent souvent des grains d'albite dans les cristaux adjacents en continuité optique avec les lamelles de démixion à l'intérieur du grain (planche 4), ceci correspondant à la transition de hypersolvus à subsolvus (Tuttle et Bowen, 1958). La granulométrie est plus grossière que dans les granodiorites; elle se situe dans les 2 à 3 mm. Des petites zones à granulométrie plus fine (0.1 mm) se retrouvent dans plusieurs échantillons. La granulométrie plus fine est positionnée interstitiellement aux plus gros cristaux de feldspath potassique. Le plagioclase et la calcite ont tendance à se retrouver préférentiellement dans ces zones à granulométrie plus fine. Les feldspaths potassiques présentent une forte tendance à être en batonnets et montrent souvent une

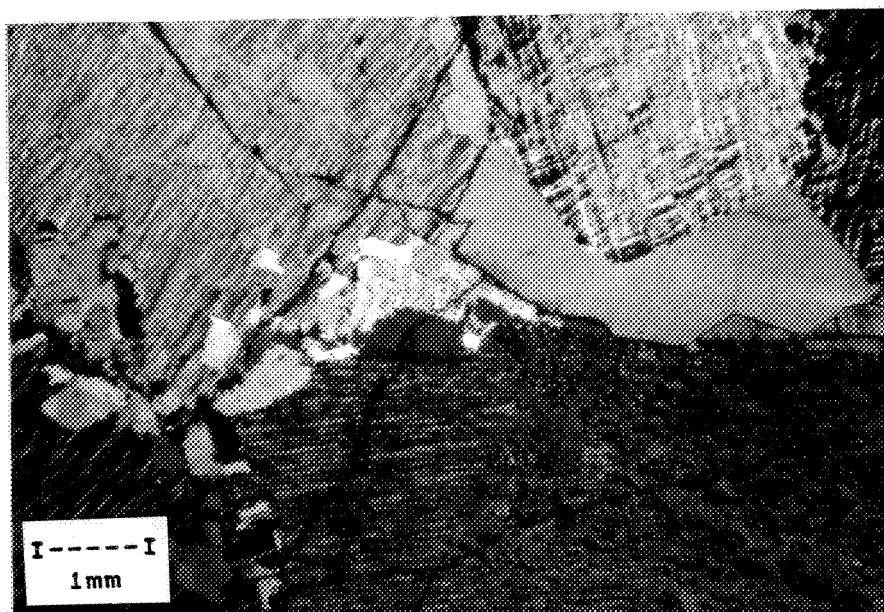


PLANCHE 4: Microphotographie illustrant les grains d'albite en exsolution au pourtour des microclines.

zonation. L'hématite caractérise cette roche. L'hématite se présente surtout entre les grains et dans les fractures. Elle tache aussi les microclines. Les minéraux accessoires sont peu abondants et se retrouvent généralement en groupes i.e. lorsque les ferromagnésiens sont observés, ils sont abondants pour un secteur de quelques centimètres. Les minéraux ferromagnésiens sont: aegerine, et taramite (appendice 4). Cette amphibole sodico-calcique présente les même caractéristiques optiques que la taramite des porphyres à pyriboles sodiques (appendice 4). Elles sont donc tout probablement des taramites aussi. Les amphiboles sont parfois en aiguilles qui peuvent traverser plus d'un cristal de feldspath potassique. Dans d'autres cas, il y a une bordure d'amphibole avec un coeur de feldspath potassique. Les autres minéraux accessoires sont la calcite, l'apatite, le sphène et les opaques (magnétite et/ou pyrite). Les carbonates se présentent parfois en grandes plages interstitielles de 5 à 8 mm avec quelque fois de l'hématite associée. Dans quelques échantillons, il y a des petites zones interstitielles de 0.5 à 1 mm se composant de chlorite, opaque, quartz et séricite en mosaïque.

3.3- LA MONZONITE

La monzonite est l'unité intermédiaire entre la syénite et la granodiorite (figure 5, 6 et **carte** en pochette). Elle se présente sous forme d'une mince bande plus ou moins diffuse avec des contacts graduels. Texturalement ces roches sont très

semblables aux granodiorites si ce n'est la proportion des minéraux essentiels qui est différente. Elles présentent donc une teinte blanche rosée et un faible indice de coloration (inférieur à 5). Les minéraux foncés donnent un aspect moucheté à la roche. La différence entre la granodiorite et la monzonite est une plus grande abondance de microcline (donc une teinte légèrement plus rosée) et moins de quartz. La monzonite est plus blanchâtre que la syénite et à granulométrie légèrement plus fine. Les affleurements sont moins abondants que pour la granodiorite, pour les mêmes raisons que la syénite.

La granulométrie est de 0.1 à 0.5 mm avec quelques phénocristaux de 1 à 3 mm. Le quartz y est interstitiel et en grands amiboïdes. Les feldspaths potassiques sont des microclines perthitiques et sont en général un peu plus gros que les plagioclases. La texture de transition hypersolvus à subsolvus y est aussi présente. Les feldspaths montrent souvent une bordure festonnée. La calcite, les opaques et la chlorite se retrouvent en petits amas interstitiels. Les grains de feldspaths sont enrobés d'une légère couche d'hématite.

3.4- LES ENCLAVES

3.4.1- Enclaves mafiques

Les enclaves mafiques ont été principalement observées dans la granodiorite (planche 5). Quelques-unes des ces enclaves ont été vues dans la nordmarkite et les dykes de sovite. Elles mesurent presque toutes de 15 à 30 cm. La plus grande montre une bordure observable de 15 m. De ces grandes enclaves, il est possible d'identifier les phénocristaux typiques des basaltes



PLANCHE 5: Photographie d'une enclave mafique dans la granodiorite (échelle en centimètres).

de la Formation d'Obatogamau. Elles sont alors parfois métamorphisées au faciès amphibolite. Elles se caractérisent dès lors par une transformation des épidotes et chlorites en amphiboles.

Elles sont généralement anguleuses et un léger transfert d'éléments est observable à proximité des enclaves. Les feldspaths potassiques sont plus abondants dans la granodiorite à moins de 1 à 2 cm de l'enclave. La bordure de l'enclave elle-même est légèrement plus épidotisée et un peu de quartz est parfois observable.

3.4.2- Enclaves comagmatiques

La granodiorite montre des inclusions de syénite présentant des formes de ballon-panier (basketballs) (planche 6). Les inclusions les plus spectaculaires mesurent de 30 à 40 cm de diamètre. Elles se regroupent surtout dans un secteur de quelques dizaines de mètres, près de la route aux environs du petit lac au nord du pluton. Ces enclaves se situent géologiquement près de la bordure nord du pluton au milieu de la bande de leuco-granodiorite. Il est possible d'observer quelques rares "ballons" ailleurs dans la granodiorite. Il y a aussi des zones montrant une grande abondance de petites (5 à 10 cm) enclaves comagmatiques (planche 7) ne présentant pas un aussi bon arrondissement que les "ballons". Une de ces enclaves comagmatiques contient une enclave mafique. Les veines de quartz, les pegmatites et les dykes indigènes recoupent à quelques endroits les enclaves comagmatiques.

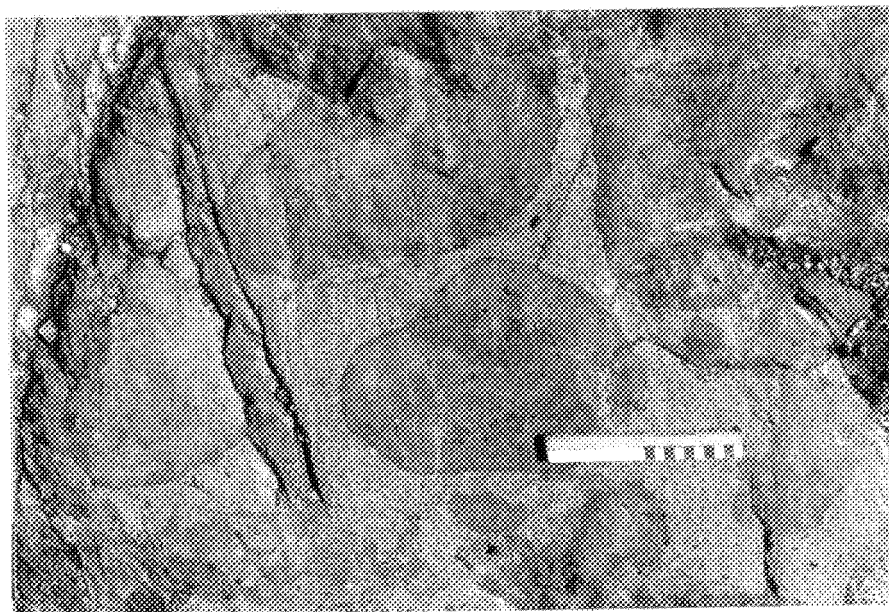


PLANCHE 6: Photographie des enclaves comagmatiques de syénite bien arrondies dans la granodiorite (échelle en centimètres).

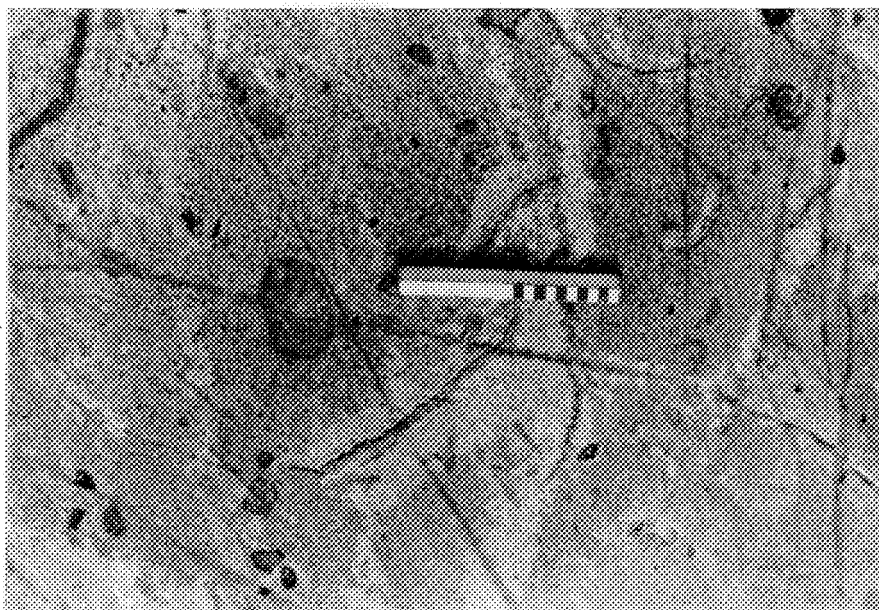


PLANCHE 7: Photographie de petites enclaves comagmatiques de syénite dans la granodiorite (échelle en centimètres).

Les enclaves comagmatiques montrent une texture très semblable à la granodiorite. L'aspect textural intéressant se situe au contact entre les deux lithologies. Le contact lui-même se caractérise par une plus grande abondance de hornblende, de biotite, et de zircon. Le contact est irrégulier et les cristaux ne sont pas tronqués. Le contact suit les bordures des cristaux. Le contact n'est pas net et tranchant. Les deux lithologies présentent la même minéralogie (proportions minéralogiques différentes). Le contact est plutôt une transition très rapide (1 à 2 mm) d'une lithologie à l'autre. Sur le terrain, il est possible d'observer une faible zone de transition où les ferromagnésiens sont plus abondants. Le tableau 2 et la planche 8 résument les différences texturales.

TABLEAU 2

DIFFERENCES PETROGRAPHIQUES ENTRE ENCLAVE COMAGMATIQUE
ET GRANODIORITE

CRITERE	GRANODIORITE	ENCLAVE
granulométrie	2 à 5 mm	0.2 à 2 mm
texture générale	tendance granulaire?	tendance porphyrique faiblement fluidale
phénocristaux	plagioclase?	K-feldspath zoné
quartz	20 %	5 %
altération	légèrement séricitisé	peu ou pas de séricite
texture	subsolvus	hypersolvus---> subsolvus
déformation	extinction roulante des quartz faible	forte extinction roulante des quartz
zone près du contact	zone de 6-10 mm à granulométrie plus faible (0.1-0.5 mm)	pas de variation granulométrique

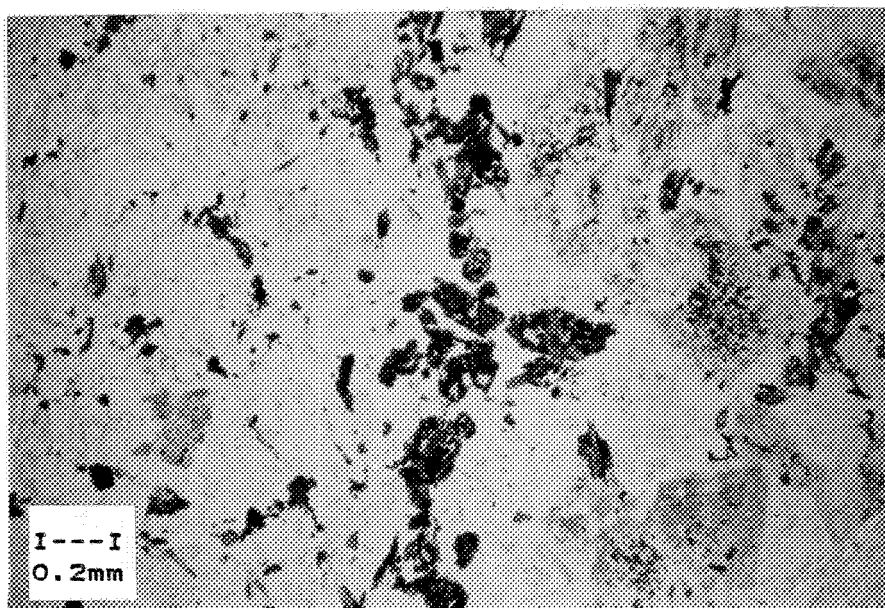


PLANCHE 8: Microphotographie illustrant les différences texturales entre la granodiorite (coté droit de la microphotographie) et une enclave comagmatique de syénite (coté gauche de la microphotographie).

3.4.3- Les enclaves rubannées felsiques

Une seule enclave de ce type a été observée (planche 9). Elle mesure 1 m par 1 m. Elle se compose dans l'ensemble de plagioclase (45 %), quartz (35 %) et de feldspath potassique (20 %). Plusieurs minéraux traces s'y retrouvent tels que biotite, chlorite, épidote, sphène, hématite et leucoxène (allanite possible). La granulométrie y est fine à phénocristaux. Le rubannement est mis en valeur par les bandes à granulométrie plus grossière (2 mm). D'une extrémité à l'autre de l'enclave (orthogonalement au rubannement) l'abondance en silice augmente à l'inverse des minéraux ferromagnésiens. La zone de réaction est très mince (2 à 3 mm) et souvent absente.

Les grains sont à relations de lobes interpénétrants et à points triples. Il y a quelques myrmékites. Les inclusions de plagioclase ou de feldspath potassique dans le quartz sont très abondantes. Les opaques se retrouvent en amas dans les bandes à granulométrie grossière. La biotite contient de nombreux zircons. Les zircons mesurent 1 mm dans l'axe long.

3.4.4- Les schlieren

Des schlieren ont été observés dans la granodiorite. Ils présentent une plus grande abondance d'amphiboles (hornblende) et une granulométrie légèrement plus grossière. Ils ont une forme d'astérisque imparfait (planche 10). Dans d'autres cas ils auront une forme moins arborescente. Leur indice de coloration peut varier rapidement à l'intérieur d'un même "bras" d'astérisque créant ainsi des variations de foncé à pâle. Le contact entre les schlieren et la granodiorite est graduel. De petites

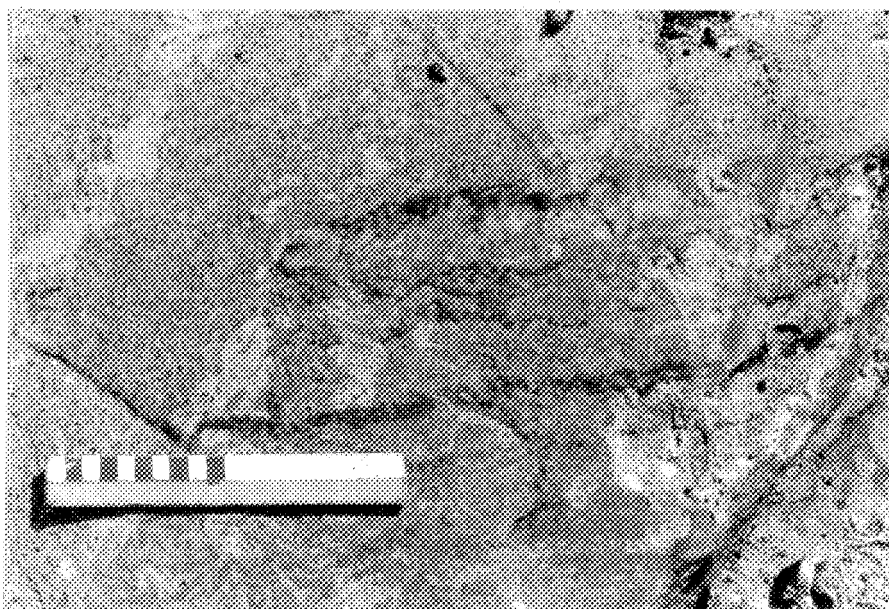


PLANCHE 9: Photographie illustrant l'enclave rubannée felsique dans la granodiorite (échelle en centimètres).

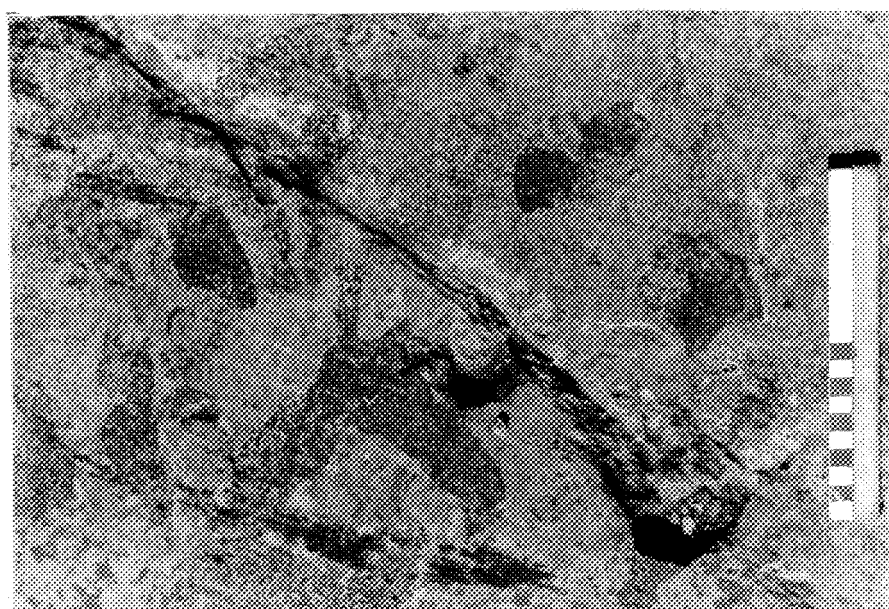


PLANCHE 10: Photographie d'un schlieren en forme d'astérisque felsique et mafique (échelle en centimètres).
bandes plus riches en minéraux foncés tels que la chlorite et

bandes plus riches en minéraux foncés tels que la chlorite et l'épidote ont été observées. Elles se présentent comme un ensemble de mince (1 à 2 mm) bandes subparallèles sinueuses (planche 11). Elles s'associent souvent aux schlieren précédemment décrits. Ce sont probablement de petites enclaves de roches supracrustales presque entièrement digérées par la granodiorite. Les bandes millimétriques subparallèles sinueuses semblent en être un aspect des schlieren plus digérés.



PLANCHE 11: Photographie illustrant un schlieren (de type à minces bandes subparallèles) tronqué par un dyke de porphyre à feldspath potassique (échelle en centimètres).

CHAPITRE 4

LES DYKES

4.0- INTRODUCTION

Le stock de Dolodau présente de nombreux dykes qui le recoupent et/ou qui se retrouvent à l'extérieur du stock. Les dykes se divisent en quatre grands groupes. Les aplites sont les plus abondantes et présentent une composition granodioritique. Les porphyres (à feldspath potassique et/ou pyroxène ou amphibole sodique) ont des compositions syénitiques. Ils contiennent presque toujours des phénocristaux de feldspath alcalin et contiennent parfois des phénocristaux de pyroxène, d'amphibole sodique ou les deux et dans de rares cas sont sans phénocristaux de feldspath alcalin. Ils sont tardifs et présentent parfois des relations spatiales avec les zones de cisaillement. Un troisième groupe, les syénites à muscovite, a des compositions monzonitique à syénitique mais se caractérisent par une abondance de muscovite (jusqu'à 38 %). Ces trois groupes se retrouvent essentiellement à l'intérieur du stock. Le quatrième type de dykes s'observe à l'extérieur du stock. Ce sont les dykes de carbonatites.

4.1- LES APLITES

La composition des aplites varie de granodiorite à syénite avec quelques cas de granite (sens strict; Streckeisen, 1967). Les minéraux accessoires sont la chlorite, la muscovite et la biotite. Les coeurs des feldspaths dans les aplites ne montrent pas d'altération en séricite comme la leucogranodiorite. Ils se caractérisent par une teinte rouge associée à de l'hématite.

Ce sont des dykes qui présentent des largeurs variant de centimétriques à métriques (maximum environ 1 m). Ils sont généralement abondants. Sur le terrain, les dykes présentent des bordures qui sont parfois rectilignes et parfois sinueuses. Un endroit se caractérise par ce qui peut ressembler à des injections multiples ou à des fronts d'altération superposés (planche 12). Ce sont des bandes plus riches en hématite qui s'étendent latéralement de façon diffuse. Plusieurs de ces bandes se propagent dans la même zone. L'extension longitudinale de ces bandes n'est pas connue. Les contacts sont très imprécis à l'échelle microscopique (planche 13). Les cristaux traversent les contacts et ne montrent aucune troncature. Le quartz présente des textures protoclastiques. Près des aplites ou dans les aplites, les contacts quartz/feldspath potassique sont à texture graphique. Certains dykes montrent une granulométrie fine (inférieure à 0.01 mm). Quelques uns de ces dykes présentent des affinités pegmatitiques. Ils se caractérisent par une granulométrie plus grossière et se composent de feldspath potassique et quartz essentiellement.

4.2- LES PORPHYRES A FELDSPATHS POTASSIQUES ET/OU PYRIBOLES SODIQUES

Ces dykes revêtent plusieurs aspects pétrographiques. Leur épaisseur maximale observée est d'environ 1 m. L'épaisseur moyenne est d'environ 50 cm. Leur présence s'associe parfois à

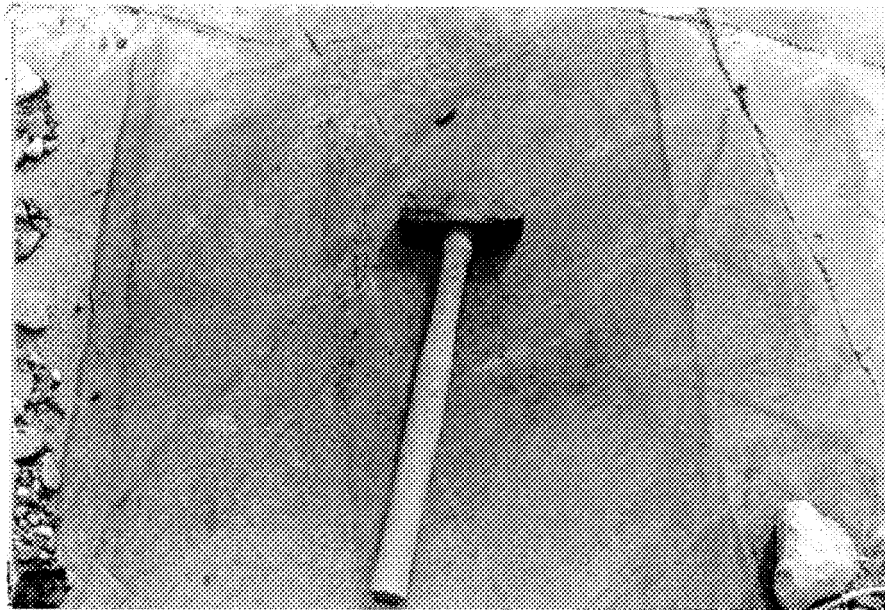


PLANCHE 12: Photographie illustrant la nature multiphasée des aplites. Les bandes plus foncées subparallèles et obliques sont plus riches en hématite.

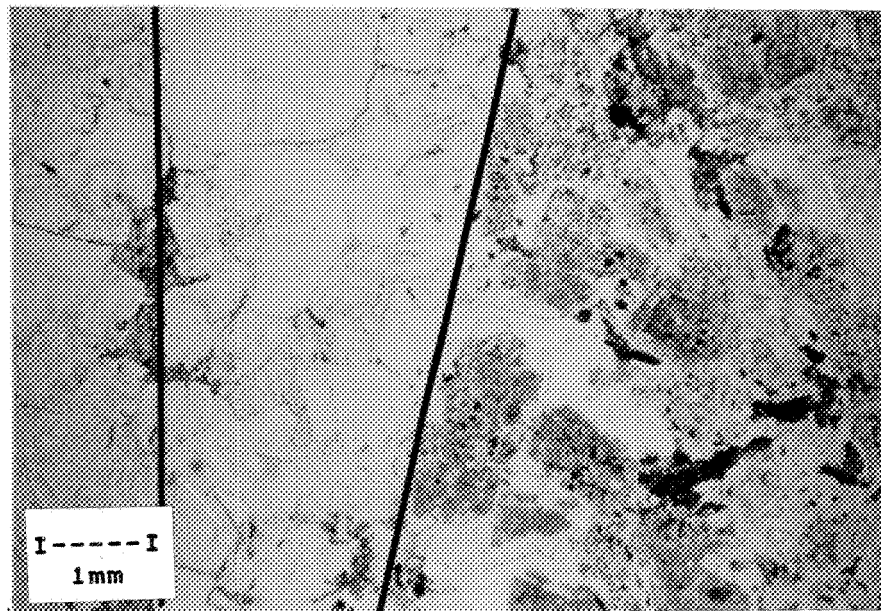


PLANCHE 13: Microphotographie illustrant les contacts des petites aplites. Les lignes noires représentent les contacts tels qu'observés dans l'échantillon mégascopique.

la présence de zones de cisaillement. La principale caractéristique de terrain de ces dykes est leur couleur en général foncée à très foncée dans les verts à bruns (planche 14 et 15). Ils présentent des textures porphyriques.

Le terme "pyribole" est ici utilisé dans le sens de pyroxène et amphibole collectivement (Hogarth et Lapointe, 1984).

Leur composition se situe près des syénites (syénite alcaline à syénite à quartz; Streckeisen, 1967). L'oligoclase représente les plagioclases bien formés. Une couronne de réaction orne les phénocristaux de feldspath potassique. Certains se caractérisent par la présence d'une minéralogie alcaline. Ces minéraux ferromagnésiens sont la taramite (planche 16), l'aegerine-augite et l'endiopside (appendice 4). Cette amphibole montre un pléochroïsme vert pâle, jaune à vert foncé, vert bleuté. Des variations internes dans la teinte de pléochroïsme sont observées. Ces variations ne correspondent pas à des variations chimiques vérifiables à la microsonde. La biotite est généralement présente dans ces roches. Elle est alors sous forme de petits feuillets. Cette dernière se caractérise généralement par une teinte verte. La biotite perpendiculaire à l'axe C montre des inclusions aciculaires qui se croisent à 60° - 120° . Ces aiguilles sont probablement du



PLANCHE 14: Photographie montrant un dyke de porphyre à feldspaths potassiques recoupant la granodiorite (échelle en centimètres).

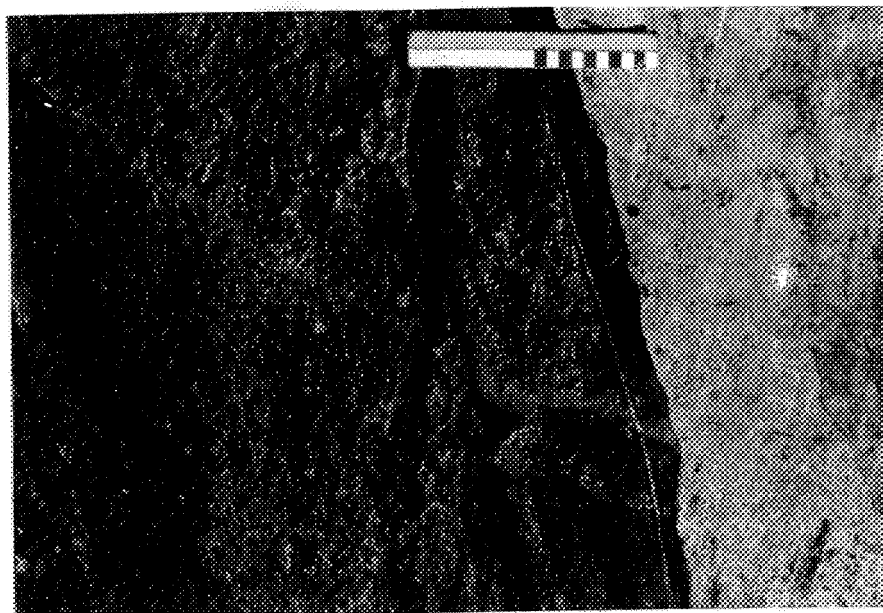


PLANCHE 15: Photographie montrant un dyke de porphyre à pyroxènes sodiques (à gauche) en contact avec la granodiorite (à droite) (échelle en centimètres).

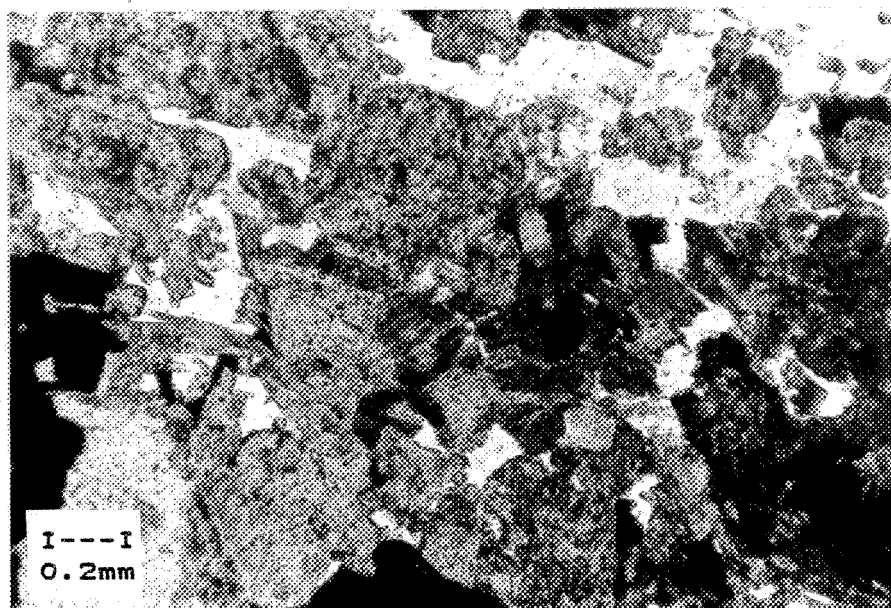


PLANCHE 16: Microphotographie illustrant la taramite dans un porphyre à pyriboles sodiques. La taramite est gris moyen.

rutile. Le rutile étant une inclusion reconnue des biotites (Deer et al., 1966). Une couronne d'aegerine/aegerine-augite borde parfois les grains d'endiopside (éch. DOD-10). Les pyroxènes s'altèrent en pistachite, et de façon plus intense dans la bordure des dykes plus épais. Ces dykes contiennent généralement quelques pour-cent (1 à 5 %) de calcite.

La texture générale consiste en des phénocristaux de feldspath potassique (0.4 à 1 mm) dans une matrice de feldspath potassique avec un peu (10 à 40 %) de plagioclase (oligoclase) et parfois quelques grains de quartz à grains fins (< 0.01 mm) (planche 17). Dans quelques exemplaires de ces dykes, les phénocristaux ne flottent pas dans la matrice feldspathique mais ils reposent les uns sur les autres dans un alignement d'écoulement. Dans certains dykes une texture trachytique plus ou moins prononcée s'observe (planche 18). Dans les dykes les plus larges (près d'un mètre), la texture perd son aspect porphyrique au centre du dyke et prend une texture hétérogranulaire (planche 19). Les phénocristaux de feldspath potassique s'observent dans la plupart des dykes de porphyre. D'autres phénocristaux d'amphibole et/ou de pyroxène sont parfois présents (de traces à 10 %). Les ferromagnésiens sont souvent poecilites, contenant des microlites de plagioclase. Les phénocristaux de feldspath potassique présentent parfois une texture pseudo-radiale. L'extinction des grains de quartz est généralement roulante.

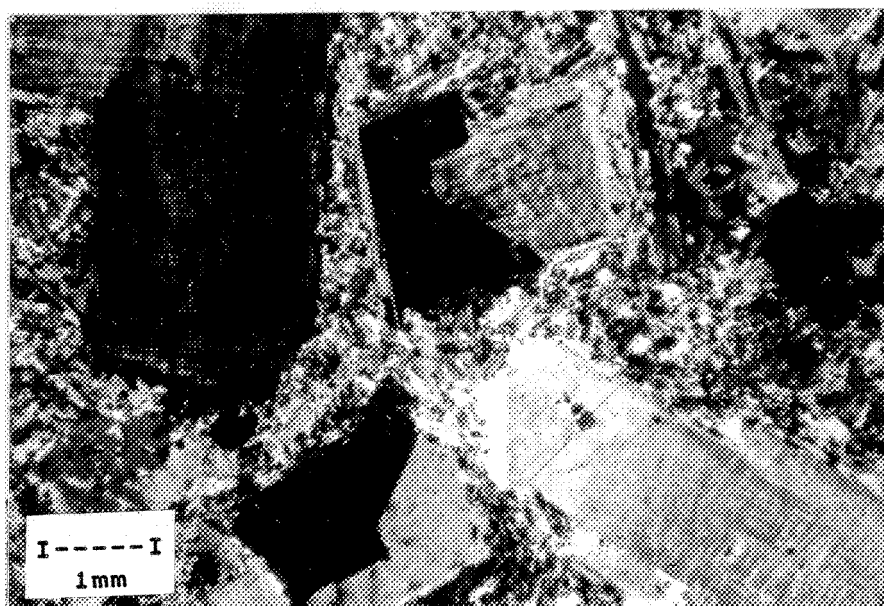


PLANCHE 17: Microphotographie illustrant la texture porphyrique d'un dyke de porphyre à feldspath potassique.

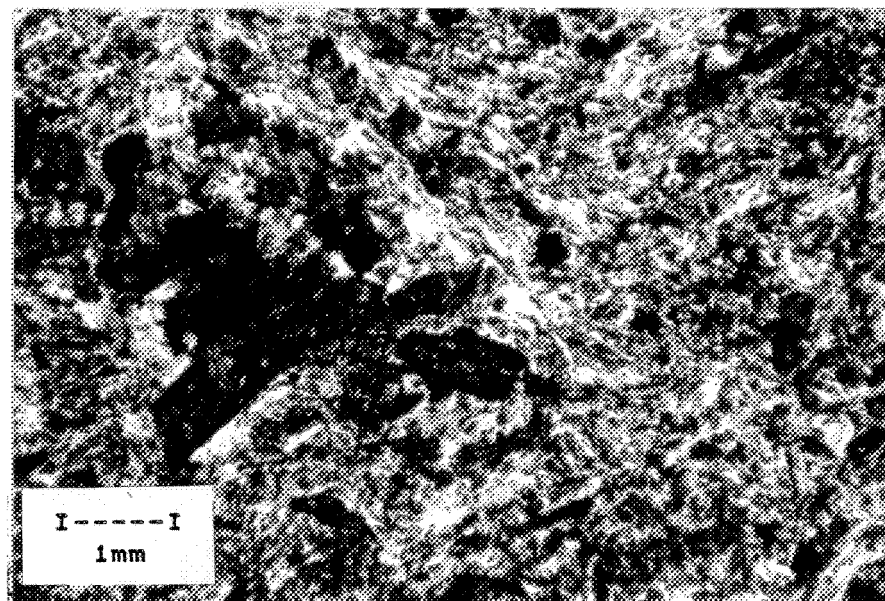


PLANCHE 18: Microphotographie illustrant la texture trachytique dans un dyke de porphyre à feldspath alcalin.

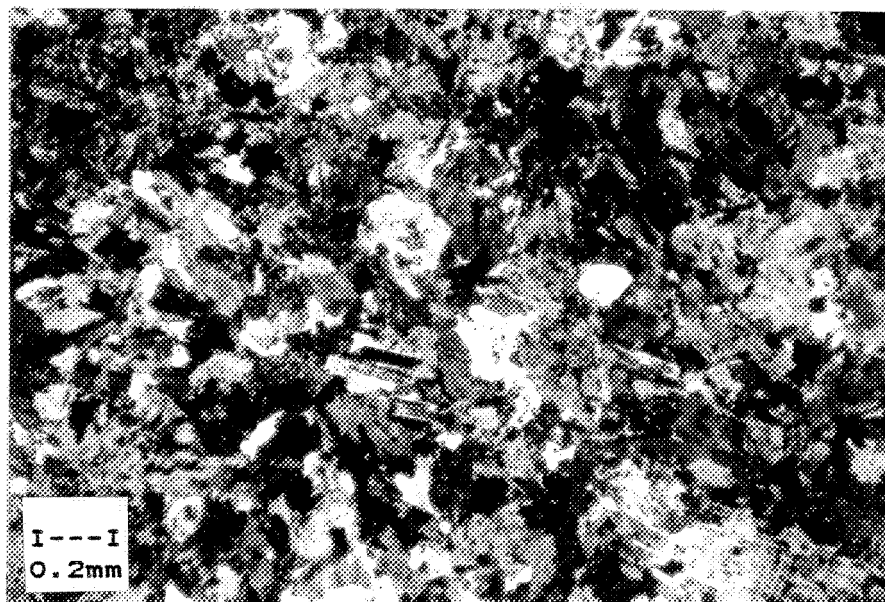


PLANCHE 19: Microphotographie illustrant la texture hétérogranulaire de la partie centrale d'un dyke de porphyre à pyriboles sodiques.

Les contacts de ces dykes se caractérisent par une troncature plus ou moins constante des cristaux de la roche encaissante. Le contact est généralement net et franc bien que certains cristaux de l'encaissant aient pu croître au travers du contact. L'abondance de ces cristaux qui traversent le contact permet de déterminer une certaine chronologie de mise en place. Ainsi les dykes qui présenteront le plus de ces cristaux seront les plus primitifs et ceux qui en présenteront le moins seront plus tardifs (confirmé par les analyses modales). Un dyke contenant de la taramite tronquera plus de cristaux des épointes qu'un dyke à phénocristaux de feldspath potassique seulement. Il est ainsi suggéré que les dykes à pyriboles sodiques sont plus tardifs que les porphyres à feldspath potassique sans pyriboles. Ce critère est très utile pour confirmer l'évolution de la suite puisqu'il n'a pas été possible d'observer de recoupement entre les dykes. Dans quelques cas, un léger métasomatisme alcalin de l'encaissant est présent. Il semble en général être de faible extension (2 à 3 cm du contact). Le métasomatisme se manifeste par une plus grande proportion de feldspath potassique (de quelques pour-cent) dans l'encaissant.

4.3- LES SYENITES A MUSCOVITE

Ces dykes mesurent en général de 0.5 à 1 m de large. Ils ressemblent à la granodiorite (teinte et granulométrie) et peuvent lui être confondus. La principale distinction est la présence de micas blancs, inhabituels dans ces roches. Leur couleur est rose saumon ponctuée de livrets de micas blancs.

Ils sont peu abondants et s'associent aux cisaillements. Les dykes de syénite à muscovite ne sont pas positionnés dans les cisaillements mais à proximité. Peu d'affleurements montrent ces dykes, mais lorsqu'observés ils sont nombreux.

Leur minéralogie se limite à des feldspaths potassiques, plagioclases, muscovite et quelque rares grains de quartz. La muscovite est nettement de nature ignée et n'est pas un minéral d'altération. De la séricite orne des grains de feldspaths.

Leur composition est essentiellement celle d'une syénite à muscovite (Streckeisen, 1967) où la muscovite peut atteindre 38 %. La texture est hétérogène. Elle se compose de deux assemblages en amiboïdes de feldspath potassique et le second de plagioclase et muscovite. Les amiboïdes mesurent 1 à 3 cm et s'interdigitent. Les zones à feldspath potassique subissent par endroit un enrobage de muscovite (planche 20). Elles présentent des feldspath potassiques en texture à tendance granulaire avec des petites lamelles d'exsolution d'albite en bordure des microclines. Elle contient de la calcite contrairement à la zone à plagioclase et muscovite. Dans la zone à plagioclase et muscovite, l'allongement des cristaux de plagioclase donne parfois des textures à tendance radiale. La muscovite est en amas interstitiels. La granulométrie de cette zone est légèrement plus faible que celle à feldspath potassique. Il n'a pas été possible de faire une étude des contacts avec les éponges permettant de définir le moment de mise en place par rapport aux granitoïdes.

4.4- LES VEINES DE QUARTZ

La syénite, la monzonite et la granodiorite sont recoupées par des veines de quartz. Elles mesurent de 2 à 3 cm d'épaisseur en général et leur longueur est décimétrique. Dans quelques affleurements les veines sont en échelons. Quelques grains de pyrite s'associent à ces veines.

4.5- LES DYKES DE CARBONATITES

Ils s'observent sur une largeur de 25 à 50 m par une longueur de 350 m environ (carte en pochette). Leur composition varie très rapidement. A l'intérieur de 1 m, les variations de proportions minéralogiques peuvent être très grandes. Ils contiennent des enclaves de roches supracrustales (éponges) ainsi que de syénites. Les enclaves se présentent comme des ovoïdes de couleur verte foncée (supracrustales) en patine d'altération et de couleur rouge brique (syénite). Des failles NW et NE hachurent les dykes avec des signatures plus ou moins nettes.

Les principaux minéraux sont la calcite et la biotite accompagnées de minéraux accessoires variables. Il est possible de diviser ces dykes en deux groupes selon leur texture et leur minéralogie. Il y a la sovite à biotite pegmatitique (Heinrich, 1966), la sillicarbonatite à amphiboles et biotite et la brèche fénitisée (Currie, 1976; Heinrich, 1966). Il y a des hétérogénéités à l'intérieur de ces divisions. Ainsi deux roches d'une même division pourront présenter des styles très différents. Les transitions entre les divisions sont plus ou moins graduelles.

4.5.1- La sovite à biotite

Cette unité forme des affleurements très spectaculaires (planche 20). Ils se caractérisent par une couleur rose ou blanche (calcite) ponctuée de gros feuillets de biotite abondants. La granulométrie est très variable; elle peut passer de 15 cm à 1 mm. La biotite représente la granulométrie la plus grossière. De grosses masses brunes et vertes se retrouvent dans les affleurements correspondants à des enclaves plus ou moins digérées. Aucune fabrique évidente n'a été observée. Une très légère foliation subparallèle aux contacts a été observée. De gros blocs très anguleux sont séparés par de la sovite à biotite sous forme d'une brèche d'intrusion (planche 21).

La sovite à biotite se caractérise par de la calcite rose (parfois blanche) et de la biotite (verte en lumière naturelle au microscope) souvent déformée. La biotite est généralement en kink et contient des inclusions des autres minéraux, tels que feldspaths alcalins et calcite. Les proportions des divers minéraux sont très variables d'un endroit à l'autre. Les variations passent presque d'un extrême à l'autre, soit de 100 % de calcite à 100 % de biotite. Dans l'ensemble la biotite ne dépasse pas les 30 %. Les cristaux de biotite se retrouvent en gros "livrets" et mesurent jusqu'à 10 cm de long par 5 cm de large, ou encore en petits cristaux disséminés. Les calcites mesurent de 0.1 cm à 1 cm de diamètre. Les feldspaths potassiques sont généralement recristallisés (points triples) et il y a de la calcite entre les cristaux. La calcite et la biotite sont dans des relations d'amas amiboïdaux dans une

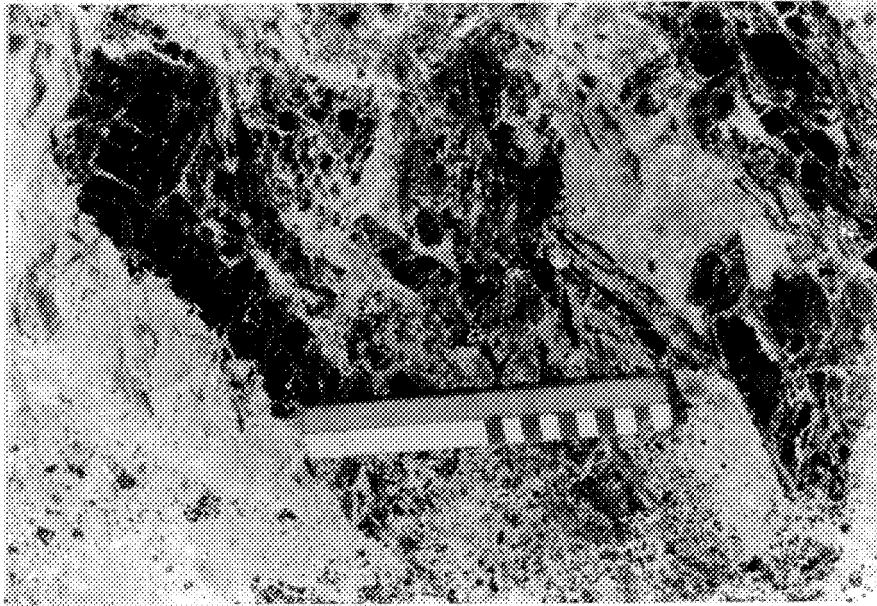


PLANCHE 20: Photographie montrant la nature pegmatitique de
sovite à biotite avec ses gros livrets de biotite (échelle en
centimètres).

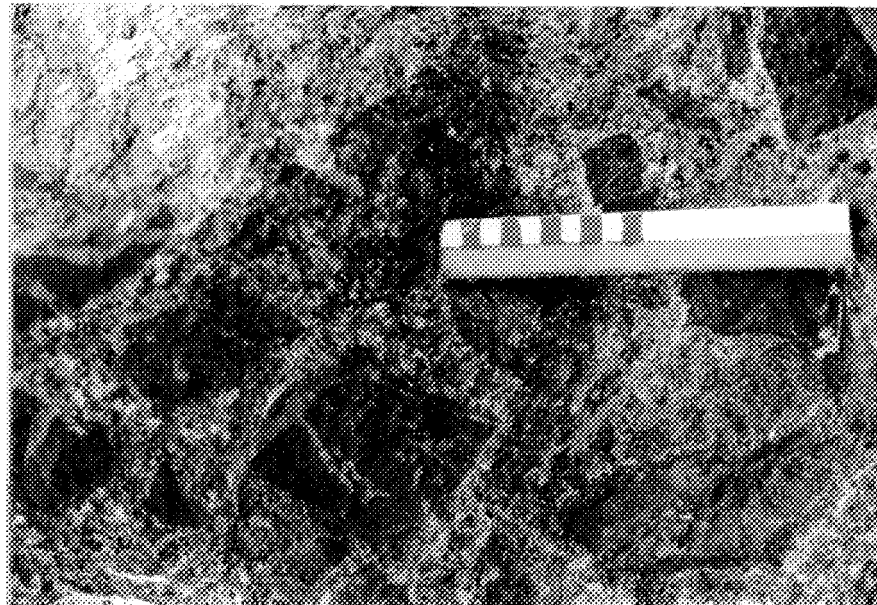


PLANCHE 21: Photographie illustrant une brèche avec de la
sovite à biotite entre les fragments de roches supracrustales.

matrice de calcite principalement. Des grains de magnétite, pyrite et chalcoppyrite représentent les minéraux opaques. Les textures de cataclase y sont souvent présentes. Généralement les feldspaths potassiques "flottent" dans la calcite et y sont arrondis par la corrosion du magma carbonaté. Un faible rubannement est parfois observable avec des relations minéralogiques suggérant une texture ocellée. Il y a quelques inclusions de biotite dans les feldspaths potassiques. Les zones pegmatitiques sont en poches de plusieurs centimètres et sont transitionnelles avec la sovitite non pegmatitique.

Les enclaves de roches supracrustales sont transformées à divers degrés en glimmerite (Sorensen, 1974; Currie, 1976). Les enclaves de syénite se retrouvent sous forme d'amas de feldspaths potassiques de quelques centimètres ou encore de reliques à clinopyroxène et apatite. Leur texture est alors hétérogène. Les feldspaths potassiques sont des reliques altérées en séricite et épidote. Les différentes zones texturales se présentent par amas (ou "patch") séparés par de la calcite très finement grenue. Il y a une veinule opaque bordée par une bande de 1 à 5 mm de biotite. Certains de ces amas se composent de biotite finement cristallisée. D'autres amas montrent de la biotite bien cristallisée mais accompagnée d'apatite et de clinopyroxène (aegerine-augite de 3 à 10 mm). Une texture particulière se retrouve dans cette partie. Des batonnets de tourmaline (?) se positionnent de façon à former comme le pourtour d'un minéral disparu (planche 22). Ce cristal

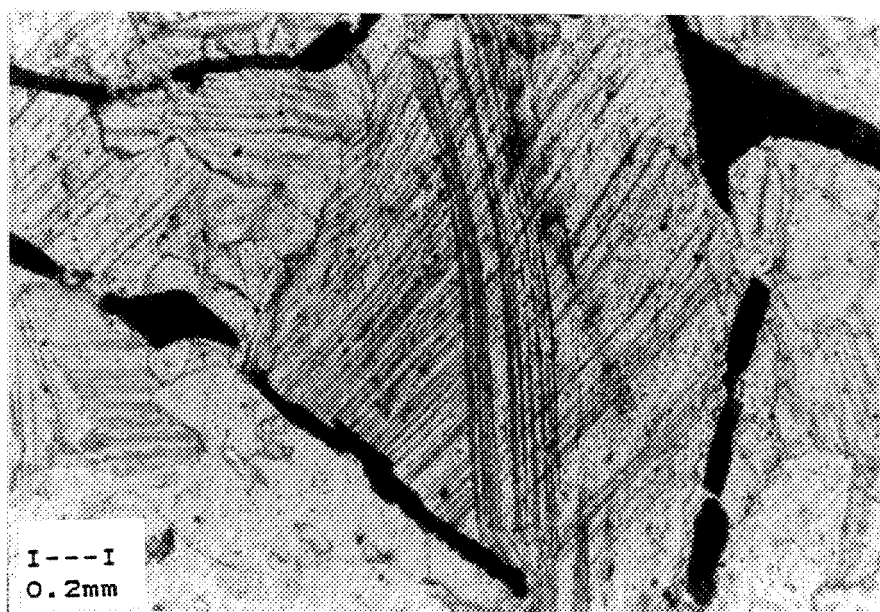


PLANCHE 22: Microphotographie illustrant des batonnets de tourmaline (?) formant le pourtour d'un paléo-cristal (maintenant en calcite) dans la sovite à biotite.

relique est maintenant remplacé par de la calcite.

Par endroits la roche devient très riche en biotite (plus de 50 %) devenant alors une glimmérite calcitique. Le passage est transitionnel avec la sovite à biotite. La texture d'ensemble peut-être exprimée comme des amas calcitiques de composition devenant plus riches en feldspaths potassiques ou en biotite. Ce qui correspond probablement aux deux types d'enclaves qui sont présentes dans la carbonatite.

Les contacts de cet unité (seuls contacts observés) se caractérisent par une zone de glimmérite (Currie, 1976; Sorensen, 1974) ou biotitite. La zone mesure en moyenne 30 cm d'épais.

4.5.2- La silicocarbonatite à amphiboles et biotite

Ce sont des roches grises à noires qui forment de mauvais affleurements très friables. A prime abord l'affleurement ressemble à de la biotite recouvrant le sol. La calcite se dissolvant par les eaux météoriques, il ne semble demeurer que de la biotite. Il n'y a pas de fabrique visible mais des textures particulières décrites plus loin dans le texte.

Elle se compose de calcite (30 %), biotite (20 %; appendice 4), feldspath potassique (19 %), tschermakite (20 %; appendice 4) et d'apatite (1 %). En traces, les minéraux suivants sont présents: aegerine-augite, épidote et katophorite. La granulométrie est fine, 0.2 à 1 mm, et la calcite va parfois en batonnets de 2 à 3 mm composés de quelques cristaux. Les feldspaths potassiques sont en amas avec quelques cristaux de biotite et calcite interstitiels. Ces amas de feldspaths

potassiques sont enrobées de biotite et amphiboles. Les feldspaths potassiques généralement reposent les uns sur les autres, bien que parfois de la calcite les séparent. Les feldspaths potassiques sont des microclines perthitiques. Les amphiboles présentent très souvent une texture poecilitique. Ce qui suggère leur cristallisation tardive par rapport aux minéraux inclus (calcite, feldspath potassique et apatite).

Une texture particulière a été observée. Il s'agit d'un arrangement des batonnets de calcite de façon à former des "pseudo-orbicules" très imparfaits (planche 23). Ce sont les batonnets de calcite qui contrôlent la texture. Ils mesurent de 2 à 3 cm de long par 0.5 cm de large. Ils sont composés de plusieurs (4 à 5) petits cristaux de calcite (à points triples). Ces batonnets de calcite s'orientent comme des rosettes concentriques. Les ferro-magnésiens se placent interstitiellement aux batonnets de calcite (planche 24). Les "pseudo-orbicules" de Dolodau ne correspondent pas à la définition d'une orbicule (Elliston, 1984). Cette texture à Dolodau ne se compose pas de cercles concentriques mais plutôt comme une rosette. Elliston (1984) présente une bonne revue (plus spécifiquement pour les granitoïdes) qui couvre bien les principaux aspects du problème. Des orbicules sont connues dans certaines carbonatites (Palabora (Moore, 1984)). Ces orbicules sont différentes de ce qui est observé à Palabora selon les descriptions de Moore (1984) et Erikson (1986; communication personnelle). Ce sont donc des phénomènes différents des

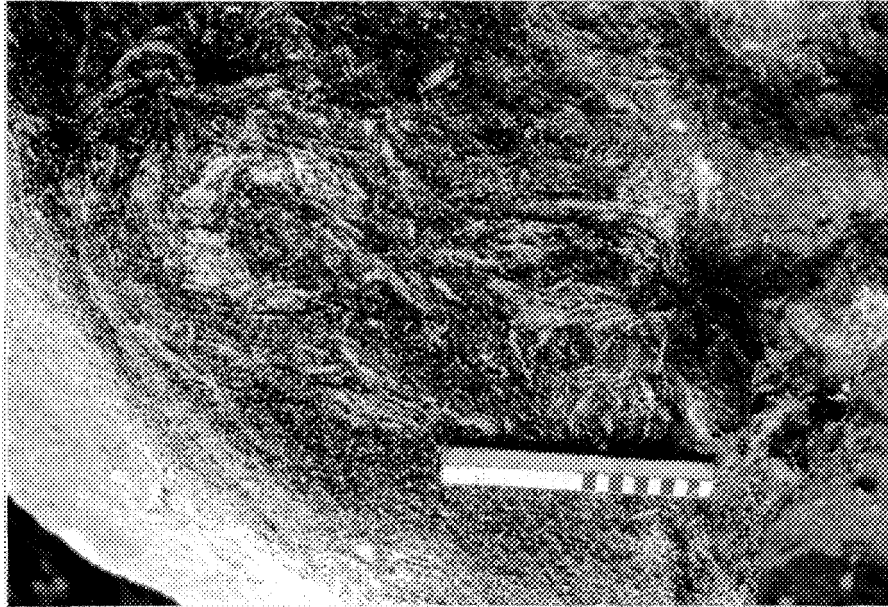


PLANCHE 23: Photographie illustrant la texture en pseudo-orbicules de la silico-carbonatite (échelle en centimètres).

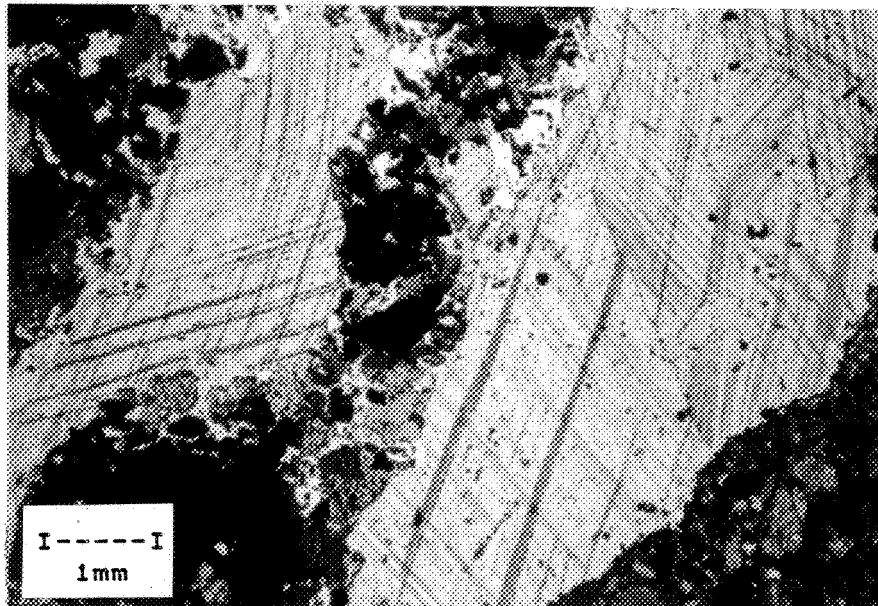


PLANCHE 24: Microphotographie de la texture des pseudo-orbicules.

orbicules.

4.5.3- Brèche fenitisée

La brèche fenitisée correspond à des dykes de sovite à biotite qui se sont introduits dans les éponges pour les séparer en gros blocs anguleux. Il y a souvent de la glimmerite aux contacts de la sovite à amphiboles et biotite. Les blocs d'éponge deviennent alors fenitisés et leur description est au chapitre sur la fenitisation.

CHAPITRE 5

AUREOLE METAMORPHIQUE AUTOUR DU STOCK DE DOLODAU

5.0- INTRODUCTION

L'aureole de métamorphisme (et de métasomatisme) est très limitée. Les affleurements sont peu abondants et de petites dimensions. Il est donc tout probable que les dimensions de la cornéenne et de la fenite soient sous-évaluées. Le pluton est de petite dimension, donc l'énergie thermique disponible est plus faible. Les intrusions subsolvus (partie syénitique) ne produisent qu'un de faible métamorphisme de contact (Tuttle et Bowen, 1958). Les granitoïdes hypersolvus produisent parfois un métamorphisme de contact (Tuttle et Bowen, 1958). Il n'y a pas eu d'évidence de métamorphisme de contact autour de la majeure partie de la circonférence du stock. La seule région qui présente un métamorphisme de contact et métasomatisme se situe près des dykes de carbonatite (carte en pochette).

5.1- LES DYKES DE GABBRO

A partir de l'affleurement de carbonatite pegmatitique en remontant vers le nord le long de la route, il y a quelques affleurements de gabbro. Ces affleurements montrent trois événements épigénétiques. (1) Métamorphisme au faciès schiste vert régional. (2) Métamorphisme au faciès amphibolite de contact. (3) Métasomatisme alcalin (fenitisation).

(1) Schiste Vert: Le métamorphisme au faciès schiste vert est un phénomène régional (Allard et al., 1985). Il s'observe dans les roches supracrustales des environs et dans les dykes de gabbro non fenitisés et sans le métamorphisme de contact du

stock de Dolodau. Les roches se caractérisent alors par l'apparition des assemblages minéralogiques suivants: albite - chlorite - épidote - calcite; albite - actinolite - chlorite - épidote. Ces assemblages sont typiques du faciès schiste vert pour des roches mafiques (Williams et al., 1954).

(2) Amphibolite: Quelques affleurements montrent un grade métamorphique plus élevé que l'ensemble. Ce sont généralement des roches à plagioclase et minéraux ferromagnésiens. Dans quelques échantillons, une texture subophitique à ophitique est partiellement conservée. Les minéraux ferromagnésiens sont des amphiboles (hornblende) avec un coeur de biotite. Les amphiboles mesurent de 0.4 à 1 mm et sont poeciloblastiques (contenant des plagioclases, biotite, opaque et amphiboles intermédiaires). Les plagioclases sont parfois recristallisés et mesurent 0.5 mm. La texture générale peut s'exprimer comme des porphyroblastes poeciloblastiques d'amphiboles dans une matrice de plagioclases.

(3) Fenitisation: Ces affleurements sont moins abondants et se situent à proximité des dykes de carbonatites (carte en pochette). Ils présentent des textures très semblables à celles décrites à la rubrique précédente. La principale caractéristique est une couronne d'aegerine incomplète (planche 25) et la présence de petites taches de ce qui semble être de l'arfvedsonite (par les méthodes optiques). Les plagioclases sont partiellement transformés en feldspaths potassiques. Un autre type de fenite a été observé. Il s'agit d'une roche très riche en épidote et carbonate (calcite) (planche 26).

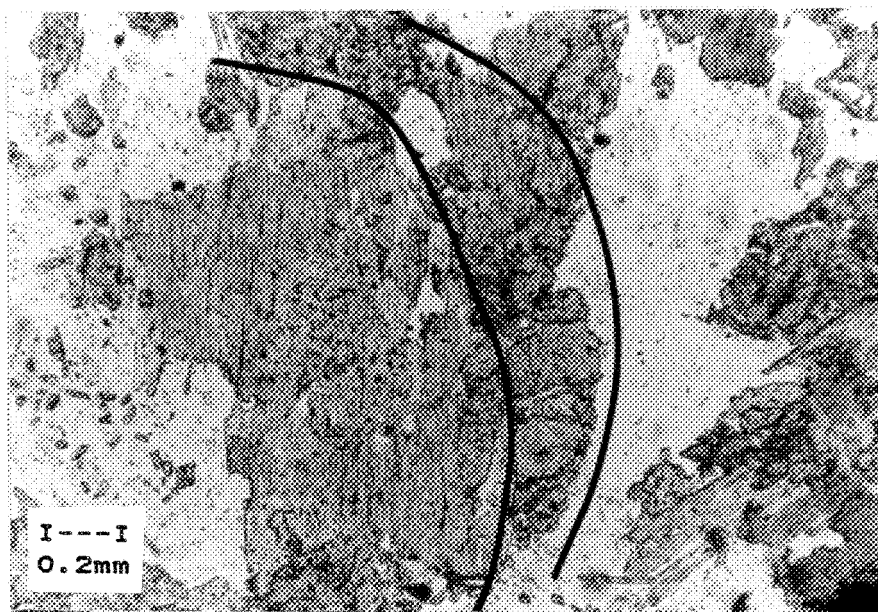


PLANCHE 25: Microphotographie montrant une couronne incomplète d'aegerine autour d'une amphibole.

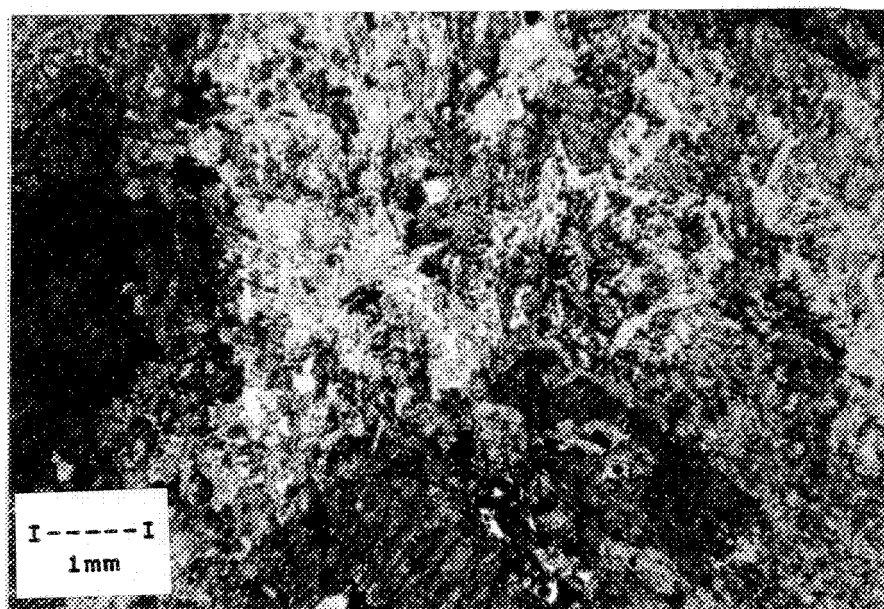


PLANCHE 26: Microphotographie montrant la fenite riche en épidote, calcite et grenat.

Les feldspaths potassiques sont plus ou moins en reliques, corrodes par la calcite. De la chlorite est aussi présente. Le minéral caractéristique est le grenat (probablement de l'andradite?). Le grenat présente des formes amiboïdales et des inclusions de calcite et ferromagnésiens. Une amphibole peut-être identifiée comme une tschermakite selon les identifications à la microsonde dans les autres échantillons. (appendice 4). Ces amphiboles se retrouvent en grands amiboïdes montrant des inter-relations intimes avec l'épidote et la calcite. La calcite est en grandes plages. Il y a du zircon. Des batonnets composites de calcite (semblables à ceux des pseudo-orbicules) ont été observés dans cette fenite. Mais leur disposition en rosette n'est pas présente.

5.2- LES PYROCLASTITES

En contact avec les dykes de sovite à biotite et la glimmerite, il y a des pyroclastites felsiques fenitisées. Ce sont des pyroclastites litées avec des fragments lithiques et ponces, comparables avec ceux décrit par De Rosen-Spence et al. (1980) et Dimroth et Demarcke (1978). Déformation, altération et métasomatisme ont oblitéré les échardes de verre possiblement identifiables. De magnifiques cristaux de arfvedsonite et de ferro-richtériite (appendice 4) confirment la fenitisation des pyroclastites.

CHAPITRE 6

GEOCHIMIE DU STOCK DE DOLODAU

6.0- INTRODUCTION

La localisation des échantillons est sur une **carte** en pochette. Les échantillons ont été choisis le plus représentativement possible. Quelques échantillons ont été choisis pour représenter des phénomènes ponctuels particuliers et intéressants. L'ensemble des échantillons analysés représente un volume minimum de 1,000,000 à 3,000,000 de fois la granulométrie moyenne de la roche. Les roches où la représentativité est la plus douteuse sont les carbonatites. Les variations minéralogiques sont très rapides. Plusieurs enclaves sont présentes dans ces roches. Il n'est pas toujours facile de distinguer si telle partie de la roche est la carbonatite proprement dite ou une enclave partiellement digérée. La syénite, la granodiorite, la monzonite et les dykes sont bien représentés par leur échantillons. Il est à noter que le nombre d'échantillons pour une même lithologie n'est pas nécessairement proportionnel au volume de la dite lithologie. Ces échantillons tentent de représenter le plus fidèlement possible les différentes unités lithologiques. De cette façon il est possible d'obtenir une bonne image géochimique du stock de Dolodau. Les analyses d'une trentaine d'échantillons ont été exécutées pour les éléments majeurs et quelques éléments traces. Il aurait été utile d'avoir les analyses pour quelques autres éléments traces (Eu, Nb, Zr, etc.). Mais les méthodes

d'analyses requises n'étaient pas accessibles pour cette recherche au moment de la réalisation de celle-ci. Différents traitements ainsi que des modélisations ont été exécutées. Les méthodes d'analyses sont décrites en appendice 1. Le tableau 3 donne les résultats des données géochimiques recueillies.

6.1- LES ELEMENTS MAJEURS

Les roches du stock de Dolodau se présentent comme des roches faiblement alcalines. Un des premiers tests consiste à déterminer le degré d'agpaïcité des roches de Dolodau. L'agpaïcité se définit comme le rapport moléculaire $(Na_2O + K_2O / Al_2O_3)$ (Currie, 1976; Sorensen, 1974). Si le rapport est supérieur à 1, la roche est dite agpaïtique. Si le rapport est inférieur à 1, la roche est dite miaskitique. Le tableau 3 donne l'agpaïcité des roches du stock de Dolodau.

Les roches sont donc toutes miaskitiques (tableau 4) sauf l'échantillon 77 (sovite à biotite). C'est donc dire qu'il y a suffisamment d'Al pour accommoder les alcalis, sauf pour l'échantillon 77 (sovite à biotite). Ceci correspond bien aux observations pétrographiques, en particulier la rareté de minéraux tels que amphiboles et pyroxènes alcalins. Des rapports agpaïtiques supérieurs à 1 auraient donné une minéralogie avec une plus grande proportion de minéraux alcalins.

Un second test consiste à utiliser le diagramme alcalis vs silice (figure 7) pour discriminer les roches alcalines et sub-alcalines tel que suggéré par Irvine et Baragar (1971). Il est ainsi facile de constater que les granodiorites (et dykes

TABLEAU 3
COMPOSITION CHIMIQUE ET NORMATIVE DES ROCHES DU STOCK DE
DOLODAU

	32	55	66	102	104	8	109	3	13	16	204	208	209	210	A
SiO ₂	69.88	68.77	70.64	71.12	62.96	65.66	65.45	62.44	62.15	65.88	66.83	65.48	64.41	72.71	17.08
TiO ₂	0.06	0.23	0.00	0.00	0.00	0.37	0.17	0.34	0.32	0.23	0.20	0.24	0.27	0.04	0.76
Al ₂ O ₃	16.95	17.90	16.62	13.44	18.56	17.98	18.37	18.49	18.94	18.49	17.53	17.75	17.43	16.13	6.81
Fe ²⁺ O ₃	2.20	2.67	1.47	1.95	1.58	2.63	1.72	3.18	2.96	1.88	2.30	2.07	1.82	0.40	8.59
FeO	0.15	0.16	0.23	0.31	0.17	0.39	0.27	0.27	0.35	0.17	0.27	0.40	0.37	0.06	5.61
Na ₂ O	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.22
MgO	0.35	0.41	0.06	0.08	0.07	0.29	0.04	0.01	0.03	0.68	0.30	0.24	0.16	0.14	2.81
CaO	1.20	1.23	1.36	1.67	2.37	1.62	1.17	0.51	2.08	2.85	1.00	0.53	1.75	0.42	28.07
Na ⁺ O	5.30	6.15	5.92	6.06	8.47	6.52	5.38	5.56	6.91	7.38	4.84	5.93	6.22	5.32	1.10
K ₂ O	2.58	2.61	2.85	2.58	2.14	3.56	3.09	7.48	3.79	1.80	5.86	4.75	4.19	2.45	1.24
H ₂ O ⁺	0.49	0.71	0.12	0.44	0.37	0.30	0.18	0.28	0.00	0.44	0.15	0.00	0.24	0.00	0.00
Total	99.19	100.87	99.29	97.69	96.73	99.36	97.86	98.59	97.56	99.83	99.31	97.41	96.89	97.68	72.29
CO ₂	0.03	0.17	0.49	1.11	-1.91	0.17	0.75	0.50	1.50	0.21	0.30	0.58	1.24	0.30	22.51
S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.18	0.40	0.03	0.03	0.01	0.01	0.06	5.14
Sr	8	20	33	275	16	122	14	110	114	138	11	10	10	10	1093
Rb	58	49	53	26	12	41	61	46	36	15	92	62	58	48	19
Li	8	16	9	4	11	5	0	0	5	4	5	4	4	2	13
Ba	186	520	583	287	267	956	881	1534	1013	484	1083	294	763	290	677
FI	87	87	91	93	91	87	91	94	89	83	90	91	89	92	19
Ar	11.39	10.50	6.79	2.41	0.44	11.21	2.28	5.10	1.41	16.13	6.96	2.11	1.58	0.41	48.51
g	26.16	19.76	23.63	25.33	5.53	10.67	14.16	0.36	7.04	9.40	14.48	12.90	11.59	32.10	1.99
or	15.25	15.42	16.84	15.25	12.65	21.04	30.08	44.21	22.40	10.64	34.63	28.07	24.76	14.48	7.33
ab	44.85	52.04	50.09	51.28	71.67	55.17	45.52	47.05	58.47	62.45	40.96	50.18	52.63	45.02	9.31
an	5.76	6.10	3.65	1.27	0.32	6.96	1.04	2.53	0.84	12.01	3.06	1.04	0.84	0.19	3.04
c	3.33	2.72	2.46	0.21	2.43	0.85	3.62	0.32	3.16	-0.00	2.10	3.23	2.35	4.66	4.77
di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
hy	0.87	1.02	0.15	0.20	0.17	0.72	0.10	0.02	0.07	0.93	0.75	0.60	0.40	0.35	9.36
et	0.41	0.00	0.81	1.13	0.68	0.32	0.44	0.00	0.30	0.00	0.39	0.66	0.51	0.11	12.45
il	0.11	0.40	0.00	0.00	0.00	0.70	0.32	0.63	0.61	0.42	0.38	0.46	0.51	0.08	1.44
hes	1.92	2.67	0.91	1.17	1.11	2.41	1.41	3.18	2.75	1.88	2.03	1.62	1.47	0.32	0.00
tl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
cc	0.07	0.00	1.11	2.52	4.34	0.39	1.71	0.00	3.41	0.00	0.68	1.32	2.82	0.68	51.19
ru	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb/Sr	7.25	2.45	1.61	0.10	0.75	0.34	4.36	0.42	0.32	0.11	8.36	6.20	5.80	4.80	0.02
FeO _t	2.13	2.56	1.55	2.07	1.59	2.76	1.82	3.13	3.01	1.86	2.34	2.26	2.01	0.42	13.34
F/F+H	0.861	0.863	0.963	0.963	0.959	0.906	0.979	0.997	0.990	0.736	0.888	0.905	0.927	0.754	0.828
Rb/Sr	7.250	2.450	1.606	0.095	0.750	0.336	4.357	0.418	0.316	0.109	8.364	6.200	5.800	4.800	0.017
K/Rb	369	442	446	824	1480	721	693	1350	874	996	529	636	600	424	542
K/Ba	115.1	41.7	40.6	74.6	66.5	30.9	48.0	40.5	31.1	30.9	44.9	134.1	45.6	70.1	15.2
den	2.34	2.35	2.33	2.33	2.35	2.35	2.34	2.34	2.36	2.36	2.34	2.34	2.35	2.31	3.01

Les échantillons 32, 55, 66, 102, 8, 16 et 210 sont des leucogranodiorites; 104, 109 et 3 des nordmarkites; 13 et 204 des enclaves comagmatiques; 208 et 209 des monzonites et A une carbonatite.

TABLEAU 3 (suite)
COMPOSITION CHIMIQUE ET NORMATIVE DES ROCHES DU STOCK DE DOLODAU

	72	77	91	25	124	9	14	18	37	98	111	129	88
SiO ₂	6.43	34.12	14.69	47.63	61.22	54.17	63.15	56.03	66.06	74.06	58.83	58.24	47.28
TiO ₂	0.09	0.63	0.66	0.35	0.21	0.65	0.17	0.17	0.11	0.05	0.05	0.16	0.44
Al ₂ O ₃	1.58	9.90	4.89	13.38	19.57	15.08	18.94	18.74	18.69	14.59	15.05	22.44	17.46
Fe ²⁺ O ₃	3.79	4.61	9.73	3.95	2.71	3.89	1.80	3.87	1.23	1.92	3.38	1.83	9.63
FeO	0.63	5.16	4.38	1.87	0.26	2.26	0.50	0.99	0.17	0.09	4.38	0.14	1.17
MnO	0.10	0.19	0.20	0.15	0.03	0.10	0.05	0.10	0.03	0.02	0.08	0.03	0.16
MgO	1.08	5.98	2.39	1.41	0.28	4.21	0.05	0.13	0.22	0.04	2.73	0.04	2.56
CaO	45.96	16.21	31.77	10.66	1.73	6.54	0.81	4.95	1.05	0.25	3.80	1.62	12.03
Na ₂ O	1.53	0.02	0.75	4.04	5.83	4.38	7.17	6.25	6.63	4.57	4.67	7.11	3.01
K ₂ O	0.59	4.32	1.55	4.49	4.07	6.18	4.98	4.45	3.00	3.72	4.48	4.26	3.55
H ₂ O ⁺	1.66	2.23	0.02	0.56	0.70	0.89	0.19	1.01	0.17	0.08	0.49	1.27	1.85
Total	63.44	83.37	71.03	88.49	96.61	98.35	97.81	96.69	97.36	99.39	97.94	97.14	99.14
CO ₂	33.08	10.04	25.04	7.99	1.39	1.09	0.29	2.82	0.64	0.13	0.26	0.03	0.13
S	0.19	0.23	0.62	0.02	0.06	0.00	0.13	0.03	0.10	0.05	0.02	0.00	0.14
Sr	3980	1408	3237	1088	21	924	60	899	18	3	76	12	1098
Rb	14	62	33	97	104	77	42	57	39	59	80	44	30
Li	6	31	20	35	14	92	13	40	0	0	22	11	17
Ba	381	1294	452	3854	1374	1556	687	1499	276	0	973	569	703
Fl	7	27	17	65	85	59	93	79	91	94	70	87	35
Ar	0.00	98.82	11.96	6.50	0.42	12.64	3.48	11.44	2.03	1.07	14.82	12.70	63.53
g	0.00	0.00	1.13	3.82	11.40	0.00	1.36	0.00	15.18	33.00	2.83	0.00	0.00
or	0.00	25.53	9.16	26.53	24.05	36.52	29.43	26.30	17.73	21.98	26.46	25.18	20.98
ab	0.00	0.17	6.35	34.19	49.33	22.36	60.67	52.10	56.10	38.67	39.52	53.96	13.58
an	0.00	14.17	0.68	2.38	0.20	3.24	2.19	6.73	1.16	0.42	6.87	7.85	23.65
ne	2.62	0.00	0.00	0.00	0.00	7.96	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	3.36	6.44
kal	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	2.23	1.00	5.65	0.00	0.95	1.18	4.11	2.89	0.00	3.26	0.00
di	0.00	2.23	0.00	0.00	0.00	17.38	0.00	0.00	0.00	0.00	8.48	0.00	13.75
hy	0.00	17.27	5.95	3.51	0.70	0.00	0.12	0.00	0.35	0.10	7.95	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.33
ol	2.81	1.10	0.00	0.00	0.00	1.73	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
ac	7.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
st	1.92	6.68	12.86	5.50	0.33	5.64	1.28	3.02	0.33	0.21	4.90	0.09	3.02
il	0.17	1.20	1.25	0.66	0.40	1.23	0.32	0.32	0.21	0.09	0.09	0.30	0.84
he	0.00	0.00	0.86	0.16	2.48	0.00	0.92	1.78	1.00	1.77	0.00	1.77	7.55
cc	75.23	22.83	56.95	18.17	3.16	2.48	0.66	6.41	1.46	0.30	0.59	0.07	0.30
mus	2.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	3.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb/Sr	0.00	0.04	0.01	0.09	4.95	0.08	0.70	0.06	3.90	19.67	1.05	3.67	0.03
FeO ₂	4.04	9.31	13.14	5.43	2.70	5.76	2.12	4.47	1.28	1.82	7.42	1.79	9.84
F/F _{AN}	0.793	0.614	0.848	0.798	0.907	0.582	0.977	0.972	0.856	0.979	0.733	0.978	0.796
Rb/Sr	0.004	0.044	0.010	0.089	4.952	0.083	0.700	0.063	3.900	19.667	1.053	3.667	0.027
K/Rb	350	578	390	384	325	666	984	648	638	523	465	804	982
K/Ba	12.9	27.7	28.5	9.7	24.6	33.0	60.2	24.6	90.2	0.0	38.2	62.1	41.9
den	3.21	2.72	3.05	2.49	2.36	2.47	2.34	2.41	2.34	2.31	2.45	2.36	2.55

Les échantillons 72, 77, et 91 sont des carbonatites; 25, 124, 9, 18 et 111 des porphyres à feldspaths alcalins et/ou pyriboles sodiques; 14, 37 et 98 des aplites; 129-un dyke de syénite à muscovite et 88 une fenite.

TABLEAU 4

AGPAICITE DES ROCHES DU STOCK DE DOLODAU

ECHANTILLON	LITHOLOGIE	AGPAICITE
3	syénite	0.91
9	porphyre à arfvedsonite	0.92
13	enclave comagmatique	0.81
14	aplite	0.91
16	granodiorite	0.76
18	porphyre à K-feldspath	0.80
37	aplite	0.76
52	granodiorite	0.68
55	granodiorite	0.72
66	granodiorite	0.77
77	sovite à biotite	4.73
88	fenite	0.51
91	silicocarbonatite	0.58
98	aplite	0.79
102	granodiorite	0.87
104	syénite	0.95
111	porphyre à clinopyroxène	0.83
129	syénite à muscovite	0.73

Note: Tout les échantillons analysés ne se retrouvent pas dans ce tableau. Les monzonites, quelques granodiorites et syénites sont absentes, mais ils demeureront dans la fourchette présentée. Les échantillons les plus intéressants sont les dykes alcalins qui sont tous présents.

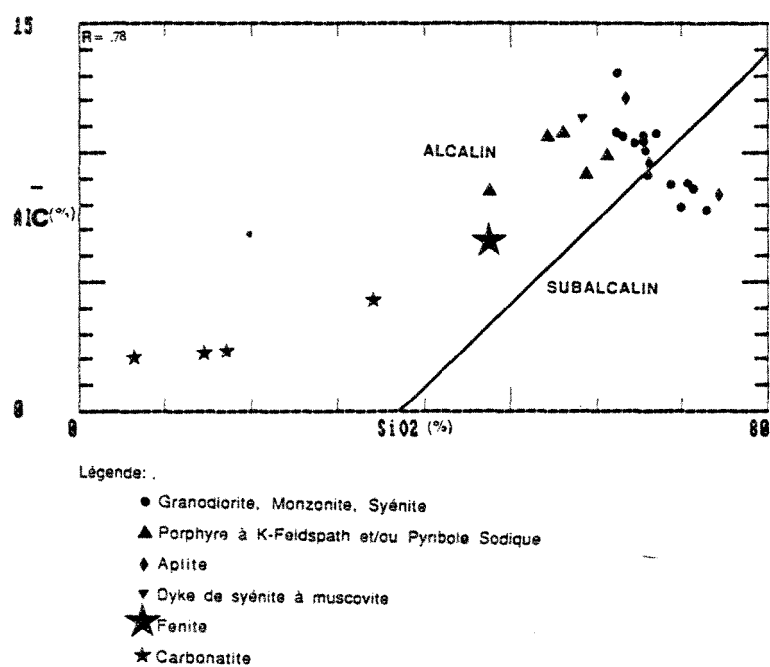


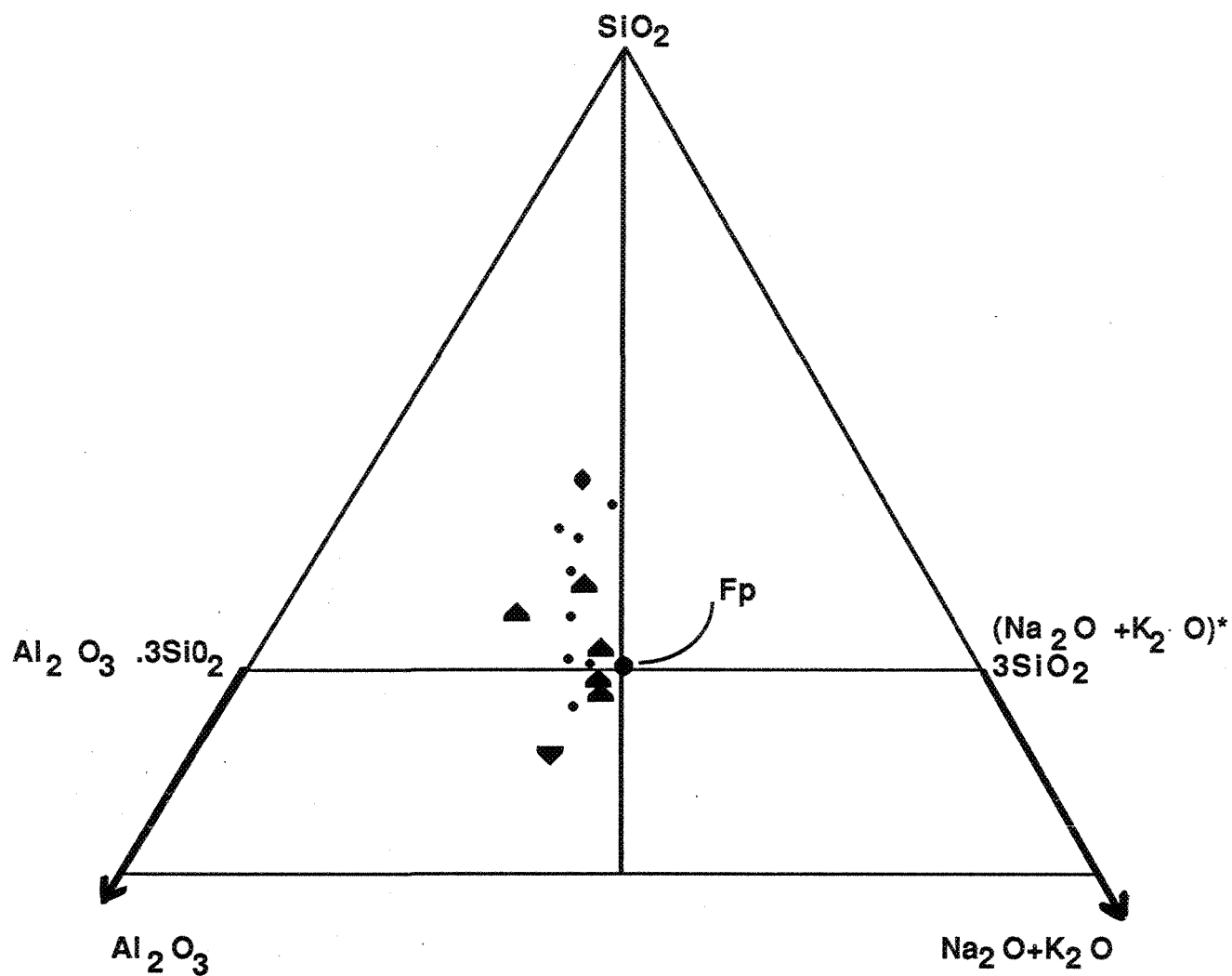
Figure 7: Diagramme de Harker

indigènes) sont sub-alkalines. Les syénites et les dykes de porphyre à feldspath potassique et/ou pyriboles sodiques sont alcalins.

Il est aussi possible de produire un diagramme ternaire $Al_2O_3-SiO_2-Na_2O+K_2O$ (figure 8). Ce diagramme est proposé par Bailey et MacDonald (1969). Il permet de visualiser l'alkalicité des roches puisque celles-ci seront d'un côté ou de l'autre de la bissectrice de l'angle silice (sommital). Les granitoïdes présentent un alignement qui semble bien s'éloigner du pôle feldspath. Ce qui suggère un fractionnement par les feldspaths (Bailey et MacDonald, 1969). La tendance des dykes n'est pas suffisamment rectiligne pour invoquer le même fractionnement. Il est tout probable que la plus grande abondance de minéraux ferromagnésiens apporte une composante dont ce graphique ne tient pas compte.

6.2- LA NORME

La norme (tableau 3) correspond à celle qui devrait être obtenue pour ce type de roches. L'aspect intéressant est l'apparition de la néphéline dans quelques échantillons. Elle n'est pas plus abondante que 7.96%. Ceci indique que les roches passent de saturées en silice à sous-saturées. Ce qui peut vouloir dire qu'il y a passage d'une barrière thermique (arête Ab-Or du diagramme Ab-Qz-Or; Morse, 1968). L'acmite, un indicateur de peralkalinité, n'apparaît dans aucun pourcentage normatif. Le diopside, l'hypersthène et l'olivine apparaissent dans les roches ayant très peu ou pas de quartz. Le corindon se retrouve dans quelques roches mais à faible pourcentage, sauf



Légende:

- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ▲ Porphyre à K-Feldspath et/ou Pyribole Sodique
- ◆ Dyke de syénite à muscovite

Figure 8 Diagramme ternaire de SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - Al_2O_3 (proportions moléculaires) ; le point Fp représente la localisation des feldspaths KAlSi_3O_8 et $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

pour l'échantillon 129. Celui-ci en contient 5% et la pétrographie a mis en évidence de la muscovite anormalement abondante (environ 20%) pour ces granitoïdes. Cet échantillon présente donc des tendances peralumineuses. Les sovites montrent une grande quantité de calcite ce qui correspond bien aux observations pétrographiques. Les autres échantillons en contiennent quelques pour-cent.

6.3- LES ELEMENTS TRACES

Le Li présente un comportement encore mal connu dans les granitoïdes (Kretz et al., 1982). Ainsi le Li serait très mobile dans les activités terminales du pluton pour se remobiliser dans les pegmatites par exemple. Ces dernières se présentent sous de petites dimensions et ne sont pas zonées et aucun minéral lithinifère (lépidolite, spodumène ou à la rigueur de la muscovite pouvant contenir du Li) n'a pu être identifié. Aucune analyse des pegmatites comme telle n'a été faite. Même les roches riches en muscovite (échantillon 129) ne présente qu'une faible teneur en Li (11 ppm).

Le Rb et Ba suivent légèrement le comportement du potassium. Mais ce n'est pas tout leur comportement qui peut être expliqué par la substitution. Les coefficients de partage dans un premier temps et les processus génétiques en un second, de ces roches, aideront à expliquer les autres composantes du comportement.

Le Sr se comporte relativement comme le calcium. Les bons coefficients de corrélation confirment cette relation (tableau 5). La substitution Sr-Ca explique bien le comportement du Sr.

Les autres phénomènes ne semblent pas aussi importants (très bonnes corrélations Sr-Ca).

6.4- DIAGRAMMES DE HARKER

Les différents diagrammes de Harker peuvent s'exprimer en terme de coefficients de corrélation. Les résultats sont présentés sous forme d'un tableau: Matrice des Coefficients de Corrélation (tableau 5). La matrice donne le coefficient de corrélation des différents éléments ou rapport d'éléments (ou addition), dont certains éléments traces à l'échelle logarithmique. Les coefficients ont été calculés par le logiciel STAT (Davis, 1986).

Il est à noter que tous les échantillons (granitoïdes, dykes granitiques et dykes de carbonatites) sont inclus dans ce calcul (sauf les fénites). Ce qui induira certaines anomalies. Il est bien entendu que certains coefficients de corrélation n'ont pas de représentation naturelle. Mais ils ont été calculés pour ne pas laisser d'espace vide dans la matrice.

Le FI représente le "fractionation index" (indice de fractionnement: $q+or+ab+ac+ns$ normatifs) proposé par McDonald (1969) pour les roches alcalines. Cet indice indique selon le modèle le degré de fractionnement (directement proportionnel). Il indique essentiellement l'évolution d'une suite de roche en fonction de sa tendance à se diriger vers le "petrogeny's residua system" (Thornton et Tuttle, 1960). Il est possible que certaines corrélations (élément majeur en fonction de FI) soient une fonction des artifices de calculs. Ceci est moins vrai pour les éléments traces. Il y a donc un effet

d'autocorrélation (voir discussion sur le sujet à l'appendice 5). Pour les dykes de Dolodau, la variation de l'indice est inversement proportionnelle à l'alcalinité (figure 7). Ainsi un indice de fractionnement (FI) élevé correspondra à une roche peu alcaline. Ceci s'explique par la présence de phases normatives telles que la néphéline, dont le FI ne tient pas compte. Ainsi lorsque ces phases commencent à apparaître l'indice (FI) décroîtra. Les granitoïdes répondront à l'indice (FI) de façon proportionnelle, i.e. augmentation du FI avec l'augmentation de l'alcalinité. La disparition de l'anorthite normative (non incluse dans le FI) fera augmenter le FI. Ce qui correspondra à la disparition du plagioclase donc la cristallisation "s'éloigne" de la granodiorite pour se "rapprocher" de la nordmarkite.

Un premier groupe des coefficients de corrélation reflète les effets des grandes différences de composition entre les granitoïdes et les carbonatites. La composition même des carbonatites et des granitoïdes indique que les premières seront pauvres en silice et riches en calcium et les secondes à l'inverse, ce qui produira un bon coefficient de corrélation. Celui-ci sera cependant peu utile pour l'interprétation géochimique. Ce qui est le cas pour les corrélations suivantes: SiO_2 vs CaO , CO_2 , Sr, MnO, L (Sr/Ba); Al_2O_3 vs CaO , CO_2 , Sr, FI, L (Sr/Ba); Fe_2O_3 ou FeO vs MnO, FI; MnO vs Na_2O ; ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs CaO , CO_2 , Sr.

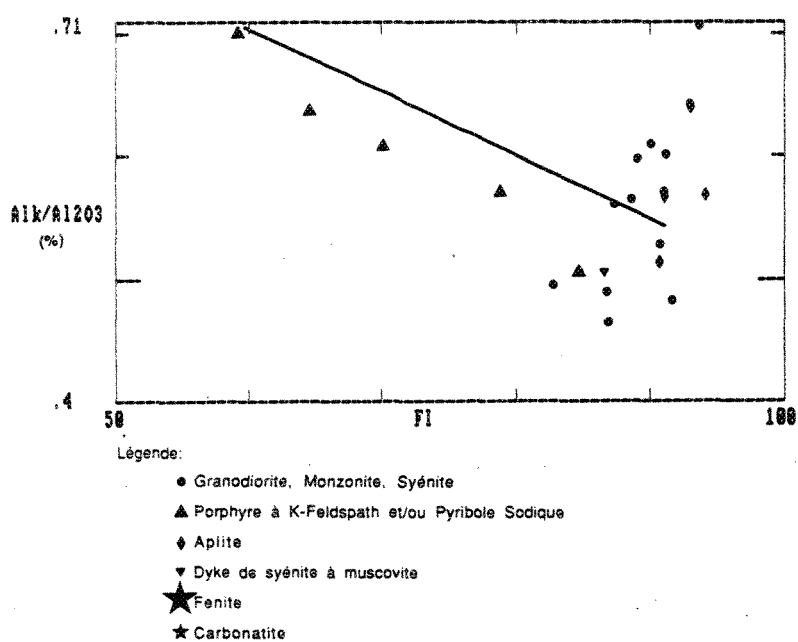


Figure 9: Diagramme de Harker

Il y a les coefficients de corrélation produits par un élément trace en fonction de lui-même à l'échelle logarithmique. Ce sont: Rb vs L Rb; Ba vs L Ba; Li vs L Li.

Certains coefficients se produisent par la définition même d'une des parties des deux éléments corrélées en fonction de l'autre. Ce qui est le cas de: Fe_2O_3 ou FeO vs Fe (total), (Fe (total) + MgO), Na_2O vs (Na_2O + K_2O).

- SiO_2 et Na_2O vs FI (figure 10)

La silice diminue avec le fractionnement (indice qui diminue; figure 10 A). Les roches les plus fractionnées seront les plus pauvres en silice. La diminution du Na_2O avec l'indice de fractionnement (figure 10 B) peut se regrouper avec les alcalis en fonction du FI. Indiquant que le Na_2O exerce un plus grand contrôle sur les processus que le K_2O . Ces deux associations s'expliquent aussi par les minéraux normatifs de l'indice qui se composent de ces éléments.

- Al_2O_3 vs (Na_2O + K_2O) et Na_2O (figure 11 A et C)

L'aluminium et les éléments alcalins sont des constituants des feldspaths essentiellement sauf dans le cas des dykes à pyriboles sodiques (très faible volume de roche observé).

- FeO (Fe (total) et (Fe (total) + MgO)) vs FI (figure 11 B)

Cette excellente corrélation négative peut s'expliquer par la plus grande abondance des ferro-magnésiens dans les roches plus pauvres en silice. Ce qui s'observe sur le terrain par des roches plus mélanocrates.

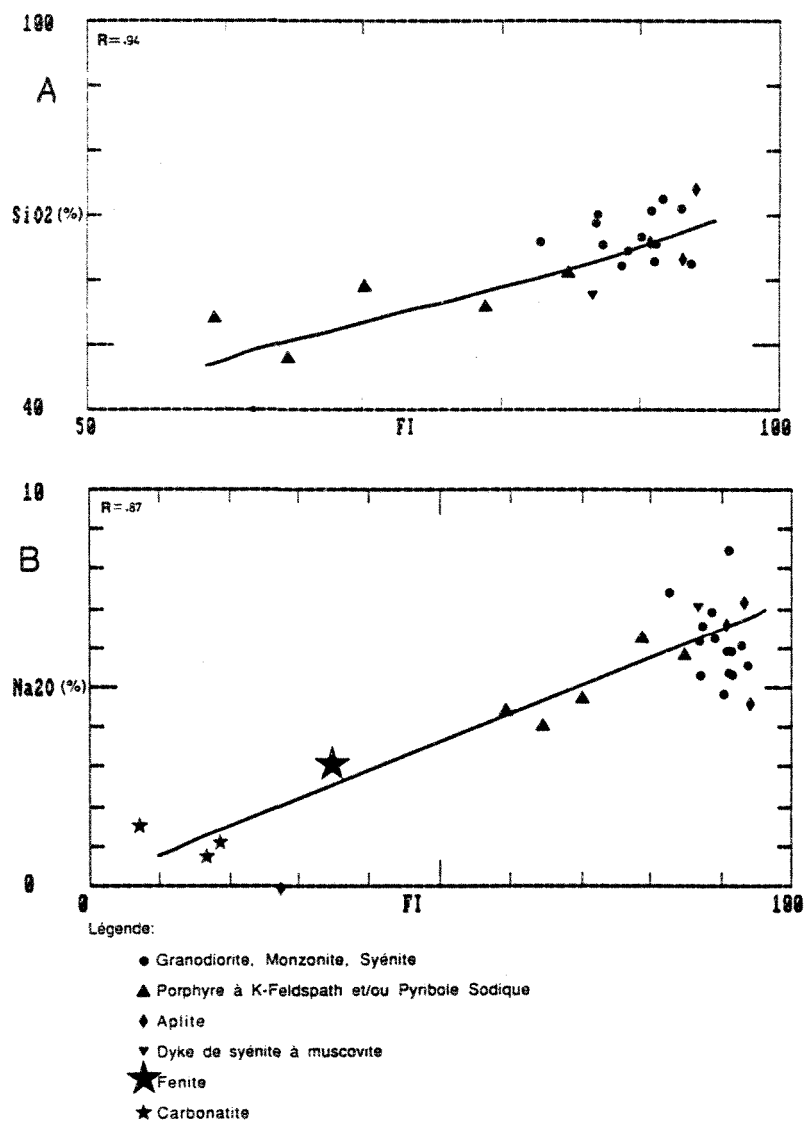


Figure 10: Diagramme de Harker

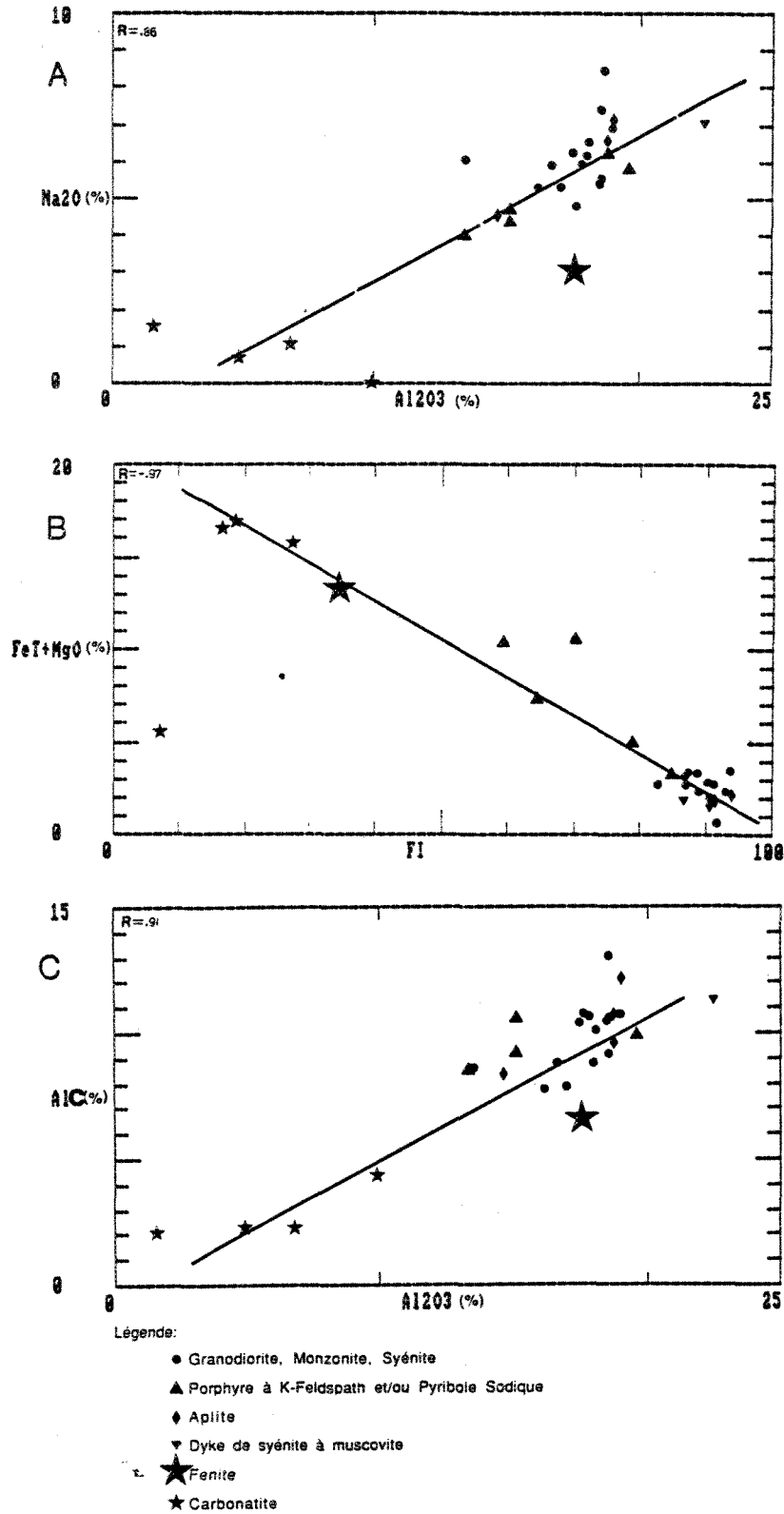


Figure 11: Diagramme de Harker

-MnO ou CaO, Sr, CO₂ vs FI (figure 12 et 13 B)

Une partie du coefficient de corrélation est une fonction de l'effet des carbonatites vs granitoïdes. Les dykes quant à eux montrent une certaine corrélation négative pour le MnO (figure 12 C). Ceci concorde avec les observations de terrain, puisque les roches les plus alcalines ou tardives présentent une plus grande quantité de carbonates (et de MnO).

-MnO vs Fe(total) et (Fe(total) + MgO) (figure 13 A et C)

Une partie de cette corrélation s'explique par la différence entre carbonatites et granitoïdes. Mais il est redondant que MnO et Fe (total) ou (Fe (total) + MgO) progressent dans le même ordre de grandeur. Les minéraux ferro-magnésiens et les carbonates (contenant une partie du MnO; Heinrich, 1966) se retrouvent tous les deux plus abondants dans les mêmes roches selon les observations de terrain. Heinrich (1966) mentionne que le manganèse s'associe plus avec les carbonates de fer qu'avec la calcite et avec certains pyroxènes ou micas. Ceci permet d'expliquer pourquoi il n'y a pas d'aussi bonne corrélation entre CaO et Fe (et Mg).

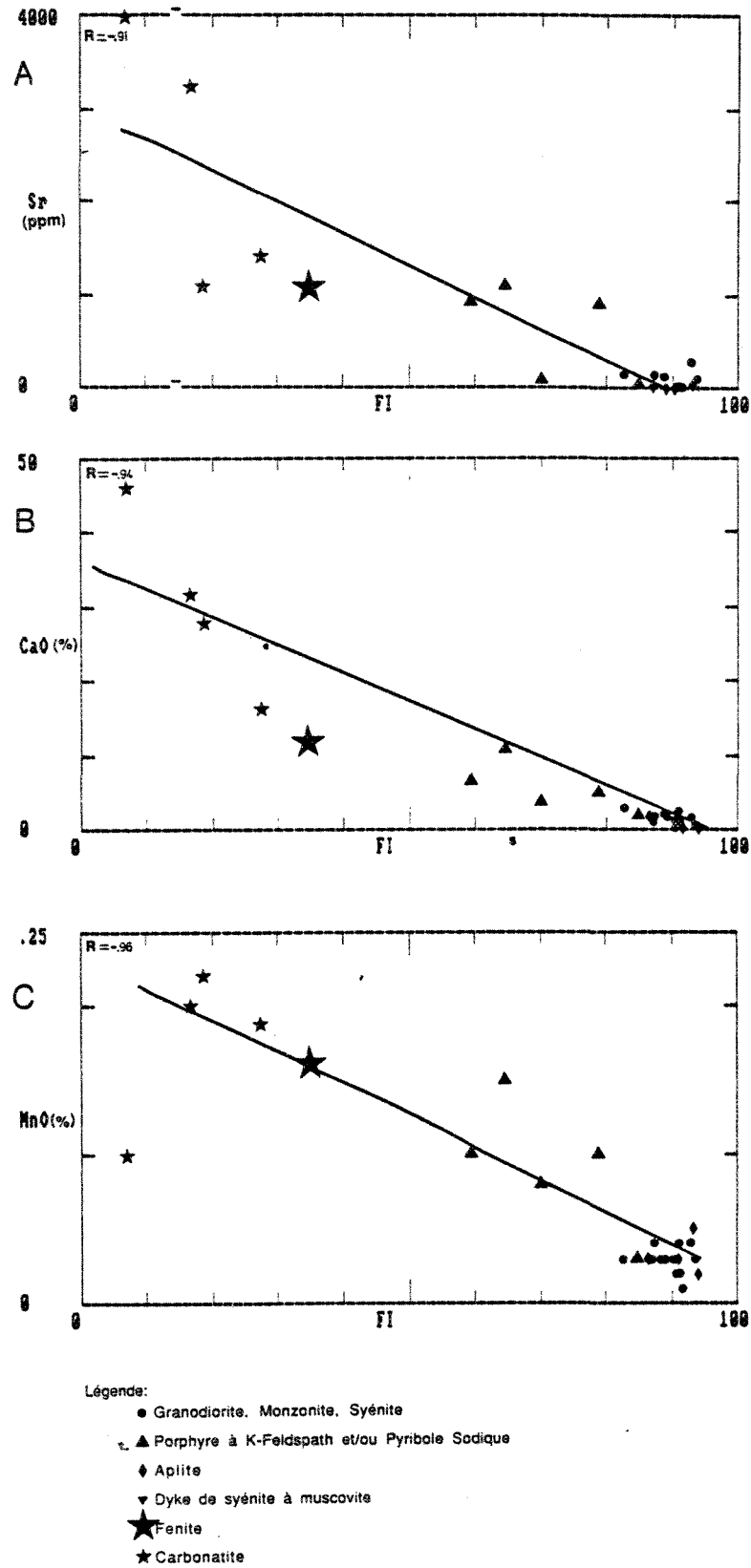


Figure 12: Diagramme de Harker

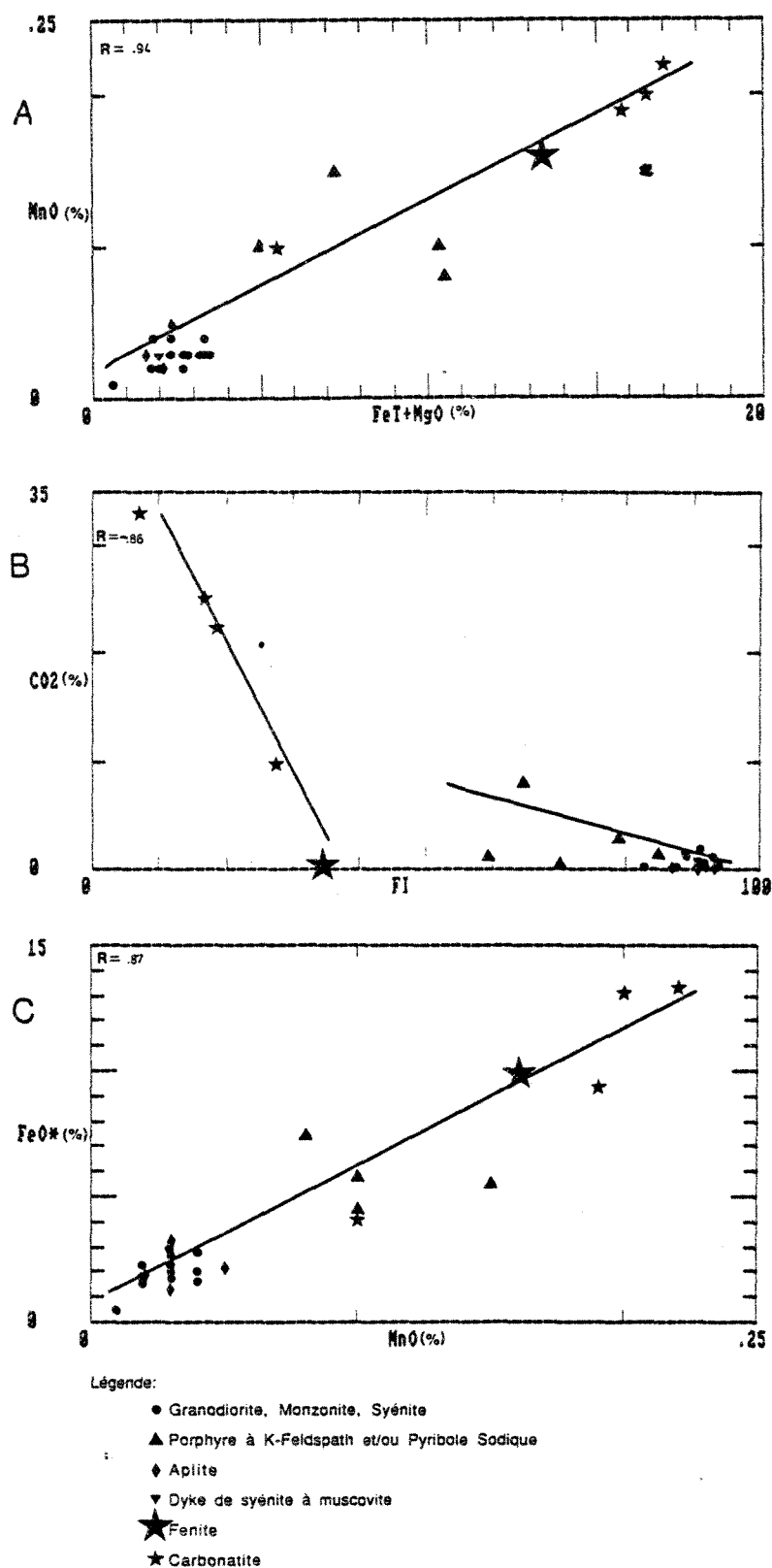


Figure 13: Diagramme de Harker

-CaO vs CO₂ et Sr (figure 14 A et B)

Il est bien évident que le CaO et CO₂ vont ensemble dans les carbonates. Ceci implique qu'il y a peu de calcium dans les plagioclases. D'ailleurs, les données pétrographiques microscopiques indiquent un plagioclase peu calcique (oligoclase) ou un feldspath potassique. Le Sr peut entrer en substitution avec le calcium dans la calcite ou peut-être dans de la strontianite (non identifiée mais possible dans les roches de Dolodau).

L (Rb/Sr) vs L Sr (figure 14 C)

Cette excellente corrélation peut s'expliquer par la chimie fondamentale. Ainsi à mesure que la quantité de Sr augmente, le Rb diminuera de façon proportionnelle. Elle peut aussi s'expliquer par un mélange de magma étant donné la nature hyperbolique ($R=1$) de la courbe (Langmuir et al., 1978). Le manque d'analyse d'éléments traces incompatibles proscrit la discrimination entre les deux processus. La très bonne corrélation laisse supposer que ce puisse être une corrélation douteuse (Langmuir et al., 1978) ou de type $L (1/x)$ vs $L x$. Le diagramme Rb/Sr vs CaO (figure 15 C) ou en échelle logarithmique (figure 15 B) montre une bonne corrélation (linéaire pour l'échelle logarithmique, hyperbolique pour l'arithmétique). Ceci répond bien aux attentes considérant la substitution Sr/Ca. Donc ce n'est pas une corrélation douteuse.

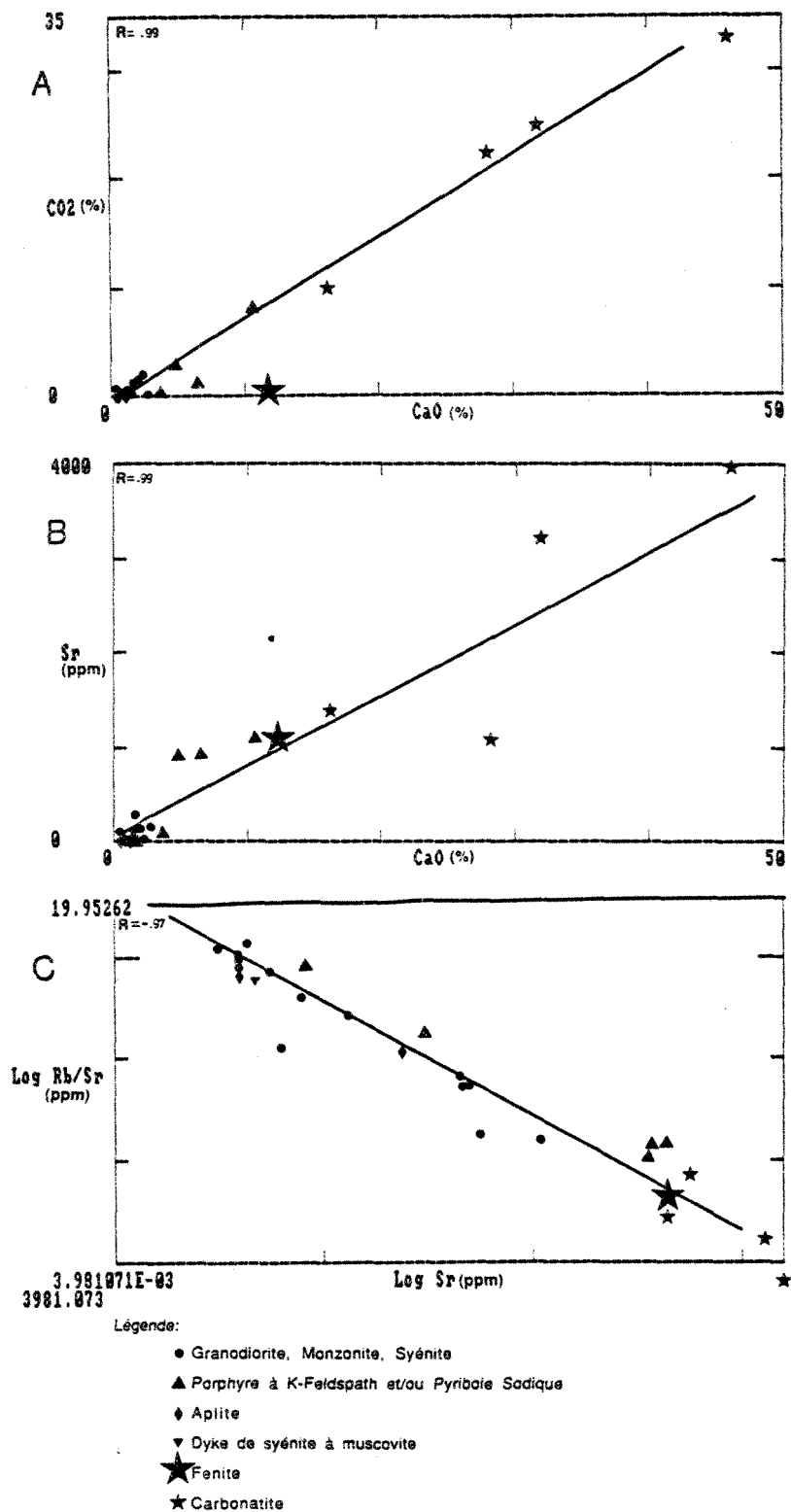


Figure 14: Diagramme de Harker

Une autre analyse intéressante est celle des coefficients de partage. Pour ces roches, les deux principaux minéraux à considérer seront plagioclase et feldspath potassique. Les coefficients de partage Rb-Sr dans ces minéraux pris semi-quantitativement sont élevés pour le Sr et faibles (Coef. < 1) pour le Rb (Arth, 1976). Ainsi le rapport Rb/Sr se devra d'être élevé pour les "roches évoluées" et faible pour les "roches primitives". Les syénites se retrouvent vers la droite du diagramme et les granodiorites dans le coin supérieur gauche. Ceci suggère que les syénites sont "primitives" et les granodiorites "évoluées". Dans le cas des dykes alcalins, la calcite capte le Sr de façon dramatique. Ce qui modifie le patron pour le rendre non-interprétable de cette façon.

-L (Rb/Sr) vs L (Sr/Li) (figure 15 A)

Le Li n'ayant qu'une faible variation (plus ou moins constant), c'est donc presque l'équivalent du précédent rapport L (Rb/Sr) vs L (Sr).

-L (Sr/Li) vs L Sr (figure 16 A)

Cette corrélation s'explique comme la précédente par la faible variation du Li.

-SiO₂ vs Al₂O₃ (figure 16 C)

Cette corrélation s'applique surtout aux granitoïdes. Elle correspond à la diminution du quartz qui est remplacé par des feldspaths.

-Fe₂O₃ vs S (figure 16 B)

Cette association peut s'expliquer par la pyrite. Le principal sulfure est la pyrite composée de Fe et S. Le problème

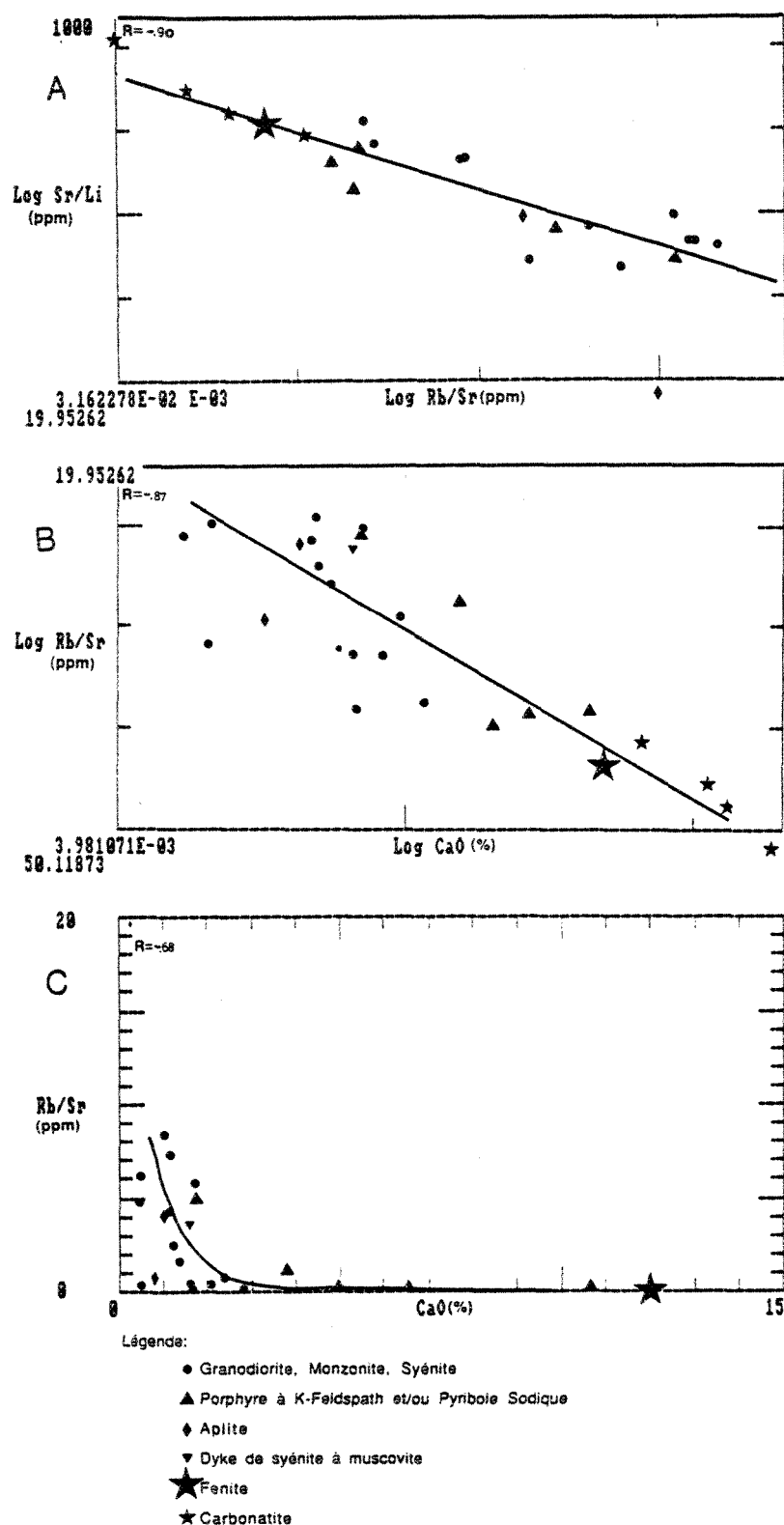
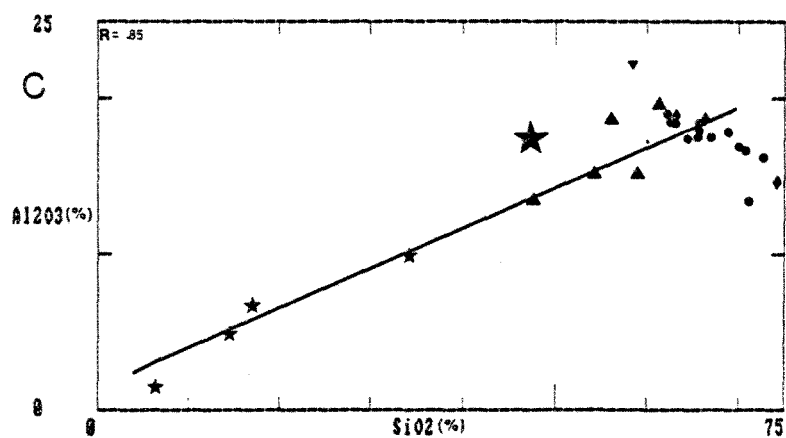
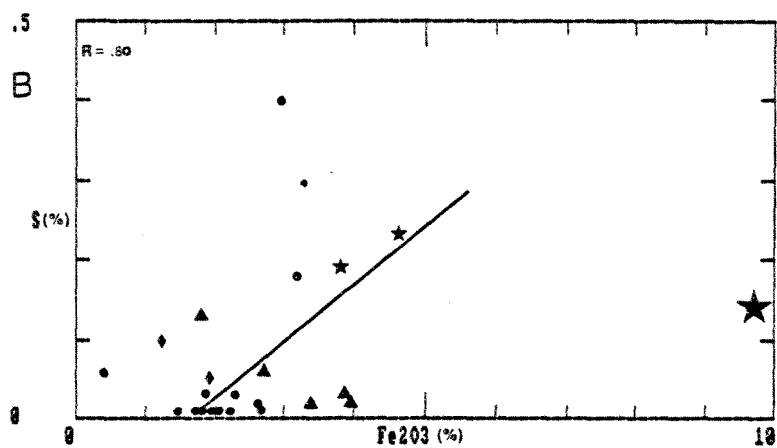
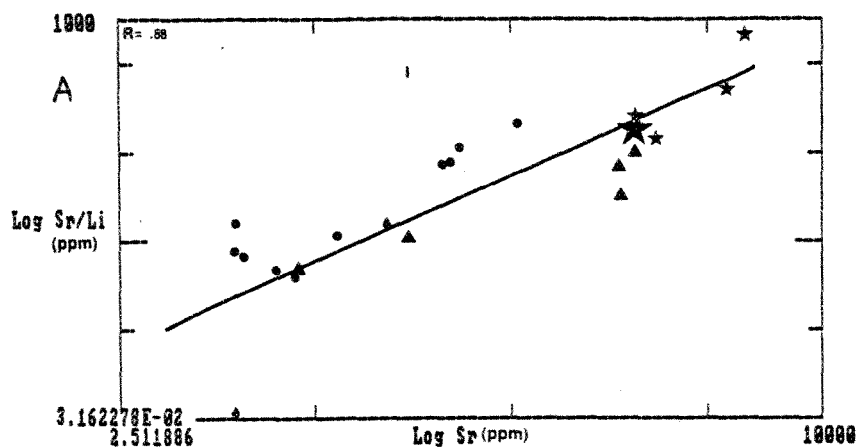


Figure 15: Diagramme de Harker



Légende:

- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ▲ Porphyre à K-Feldspath et/ou Pyrobole Sodique
- ◆ Aplite
- ▼ Dyke de syénite à muscovite
- ★ Fenite
- ★ Carbonatite

Figure 16: Diagramme de Harker

maintenant posé est pourquoi le S s'associe-t-il au Fe_2O_3 et non au FeO . Puisque le fer dans la pyrite est sous sa forme réduite et non oxydée. Si par contre la pyrite a été oxydée (météorisation) alors cette corrélation peut trouver son explication. Le degré de corrélation pas "si élevé" s'explique par la présence d'hématite dans les roches d'origine autre que par décomposition de la pyrite.

- FeO vs MgO (figure 17)

Le MgO se retrouve surtout associé au FeO (dans les minéraux ferro-magnésiens). Donc il est normal que leur corrélation soit bonne.

- CaO (CO_2 , Sr) vs L (Sr/Ba) (figure 18)

Le Sr est environ 100 fois plus abondant dans les carbonatites que dans les granitoïdes, le Ba parcontre n'est que 1 à 3 fois plus abondant. Alors le rapport Sr/Ba deviendra un excellent discriminant entre les granitoïdes et les carbonatites. Ainsi il y a un nuage de points pour les granitoïdes et les carbonatites sont en trainée, ce qui confère un bon degré de corrélation.

- K_2O vs Ba (figure 19 B)

Le Ba entre en substitution avec le potassium. Donc plus il y a de K_2O plus il y aura de Ba.

6.3.2 Diagrammes sans les carbonatites

-($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs SiO_2 (figure 19 A)

Les dykes ne présentent pas de "trend" particulièrement prononcé. Les granitoïdes montrent une diminution rapide des alcalis avec la silice qui augmente. Ainsi plus les roches sont

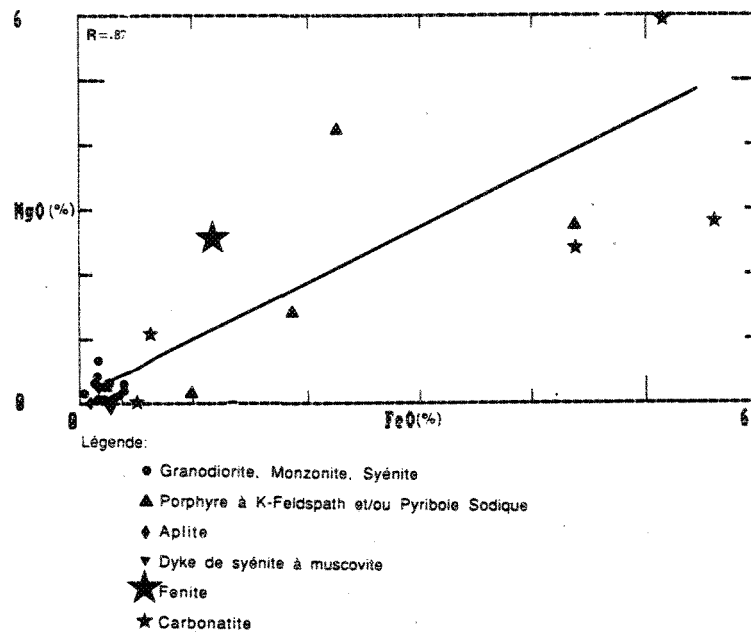


Figure 17: Diagramme de Harker

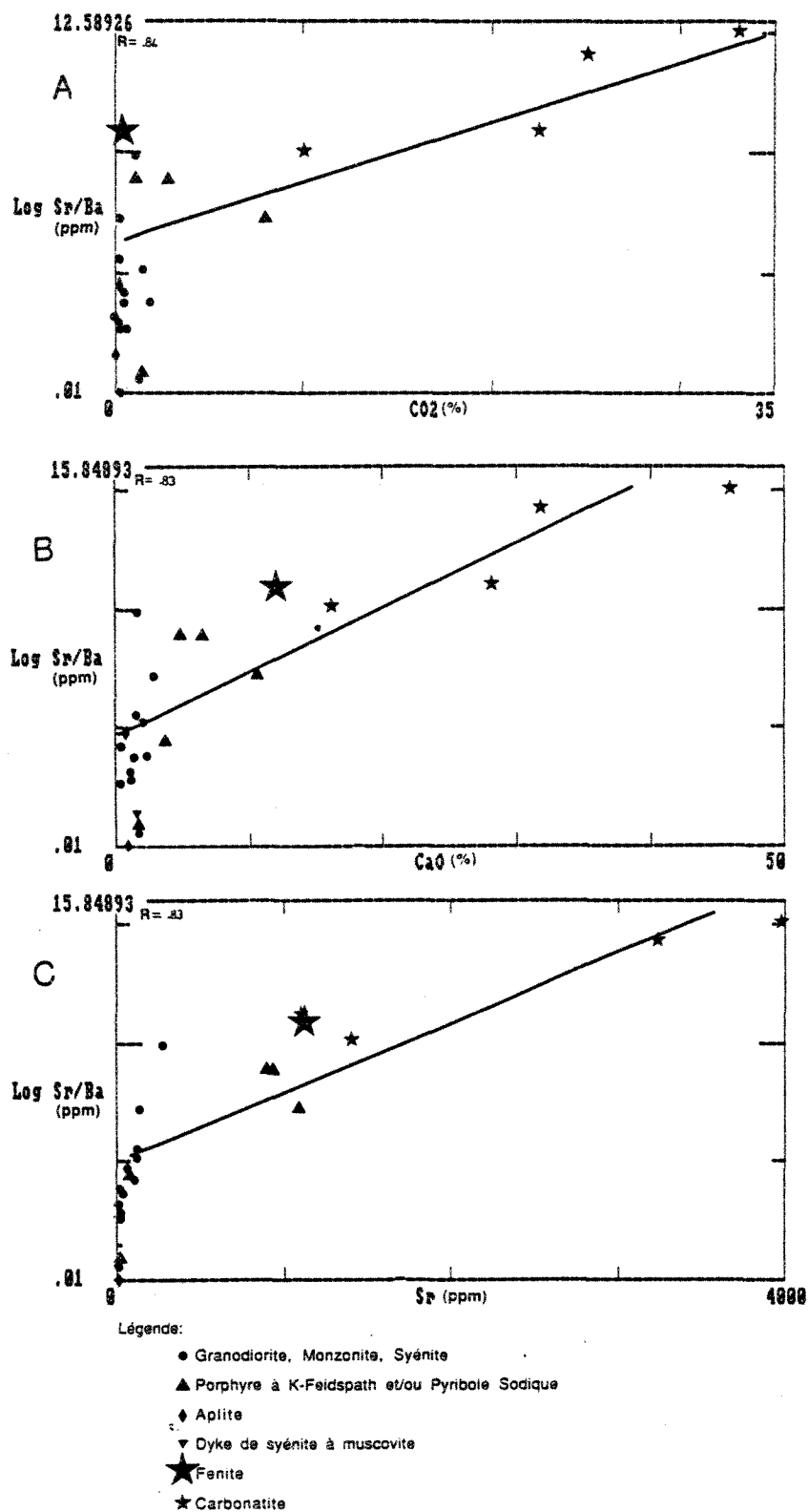


Figure 18: Diagramme de Harker

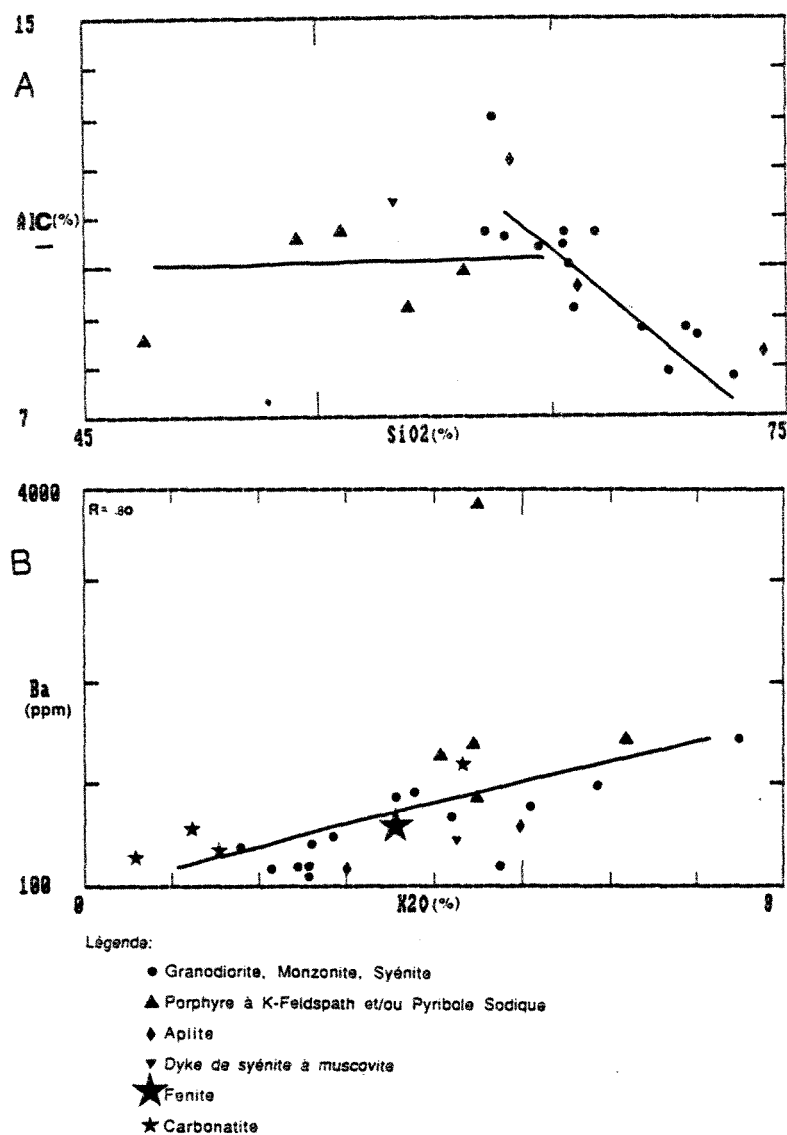


Figure 19: Diagramme de Harker

alcalines plus elles seront pauvres en silice. Ceci correspond aux observations pétrographiques, les roches qui contiennent les minéraux alcalins présentent un faible contenu en silice.

-((Na₂O + K₂O) / Al₂O₃) vs FI (figure 9)

Ce rapport est un indicateur (agpaïcité) "d'alcalinité" mais pas aussi valable que l'indice agpaïtique puisqu'il s'exprime en pourcentage poids et non moléculaire. Les syénites-granodiorites et les dykes présentent des relations inverses. L'indice alcalin augmente avec le FI pour les syénites-granodiorite et l'indice alcalin diminue avec le FI qui augmente pour les dykes. Dans le cas des granitoïdes, une augmentation du rapport ((Na₂O + K₂O) / Al₂O₃) correspondra à plus de feldspaths alcalins. Les plagioclases des granodiorites en étant plus calciques (oligoclases) que les feldspaths potassiques des nordmarkites, le "mouvement" vers les syénites engendrera une augmentation de l'indice alcalin. Dans le cas des dykes l'augmentation de la quantité des alcalis est plus grande que celle que l'aluminium ne peut accomoder dans les feldspaths. Ainsi il y aura des minéraux comme la néphéline normative dont l'indice ne tient pas compte. Ceci produira une alcalinité croissante et un FI décroissant.

-(Na₂O + K₂O) vs FI (figure 20)

Les alcalis présentent un profil relativement plat pour les dykes. Ainsi la somme absolue des alcalis ne varie pas de façon à produire un véritable "trend". Ceci fait ressortir que, lorsqu'une roche est dite "plus alcaline" qu'une autre, il faut conserver à l'esprit qu'il est question des alcalis en fonction de Al₂O₃ et/ou SiO₂. Les syénites-granodiorites présentent un certain "trend" discutable. Les syénites-granodiorites suggèrent un contenu en alcalis qui augmente avec le fractionnement. Certains échantillons semblent contredire cet suggestion.

-(Fe₂O₃ / FeO) vs FI (figure 20)

Les syénites-granodiorites ne présentent pas de "trend" intéressant. Les dykes par contre montrent un fort enrichissement du fer ferrique par rapport au fer ferreux. C'est donc dire que l'état d'oxydation du fer est plus grand lorsque la silice est plus abondante. Un phénomène qui aura une influence sur ce diagramme sera la facilité d'oxydation du fer dans ces différents dykes. Dans les dykes plus primitifs, le fer est principalement contenu dans la pyrite et la magnétite. Dans les dykes plus tardifs, le fer est plutôt dans les minéraux ferro-magnésiens (amphiboles, pyroxènes et micas). Dans le premier cas il est plus facilement oxydable que dans le second. Une seconde considération est la quantité de fer dans les différents minéraux. Les roches plus tardives sont plus ferrifères (fer total) et une grande partie du fer se retrouve dans les minéraux ferromagnésiens (plus riches en fer ferreux).

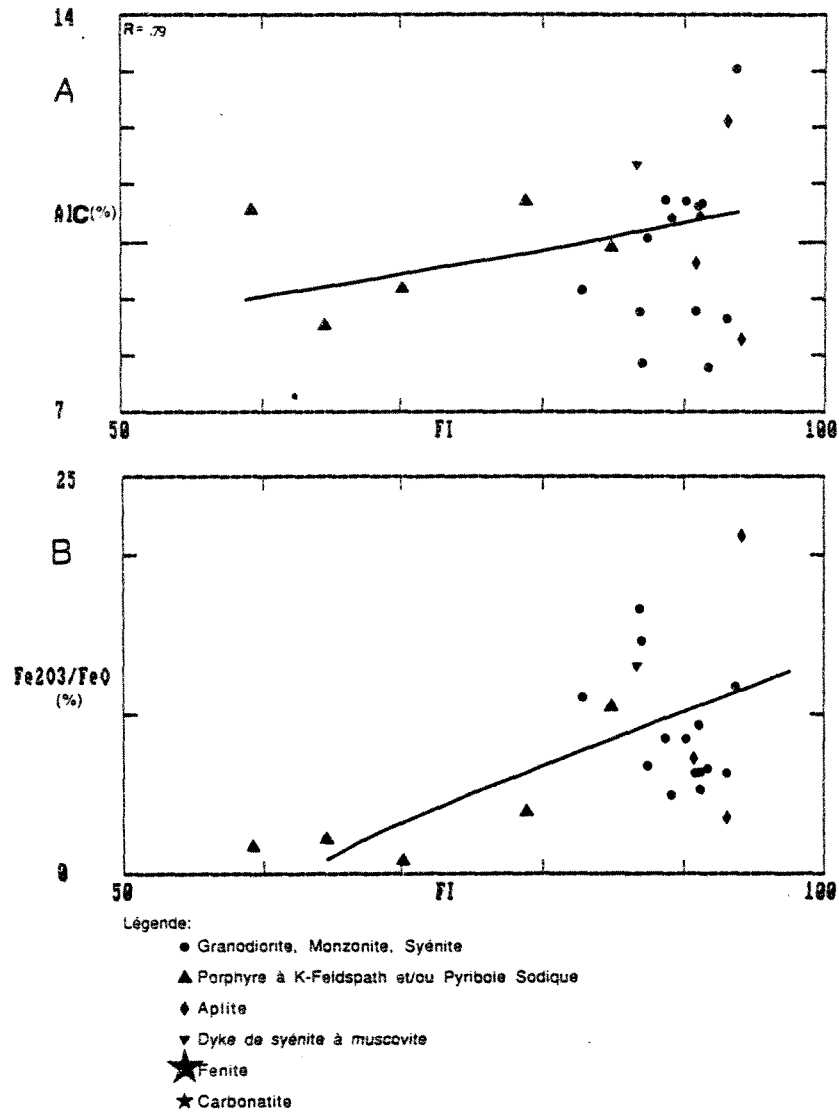


Figure 20: Diagramme de Harker

-Li vs FI (figure 21)

Les granitoïdes ne présentent pas de "trend" particulier encore une fois. Les dykes par contre indiquent une forte augmentation du Li avec le FI qui diminue. Ce dernier peut avoir subi une remobilisation tardive comme dans le cas des pegmatites (Kretz et al., 1982).

6.5- DIAGRAMMES TERNAIRES

Le diagramme $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (figure 22) ne donne pas de "trend" particulier pour tous les échantillons. Les syénites-granodiorites montrent le passage d'un contenu sodico-potassique à un contenu calco-sodique. Les dykes s'enrichissent en calcium et conservent un rapport relativement constant. Les carbonatites se positionnent en un "trend" subparallèle à l'axe $\text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$.

Le "trend" des syénites-granodiorites se justifie par les feldspaths. Ainsi il y aura plus de plagioclases ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$) dans les granodiorites que dans les nordmarkites ($\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$) (tableau 1). Le comportement des dykes s'explique par la présence croissante de calcite dans ceux-ci. La somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ étant plus constante pour les dykes, l'apparition de la calcite dévie le "trend" vers le CaO .

Un diagramme $\text{CaO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CO}_2$ (figure 23) aurait pu aider à déterminer si le "trend" est relié aux plagioclases ou à la calcite. Mais les "trends" développés ne favorisent ni l'une ni l'autre des hypothèses. Les carbonatites étant pratiquement dépourvues de sodium, le "trend" sera alors subparallèle à l'axe $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$. Le K_2O provient des feldspaths

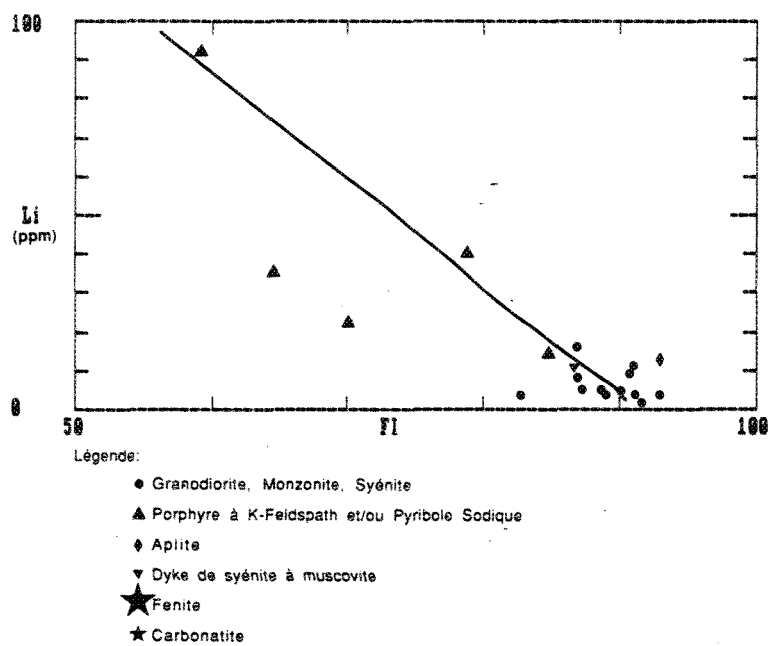
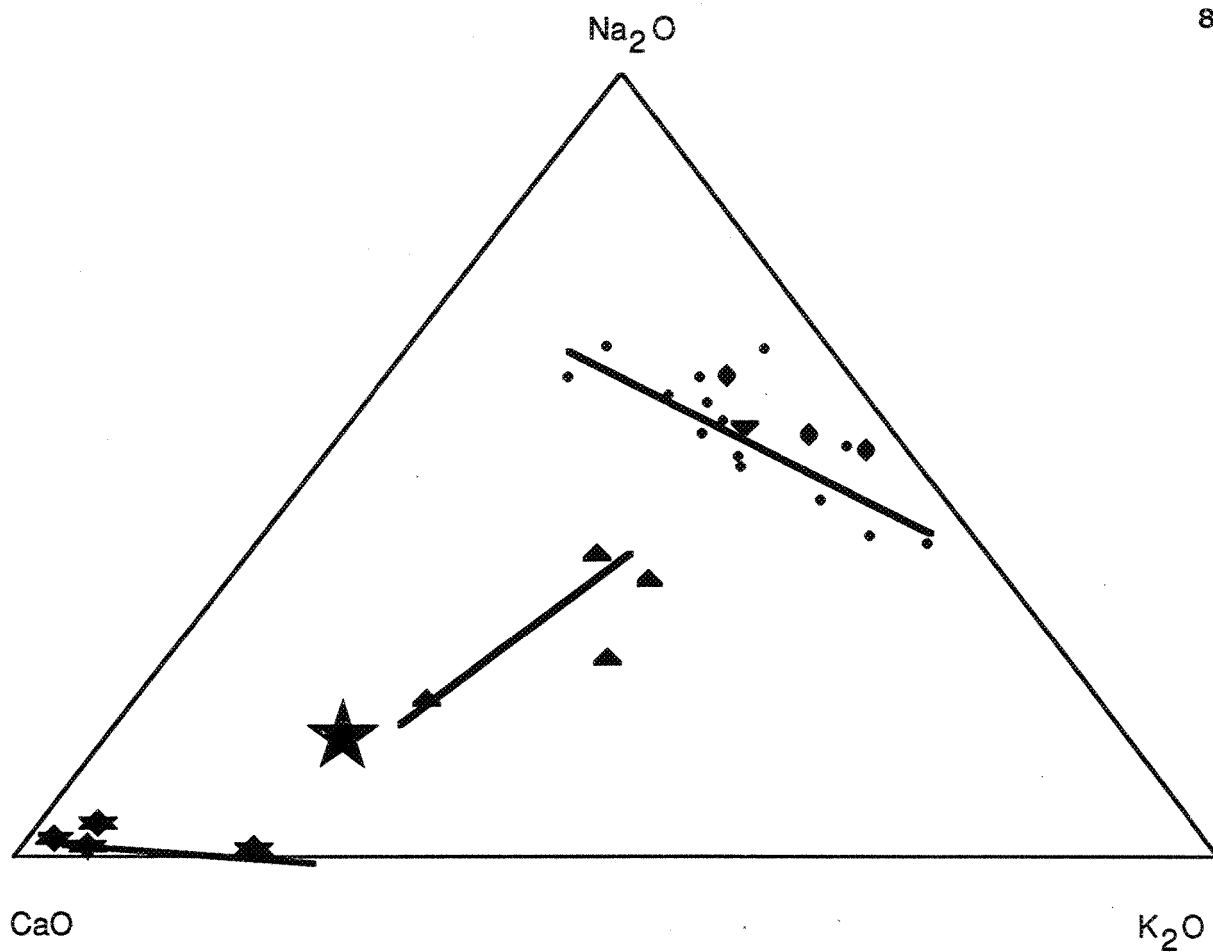


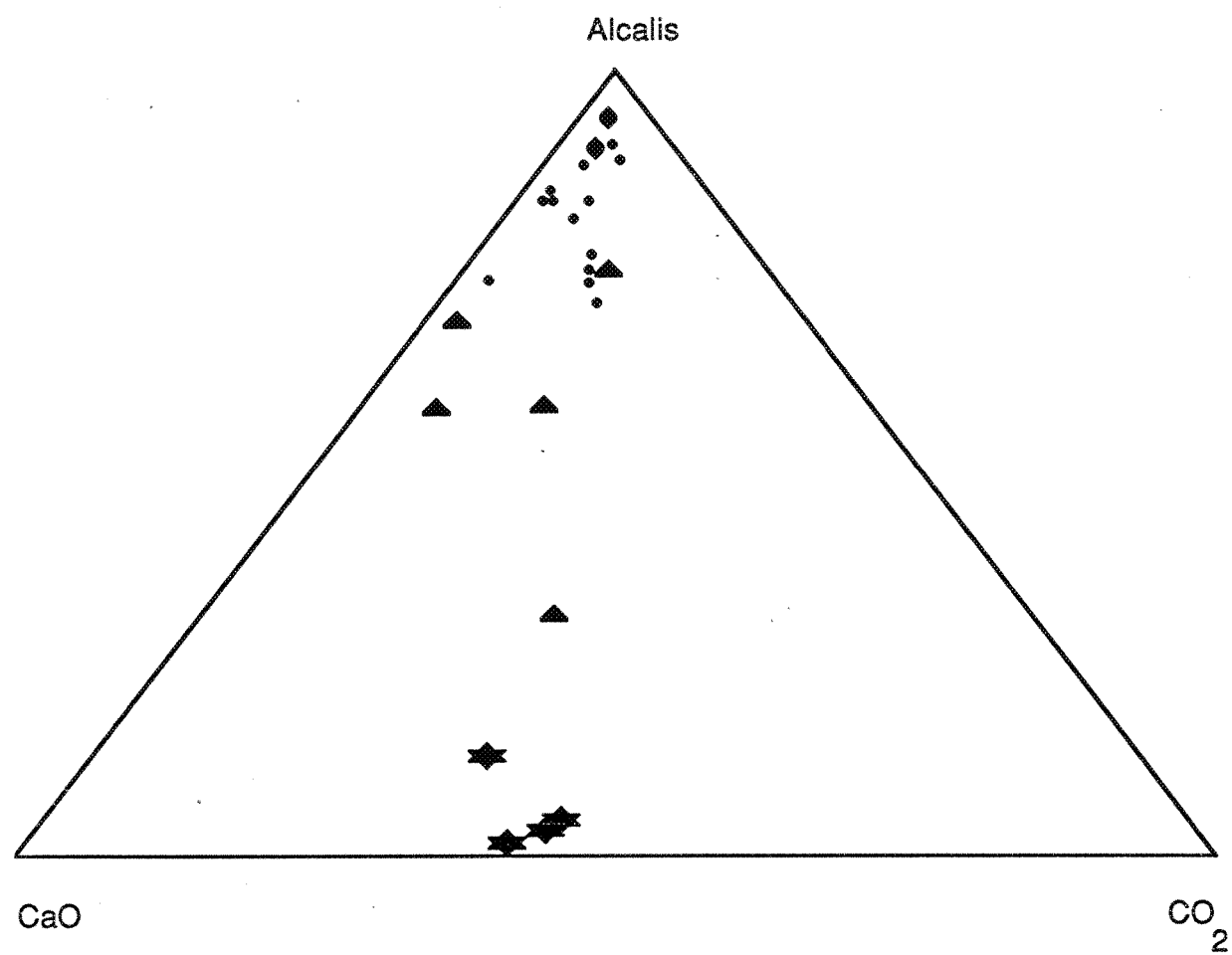
Figure 21: Diagramme de Harker



Légende:

- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ▲ Porphyre à K-Feldspath et/ou Pyribole Sodique
- ◆ Aplite
- ▼ Dyke de syénite à muscovite
- ★ Fenite
- ★ Carbonatite

Figure 22 Diagramme CNK



Légende:

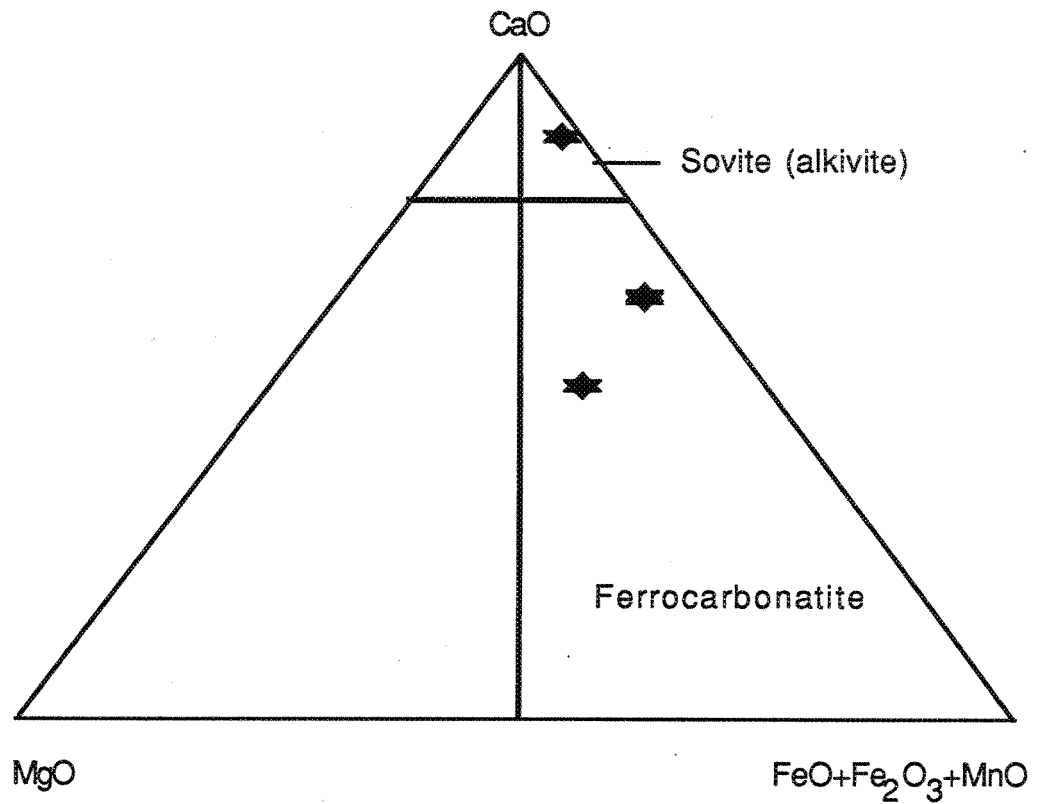
- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ▲ Porphyre à K-Feldspath et/ou Pyribole Sodique
- ◆ Aplite
- ★ Carbonatite

Figure 23 Diagramme ternaire CaO-Alcalis-CO

potassiques, lesquels peuvent être indigènes ou provenir de xénolites (comagmatiques ?).

Woolley (1982) suggère le diagramme ternaire $MgO - CaO - (FeO + Fe_2O_3 + MnO)$, figure 24) pour la classification des carbonatites. Ainsi il y aurait un échantillon de sovite et les autres seraient des ferrocarbonatites. Ainsi le principal carbonate devrait être l'ankérite selon Woolley (1982). Ce n'est pas le cas des échantillons du stock de Dolodau. Le fer est apporté par la magnétite, la pyrite et la biotite. Donc la classification ne semble pas pouvoir s'appliquer. Le même auteur (Woolley, 1982) propose un diagramme ternaire $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO) - Na_2O - K_2O$ (figure 25) pour expliquer la perte des alcalis par fénitisation. De façon à produire un magma carbonaté à partir d'un magma natrocarbonaté (type Odloinyo Lengai). En plaçant tous les échantillons de Dolodau sur ce diagramme, le "trend" obtenu concorde bien avec ceux proposés par Woolley (1982) (plus spécifiquement pour les dykes). Les granitoïdes quant à eux ne répondent pas aux mêmes lois. Ainsi leur évolution sera fonction d'autres paramètres. Les dykes se placent bien sur une courbe évolutive semblable à l'Odloinyo Lengai (Woolley, 1982; Le Bas, 1977).

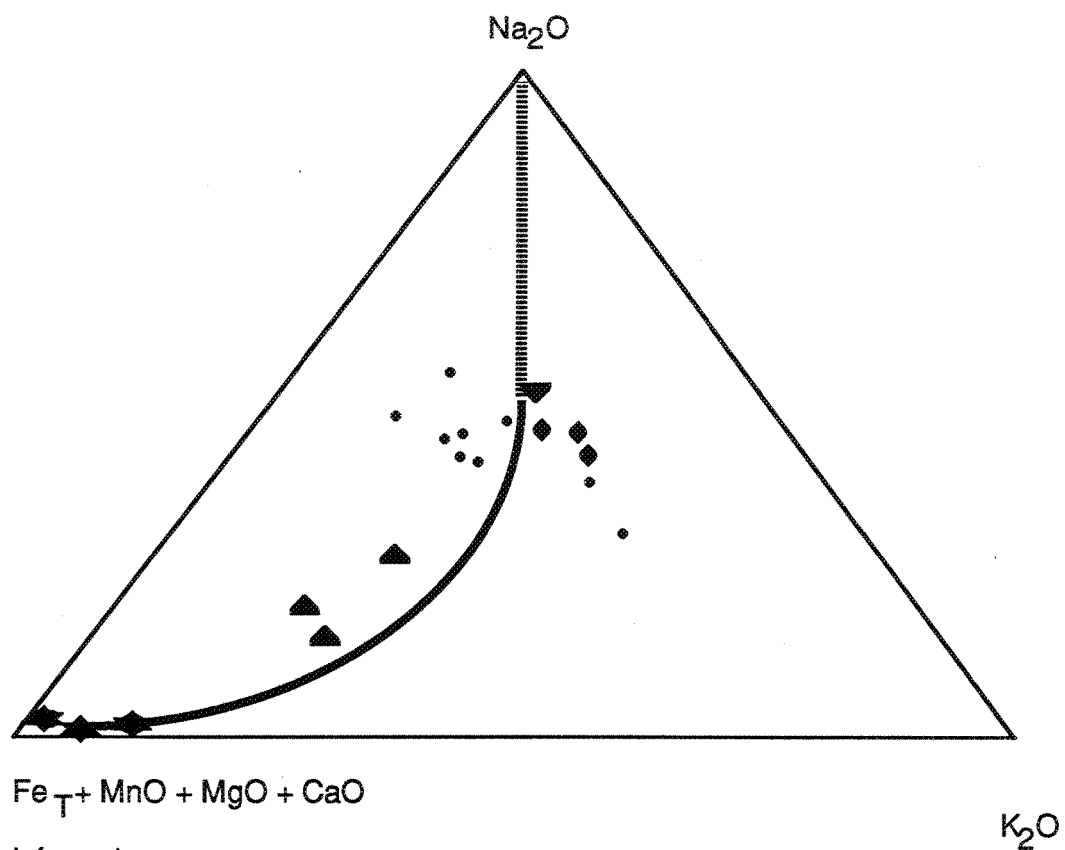
Sur le diagramme ternaire $Ab-Or-Qz$ (figure 26), les échantillons se positionnent selon deux axes dont l'un s'approche de la courbe cotectique (Luth, 1969) à 5 kb. Les dykes présentent un "trend" semblable aux granitoïdes (partie subhorizontale de la courbe) mais avec un contenu en quartz plus faible (10 à 0 %). Les échantillons, qui ne se



Légende:

★ Carbonatite

Figure 24 Diagramme MgO-CaO-Fe (total) + MnO

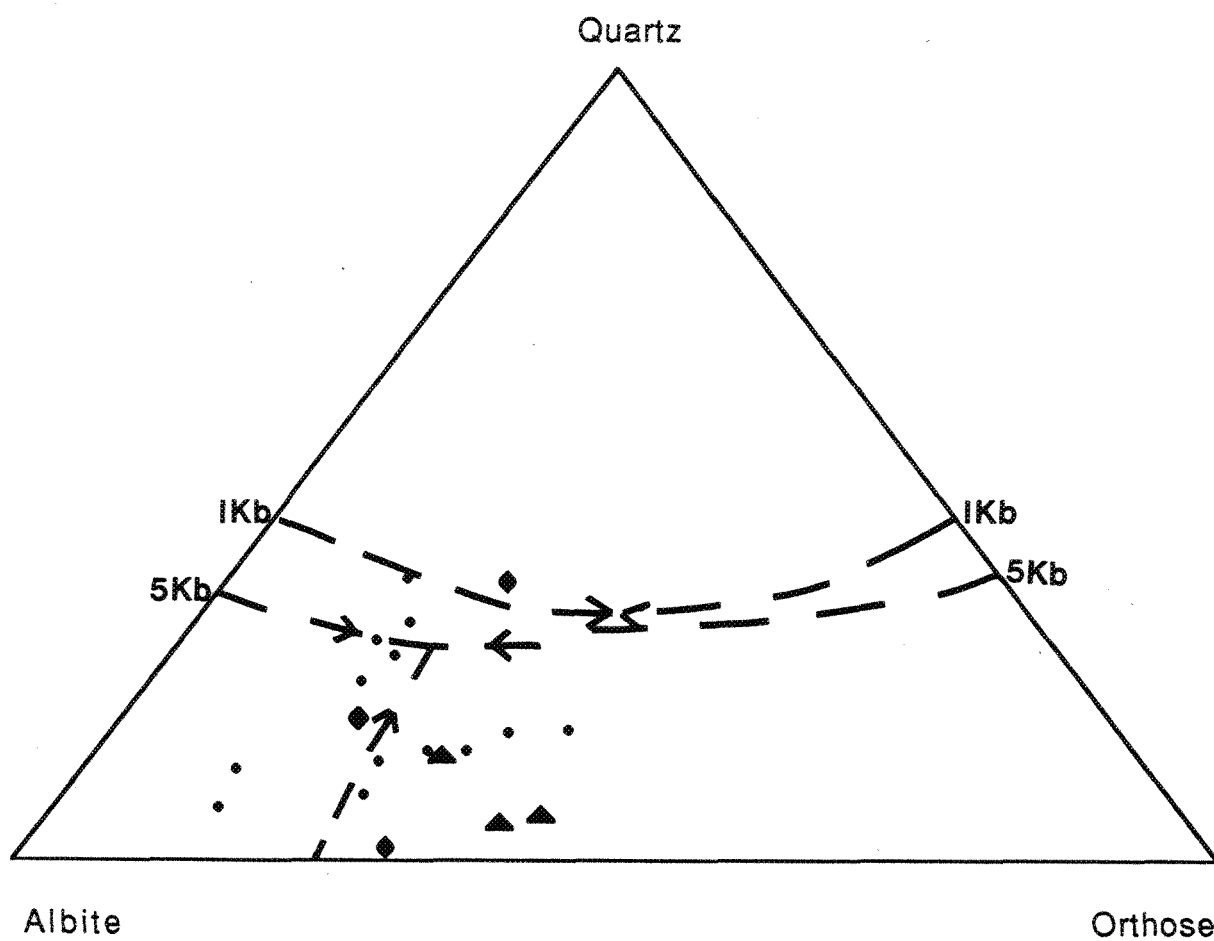


Légende:

- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ▲ Porphyre à K-Feldspath et/ou Pyribole Sodique
- ◆ Aplite
- ▼ Dyke de syénite à muscovite
- ★ Carbonatite

Figure 25 Diagramme ternaire

Fe_T + MnO + MgO + CaO – Na₂O – K₂O



Légende:

- Granodiorite, Monzonite, Syénite
- ▲ Porphyre à K-Feldspath et/ou Pyribole Sodique
- ◆ Aplite

Figure 26 Diagramme Albite-Quartz-Orthose (modales)
Les cotectiques sont de Luth (1969).

positionnent pas dans les deux axes, sont déplacés par la présence de néphéline normative ou sont des granodiorites.

6.6- GEOCHIMIE DES ENCLAVES COMAGMATIQUES

Les enclaves comagmatiques et les syénites présentent des analyses chimiques très semblables (tableau 6). Elles sont en tous points comparables. La minéralogie dicte ces compositions, rendant toute variation difficile. Des différences pourraient ressortir avec des isotopes ou leur rapports.

6.7- MODELISATION PAR LES ELEMENTS TRACES

Des modélisations ont été faites à partir des éléments traces pour discriminer certains modèles et vérifier la faisabilité d'autres. Deux principaux modèles ont été retenus pour la genèse des granitoïdes et des dykes. La cristallisation fractionnée par les feldspaths potassiques et la fusion partielle toujours contrôlée par le même minéral. Les concentrations théoriques des éléments traces ont été calculées selon les principes émis par Hanson (1978). Les coefficients de partage choisis sont ceux proposés par Arth (1976) (voir calculs en appendice 2). Des proportions de 10, 30, 50, 70 et 90 % de cristallisation ont été utilisées pour les cristallisations fractionnées et fusions partielles considérées. Ceci est une fourchette bien plus grande que les roches observées ne suggèrent. Mais de cette façon, il est ainsi possible de vérifier la fourchette de valeurs que le mécanisme considéré peut produire, de sorte à discriminer et/ou favoriser un mécanisme ou l'autre.

TABLEAU 6
COMPARAISON CHIMIQUE DE SYENITES ET D'ENCLAVES COMAGMATIQUES

	enclave DOD-13	enclave DOD-204	syénite DOD-109	syénite DOD-3
SiO ₂	62.15	66.83	65.45	62.44
TiO ₂	0.32	0.23	0.17	0.34
Al ₂ O ₃	18.94	17.53	18.37	18.49
Fe ₂ O ₃	2.96	2.30	1.72	3.18
FeO	0.35	0.27	0.27	0.27
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03
MgO	0.03	0.30	0.04	0.01
CaO	2.08	1.00	1.17	0.51
Na ₂ O	6.91	4.84	5.38	5.56
K ₂ O	3.79	5.86	5.09	7.48
H ₂ O	0.00	0.15	0.18	0.28
CO ₂	0.40	0.03	0.01	0.18
S	0.40	0.03	0.01	0.18
total	98.36	99.37	97.48	98.95
Sr	114	11	14	110
Rb	36	92	61	46
Li	5	5	nd	nd
Ba	1013	1083	881	1534

Note: nd signifie non détecté.

Sur le diagramme $L \text{ Rb/Sr}$ vs $L \text{ Sr}$ (qui présente une excellente corrélation) (voir figure 14 C), les résultats des calculs ont été tracés (figure 27). Les concentrations de Rb et Sr calculées pour la fusion partielle se placent bien sur la courbe. Mais elles ne peuvent expliquer l'étendue des valeurs observées. La fusion partielle ne peut produire (dans une fourchette comprise entre 10 et 90 % de fusion) la grande étendue de cette courbe. La cristallisation fractionnée se positionne aussi sur la courbe. Elle s'extrapole du côté des granitoïdes (granodiorite). Ceci est prévisible puisque la fourchette a été sélectionnée plus grande que les roches ne le suggèrent. Quant au manque de valeurs théoriques vers un bas rapport Rb/Sr et hautes teneurs en Sr (dykes), il s'explique par l'absence de certains minéraux dans la modélisation. Les dykes présentent une minéralogie différente de la nordmarkite. Il y a des clinopyroxènes dans certains, amphiboles sodiques dans d'autres et presque toujours de la calcite (contenant du Sr, excellente corrélation du Sr avec CaO, CO₂). Il n'est pas possible dans ce diagramme de discriminer par la chimie seule si la cristallisation a débuté par la granodiorite ou la syénite. Les relations de terrain suggèrent la syénite. A l'aide d'autres diagrammes ($L \text{ Rb/Ba}$ vs $L \text{ Ba}$, $L \text{ Rb}$ vs $L \text{ Ba}$ et $L \text{ Sr}$ vs $L \text{ Ba}$) il est remarquable que les résultats calculés pour une cristallisation fractionnée à partir de la granodiorite se positionnent généralement "loin" du nuage de points des roches naturelles. Ceci n'est pas le cas de la cristallisation

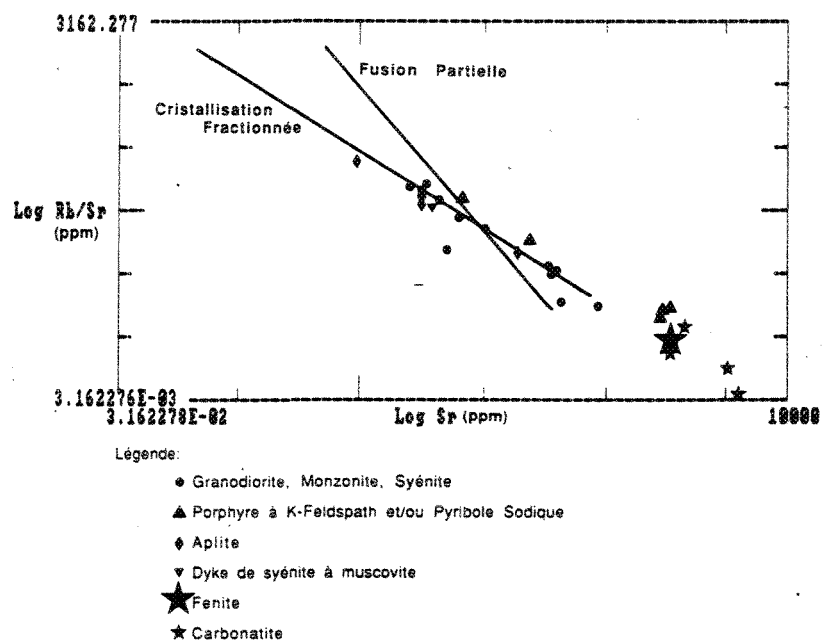


Figure 27: Modélisation par les éléments traces

fractionnée débutant avec la syénite. Les points se retrouvent totalement ou partiellement dans le nuage de points. Ceci ajoute une évidence chimique que la cristallisation a débuté avec la syénite et non la granodiorite.

Les modélisations à l'aide des éléments traces suggèrent donc que le processus en est un de cristallisation fractionnée. Le principal minéral qui fractionne s'avère être les feldspaths potassiques débutant avec la syénite (nordmarkite) et évoluant vers la leuco-granodiorite.

6.8- CALCULS DE BALANCE DE MASSE

Des calculs de balance de masse ont été faits pour vérifier les hypothèses d'une cristallisation fractionnée. Le programme GPP (Geist et al., 1985) a servi pour les calculs. La nordmarkite (échantillon 3) a été choisie comme roche de départ et la granodiorite (échantillon 8) comme roche terminale. Les minéraux choisis pour fractionner sont le feldspath potassique, la magnétite et la calcite. Le feldspath potassique fut sélectionné à l'aide du diagramme ternaire Ab-Or-An (figure 28). Ainsi la composition moyenne d'un feldspath peut ainsi être obtenue en prenant arbitrairement le point moyen de cet ensemble. Ceci respecte les conditions naturelles puisque le minéral ainsi choisi est le feldspath des normarkites (Deer et al., 1966). Ceci a donné Ab=70, An=5, Or=25. Le programme GPP offre une routine qui calcule à partir de ces proportions un feldspath théorique (voir tableau 5). La pétrographie indique que les autres minéraux présents sont la calcite et la

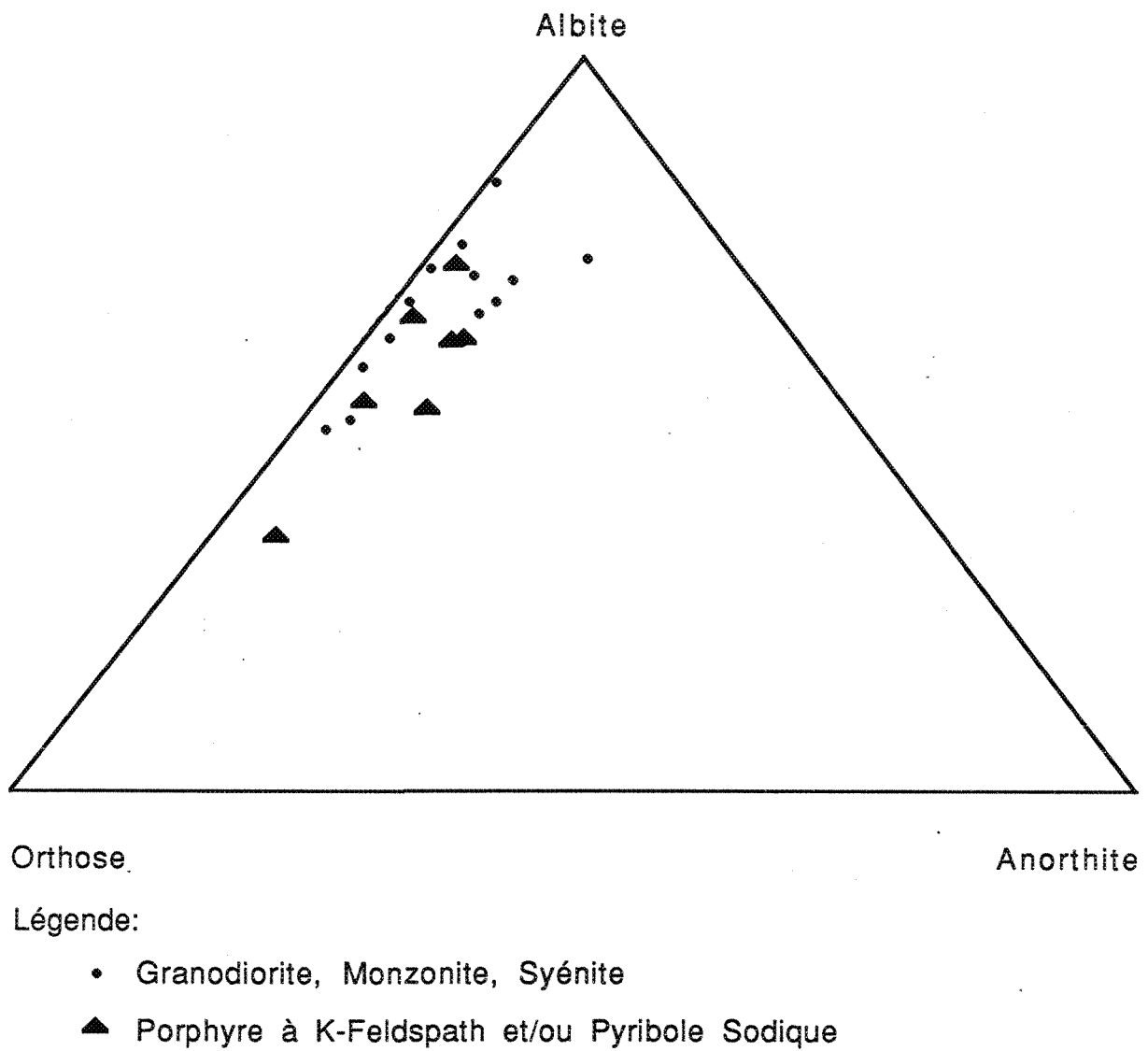


Figure 28 Diagramme ternaire Orthose-Albite-Anorthite

magnétite. Les analyses de ces minéraux proviennent de Deer et al. (1966).

Le cumulat se composera donc de 97 % de feldspath potassique et de 3 % de calcite et magnétite. Ceci est réaliste en relation avec les données pétrographiques. Le "R carré" (un indicateur de la qualité de la modélisation) est élevé (Geist et al. (1985) considère qu'il devrait être inférieur à 0.3). Aucune des modélisations n'a donné de meilleurs résultats considérant des données réalistes. Ceci peut s'expliquer par l'effet de processus deutériques. La pétrographie indique bien qu'il y a eu de l'altération des feldspaths et les remobilisations tardives (dykes rouges par exemple) peuvent modifier la cristallisation fractionnée. Ces fluides, alors alcalins, peuvent aussi être la source partielle ou totale de la fénitisation (à partir de la syénite). Ces différents phénomènes ont modifié le résultat de la cristallisation fractionnée et ont gonflé le "R carré". Cette modélisation permet donc d'ajouter une évidence en faveur d'une cristallisation fractionnée par les feldspaths potassiques. Les "restites" de ces produits seront alors les dykes à alcalinité croissante.

TABLEAU 7

CALCUL DE BALANCE DE MASSE

Données de Départ:

	PARENT	FELDSPATH	CALCITE	MAGNETITE	FILLE
SiO ₂	63.09	66.37	0.00	0.27	65.79
TiO ₂	0.34	0.00	0.00	0.00	0.37
Al ₂ O ₃	18.68	20.04	0.00	0.21	18.01
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	67.59	0.00
FeO	3.16	0.00	0.00	30.22	2.76
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.29
CaO	0.52	1.05	98.24	0.00	1.62
Na ₂ O	5.62	8.12	0.00	0.00	6.53
K ₂ O	7.56	4.41	0.00	0.00	3.57

	SOL'N	% CUMULAT
3	1.000	
Feldsp.	1.948	97.469
Calcite	0.023	1.163
Magnét.	0.027	1.368
8	2.998	

R carré = 9.430

	PARENT	FILLE	FILLE	RESIDU
	ANALYSE	ANALYSEE	CALCULEE	PONDERE
SiO ₂	63.09	65.79	65.11	0.67
TiO ₂	0.34	0.37	0.12	0.25
Al ₂ O ₃	18.68	18.01	19.53	-1.52
FeO	3.16	2.76	1.38	1.38
MnO	0.03	0.04	0.01	0.03
MgO	0.01	0.29	0.00	0.29
CaO	0.52	1.62	1.62	0.00
Na ₂ O	5.62	6.53	7.24	-0.70
K ₂ O	7.56	3.57	5.50	-1.93

6.9- GEOCHIMIE DES FENITES

L'échantillon DOD-88 (riche en épidote et contenant des grenats) a été analysé (tableau 8).

La comparaison va être faite avec une roche dite "moyenne". Ce n'est pas l'idéal, mais il n'a pas été possible de se procurer l'analyse de la roche non métasomatisée. La comparaison minéralogique permet de considérer le gabbro de Nockolds (1954) comme comparable. Ce qui ressort le plus de cette analyse, c'est la grande abondance du K_2O dans la fenite. Le Na_2O est aussi légèrement plus abondant. Ce sont les deux éléments caractéristiques de la fenitisation. La faible diminution en silice est dans le bon ordre de grandeur (Verwoerd, 1966) mais peut être causée par la différence entre les gabbros originaux. Le TiO_2 semble avoir une grande variation, ce qui n'est pas caractéristique des fenites (Verwoerd, 1966). Le fer ne semble pas vraiment diminuer mais il s'oxyde, ce qui serait normal considérant les fluides qui circulent. Le MgO diminue comme dans les gabbros fenitisés (Verwoerd, 1966). Toutes ces observations amènent à conclure que l'échantillon DOD-88 est bien un gabbro fenitisé, comme le suggéraient les relations de terrain.

TABLEAU 8

ANALYSE CHIMIQUE ET NORMATIVE D'UNE FENITE ET D'UN GABBRO

"MOYEN"

	fenite (gabbro)	gabbro (tholéiite)	norme (fenite)	
SiO2	47.28	50.83	AN	63.55
TiO2	0.44	2.63	Q	0.00
Al2O3	17.46	14.07	or	20.98
Fe2O3	9.63	2.88	ab	13.58
FeO	1.17	9.06	an	23.65
MnO	0.16	0.18	ne	6.44
MgO	2.56	6.34	di	13.75
CaO	12.03	10.42	wo	7.35
Na2O	3.01	2.23	mt	3.02
K2O	3.55	0.82	il	0.84
H2O	1.85	0.91	hem	7.55
CO2	0.13		cc	0.30
S	0.14			
total	99.41	I		
Sr	1098	I		
Rb	30	I		
Li	17	I		
Ba	703	I		
		I		

Note: La fenite est interprétée contextuellement comme un gabbro et provient de Dolodau (DOD-88). La norme est celle de DOD-88 calculée par IGPET. Le gabbro (tholéiite) provient de Nockolds (1954).

CHAPITRE 7

INTERPRETATION DES DONNEES

7.0- INTRODUCTION

Les événements intrusifs de Dolodau peuvent s'interpréter comme deux phénomènes discrets mais reliés. Ceci revient à dire que les granitoïdes (granodiorite, nordmarkite et dykes alcalins) et les dykes de sovites vont être interprétés séparément. Le lien entre les deux événements n'est pas sans équivoque. Les relations de terrain indiquent de façon relativement nette qu'il y a un lien génétique et une association spatio-temporelle entre les deux groupes lithologiques. Par contre, la théorie explique très mal le phénomène de l'association des roches sur-saturées en silice avec les roches sous-saturées et les carbonatites.

Dans un premier temps, il sera tenté d'expliquer l'évolution des granitoïdes avec l'interprétation la plus plausible qui sera discutée. Dans un second temps, les dykes de carbonatites et la fénitisation associée seront interprétés. La dernière étape consistera en une tentative d'explication de l'association carbonatite-roches sous-saturées-roches sur-saturées en silice. Les différentes possibilités de liens génétiques seront revisées et analysées en fonction des données de Dolodau.

7.1- GRANITOIDES

Les granitoïdes se présentent sous forme d'une suite. Les relations chronologiques de terrain indiquent quelques relations inverses. Les enclaves de syénite dans la

granodiorite indique que la syénite a précédé la granodiorite. Le contact entre les deux lithologies semble graduel mais l'échelle à laquelle il se produit est moins claire. Ce peut être une zone de transition produite par l'abondance des différents minéraux qui change. Ce peut aussi être des amas de cristaux comme les enclaves comagmatiques qui sont d'abord coalescentes (syénite) et ensuite disséminées (tout en pouvant être plus ou moins digérées). Les observations de terrain suggèrent que probablement les deux phénomènes agissent en même temps. Ainsi les enclaves comagmatiques seraient une forme de contact ou de transition de granodiorite à syénite. Les enclaves comagmatiques ne sont pas un effet d'immiscibilité liquide. Les principaux cas d'immiscibilité concernent des roches felsiques en inclusions dans des roches mafiques et vice-versa (Roedder, 1979). La roche hôte est mafique (ou felsique) et les globules felsiques (ou mafiques). Philpotts (1976) mentionne que tous les exemples qu'il a analysés présentent des globules plus saturées en silice que l'encaissant. Ce n'est pas le cas des enclaves comagmatiques de Dolodau. Pour les différents exemples de Roedder (1979), les globules sont généralement de petites dimensions (millimétriques) contrairement à Dolodau où les enclaves comagmatiques sont décimétriques. Roedder (1979) propose un critère: il doit y avoir des globules non-sphériques. Ce sont des globules qui ont été cisailés durant l'écoulement ou la mise en place de la roche hôte. Les enclaves comagmatiques de Dolodau sont relativement sphériques dans la plupart des cas. Il y a

seulement un léger aplatissement de quelques uns d'entre eux. Une grande différence de viscosité semble être un critère très important pour l'immiscibilité (Philpotts, 1972). La viscosité est une fonction en outre de la quantité de silice, des oxydes et de la température (Scarfe, 1986; Murase et McBirney, 1973; Shaw, 1972, 1965; Urbain et al, 1982). Il ne semble pas y avoir de très grande différence de température (les enclaves sont petites et de granulométries semblables) ou de composition (comme une roche felsique versus une roche mafique). Philpotts (1972) voit le phénomène comme un diapirisme. Peu d'évidences suggèrent que les enclaves comagmatiques puissent être de petits diapirs. Les enclaves comagmatiques de Dolodau ne sont probablement pas des phénomènes d'immiscibilité. La pétrographie comparative des enclaves comagmatiques donne certaines réponses. L'extinction roulante des quartz plus abondante dans les enclaves comagmatiques indiquent que ces derniers ont subi plus de déformations. La faible texture fluidale suggère encore une déformation qui n'existe pas dans la granodiorite. Si les enclaves comagmatiques ont été incorporées lorsque la granodiorite était plutôt liquide et eux partiellement cristallisés, il est normal qu'ils démontrent plus de déformations. Les enclaves comagmatiques sont moins altérées que la granodiorite. Si la granodiorite est plus tardive et alors probablement plus hydratée, il sera conséquent qu'elle soit plus altérée que les enclaves comagmatiques. La mince zone à granulométrie plus faible suggère une cristallisation rapide de la granodiorite en bordure des

enclaves comagmatiques, au contact de l'enclave comagmatique (plus froide) avec la granodiorite. En utilisant la méthode de prédiction empirique de Shaw (1972), (considérée comme valable par Scarfe, 1986) les enclaves comagmatiques sont plus visqueuses que la granodiorite (appendice 3). Les relations texturales indiquent que la température des enclaves était plus faible que celle de la granodiorite. Une température plus faible indique une viscosité plus grande (Scarfe, 1986). Ainsi ces deux évidences suggèrent une plus grande viscosité des enclaves comagmatiques. Ce qui explique pourquoi ces enclaves ont pu demeurer agglomérées et ne pas être assimilées.

Les enclaves mafiques sont des morceaux de basaltes des roches supracrustales environnantes (Formation d'Obatogamau par exemple). Elles sont mafiques (parfois à phénocristaux de feldspath) et ainsi demeurent anguleuses puisque réfractaires à la chaleur. Elles ont été métamorphisées au faciès amphibolite par la granodiorite ou la nordmarkite.

Les enclaves felsiques rubannées ont une origine plus nébuleuse. Elles peuvent être des morceaux du toit de la chambre magmatique de l'intrusion qui seraient tombés à l'intérieur. La présence de feldspath potassique diminue fortement les probabilités que cet enclave provienne des tonalites environnantes. Les schlieren sont des enclaves plus ou moins digérées. Lorsque les schlieren s'associent à des micropegmatites, la partie pegmatitique peut recouper les enclaves comagmatiques.

L'évolution de cette suite de roches peut s'interpréter à

partir du diagramme Qz-Ab-Or (figure 26). Deux approches sont abordées, une avec des considérations de base "sécuritaires" donnant une interprétation limitée et une autre avec des considérations de base "discutables" mais une interprétation plus raffinée. Le problème repose sur les diagrammes utilisés lesquels varient avec la pression, cette dernière étant particulièrement difficile à déterminer pour ces types de roches. La première interprétation considère le diagramme de phase Qz-Ab-Or à de faibles pressions (1 kb; Luth, 1969). Alors les échantillons de Dolodau sont considérés comme un groupe de roches qui migrent vers l'eutectique. Donc les roches de départ sont feldspathiques (syénites et monzonites) et deviennent de plus en plus quartzifères (granodiorites). Si par contre une pression de plus de 5 kb est considérée (Luth, 1969), alors il est possible de faire une interprétation plus subtile. Le départ se fait par des roches à feldspath potassique: les syénites. Lequel "trend" se dirige vers la vallée thermique verticale et alors les plagioclases cristallisent: les monzonites. Le "trend" suit la vallée thermique en se dirigeant vers le pôle quartz: les granodiorites. Pour plus de rigueur, il faudrait une méthode indépendante pour déterminer la pression ce qui n'a pas été fait dans le cadre de cette étude. La nordmarkite est une roche hypersolvus qui répond aux caractéristiques de Tuttle et Bowen (1958) et de Sorensen (1974b). Voici ces caractéristiques: (1) Le feldspath sodique est, ou a été, maintenu en solution solide avec le feldspath potassique: Ceci est confirmé par la pétrographie de la

nordmarkite où le principal minéral sodique est l'albite. (2) Les "granites" hypersolvus contiennent presque toujours une amphibole généralement ferro-sodique. La nordmarkite elle-même ne montre ces minéraux qu'en quelques rares grains. Mais les dykes syénitiques contiennent dans plusieurs cas quelques grains à quelques pour-cent de ces minéraux (arfvedsonite, barkévikite, etc.). (3) Les "granites" hypersolvus présentent souvent un pyroxène sodique. Il y a quelques grains d'aegerine dans la nordmarkite. (4) Les intrusions hypersolvus se présentent généralement en petits volumes. C'est le cas de Dolodau. (5) Le métamorphisme de contact de l'intrusion est généralement très faible. Le seul métamorphisme de contact observé à Dolodau est le métasomatisme tout probablement associé à la carbonatite plutôt qu'aux granitoïdes. (6) Aux "granites" hypersolvus, il ne s'associe apparemment pas de grandes pegmatites zonées. Aucune n'a pu être observée dans le stock de Dolodau et ses encaissants. (7) Les "granites" hypersolvus ne contiennent pas de muscovite sauf celle de l'altération des feldspaths. Les granitoïdes de Dolodau ne présentent pas de muscovite, sauf quelques dykes dont l'origine et l'association avec les autres lithologies demeurent nébuleuses. (8) Les "granites" hypersolvus contiennent très peu de quartz. La nordmarkite ne contient pas plus de 5 % de quartz. Toutes ces observations indiquent que la nordmarkite hypersolvus de Dolodau est concordante avec les critères des "granites" hypersolvus.

Ainsi il y aurait eu mise en place de la syénite qui se serait différenciée par cristallisation fractionnée des feldspaths potassiques principalement. Différentes méthodes de triage des feldspaths peuvent être invoquées, bien que le mécanisme comme tel de séparation des cristaux soit plus ou moins important. Anhaeusser et al. (1983) invoquent la cristallisation fractionnée comme processus pour une de leurs intrusions, mais ne précisent pas le mécanisme de séparation des cristaux. Il peut s'agir d'un mécanisme de filtre presse par exemple comme il est suggéré pour le stock de Chatham-Grenville (Higgins, 1985). Mais la pétrographie ne favorise pas cette hypothèse. L'extraction physique des cristaux n'est pas nécessaire. Un enrobage (blindage) des cristaux pré-existants ou encore un simple manque de réactivité des cristaux avec le magma agiront dans le même sens qu'une extraction des cristaux (Zen, 1986). La grande viscosité des magmas granitiques rendra difficile la séparation des cristaux avec le liquide, par rapport à un magma mafique. La présence d'une granulométrie plus fine entre les gros cristaux peut suggérer une texture cumulus. Mais d'autres processus peuvent aussi expliquer cette texture, comme la démixion des feldspaths. La géochimie suggère que la cristallisation fractionnée a été le processus magmatique qui a généré la suite de roches. Les calculs de balance de masse (tableau 7) et la modélisation par les éléments traces (figure 27) présentent de très fortes évidences.

La syénite n'a pas été produite par un métasomatisme. Les textures de la nordmarkite ne sont pas des textures de

remplacement mais des textures ignées typiques d'une cristallisation hypersolvus. Tuttle et Bowen (1958) montrent clairement que les textures hypersolvus sont des textures associées à un magma qui a cristallisé à haute température. Plus la cristallisation aura lieu lentement, plus la démixion des feldspaths pourra être complète. Ainsi la nordmarkite présente à l'occasion quelques grains de plagioclase, indiquant que la cristallisation a été légèrement plus lente. Toujours selon Tuttle et Bowen (1958), les granites (sens large) subsolvus nécessitent une évacuation des phases volatiles pour produire un refroidissement rapide du dit granite. Cette phase volatile pourra servir de mécanisme de transport de FeO , MgO et CaO (Tuttle et Bowen, 1958) qui serviront à la génération des dykes alcalins (porphyres).

7.2- LES DYKES

La vapeur en équilibre avec un liquide granitique hydraté peut transporter silice et feldspaths pour concentrer CaO , FeO et MgO (Tuttle et Bowen, 1958). Ainsi vers les stades plus tardifs de la cristallisation du pluton, l'injection de dykes granitiques aura lieu, mais il y aura transport de silice et feldspaths vers les pegmatites ou veines de quartz-feldpath par exemple. L'enrichissement ainsi créé va permettre la croissance tardive de minéraux tels que la taramite et l'endiopside. Il permettra aussi d'amener la composition globale de la roche près de celle de la syénite. Ce modèle amène moins de contraintes pétrologiques. Il n'est pas nécessaire de franchir de barrières thermiques. La croissance tardive des minéraux

ferromagnésiens (texture agpaïque; Bard, 1980) et de la calcite sont des évidences en faveur de ce processus.

Les porphyres quant à eux recoupent nettement la nordmarkite et la granodiorite avec des contacts francs. Ils sont donc des intrusions magmatiques et non des fronts d'altérations associés à des fractures. Les cristaux de la roche encaissante sont généralement tronqués et il y a une zone de trempe et une variation de la granulométrie de fine en bordure à plus grossière au centre. Des fronts d'altérations seraient plus diffus et ne présenteraient pas de zone de trempe. Il est possible de développer une certaine chronologie des dykes par la pétrographie de leurs bordures. Ainsi si les cristaux traversent partiellement le contact, il est alors déduit que la mise en place a eu lieu lorsque l'encaissant n'était pas entièrement cristallisé (Hibbard et Watters, 1985). Les porphyres montrant une minéralogie plus riche en pyriboles sodiques semblent plus tardifs selon la pétrographie de leurs bordures. Les porphyres deviennent donc de plus en plus agpaïques à mesure qu'ils sont plus tardifs.

Les aplites quant à eux demandent une interprétation spécifique. Les contacts ne montrant pas de cassure des cristaux indiquent que la fracturation s'est produite lorsque le magma n'était pas totalement cristallisé (Hibbard et Watters, 1985). Il pouvait demeurer selon les mêmes auteurs jusqu'à 30 % de liquide dans le magma. Les dykes qui présentent des bordures qui sont parfois sinueuses sont une autre évidence

dans le sens d'une fracturation dans un magma non entièrement cristallisé. Ainsi si une fracture se propage et qu'elle rencontre une poche plus liquide, le contact ne sera alors tout probablement plus rectiligne. Lors de cette fracturation, le liquide interstitiel sera pompé dans la zone fracturée et les phases minérales interstitielles seront le quartz et feldspath potassique principalement. Il est donc tout à fait normal de retrouver ces phases dans les aplites. La texture protoclastique du quartz indique un mouvement du liquide avant la fin de la cristallisation. Lors de l'introduction des phases déjà cristallisées dans le dyke, la perte de pression pourra faire "éclater" le quartz (Bard, 1980). Lors de cette fracturation, il pourra y avoir "pompage" de magma plus loin que dans le voisinage immédiat. Ainsi un magma plus tardif pourra être apporté dans la granodiorite presque cristallisée. Spatialement, les magmas du coeur de l'intrusion sont apportés en bordure. La présence d'hématite est reliée à une augmentation de la fugacité de l'oxygène, laquelle peut être reliée à une augmentation de la quantité des éléments volatils (CO_2 , H_2O). Ces derniers ne rentrant dans la cristallisation que dans les phases terminales, ils seront concentrés dans les dykes rouges.

Les dykes de syénite à muscovite (jusqu'à 20 % de muscovite) demandent une plus grande souplesse des modèles pétrologiques, car ceux-ci vont à l'opposé de l'alcalinité. La production de grandes masses de roches alumineuses n'est pas un nouveau problème (granites de type S par exemple), mais

l'association des roches alcalines et de faibles volumes de roches peralumineuses n'est pas bien documentée. Si le ASI (Aluminum Saturation Index, $Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + CaO)$ en proportions moléculaires; Zen, 1986) est mesuré pour les roches de Dolodau, il est possible de trouver une réponse. Pour une granodiorite du stock de Dolodau typique, l'ASI sera autour de 1.2; pour un porphyre à arfvedsonite et aegerine, il sera entre 0.5 et 0.6 et de 0.8 pour le porphyre à clinopyroxène. Une "roche normale" aura un indice près de l'unité, ce qui veut dire qu'il sera possible de le faire osciller d'un bord ou l'autre de la frontière. Si des roches à ASI autour de 1 cristallisent de minéraux à ASI faibles (ex: arfvedsonite environ 0.3), le magma sera enrichi en Al_2O_3 . Ainsi lorsque les dykes à ASI autour de 0.5-0.6 cristalliseront, ils feront osciller la balance alumineuse à son opposé. Le magma sera alors très alumineux (plus effectif à la fin de la cristallisation où le volume de magma est faible) et pourra produire les roches à muscovite. Quant à savoir s'il est possible de cristalliser autant de muscovite à partir de ces granitoïdes, aucun diagramme de phase n'a permis de le déterminer. Mais si ce n'est pas possible magmatiquement, il sera peut-être possible de le faire pneumatolitiquement, par analogie avec les pegmatites (Cerny et Hawthorne, 1982).

7.3- LES DYKES DE CARBONATITES

Les dykes de carbonatites se sont introduits subparalement dans une orientation N-S. Ils sont adjacents l'un à l'autre. Il y a des petits affleurements de carbonatites ici et là dans un

axe NE (semblable aux grandes failles régionales). Ces affleurements suggèrent que le volume de carbonatites serait plus important que l'interprétation ne le laisse voir. A l'est immédiat des dykes de carbonatites, il y a de très gros blocs erratiques de sovite. Si les interprétations des carbonatites célèbres (Oka, Gold et al., 1986) sont bonnes, plusieurs de leurs "affleurements" sont en réalité des groupes de blocs erratiques. Il semble bien que cette interprétation soit relativement courante (Sage, 1986; communication personnelle). En outre, de petits affleurements de carbonatites cisailées se retrouvant dans l'axe NE, il est donc possible que l'est des affleurements connus et la zone de faille NE contiennent des dykes de carbonatites.

La démonstration suivante sera pour amener des évidences que les dykes de carbonatites en sont bel et bien et pas "autre chose", comme suggéré par Hogarth (1986, communication personnelle). La forme du corps géologique est très standard pour une carbonatite (Heinrich, 1966; Currie, 1976). La fenitisation ou altération sodique (et/ou potassique) est un phénomène très typique des carbonatites (McKie, 1966) et de certains magmas silicatés alcalins (ijolite par exemple) (Currie, 1976; Heinrich, 1966, 1967; Le Bas, 1977; Verwoerd, 1966). La fenitisation dans le stock de Dolodau s'exprime par l'apparition d'arfvedsonite et ferro-richtériite dans les pyroclastites environnantes. Dans la granodiorite fenitisée, il y a croissance d'aegerine, carbonatation, excroissances d'albite sur les pourtours des grains de feldspath potassique et

apparition de quelques minéraux comme la barkevikite (ou kaersutite, identification incertaine) et de quelques inclusions d'arfvedsonite dans l'aegerine. Donc il y a une fenitisation dans les encaissants de Dolodau, mais il reste à déterminer si elle est associée aux silicates ou aux carbonates. Le halo de métasomatisme n'a été observé que près des dykes de carbonatite. Donc s'il n'a pas été engendré par la carbonatite, il faut invoquer une lithologie qui n'a pas été observée, ce qui n'est pas très rigoureux. Il semble qu'il y a une fenitisation associée à la carbonatite. Heinrich (1966) mentionne qu'il y a généralement une phlogopitisation (ou plus rarement une biotitisation) associée aux carbonatites. Cette altération s'observe bien aux contacts des dykes de sovites (biotitisation) de Dolodau. Elle est très spectaculaire et est aussi présente sous forme d'enclaves de volcanites digérées plus ou moins entièrement et alors transformées en biotite. Les enclaves de volcanites présentent parfois des couronnes de biotite. Les structures d'écoulement sont très communes dans les carbonatites (Heinrich, 1966; Treiman et Schedl, 1983). Elles sont observables près des contacts (contacts riches en biotite). Le rubannement n'est pas très clair mais présent. L'étrange texture de "pseudo-orbicules", est probablement reliée à des effets d'écoulement. Une autre caractéristique des carbonatites est leur grande hétérogénéité (Heinrich, 1966). Ainsi il y aura des variations minéralogiques et texturales très rapprochées. Ces variations sont très caractéristiques de Dolodau. La minéralogie des dykes de carbonatites de Dolodau

est comparable à celle des autres carbonatites (Heinrich, 1966; Currie, 1976). Les proportions des minéraux de différentes carbonatites (Heinrich, 1966) sont aussi très semblables ou à tout le moins comparables à celles de Dolodau. La composition en éléments majeurs est aussi comparable avec celle des autres carbonatites (voir tableau 9).

Comme il est possible de l'observer, les compositions chimiques de Dolodau se retrouvent généralement à l'intérieur des fourchettes des carbonatites citées. Le seul élément qui est plus abondant que ceux de la fourchette reconnue est le Fe_{2O_3} , probablement dû à l'assimilation d'enclaves de basaltes. Donc les éléments majeurs suggèrent que ces dykes de Dolodau seraient bien des carbonatites. Les éléments traces semblent bien avoir des abondances caractéristiques des carbonatites (voir tableau 10). Les valeurs des carbonatites de Dolodau se comparent très bien à celles des autres carbonatites. Le Sr est peut-être un peu plus bas que le suggèrent l'ensemble de ces analyses. Les valeurs sont nettement plus élevées que celles d'un calcaire par exemple (environ 600 ppm pour un calcaire moyen; Gold, 1963). Il est possible que si la carbonatite de Dolodau est archéenne le contenu en éléments incompatibles demeure plus bas. Schultz (1982) mentionne que les roches alcalines archéennes qu'il a étudiées ne semblent pas présenter de différences géochimiques avec les plus récentes. Mais il ne mentionne pas que son étude inclut des carbonatites. Une étude plus complète du sujet serait nécessaire pour bien argumenter

TABLEAU 9

VARIATIONS DANS LES COMPOSITIONS CHIMIQUES DE QUELQUES CARBONATITES

	Fen (10)	Alnö (49)	Dolodau (4)
SiO ₂	0.73-35.86	0.1-49.6	6.43-34.12
TiO ₂	0.12-2.51	trace-4.5	0.09-0.76
Al ₂ O ₃	0.60-6.57	0.2-18.2	1.58-9.90
Fe ₂ O ₃	0.53-7.26	0.1-8.0	3.79-9.73
FeO	0.67-9.14	0.1-10.5	0.63-5.61
MgO	1.62-10.52	0.1-15.3	1.08-5.98
CaO	25.35-50.47	4.0-55.4	16.21-45.96
Na ₂ O	0.0-2.21	0.03-2.3	0.02-1.53
K ₂ O	0.17-3.62	0.0-12.8	0.59-4.32
CO ₂	6.99-42.88	3.1-43.1	10.04-33.08
S	0.07-0.67	0.01-20.3	0.19-5.14

Note: Les données de Fen et Alnö proviennent de Heinrich (1966), et celles de Alnö incluent des silicocarbonatites et des roches silicatées carbonatisées. Le nombre entre parenthèses représente le nombre d'analyses cumulées.

 TABLEAU 10
 COMPARAISON D'ELEMENTS TRACES DE DOLODAU AVEC D'AUTRES
 CARBONATITES

	DOLODAU (4)	CARB. (100)	CARB.* (?)	CHIPMAN (3)	Ottawa (32)
Sr	1093-3980	2452	4227-16911	3044-4143	1100-9500
Ba	381-1294	2240	4478-89566	180-270	220-60000

 Note: Les données de CARB. proviennent de Gold (1963), la
 moyenne des analyses d'environ 100 échantillons de
 carbonatites. Les données de CARB.* proviennent de Heinrich
 (1966) et sont des carbonatites et silicocarbonatites. Les
 données de CHIPMAN proviennent de Sage (1985) pour le complexe
 de Chipman Lake. Les données d'OTTAWA proviennent de Hogarth et
 Rushforth (1986) et sont une compilation de différentes
 carbonatites dans la région d'Ottawa, certains de ces nombres
 sont des moyennes. Le chiffre entre parenthèses représente le
 nombre d'analyses. Les teneurs sont en ppm.

sur cette spéculation. Le Sr demeure malgré tout dans l'ordre de grandeur des carbonatites. La plus faible valeur d'un échantillon est possiblement reliée aux phénomènes de contamination par les roches supracrustales (entre autres). Le Ba, par contre, entre dans la fourchette des teneurs des autres carbonatites.

Il semble donc que les dykes de Dolodau soient des carbonatites. L'ensemble des évidences abondent dans le même sens de façon presque sans équivoque. La question qu'il serait possible de poser est: Si ce n'est pas une carbonatite, qu'est-ce que c'est? Il n'y pas de carbonates sédimentaires dans une proximité raisonnable (environ 75 km; Gobeil et Racicot, 1983). Il semble très peu probable que ce soit des sédiments carbonatés métamorphisés (?) et remobilisés. De toute façon, les carbonates sédimentaires ne sont pas reconnus pour fenitiser. La probabilité que la fenitisation ait été générée par une des formes (connues ou inconnues) de la syénite est faible. En guise de conclusion de cette rubrique, il peut être affirmé que les dykes de Dolodau sont de nature carbonatitique. La texture des pseudo-orbicules doit être produite par d'autres processus que ceux des orbicules. Une des caractéristique de ces textures, ce sont les bâtonnets de calcite. Ces derniers se retrouvent aussi dans une brèche où la carbonatite s'injecte. Ils ne sont pas alors dans une texture à tendance sphérique mais plutôt sans fabrique ayant une orientation particulière. Dans cette zone en particulier, la calcite est plus abondante (58 %), avec la biotite (10 %), la tschermakite

(30 %), apatite (1 %), pyrite et magnétite (1 %). Les traces sont l'épidote et le plagioclase. La calcite est en batonnets de 2 à 3 mm et se compose parfois de quelques grains à points triples. Les batonnets sont enrobés de minéraux ferromagnésiens et de quelques grains de plagioclase généralement plus petits. La biotite est enrobée d'amphiboles calciques, la tschermakite (Leake, 1978). Les biotites en inclusions dans une même amphibole sont parfois en continuité optique. Les textures particulières de la calcite en batonnets présentent certaines similitudes avec celles d'Oka (Treiman et Schedl, 1983). Treiman et Schedl (1983) comparent et tentent d'expliquer ces textures de la même façon que les textures spinifex de komatiites. Ceci semble peu raisonnable et ne fonctionne pas pour Dolodau. En effet aucune évidence ne permet de supposer que ces textures se retrouvent dans une zone de trempe. Elles se situent loin de toute bordure de dyke (plus d'un mètre). McLemore (1986, communication personnelle) suggère à partir de ses expériences sur le terrain que ces textures puissent être produites par un remplacement de plagioclase poussé à l'extrême. Ainsi le remplacement aurait débuté par un batonnet de calcite qui aurait eu une croissance anormalement généreuse. Cette explication ne concorde pas avec les observations de terrain. Si ce modèle s'applique réellement, il devrait être possible de retrouver des évidences de ce remplacement ou au minimum d'un remplacement quelconque. Aucune de ces observations n'a pu être faite dans les dykes de carbonatites.

Ce ne sont pas des orbicules. La seule hypothèse intéressante qui demeure est celle de textures fluidales. L'écoulement du magma encouragera la croissance de cristaux (ou de groupe de cristaux) allongés dans le sens de l'écoulement. Un certain écoulement turbulent sera nécessaire pour créer la texture observée. Ce phénomène peut être envisagé pour un magma carbonaté rendu très violent par la présence de CO₂. La faible abondance de chaînes silicatées polymérisées rend le magma très fluide et il est tout probable que l'écoulement sera turbulent (Treiman et Schedl, 1983).

7.4- AGE

La carbonatite peut être archéenne ou plus récente. La faille NE qui recoupe les dykes ne semble pas recoupée par la faille NNW dans laquelle s'introduisent les dykes. Cette faille NE correspond probablement au système régional de la faille Gwillim (NE). La faille NNW montre des traces de cisaillements ici et là dans les granitoïdes. La faille NNW semble recoupée par la faille NE. Les dykes de carbonatites ne se poursuivent pas au delà de la faille NE. Les dykes de sovite ne présentent qu'une faible fabrique qui semble plus reliée à l'intrusion elle-même qu'à des phénomènes cataclastiques. Les brèches de roches volcaniques coincées entre les dykes montrent des déformations selon les deux axes (NE et NNW). Le système NE ayant recoupé les dykes de sovites et ce système étant archéen, ceci indique que le stock de Dolodau peut être archéen. Mais il est possible que ce système ait été réactivé à plusieurs reprises (Allard et Gobeil, 1984). De toute façon, le stock

est certainement post-cinématique. Les failles concernées ayant bougées à plusieurs reprises, il est aussi possible que le stock soit plus récent et même relié aux intrusions alcalines post-grenvilliennes (Canton Crevier et St-Honoré). Dans la région de Chibougamau, les activités alcalines ne sont pas inconnues. Les roches volcaniques de la séquence supérieure de la Formation de Haüy sont hautement potassiques et d'affinité alcaline (Picard et Piboule, 1986). Ainsi l'activité alcaline archéenne indique qu'une activité ignée comme Dolodau est possible. Les plutons syénitiques archéens existent. Bien qu'ils ne soient pas très abondants, le Québec en compte quelques uns (Fumerton et Barry, 1984; Doig, 1975). Les carbonatites existent aussi à l'Archéen, comme Heninga Lake au Canada par exemple (Currie, 1976). Il semblerait que la mine d'or du Lac Shortt (Cormier et al., 1984) serait associée à une carbonatite. Les dykes de diabase recoupent la carbonatite (M. Boivert, 1986; communication personnelle). Ceci suggère que la carbonatite du Lac Shortt peut être archéenne. Il y a donc une intrusion de carbonatite à l'Archéen dans la région. Il semble alors tout à fait plausible que le stock de Dolodau et la carbonatite associée soient archéens bien qu'une démonstration rigoureuse n'en ait pas été faite.

7.5- RELATION CARBONATITE VS GRANITOIDES

La relation génétique entre les dykes de sovites et la nordmarkite n'est pas évidente. Le lien génétique entre les roches sous-saturées et les roches sur-saturées en silice est généralement un aspect plus ou moins "oublié" dans la

littérature scientifique. Le lien par les données de terrain est plus facile à faire.

Le premier aspect est la relation spatiale entre les deux groupes de lithologies. Les deux groupes sont situés un à côté de l'autre. Il y a même eu un peu de fenitisation de la granodiorite suggérant que les dykes de sovite sont postérieurs à la granodiorite. D'autre part, il y a des enclaves de syénite dans les dykes de sovites. Ceci suggère une relation inverse entre la syénite (antérieure à la granodiorite) et la carbonatite. Ces relations inverses suggèrent donc que les deux groupes lithologiques sont plus ou moins synchrones. Les deux groupes lithologiques sont aussi d'affinités géochimiques semblables. L'association syénite et carbonatite est relativement commune (Heinrich, 1966, 1967; Currie 1976; Tuttle et Gittins, 1966; Le Bas, 1977). Ce serait exiger beaucoup du hasard que de demander de produire ces deux groupes lithologiques généralement associés sans qu'ils n'aient d'association génétique. Les dykes alcalins montrent dans leurs analyses chimiques et modales des carbonates (calcite). Ces carbonates sont parfois de nature hydrothermale (remplacement des plagioclases) et parfois ignée tardive.

Les spéculations théoriques sont moins certaines que les données de terrain. Les considérations sur l'origine ou le modèle génétique de la carbonatite comme telle ne sont pas le but de cette étude. Est-ce que la carbonatite est d'origine mantellique ou crustale? La carbonatite a-t-elle été produite par une cristallisation fractionnée ou par fusion partielle? Ce

ne sont pas des questions théoriques que cette étude se propose de résoudre. Ces questions seront donc laissées en suspens. Par contre, le lien génétique entre les différentes lithologies peut être étudié.

Il n'est pas vraiment possible de faire une évolution des granitoïdes qui va pouvoir générer un magma carbonaté. L'enrichissement en CO₂ devra être très grand. Dès lors le problème de la source de CO₂ se pose. Le second problème sera de trouver un mécanisme d'évolution (cristallisation fractionnée, perte des alcalis, immiscibilité liquide, etc.) qui fera passer un magma de granitique (sens large) à carbonatitique.

Une des hypothèse de travail serait que l'inter-relation des deux groupes lithologiques soit vraiment un effet du hasard. Il y aurait eu un événement carbonatitique et un autre syénitique (et granodioritique) indépendants. La présence des enclaves serait un effet des inter-relations des deux magmas lors de la mise en place plus ou moins synchrone. Cette hypothèse favorisée par Eby (1986; communication personnelle) ne semble pas tout à fait satisfaisante. La probabilité que ces deux intrusions d'affinités alcalines se soient mises en place au même endroit, en même temps et qu'elles ne soient pas reliées génétiquement semble plutôt faible.

Le lien génétique qui semble le plus intéressant est celui d'un magma qui en génère un autre lors de la mise en place, en excluant les processus magmatiques directs. La carbonatite pourra avoir été le premier élément généré par des processus

standards. Ces processus sont: faible fusion partielle de la base de la croûte ou du manteau supérieur (Bailey et Schairer, 1966; Sun et Hanson, 1975; Wass, 1980), immiscibilité liquide (Hamilton et al., 1979; Le Bas et Handley, 1979) ou cristallisation fractionnée (Watkinson et Wyllie, 1971). Cette carbonatite, lors de sa mise en place va relâcher des alcalis qui vont réagir avec les silicates environnants. Ce mécanisme de relâchement des alcalis sera la fenitisation. Comme le mentionne Le Bas (1981), la façon standard de dissoudre les granitoïdes en laboratoire est d'ajouter du carbonate de sodium et de chauffer. Ainsi la chaleur de la carbonatite (avec ou sans la chaleur génératrice de la carbonatite elle-même) additionnée du fondant (carbonate de sodium) créera une fusion partielle qui, elle, pourra générer la syénite (qui produira la granodiorite par cristallisation fractionnée). Des calculs thermiques seraient nécessaires pour vérifier la faisabilité de ces processus. Une autre étude intéressante pour vérifier le modèle serait de tester les roches sources possibles et la probabilité qu'elles produisent (éléments traces inclus) les roches de Dolodau.

7.6- RELATION DU STOCK DE DOLODAU AVEC LA GEOLOGIE REGIONALE

Le stock est nettement post-cinématique, par l'absence de fabrique. Les roches alcalines de ce type sont généralement associées à des structures de rift (Heinrich, 1966; Currie, 1976; Bailey, 1974). Dans le cas Dolodau, aucune structure de ce type n'a été observée jusqu'à aujourd'hui dans la région de Chaoais.

La région contient des roches alcalines qui s'alignent d'une façon surprenante (voir figure 28). La région du Lac Bachelor (et la mine) présente des dykes de lamprophyre néphélinitique (Currie, 1976; Watson, 1955). La mine d'or du Lac Shortt contient une carbonatite avec fenitisation (M. Boisvert, 1986; communication personnelle; M.D. Higgins, 1987; communication personnelle). Dans la province géologique du Grenville, il y a le complexe alcalin de Crevier (Bergeron, 1980). Un peu plus à l'est, il y a la carbonatite de St-Honoré (Vallée et Dubuc, 1970) et des dykes de kimberlite carbonatitique (Gittins et al., 1976) dans la vallée du Saguenay. Ces différentes intrusions alcalines se positionnent donc dans l'extension du graben du Saguenay (Kumarapeli et Saul, 1966; Kumarapeli, 1970). Ceci impliquerait qu'il y aurait une extension possible du graben du Saguenay dans la province géologique du Supérieur. Cette structure n'aurait pas encore été reconnue par les géologues du secteur. A. Gobeil (1984; communication personnelle) affirme qu'il y a des évidences sur les photos satellites et la magnétométrie aéroportée. Une vérification sommaire (l'aspect géophysique est hors du sujet de cette étude) indique qu'il y a de faibles linéaments très subtiles. Ils deviennent alors discutables. Il serait intéressant de faire une étude plus complète. D'autres intrusions alcalines peuvent être additionnées dans la prétendue extension du graben, mais elles ne s'alignent pas aussi bien et deviennent alors discutables.

PROVINCES ALCALINES ET INTRUSIONS ALCALINES PRES DU STOCK DE DOLODAU

128

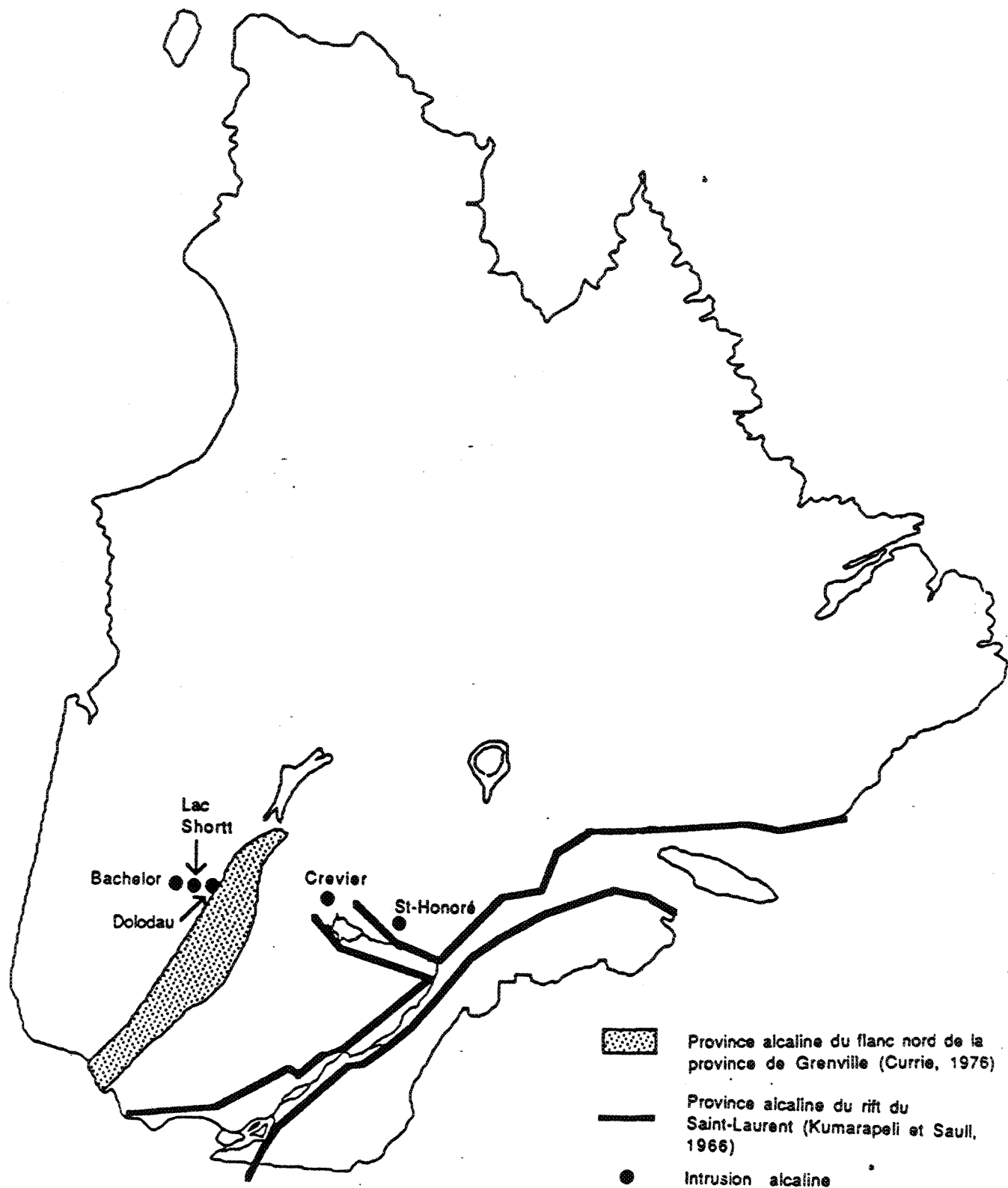


Figure 29:

Une autre possibilité serait la province alcaline du Grenville définie par Currie (1976). Elle s'étend sur quelques 800 km de Blue Mountain en Ontario au Lac Albanel au Québec (figure 29). Les roches de cette province approchent généralement une composition de syénite. En Ontario, les roches alcalines sont fortement déformées et métamorphisées. Elles peuvent contenir du corindon apparemment comme résultat de réactions métamorphiques et/ou métasomatiques (Currie, 1976). Les âges varient de 1290 m.a. à 900-1000 m.a. (Currie, 1976). Cette province recouvre le secteur d'intérêt (i.e. Dolodau). Les âges possibles du stock de Dolodau (par les relations de terrain) indiquent qu'il est possible que l'intrusion soit associée à cette province.

Différentes possibilités se présentent alors, ou bien le stock de Dolodau est relié à l'extension possible du graben du Saguenay, ou bien il est relié à la province alcaline du Grenville, ou bien il est relié aux deux phénomènes ou enfin il est archéen. Une investigation plus complète serait nécessaire pour se prononcer de façon rigoureuse. Il est bien certain que, si l'extension du graben existe, elle peut présenter un grand intérêt géologique. Un âge archéen présenterait un intérêt tout aussi grand.

CHAPITRE 8

POTENTIEL ECONOMIQUE DU STOCK DE DOLODAU

8.0- INTRODUCTION

Les carbonatites ont un potentiel économique bien connu (Heinrich, 1966; Currie, 1976). Les granitoïdes ont aussi un certain potentiel économique (Strong, 1980). Ce chapitre va discuter des possibilités économiques d'une intrusion comme le stock de Dolodau.

8.1- LES CARBONATITES

Les carbonatites sont surtout reconnues pour les éléments suivants: Nb, éléments terres rares, Th (?), U, Zr, PO₄. Aucun minéral niobifère (pyrochlore par exemple) n'a été identifié dans les dykes de carbonatites de Dolodau. La scintillométrie n'a pas donné de résultats positifs i.e. pas de radioactivité anormale. Aucun minéral uranifère ou thorifère n'a pu être observé dans ces roches. Des minéraux de terres rares n'ont pu être identifiés dans ces roches, si ce n'est la possibilité de quelques grains de monazite. L'identification demande à être confirmée. Mais ces grains de monazite sont si peu abondants qu'ils ne pourront être économiques d'aucune façon. Les assemblages, généralement associés aux gîtes de terres rares (Rose, 1979) n'ont pu être observés dans le stock de Dolodau. Le potentiel en phosphates de Dolodau n'est pas très élevé. L'apatite est bien présente mais en quantités insuffisantes. Les carbonatites considérées comme possiblement économiques en Ontario contiennent de 5 à 25 % d'apatite (Erdosh, 1979). Les carbonatites de Dolodau présentent rarement plus de 1 %

d'apatite. Les zircons ne dépassent jamais des proportions supérieures à des traces.

Le potentiel en minéraux industriels est inhibé par le faible tonnage des dykes. Il y a une quantité de biotite qui pourrait mériter une certaine évaluation. S. Nantel (1984; communication personnelle) considère le tonnage comme trop faible.

Le cuivre peut devenir économique dans certaines carbonatites (Palabora, Afrique du Sud, la seule en production; Heinrich, 1966; Currie, 1976). Les carbonatites de Dolodau ne contiennent pas assez de minéraux cuprifères pour être économiques. Il demeure une possibilité pour un certain potentiel aurifère. Comme la mine du Lac Shortt est associée à une carbonatite (M. Boisvert, 1986; communication personnelle) et est un producteur d'or, il est possible que celle de Dolodau soit aussi aurifère. L'or est en inclusions dans la pyrite (Cormier et al., 1984). Selon M. Boisvert (1986; communication personnelle), l'or est aussi en couronnes autour des grains de magnétite. Ceci suggérerait que l'or est un événement secondaire à la carbonatite. Ainsi la carbonatite et les roches associées auraient servi de trappe sans plus. Si cette hypothèse est valable, alors les dykes de carbonatites de Dolodau ont pu aussi servir de trappe à l'or. Il y a peu d'altération ou de processus secondaires observés dans les dykes. Mais comme le suggèrent les blocs erratiques, il est très probable que les carbonatites soient plus volumineuses que la carte les présentent. Alors il est possible qu'il y ait des zones aurifères.

8.2- LES GRANITOIDES

Le stock de Dolodau présente un certain potentiel économique. Etant donné que c'est un pluton post-cinématique, il y a plus de fortes probabilités qu'il contienne ou ait généré une minéralisation économique (Racicot et al., 1984). Strong (1980) indique que des granitoïdes ayant de la muscovite seront des roches plus hydratées, donc elles auront moins de chance de produire une auréole d'hydrothermalisme. Par contre des granitoïdes à amphiboles pourront produire une auréole d'hydrothermalisme. Des granitoïdes à biotite ne contiennent que rarement des minéralisations économiques. Le stock de Dolodau contient des amphiboles et de la biotite, ce qui lui confère un plus faible potentiel économique selon les critères de Strong (1980).

Les plutons d'affinités alcalines ont plus de chances de montrer une certaine remobilisation des éléments économiques (Racicot et al., 1984) comme les gîtes du Lac Shortt (Cormier et al., 1984) et la mine du Lac Bachelor (Buro, 1984). Peu de zones d'altérations ont pu être identifiées sur le terrain. Il y en a quelques unes de petites dimensions (millimétriques à centimétriques) associées à de petites zones de cisaillements. La plupart de ces zones ne présentent pas de sulfures si ce n'est que un ou deux grains de pyrite sur la surface observable. Une zone fait exception, la zone altérée fait 10 m de puissance et s'oriente 030° à 035°. Elle se caractérise par une bréchification. Ce sont des fragments de feldspaths potassiques fortement altérés en kaolinite dans une matrice

riche en hématite. Les fragments mesurent de 0.1 à 8 mm. Il y a un minéral opaque cubique (jusqu'à 10 %) qui montre une fracturation plus ou moins radiale avec des infiltrations d'hématite. Mégascopiquement, les cubes présentent parfois des stries. Les cubes semblent donc être de la pyrite. Ceci indique qu'il y a eu une certaine activité hydrothermale minéralisatrice. Aucune analyse pour les éléments économiques (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt, etc.) n'a été exécutée. Les possibilités demeurent donc ouvertes pour l'exploration des métaux précieux principalement.

Les éléments associés aux pegmatites sont un autre aspect économique possible. Les pegmatites ne sont pas directement associées aux granitoïdes (Cerny, 1982a, 1982b). Donc il peut y avoir des pegmatites dans le stock de Dolodau ou ses encaissants qui ne sont pas reliées génétiquement aux granitoïdes de Dolodau. Les granitoïdes hypersolvus ne semblent pas avoir de grandes pegmatites zonées comme les granites subsolvus (Tuttle et Bowen, 1958). Les granitoïdes fertiles contiennent en général de la biotite ou de la biotite plus muscovite et sont leucocrates (Trueman et Cerny, 1982). Le plagioclase, comme phase liquidus et tardive, et le feldspath potassique xénomorphe sont aussi caractéristiques (Trueman et Cerny, 1982). Les deux dernières caractéristiques ne sont pas typiques de Dolodau. Par contre, il y a des micro-pegmatites qui recoupent la granodiorite un peu partout. Elles mesurent en général quelques centimètres d'épaisseur et un maximum d'un mètre et demi de long. Elles se composent de feldspaths

potassiques et de quartz principalement. Aucun minéral lithinifère (spodumène ou lépidolite) n'a été observé dans ces micro-pegmatites. Aucune étude spécifique aux pegmatites n'a été entreprise et peu ou pas de micas n'a été observé. Les analyses chimiques n'ont pas montré d'anomalie intéressante en lithium. Leur faible tonnage et l'absence des minéraux économiquement intéressants (Li, REE, Be, etc.) diminuent dramatiquement le potentiel pegmatitique de Dolodau.

Le potentiel pour la pierre de taille a été vérifié par S. Nantel en 1984 (communication personnelle). Il y a trop d'hétérogénéités dans la granodiorite et la nordmarkite pour que la pierre soit vraiment intéressante. Aucun minéral industriel (corindon, néphéline (pour les verre et pour l'Al)) n'a pu être identifié en quantité suffisante pour justifier une étude économique.

CHAPITRE 9

CONCLUSION

Le stock de Dolodau s'est introduit comme une syénite et s'est différencié par cristallisation fractionnée en granodiorite. Le mélange de magma demeure possible. Les enclaves comagmatiques de syénite dans la granodiorite sont apportées par un brassage quelconque (mise en place, tectonisme, etc.). Le pompage des phases interstitielles a produit les aplites. Les porphyres à feldspath alcalin et/ou pyribole sodique ont été générés par les phases tardives qui ont été appauvries en silice et feldspath par la vapeur, les rendant alcalins. Les dykes de syénite à muscovite prennent leur origine dans le débalancement du rapport aluminium sur calco-alcalis en générant les dykes de porphyre à feldspath alcalin et/ou pyribole sodique.

La carbonatite a produit une auréole de fenitisation de faible dimension. Les relations de terrain suggèrent un lien génétique entre la carbonatite et les granitoïdes. Ce qui est beaucoup plus difficile à expliquer par la pétrologie. Il est suggéré que la carbonatite a libéré des éléments servant de fondant qui additionné à sa propre chaleur, a produit une fusion partielle générant la syénite. La carbonatite elle-même peut avoir plusieurs origines (fusion partielle, fractionnement ou immiscibilité).

Les relations de terrain suggèrent que la carbonatite peut être archéenne. Des relations avec la géologie régionale peuvent suggérer qu'elle soit pré-grenvillienne ou post-grenvillienne.

REMERCIEMENTS

Les remerciements les plus importants vont au directeur principal Dr. Edward H. Chown. Celui par qui tout a été rendu possible et qui a su faire confiance à l'auteur au moment opportun et lui a permis de s'ouvrir au monde de la recherche. Dr. Gérard Woussen est particulièrement remercié pour ses conseils judicieux et ses critiques des plus constructives. Drs. Jacques Carignan et Anthony D. Fowler sont remerciés pour leur travail de co-directeurs. Les derniers remerciements vont aux techniciens (R. Lechasseur et Y. Boudreault), à un confrère de classe Réjean Girard et à mon amie Suzie Perron.

Le travail de terrain a été supporté par un octroi FCAR Action Concerté à E. Dimroth et équipe. Le coût des vérifications et du travail de laboratoire a été supporté par un octroi FCAR à E.H. Chown et équipe.

10- LISTE DES REFERENCES

- ALLARD, G.O., CATY, J.-L., GOBEIL, A., 1985: The Archean Supracrustal Rocks of the Chibougamau Area DANS Ayres, L.D., Thurston, P.C., Card, K.D., Weber, W. (eds), Evolution of Archean Supracrustal Sequences, Geol. Ass. Can., Spec. Paper 28, p. 55-63.
- ALLARD, G.O., GOBEIL, A., 1984: General Geology of the Chibougamau Region; DANS Guha, J., Chown, E.H. (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, C.I.M.M. Spec. Vol. 34, p. 5-19.
- ANHAEUSSER, C.R., ROBB, L.J., BARTON Jr., J.M., 1983: Mineralogy, Petrology and Origin of the Boesmanskop Syenogranite Complex, Barberton Mountain Land, South Africa DANS Anheusser, C.R. (ed), Contribution to the Geology of the Barberton Mountain Land, Spec. Publ. Geol. Soc. Afr., 9, p. 169-183.
- ARTH, J.G., 1976: Behavior of Trace Elements During Magmatic Processes- A Summary of Theoretical Models and their Applications, Jour. Research U.S. Geol. Surv., 4, p. 41-47.
- BAILEY, D.K., 1974: Continental Rifting and Alkaline Magmatism DANS Sørensen, H. (ed.) The Alkaline Rocks, John Wiley and Sons, London, p. 148-159.
- BAILEY, D.K., MACDONALD, R., 1969: Alkali-feldspar Fractionation Trends and the Derivation of Peralkaline Liquids; Am. Jour. Sci., 267, p. 242-248.
- BAILEY, D.K., SCHAIRER, J.F., 1966: The System NaO-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂ at 1 Atmosphere and the Petrogenesis of Alkaline Rocks; Jour. Petrol., 7, p. 114-170.
- BARD, J.P., 1980: Microtextures des Roches Magmatiques et Métamorphiques, Masson, Paris, 192 pp.
- BERGERON, A., 1980: Pétrographie et Géochimie du Complexe Igné Alcalin de Crevier et de son Encaissant Métasomatisé; mémoire de maîtrise, U.Q.A.C., 129 pp.
- BURO, Y., 1984: The Geology of the Bachelor Lake Mine; DANS Guha, J., Chown, E.H. (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Can. Inst. Min. Metall., Spec. Vol. 34, p. 385-392.
- CERNY, P., 1982a: Anatomy and Classification of Granitic Pegmatites; DANS Cerny, P. (ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry, Mineral. Ass. Can., Short Course Handbook, 8, p. 1-39.

- CERNY, P., 1982b: Petrogenesis of Granitic Pegmatites; DANS Cerny, P. (ed.), Granitic Pegmatites in Science and Industry, Mineral. Ass. Can., Short Course Handbook, 8, p. 405-461.
- CERNY, P., HAWTHORNE, F.C., 1982: Selected Peraluminous Minerals DANS Cerny, P. (ed.), Granitic Pegmatites in Science and Industry, Min. Ass. Can. Short Course 8, p. 163-186.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1981: Demi Est du Canton de Dolomieu et Quart Sud-Ouest du Canton de Daubrée; Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, Rapport Préliminaire, DP-844, 27 pp.
- CHAYES, F., 1971: Ratio Correlation: A Manual for Students of Petrology and Geochemistry; University of Chicago Press, Chicago, 99 pp.
- CHOWN, E.H., MUELLER, W., 1988: Basement influence on the Supracrustal and Plutonic Evolution and Deformation of an Archean Greenstone Belt; soumis à Proceedings of the 7th International Symposium on Basement Tectonics, Butte Montana.
- CORMIER, M., GAUTHIER, A., MUIR, J.E., 1984: Geology, Geochemistry and Mineralization at Falconbridge's Lac Shortt Gold Deposit, Gand Township, Quebec; DANS Guha, J., Chown, E.H. (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, C.I.M.M. Spec. Vol. 34, p. 393-411.
- CURRIE, K.L., 1976: The Alkaline Rocks of Canada, Geological Survey of Canada, Bulletin 239, 228 pp.
- DAVIS, J.C., 1986: Statistics and Data Analysis in Geology, Second Edition, John Wiley and Sons, New York, 646 pp. et 1 disquette.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1966: An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Longman, England, 528 pp..
- DE ROSEN-SPENCE, A.F., PROVOST, G., DIMROTH, E., GOCHNAUER, K., OWEN, V., 1980: Archean Subaqueous Felsic Flows, Rouyn-Noranda, Québec, Canada and their Quaternary Equivalents: Precambrian Res., 12, p. 43-75.
- DESCARREAUX, J., GOSSELIN, R., 1982: Projet Dolomieu-Daubré; Rapport Géologique, Ministère de l'Energie et des Ressources, non classifié, 12 pp.
- DIMROTH, E., DEMARCKE, J., 1978: Petrography and Mechanism of Eruption of the Archean Dalember Tuff, Rouyn-Noranda, Québec, Canada; Can. Jour. Earth Sci., 15, p. 1712-1723.

- DOIG, R., 1975: A Syenitic Pluton of Archean Age Within the Grenville, Province of Quebec; *Can. Jour. Earth Sci.*, 12, p. 890-893.
- ELLISTON, J.N., 1984: Orbicules: An Indicator of the Crystallisation of Hydrosilicates, I; *Earth Sci. Rev.*, 20, p.265-344.
- ERDOSH, G., 1979: The Ontario Carbonatite Province and Its Phosphate Potential; *Econ. Geol.*, 74, p. 331-338.
- FUMERTON, S.L., BARRY, A.P., 1984: Probable Archean Nepheline Syenite Pluton in the Superior Province Adjacent to the Labrador Trough; *Can. Jour. Earth Sci.*, 21, p. 615-618.
- GEIST, D.J., BAKER, B.H., MCBIRNEY, A.R., 1985: GPP: A Program Package for Creating and Using geochemical Data Files; Center for Volcanology, University of Oregon, Oregon, 33 p..
- GITTINS, J., HEWINS, R.H., LAURIN, A.F., 1976: Kimberlitic Carbonatitic Dikes of the Saguenay River Valley, Quebec, Canada DANS *Physics and Chemistry of the Earth*, 9, p. 137-148.
- GOBEIL, A., RACICOT, D., 1983: Carte Lithostratigraphique de la Région de Chibougamau; Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, Rapport MM 83-02, 14 p.
- GOLD, D.P., 1963: Average Chemical Composition of Carbonatites; *Econ. Geol.*, 58, p.988-991.
- GOLD, D.P., BELL, K., EBY, G.N., VALLEE, M., 1986: Carbonatites, Diatremes, and Ultra-Alkaline Rocks in the Oka Area; *Geol. Ass. Can., Mineral. Ass. Can., Can. Geophys. Union, Joint Annual Meeting, Ottawa '86, Field Trip 21: Guidebook*, 51 p.
- HAMILTON, D.L., FREESTONE, I.C., DAWSON, J.B., DONALDSON, C.H., 1979: Origin of Carbonatites by Liquid Immiscibility; *Nature*, 279, p.52-54.
- HANSON, G.N., 1978: The Application of Trace Elements to the Petrogenesis of Igneous Rocks of Granitic Composition; *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, p. 26-43.
- HEARD, H.C., RALEIGH, C.B., 1972: Steady-State Flow in Marble at 500° to 800° C; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p.935-956.
- HEINRICH, E.Wm, 1967: Carbonatites: Nil-Silicate Igneous Rocks; *Earth Sci. Rev.*, 3, p. 203-210.
- HEINRICH, E.Wm., 1966: *The Geology of Carbonatites*, John Wiley and sons, New York, N.Y., 555 pp.

- HIGGINS, M.D., 1985: Geochemical Evolution of the Chatham-Grenville Stock, Quebec; Can. Jour. Earth Sci., 22, p. 872-880.
- HIBBARD, M.J., WATTERS, R.J., 1985: Fracturing and Diking in Incompletely Crystallised Granitic Plutons; Lithos, 18, p. 1-12.
- HOGARTH, D.D., LAPOINTE, P., 1984: Amphibole and Pyroxene Development in Fenite From Cantley, Quebec; Can. Mineral., 22, p. 281-295.
- HOGARTH, D.D., RUSHFORTH, P., 1986: Carbonatites and Fenites near Ottawa, Ontario and Gatineau, Québec; Geol. Ass. Can., Mineral. Ass. Can., Can. Geophys. Union, Joint Annual Meeting, Ottawa '86, Field Trip 9B: Guidebook, 22p.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971: A Guide to the Classification of the Common Volcanic Rocks; Can. Jour. Earth Sci., 8, p. 523-548.
- KRETZ, R., GARRETT, D., GARRETT, R.G., 1982: Na-K-Li Geochemistry of the Prestige Pluton in the Slave Province of the Canadian Shield; Can. Jour. Earth Sci., 19, p. 540-554.
- KUMARAPELI, P.S., 1970: Monteregeian Alkaline Magmatism and the St. Lawrence Rift System in Space and Time; Can. Mineral., 10, p. 421-431.
- KUMARAPELI, P.S., SAUL, V.A., 1966: The St. Lawrence Valley System: A North American Equivalent of East African Rift Valley System; Can. Jour. Earth Sci., 3, p. 639-658.
- LANGMUIR, C.H., VOCKE, R.D. Jr., HANSON, G.N., HART, S.R., 1978: A General Mixing Equation with Applications to Icelandic Basalts; Earth Planet. Sci. Letters, 37, p. 380-392.
- LEAKE, B.E., 1978: Nomenclature of Amphiboles; Can. Mineral., 16, p. 501-520.
- LE BAS, M.J., 1981: Carbonatite Magmas; Mineral. Mag., 44, p. 133-140.
- LE BAS, M.J., 1977: Carbonatite-Nephelinite Volcanism, An African Case History; John Wiley and Sons, London, 347 pp.
- LE BAS, M.J., HANDLEY, C.D., 1979: Variation in Apatite Composition in Ijolitic and Carbonatitic Igneous Rocks; Nature, 279, p. 54-56.

- LUTH, W.C., 1969: The Systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ to 20 kb and the Relationship Between H_2O Content, and Ptotal in Granitic Magmas: Am. Jour. Sci., 267-A, p. 325-341.
- MCDONALD, R., 1969: The Petrology of Alkaline Dykes from the Tugtutok Area, South Greenland; Bull. Geol. Soc. Denmark, 19, p. 257-282.
- MCKIE, D., 1966: Fenitisation; DANS Tuttle, O.F. et Gittins, J. (eds), Carbonatites; John Wiley and Sons (Interscience Publisher), New York, N.Y., p. 261-294.
- MOORE, A.C., 1984: Orbicular Rhythmic Layering in the Palabora Carbonatite, South Africa; Geol. Mag., 121, p.53-60.
- MORSE, S.A., 1968: Syenites; Carnegie Institution Yearbook, 67, Washington, p. 112-120.
- MURASE, T., MCBIRNEY, A.R., 1973: Properties of Some Common Igneous Rocks and Their Melts at High Temperature; Geol. Soc. Am. Bull., 84, p. 3563-3592.
- NOCKOLDS, S.R., ALLEN, R., 1954: Average Chemical Composition of Some Igneous Rocks; Geol. Soc. Am. Bull., 65, p. 1007-1032.
- PHILPOTTS, A.R., 1976: Silicate Liquid Immiscibility: Its Probable Extent and Petrogenetic Significance; Am. Jour. Sci., 276, pp. 1147-1177.
- PHILPOTTS, A.R., 1972: Density, Surface Tension and Viscosity of the Immiscible Phase in a Basic, Alkaline Magma; Lithos, 5, pp. 1-18.
- PICARD, C., PIBOULE, M., 1986: Pétrologie des Roches Volcaniques du Sillon de Roches Vertes Archéennes de Matagami-Chibougamau à l'Ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 2. Le Groupe Hautement potassique d'Opémisca; Can. Jour. Earth Sci., 23, p. 1169-1189.
- RACICOT, D., CHOWN, E.H., HANEL, T., 1984: Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt: A Preliminary Survey DANS Guha, J., Chown, E.H. (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Can. Inst. Min. Metal., Spec. Vol. 34, p. 178-197.
- REMICK, J.H., 1956: Rapport Préliminaire sur la Région d'Anville-Drouet; Ministère des Mines, Québec, RP-322, 8 p..
- ROEDDER, E., 1979: Silicate Liquid Immiscibility in Magmas DANS Yoder, H.S. Jr. (ed.), The Evolution of the Igneous Rocks, Princeton University Press, Princeton, N.J. p. 37-75.

- ROSE, E.R., 1979: Rare-Earth Prospects in Canada; Can. Inst. Min. Metall. Bull., 72, no. 801, p. 110-116.
- SAGE, R.P., 1985: Geology of Carbonatite - Alkalic Rock Complexes in Ontario: Chipman Lake Area, Districts of Thunder Bay and Cochrane; Ont. Geol. Survey, Study 44, 44p.
- SCARFE, C.M., 1986: Viscosity and Density of Silicate Melts dans Scarfe, C.M. (ed.) Silicate Melts: Their Properties and Structures Applied to Problems in Geochemistry, Petrology, Economic Geology and Planetary Geology; Mineral. Ass. Can. Short Course 12, p. 36-65.
- SCHULTZ, K.J., 1982: Nature and Significance of Archean Alkalic Magmatism, Southern Superior Province DANS Geol. Ass. Can., Mineral. Ass. Can., Annual Joint Meeting, Program with Abstracts, 7, p. 80.
- SHAW, H.R., 1972: Viscosities of Magmatic Silicate Liquids: An Empirical Method of Prediction; Am. Jour. Sci., 272, p. 870-893.
- SHAW, H.R., 1965: Comments on Viscosity, Crystal Settling, and Convection in Granitic Magmas; Am. Jour. Sci., 263, p. 120-152.
- SORENSEN, H., 1974a; Introduction DANS Sorensen, H. (ed.), The Alkaline Rocks, John Wiley and Sons, London, p. 3-11.
- SORENSEN, H., 1974b; II. Petrography and Petrology DANS Sorensen, H. (ed.), The Alkaline Rocks, John Wiley and Sons, London, p. 15-52.
- STRECKEISEN, A.L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks; N. Jb. Miner. Abh., 107, p. 144-214.
- STRONG, D.F., 1980: Granitoid Rocks and Associated Mineral Deposits of Eastern Canada and Western Europe DANS Strangeway, D.V. (ed), The Continental Crust and its Mineral Deposits, Geol. Ass. Can., Spec. Paper 20, p. 641-672.
- SUN, S.S., HANSON, G.N., 1975: Origin of the Ross Island Basanitoids and Limitation upon the Heterogeneity of Mantle Sources for Alkali Basalts and Nephelinites; Contrib. Mineral. Petrol., 52, p. 77-106.
- THORNTON, C.P., TUTTLE, O.F., 1960: Chemistry of Igneous Rocks I. Differentiation Index; Am. Jour. Sci., 258, p. 664-684.

- TREIMAN, A.H., SCHEDL, A., 1983: Properties of Carbonatites Magma and Processes in Carbonatite Magma Chambers; Jour. Geol., 91, p. 437-447.
- TRUEMAN, D.L., CERNY, P., 1982: Exploration for Rare-Element Granitic Pegmatites; DANS Cerny, P. (ed), Granitic Pegmatites in Science and Industry, Mineral. Ass. Can., Short Course Handbook, 8, p. 463-493.
- TUTTLE, O.F., BOWEN, N.L., 1958: Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$; Geol. Soc. Am., Memoir 74, 153 pp.
- TUTTLE, O.F., GITTINS, J., 1966: Carbonatites; John Wiley and Sons, New York, N.Y., 511 pp.
- URBAIN, G., BOTTINGA, Y., RICHEL, P., 1982: Viscosity of Liquid Silica, Silicates and Alumino-silicates; Geochimica et Cosmochim. Acta, 46, p.1061-1072.
- VALLEE, M., DUBUC, F., 1970: The St-Honoré Carbonatite Complex, Québec; Can. Inst. Min. Met., 23, no. 700, p.346-356.
- VERWOERD, W.J., 1966: Fenitisation of Basic Igneous Rocks DANS Tuttle, O.F., Gittins, J. (eds), Carbonatites, John Wiley and Sons (Interscience Publishers), New York, N.Y.p. 295-308.
- WASS, S.Y., 1980: Geochemistry and Origin of Xenolith-Bearing and Related Alkali Basaltic Rocks from the Southern Highlands, New South Wales, Australia; Am. Jour. Sci., 280-A, p.639-666.
- WATKINSON, D.H., WYLLIE, P.J., 1971: Experimental Study of the Composition Join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ and the Genesis of Alkaline Rock - Carbonatite Complexes; Jour. Petrol., 12, p. 357-378.
- WATSON, K.D., 1955: Kimberlite at Bachelor Lake, Quebec; Americ. Mineral., 40, p.565-579.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J., GILBERT, C.M., 1954: Petrography, An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections; W.H. Freeman and Company, San Francisco, 406 pp.
- WOOLLEY, A.R., 1982: A Discussion of Carbonatite Evolution and Nomenclature, and the Generation of Sodid and Potassic Fenites; Mineral. Mag., 46, p. 13-17.
- ZEN, E-AN, 1986: Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallisation: Some Mineralogic and Petrographic Constraints; Jour. Petrol., 27, p. 1095-1117.

APPENDICE 1

PRELIMINAIRE DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE

Préparation des échantillons

Standard de préparations d'échantillons pour fin d'analyses chimiques (modifié de Woussen, U.Q.A.C., 1983).

Débiter, à la scie, les échantillons en plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur en prenant soin d'enlever la croûte d'altération, les zones craquelées et les diverses zones indésirables que constituent les veines et les enclaves. Nettoyage des plaquettes de roches au jet de sable pour enlever les traits de scie et les traces de crayons. Concassage au broyeur à mâchoires de porcelaine d'environ 1.2 kg. Réserve de 1000 g et broyage de 200 g au shatter-box de carbure de tungstène pendant 1.5 minutes par charge de 20 g.

Pour la préparation de pastilles pour analyse par fluorescence-
x (SiO₂ et Al₂O₃): placer 1.5 g de poudre de roche dans un petit plat d'aluminium et faire sécher à environ 110° C à l'étuve pendant 2 heures. Prendre un creuset de platine et y déposer 1 g de poudre de roche, 5 g de tétraborate de lithium, 1 g d'oxyde de lanthane et 20 mg de NaBr. Faire la fusion de ces mélanges pour obtenir des boutons de verre. Les échantillons de carbonatites ont subi un traitement différent du à leur grand contenu en phases volatiles. La poudre de roche a subi une perte au feu (1000° C pendant 3 heures) avant d'être utilisée dans la fabrication du bouton de verre. Plusieurs échantillons (de la suite granodiorite-syérite et dykes autres que carbonatites) n'ont pas produit de bouton de verre adéquat

pour l'analyse (présence de taches, ou de matériel non fondu). Alors les poudres de roches ont été fondues à l'aide de métaborate de lithium (fondant A-14) au lieu de tétraborate de lithium. Des standards ont été refaits à l'aide ce fondant pour l'analyse en fluorescence-x.

Pour la préparation des boutons de verre pour l'absorption atomique (éléments majeurs et traces), la préparation demeure semblable.

Le soufre et le CO₂ ont été analysés à l'aide de la fournaise Leco (fusion de l'échantillon, captage des gaz et mesure du volume de gaz).

Le fer ferreux a été dosé par une méthode volumétrique (Guimond, CRM, 1986). Introduire 0.5 à 1.0 g d'échantillon dans un creuset contenant 2 ml d'eau. Ajouter 10 ml d'acide sulfurique chaud et 15 ml d'acide fluorhydrique. Faire mijoter couvert 10 à 20 minutes, éviter l'ébullition. Transvaser la solution obtenue dans un bécher contenant 300 ml d'eau, 10 ml d'acide sulfurique (1:1), 10 ml d'acide borique 10% et 10 ml d'acide phosphorique. Ajouter 4 à 5 gouttes de diphenylamide sulfonate de sodium et 5 ml de toluène. Titrer immédiatement au moyen d'une solution de bichromate de potassium dont un ml égale 0.0050 g de Fe ou moins, jusqu'à coloration bleue permanente.

APPENDICE 2

CALCUL DE LA MODELISATION PAR LES ELEMENTS TRACES

Equations suggérées par Hanson (1978):

Cristallisation fractionnée selon les lois de fractionnement de

Raleigh: $C_1/C_0 = F \exp(D_0 - 1)$

Fusion partielle: $C_1/C_0 = 1/(D_0 + F(1-P))$

où D_0 = coefficient de partage global (bulk) d'un élément trace donné pour les phases minérales résiduelles au moment de la séparation du liquide et du résidu;

P = la somme des contributions fractionnelles d'une phase i au liquide (p_i) multiplié par coefficient de partage poids minéral/fondu d'un élément trace pour la phase i (Kd_i).

C_1 = concentration d'un élément trace dans un fondu dérivé

C_0 = concentration d'un élément trace dans un parent

F = fraction d'un fondu par rapport au parent originel

Le fractionnement est pour des feldspaths potassiques, donc les Kd sont ceux de Arth (1976) (tableau 11). Les concentrations naturelles sont des moyennes des roches naturelles considérées comme les plus représentatives (tableau 11).

Les " F " varient de 10 à 90. Il est possible de juger intuitivement que la fourchette des valeurs est beaucoup trop grande. Mais de cette façon il a été possible de vérifier les limites du modèle.

Les modélisations ont été dans les deux sens (syénite vers granodiorite et à l'inverse) de façon à s'assurer que les processus vont bien dans le sens suggéré par les relations de terrain.

TABLEAU 11

 CONCENTRATION DE DEPART ET COEFFICIENTS DE PARTAGE DES ELEMENTS

TRACES POUR LA MODELISATION

élément	I	granodiorite	I	syénite	I	Kd	I
	I		I		I		I
	I		I		I		I
Ba	I	55	I	89	I	6.12	I
	I		I		I		I
	I		I		I		I
	I		I		I		I
Sr	I	64	I	47 *	I	3.87	I
	I		I		I		I
	I		I		I		I
	I		I		I		I
Rb	I	47	I	40	I	0.34	I
	I		I		I		I

 *: Cette valeur moyenne est discutable puisqu'il y a de
 grandes variations dans les concentrations du Sr dans les
 syénites

APPENDICE 3

CALCUL DE LA VISCOSITE D'UNE ENCLAVE COMAGMATIQUE ET DE LA
GRANODIORITE

Les calculs sont fait selon les équations et données de Shaw (1972). Les pentes "s" obtenues sont de 3.487 pour l'enclave comagmatique et de 3.357 pour la granodiorite (tableau 12). Une grossière estimation de la viscosité à 750° C (à l'aide de la figure 2 de Shaw (1972) donne environ 3 gégapoises pour la granodiorite et de 9 gégapoises pour l'enclave. Soit un rapport de 1 à 3.

APPENDICE 4

IDENTIFICATION DE MINÉRAUX A LA MICROSONDE

Les résultats proviennent d'analyses à la microsonde de l'Université McGill à Montréal. C'est une microsonde CAMECA (ayant 4 spectromètres) avec le système CAMBAX/micro system couplé avec le logiciel CAMBAX MBX/micro-package. Le voltage d'accélération est de 15 KV et le temps de comptage de 25 secondes.

Les analyses (tableau 13) proviennent des échantillons suivants: amphibole et pyroxène dans DOD-10 (dyke de porphyre à pyribole sodique), pyroxène dans DOD-111 (dyke de porphyre à pyribole sodique), amphibole dans DOD-86 (pyroclastite fenitisée), amphibole et biotite dans DOD-77 (sovite à biotite) et amphibole dans DOD-A (silicocarbonatite à amphibole et biotite). Les amphiboles ont été identifiées à l'aide de la méthode de Leake (1978). Les pyroxènes sont identifiés à l'aide de la figure 33 de Deer et al (1966) p. 99. Les biotites ont été analysées à la microsonde pour confirmer qu'elles sont bel et bien des biotites et non des phlogopites. Deer et al. (1966) mentionne qu'un critère pour différencier la biotite de la phlogopite est le rapport Mg:Fe doit être inférieur à 2:1 pour la biotite. Ces analyses confirment l'identification comme étant de la biotite. Les minéraux s'identifient comme suit (à l'aide du chiffre situé au-dessus de l'analyse):

1- taramite, 2- arfvedsonite, 3- ferro-richtériite, 4- tschermakite, 5- endiopside et 6- biotite.

La seconde série d'analyse donne la composition chimique du

minéral selon la formule standard du minéral. Dans le cas des amphiboles la méthode de Leake (1978) a été employée.

APPENDICE 5

DISCUSSION SUR LES CORRELATIONS AVEC L'INDICE FI

Un indice comme le FI constitué d'une somme d'oxydes montrera un facteur de corrélation (F) favorisé (Chayes, 1971). Il est redondant qu'un facteur composé de la somme d'oxydes augmentera à mesure que les oxydes augmentent. Donc lorsque les diagrammes de Harker seront un oxyde (faisant partie du calcul du FI) en fonction du FI, la corrélation sera fortement stimulé par cette effet d'autocorrélation. Mais il semble bien que ces diagrammes respectent les observations pétrographiques. Ces diagrammes seront donc à prendre avec une grande précaution lors de leur interprétations. Dans les cas des diagrammes de Harker en fonction d'un élément trace (donc ne faisant pas partie du calcul du FI) les diagrammes sont plus fiables.

Il en ressort que les diagrammes ayant FI comme abscisse sont d'une valeur limitée et doivent être interpréter prudemment.

	1	1	1	1	1	2	2	2	3	3
	AMP (10)	AMP (10)	AMP (10)	AMP (10)	AMP (10)	AMP (10)	AMP (86)	AMP (86)	AMP (86)	AMP (86)
SiO ₂	39.83	39.67	39.98	40.32	40.01	39.75	54.18	54.21	54.26	53
TiO ₂	0.59	0.7	0.69	0.69	0.71	0.69	0.03	0.07	0.2	0.14
Al ₂ O ₃	12.63	12.21	12.06	12.07	12.22	12.09	0.29	0.38	0.43	0.74
FeO tot	19.6	20.59	21.09	20	19.79	18.8	26.07	23.94	24.09	22.47
MnO	0.48	0.38	0.56	0.36	0.41	0.37	0.15	0.19	0.13	0.4
MgO	9.01	8.68	8.1	8.86	9.07	9.41	8.49	9.82	9.47	10.71
CaO	9.9	9.57	9.59	9.74	9.7	10.39	1.93	2.61	2.16	5.96
Na ₂ O	3.23	3.13	3	3.52	3.3	3.18	6.12	5.81	6.05	3.59
K ₂ O	2.22	2.03	2.19	2.03	2.02	2.1	0.02	0.02	0.02	0.05
F	0.65	0.49	0.57	0.51	0.73	0.49	0.05	0.05	0.03	0
total	97.7	97.46	97.82	97.95	98.09	97.27	97.32	97.11	96.83	97.06
Fe	2.56	2.69	2.76	2.59	2.57	2.45	3.31	3.02	3.05	2.83
Mn	0.06	0.05	0.07	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.05
Na	0.98	0.95	0.91	1.06	0.99	0.96	1.8	1.7	1.77	1.05
Al	2.32	2.25	2.22	2.2	2.24	2.22	0.05	0.07	0.08	0.13
F	0.32	0.24	0.32	0.24	0.29	0.24	0.02	0.02	0.01	0
Si	6.15	6.2	6.25	6.25	6.22	6.2	8.22	8.18	8.2	7.99
Mg	2.1	2.02	1.89	2.05	2.1	2.19	1.92	2.21	2.13	2.41
K	0.44	0.4	0.44	0.4	0.4	0.42	0	0	0	0.01
Ca	1.66	1.6	1.61	1.62	1.61	1.73	0.31	0.42	0.35	0.96
Ti	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0	0.01	0.02	0.02
OH	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

TABLEAU 13

2	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
AMP (86)	AMP (86)	AMP (86)	AMP (86)	AMP (77)	AMP (77)	AMP (77)	AMP (A)	AMP (A)	AMP (A)	AMP (A)	AMP (A)	AMP (A)
53.08	51.21	53.2	53.4	29.98	29.99	30.22	38.19	37.86	37.49	37.55	38.11	
0.04	0.02	0.07	0.03	0.49	0.61	0.55	1.16	1.29	1.72	1.73	1.59	
0.2	0.42	0.42	0.33	13.14	12.94	13.12	12.14	12.05	12.97	12.88	11.89	
23.85	27.66	21.17	20.83	16	14.48	13.68	23.24	23.6	21.5	21.93	22.31	
1.06	0.28	0.5	0.26	0.22	0.36	0.34	0.53	0.57	0.42	0.48	0.41	
11.91	6.29	11.81	11.8	0.6	0.72	0.72	6.57	6.03	7.28	6.95	7.1	
2.45	4.53	4.8	6.84	13.36	12.9	13.19	9.84	10.44	11.07	10.51	10.19	
3.97	4.47	4.08	3.28	0.05	0.14	0.12	3.14	2.88	2.21	2.38	3.17	
0.01	0.02	0.02	0.06	0	0	0	2.15	2.24	2.7	2.61	2.05	
0	0.15	0	0.03	0.14	0.34	0.34	0.14	0.22	0.65	0.38	0.25	
96.57	95.05	96.06	96.59	96.11	95.25	96.42						
3.03	3.67	2.68	2.62	2.73	2.51	2.36	3.1	3.16	2.84	2.91	2.97	
0.14	0.04	0.06	0.03	0.04	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	
1.17	1.37	1.2	0.96	0.02	0.06	0.05	0.97	0.9	0.68	0.73	0.98	
0.04	0.08	0.08	0.06	3.16	3.15	3.19	2.28	2.27	2.42	2.41	2.23	
0	0.08	0	0.01	0.09	0.23	0.23	0.07	0.11	0.32	0.19	0.12	
8.05	8.12	8.04	8.01	6.11	6.2	6.23	6.09	6.06	5.93	5.96	6.07	
2.69	1.48	2.66	2.65	0.18	0.22	0.22	1.56	1.44	1.72	1.65	1.68	
0	0	0	0.01	0	0	0	0.44	0.46	0.54	0.53	0.42	
0.4	0.77	0.78	1.1	2.92	2.86	2.92	1.68	1.79	1.88	1.79	1.74	
0	0	0.1	0	0.07	0.09	0.09	0.14	0.16	0.2	0.21	0.19	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	

5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
PYR (10)	PYR (10)	PYR (111)	PYR (111)	PYR (111)	PYR (111)	PYR (111)	PYR (111)	PYR (111)	PYR (111)
51.44	52.79	52.54	52.62	52.12	52.29	51.55	52.87	51.75	52.61
0.35	0.25	0.33	0.26	0.31	0.29	0.28	0.27	0.3	0.26
2.74	1.71	1.99	1.69	2.17	2.25	2.2	1.86	2.86	1.62
4.69	3.67	5.86	6.33	5.6	5.24	5.3	4.68	5.47	5.65
0.05	0.1	0.18	0.17	0.19	0.14	0.16	0.11	0.09	0.12
16.48	17.95	15.73	15.83	16.64	16.54	16.48	17.01	15.05	16.19
21.75	21.64	21.7	21.45	20.73	21.05	20.83	21.06	22.41	21.5
0.62	0.46	0.79	0.68	0.81	0.79	0.85	0.67	0.8	0.64
0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0
0.19	0.09	0.09	0	0	0.09	0.16	0	0.06	0.19
97.65	98.65	99.21	99.03	98.56	98.67	97.81	98.77	98.8	98.52
0.15	0.11	0.18	0.2	0.17	0.16	0.17	0.14	0.17	0.18
0.001	0.003	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0
0.05	0.03	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.05
0.12	0.07	0.09	0.07	0.1	0.1	0.1	0.08	0.13	0.07
0.02	0.01	0.01	0	0	0.01	0.02	0	0.01	0.02
1.92	1.95	1.95	1.96	1.94	1.94	1.94	1.96	1.93	1.96
0.92	0.99	0.87	0.88	0.92	0.92	0.92	0.94	0.84	0.9
0.0002	0.0003	0	0	0	0	0	0	0	0
0.81	0.86	0.86	0.85	0.83	0.84	0.84	0.84	0.9	0.86
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
0.45	0.44	0.45	0.44	0.43	0.44	0.43	0.43	0.47	0.44
0.47	0.5	0.45	0.45	0.48	0.48	0.48	0.49	0.44	0.46
0.08	0.06	0.1	0.1	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09

6	6	6	6
BIO (77)	BIO (77)	BIO (77)	BIO (77)
36.29	36.17	35.91	36.12
1.42	1.29	1.48	0.99
13.79	14.21	13.95	13.98
21.56	21.93	22.1	21.25
0.35	0.35	0.31	0.27
11.69	11.37	11.67	12.19
0.04	0	0.01	0.02
0.03	0	0.06	0.02
10.32	10.11	10.24	10.02
0.37	0.29	0.37	0.39
95.86	95.72	95.85	95.71
2.08	2.85	2.87	2.77
0.05	0.05	0.04	0.04
0.01	0	0.02	0.01
2.53	2.61	2.56	2.57
0.18	0.14	0.18	0.19
5.64	5.63	5.58	5.63
2.71	2.64	2.71	2.83
2.05	2.01	2.03	1.99
0.01	0	0	0
0.17	0.15	0.17	0.12
2	2	2	2