Contribution à l'étude géologique des cantons de Lamarck et Guettard, région de Chibougamau (Québec) : approche géochimique

Michel Brangier

▶ **To cite this version:**

Michel Brangier. Contribution à l'étude géologique des cantons de Lamarck et Guettard, région de Chibougamau (Québec) : approche géochimique. Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT : . tel-00756419

HAL Id: tel-00756419

https://theses.hal.science/tel-00756419

Submitted on 23 Nov 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030758 1

BRANGIER (M.)
Ex. n° 1
+ 3 cartes h.t.

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET
MÉDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT D'UNIVERSITE

SPÉCIALITÉ: SCIENCES NATURELLES

6 JUIL. 1984

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES CANTONS DE LAMARCK ET GUETTARD REGION DE CHIBOUGAMAU - QUEBEC APPROCHE GEOCHIMIQUE

PAR MICHEL BRANGIER

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Soutenue le 18 avril 1984, devant la Commission d'Examen

Président	*P. GIRAUD*	*Professeur U.S.M.Grenoble*
Rapporteur	*M. PIBOULE*	*Professeur U.S.M.Grenoble*
Examinateur	*M. CHENEVOY*	
Invité	*J.L. CATY*	

+ 4 cartes h. t.

Mots. clés : Archéen, Basaltes, gabbros
Tholéites, Géochimie, Canada, Chibougamau.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

RESUME

Les roches archéennes des cantons de Lamarck et de Guettard se rattachent à la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami, dans l'Abitibi (Québec). La séquence archéenne de notre terrain est formée de deux unités principales :

L'unité I , un ensemble de matériaux volcanoplutoniques à dominante basique-intermédiaire se rattache peut-être à la formation de Blondeau ou à la formation de Gilman.

L'unité II , formée surtout de roches sédimentaires et volcanoclastiques, se rattache peut-être à la formation de Stella-Hauy.

Nous avons plus particulièrement étudié les caractères pétrographiques et géochimiques des matériaux constituant l'unité I. Ce sont essentiellement des laves basaltiques, des dolérites en filons ou en dyke-swarm, des filons-couches lités de gabbro, quelques lentilles de tufs (s.l.) intermédiaires ou rhyo-dacitiques. Les caractères pétrographiques et les conditions de gisement des matériaux basiques sont variés, mais les comportements géochimiques paraissent homogènes et sont comparables à ceux des tholéites des rides médio-océaniques actuelles, ou éventuellement aux tholéites des arcs insulaires.

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET
MÉDICALE DE GRENOBLE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE DE DOCTORAT D'UNIVERSITE

SPÉCIALITÉ: SCIENCES NATURELLES

6 JUIL. 1984

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES CANTONS DE LAMARCK ET GUETTARD REGION DE CHIBOUGAMAU - QUEBEC APPROCHE GEOCHIMIQUE

PAR MICHEL BRANGIER

2

Soutenue le 18 avril 1984, devant la Commission d'Examen

Président	*P. GIRAUD*	*Professeur U.S.M.Grenoble*
Rapporteur	*M. PIBOULE*	*Professeur U.S.M.Grenoble*
Examinateur	*M. CHENEVOY*	
Invité	*J.L. CATY*	

10106750

REMERCIEMENTS

Je souhaite remercier tous ceux qui m'ont aidé durant la lente progression de ce travail et notamment :

Mr. M. CHENEVOY, Directeur du Laboratoire de Pétrologie de Lyon.

Mrs. J.L.CATY, A. FRANCOIN et C.Y. DUBE, ainsi que toute l'équipe de géologues du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec.

Mr. P. GIRAUD, responsable du 3° cycle à l'Institut Dolomieu.

Mr. PERRIAUX, ancien Directeur de l'Institut Dolomieu.

L'ensemble des personnels techniques des laboratoires de Lyon et Grenoble, notamment Mr. GERMANIQUE à Lyon, Mme KELLER et Mr. VIVIER à Grenoble.

Enfin, je souhaite particulièrement remercier Mr. M. PIBOULE qui a suivi l'ensemble de ce travail et Mr. E. AUDEBAUD qui fut responsable de mon orientation vers la géologie, cette orientation étant d'ailleurs la suite d'un penchant fort ancien.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

PLAN DE LA THESE

I° PARTIE : CONTEXTE GEOLOGIQUE - DONNEES DE TERRAIN

Chapitre 1 : Rappel sur la géologie de l'Archéen.....1

I-1. Les cratons archéens.....1

I-2. Le concept de "ceinture de roches vertes".....1
I-2.1. Introduction.....1
I-2.2. Exemple d'étude d'une ceinture de roches vertes : la région de Rouyn-Noranda au Québec (Canada).....4
I-2.2.1. Contexte géologique régional.....4
A - Principales unités du bouclier canadien.....4
B - La région de Rouyn-Noranda dans la province du supérieur.....6
I-2.2.2. Situation géologique actuelle.....9
I-2.2.3. Série lithostratigraphique.....10
I-2.2.4. Types d'assemblages volcanoplutoniques.....10
I-2.2.5. Evolution géologique de la région.....11

I-3. Modèles de mise en place des ceintures de roches vertes.....13
I-3.1. Principaux modèles envisagés.....13
I-3.2. Une comparaison actualiste : le bassin marginal de "Rocas Verdes" au Chili.....14
I-3.2.1. Architecture du bassin.....14
I-3.2.2. Comparaison avec les ceintures de roches vertes archéennes.....14
I-3.2.3. Application à un modèle de ceinture de roches vertes.....16

Chapitre 2 : Contexte géologique régional des cantons de Lamarck et de Guettard.....18

II-1. Introduction.....18

II-2. Rappels sur l'environnement.....18

II-3. Série lithostratigraphique archéenne et protérozoïque dans la région de Chibougamau.....20
II-3.1. Grandes formations.....20
II-3.1.1. Le groupe de Roy.....20
II-3.1.2. Le groupe d'Opémisca.....22
II-3.2. Les corps plutoniques.....23
II-3.2.1. Le complexe du lac Doré.....23
II-3.2.2. Le pluton de Chibougamau.....25
II-3.2.3. Le pluton d'Opémisca.....25
II-3.3. Géologie structurale : aperçu structural.....27
II-3.3.1. Plissement.....27
II-3.3.2. Fracturation.....28
II-3.3.3. Modèle de fracturation.....28

Chapitre 3 : Formations géologiques des cantons de Lamarck et de Guettard.....29

III-1. Introduction.....29

III-2. Architecture du terrain.....29

III-3. Description des ensembles lithologiques.....31
III-3.1. Matériaux de l'unité I.....31
III-3.1.1. Les laves.....31
A - Position dans la série, gisement.....31
B - Description des faciès.....33
III-3.1.2. Les dolérites s.s. 33
A - Position dans la série, gisement.....33
B - Description du faciès.....34
III-3.1.3. Les dolérites gloméroporphyriques.....34
A - Position dans la série, gisement.....34
B - Description du faciès.....34
III-3.1.4. Les dolérites en dyke-swarm.....36
A - Position dans la série, architecture.....36
B - Description des faciès.....37
III-3.1.5. Les filons-couches lités de gabbros.....37
A - Position dans la série, organisation générale des filons-couches.....37
B - Description des différents faciès.....38
- les ferrogabbros.....38
- les leucogabbros.....40
- les mélagabbros.....42
- les enclaves porphyriques.....42
III-3.1.6. Les tufs et les matériaux volcano-sédimentaires.....44
A - Position dans la série, organisation des lentilles.....44
B - Description des faciès.....44
- les tufs basiques à blocs et à lapillis.....45
- les tufs basiques à cristaux.....45
- les tufs felsiques à blocs, à bombes et à lapillis.....45
- les tufs felsiques à cristaux.....45
- les tufs fins lités.....45
- les tufs fins homogènes.....47
III-3.1.7. Le "conglomérat".....47
III-3.2. Les matériaux de l'unité II.....47
III-3.2.1. Les conglomérats et les grauwackes.....47
A - Position dans la série, gisement.....47
B - Description des faciès.....48
III-3.2.2. Les rythmites.....48
A - Position dans la série.....49
B - Aspect sédimentologique.....51
III-3.2.3. Les roches volcanogéniques.....51
A - Position dans la série.....51
B - Description des faciès.....52
- les volcanosédiments.....52
- les laves.....52

Chapitre 4 : Conclusions sur la 1ère partie.....53

2° PARTIE : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES MATERIAUX DE L'UNITE I

Chapitre 1 : Les laves..... 55

I-1. Introduction..... 55

I-2. Laves à texture primaire dominante hyaline..... 55
I-2.1. Laves picritiques..... 55
I-2.2. Laves hyalines s.s. 56
I-2.3. Laves à dominante hyaline et à microlites..... 59
I-2.4. Laves microlitiques..... 59

I-3. Laves à microtexture doléritique.....63

I-4. Conclusions sur l'étude des laves.....64

Chapitre 2 : Les dolérites.....67

II-1. Introduction.....67

II-2. Les dolérites associées aux laves.....67
II-2.1. Les dolérites intersertales s.l. 67
II-2.2. Les dolérites à texture glomeroporphyrique.....68

II-3. Les dolérites en dyke-swarm.....69
II-3.1. Les dolérites à texture intergranulaire.....71
II-3.2. Les dolérites de la baie Nord-Est du lac Lamarck.....71

II-4. Les dolérites porphyriques en filons.....71
II-4.1. Introduction
II-4.2. Les dolérites à phénocristaux de plagioclase.....73
II-4.3. Les filons doléritiques de la partie centrale de l'unité I.....75
II-4.4. Les filons doléritiques de la partie méridionale de l'unité I.....75
II-4.5. Les filons doléritiques recoupant les filons-couches de gabbro.....75

II-5 Conclusions sur l'étude des dolérites

Chapitre 3 : Les filons-couches lités de gabbro.....77

III-1 Introduction.....77

III-2 Les mélagabbros.....77

III-3 Les leucogabbros.....80
III-3.1.Introduction.....80
III-3.2.Les gabbros riches en pyroxène.....80
III-3.3.Les leucogabbros peu différenciés.....82
III-3.4.Les leucogabbros à quartz.....85

III-4 Les ferrogabbros

III-5 Conclusions sur l'étude des gabbros en filons-couches.....88

Chapitre 4 : Les tufs.....89

IV-1 Introduction.....89

IV-2 Les tufs à matrice chloriteuse.....89
IV-2.1. Les tufs à cristaux.....89
IV-2.2. Les tufs à cristaux et à lapillis.....91

IV-3 Les tufs felsiques..... 91
IV-3.1. Les tufs à blocs et à bombes..... 91
IV-3.2. Les tufs fins lités..... 92
IV-3.3. Les tufs fins "homogènes"..... 94

Chapitre 5 : Conclusions sur l'étude pétrographique..... 95

3° PARTIE : ETUDE GEOCHIMIQUE DES MATERIAUX VOLCANIQUES ET HYPOVOLCANIQUES BASIQUES DE L'UNITE I

Chapitre 1 : Introduction 98

Chapitre 2 : Les laves et les dolérites de l'unité I..... 99

II-1 Relations entre les faciès et les compositions chimiques.... 99

II-2 Caractères chimiques généraux des laves et des dolérites associées aux laves..... 102
II-2.1. Introduction
II-2.2. Aspect statistique..... 103
II-2.3. Aspect typologique..... 105
II-2.3.1. Compositions normatives..... 105
II-2.3.2. Diagrammes SiO2-éléments alcalins..... 108

II-3 Evolution des compositions lors de la différenciation..... 110
II-3.1. Introduction..... 110
II-3.2. Diagrammes teneurs-S.I..... 110
II-3.3. Comportements de FeO, MgO, TiO2 et SiO2..... 113
II-3.4. Comportement de Al2O3..... 115
II-3.5. Conclusions partielles..... 117

II-4 Caractères chimiques des dolérites porphyriques en filons et des laves picritiques..... 118
II-4.1. Introduction, aspect statistique..... 118
II-4.2. Caractères chimiques généraux..... 118
II-4.3. Evolution des matéraux durant la différenciation..... 120
II-4.3.1. Diagrammes teneurs-S.I. 120
II-4.3.2. Comportements de FeO, MgO et TiO2..... 123
II-4.3.3. Comportement de Al2O3..... 123
II-4.4. Conclusions partielles..... 126

II-5 Conclusions de l'étude des caractères chimiques généraux des laves et des dolérites..... 126

II-6 Etude des processus magmatiques régissant la composition des laves et des dolérites..... 127
II-6.1. Introdcution..... 127
II-6.2. Etude des processus de différenciation..... 128
II-6.2.1. Introduction..... 128
II-5.2.2. Méthode d'estimation directe..... 129
A: Comportement des éléments incompatibles..... 129
B: Principe d'évaluation..... 130

C: Application de la méthode..... 131
d : Choix dd l'élément de l'élément incompatible; 131
β : Facteurs d'imprécision..... 132
D: Résultats obtenus..... 133
II-6.2.3. Méthode d'estimation indirecte..... 137
II-6.2.4. Comparaison des résultats obtenus par les différentes méthodes..... 139
II-6.2.5. Conclusions de l'étude des processus de différenciation..... 139
II-6.3. Evaluation de la pression lors de la cristallisation. 140
II-6.4. Estimation de la nature de la source mantellique..... 142
II-6.5. Conclusions de l'étude des processus magmatiques..... 142

II-7 Environnement géotectonique de la série..... 144
II-7.1. Introduction..... 144
II-7.2. Diagramme Al2O3-FeO-MgO..... 145
II-7.3. Diagrammes utilisant Ti,Y, Zr et Sr..... 147
II-7.4. Diagramme P2O5-TiO2-MnO..... 147
II-7.5. Conclusions partielles..... 151

II-8 Conclusions de l'étude géochimique des laves et des dolérites 151

Chapitre 3 : Les filons-couches lités de gabbro..... 153

III-1 Introduction..... 153

III-2 Nature des matériaux..... 153
III-2.1. Diagramme Pl.-Px/-Ol. 153
III-2.2. Diagramme A.-F.-M. 154

III-3 Caractères chimiques généraux des gabbros..... 157
III-3.1 Relations entre les faciès et les compositions chimiques..... 157
III-3.2. Comparaison avec les cumulats moyens des lignées tholéitiques et calco-alcalines..... 163
III-3.2.1. Introduction..... 163
III-3.2.2. Diagramme Al2O3-FeO-MgO..... 163
III-3.3.3. Diagramme Al2O3-MgO-CaO..... 165
III-3.3. Conclusions partielles de l'étude des caractères chimiques généraux des gabbros..... 167

III-4 Modèle de cristallisation fractionnée..... 168
III-4.1. Introduction..... 168
III-4.2. Résultats..... 168
III-4.3. Interprétation des résultats obtenus..... 168

III-5 Conclusions partielles: relations entre les filons-couches de gabbro et l'ensemble des laves et dolérites associées.... 172

Chapitre 5 Conclusions générales de l'étude géochimique..... 174

CONCLUSIONS GENERALES..... 175

BIBLIOGRAPHIE..... 177

ANNEXES..... 183
Annexe I Principales transformations métamorphiques observées en lame mince..... 183
Annexe II Analyses chimiques..... 185
Annexe III Cartes d'affleurements du canton de Lamarck
Carte géologique schématique des cantons de Lamarck et Guettard..... hors-texte

PARTIE I: contexte géologique et données de terrain

Chapitre 1 : Rappels sur la géologie de l'Archéen :

I.1 Les cratons archéens :

Les zones cratoniques des continents actuels incluent des socles stabilisés depuis l'époque archéenne. Vingt-sept cratons archéens ont été identifiés (Goodwin 1976, 1977), représentant environ 20 % des masses continentales actuelles (Pl. I,1a, p. 2). Chronologiquement, les derniers phénomènes métamorphiques ayant affecté ces aires s'échelonnent autour de trois âges principaux : 3800 à 3500 Ma, 3100 à 2900 Ma et 2700 à 2600 Ma (Pl. I,1b, p. 2). Ces trois périodes correspondent à des phases orogéniques mondiales majeures.

I.2 Le concept de "ceinture de roches vertes" :

I.2.1 Introduction

Les cratons archéens montrent généralement des noyaux gneissiques entourés de ceintures volcaniques et sédimentaires. Ces formations sont systématiquement affectées par un métamorphisme faible, appartenant généralement au faciès schistes-verts ou au faciès amphibolite. Elles prennent le nom de "ceintures de roches vertes" ("Greenstone belts" des auteurs anglo-saxons). Les noyaux gneissiques sont, eux, affectés par un métamorphisme plus intense : faciès amphibolite à granulite.

Les noyaux gneissiques sont interprétés comme des zones continentales anciennes. Ces zones ont peut-être constitué le soubassement sialique des ceintures de roches vertes lors de leur mise en place (Baragar et McGlynn, 1976 ; Nesbitt et Sun, 1976 ; Sun et Nesbitt, 1977, 1978). Les noyaux gneissiques peuvent également être des nuclei protocontinentaux autour desquels se sont développées les "greenstone belts". Dans ce dernier cas, le soubassement des ceintures de roches vertes serait une croute océanique (Glikson, 1970, 1971, 1972, 1975, 1978 ; Glikson et Lambert, 1973 ; Anhaeusser, 1973, 1978).

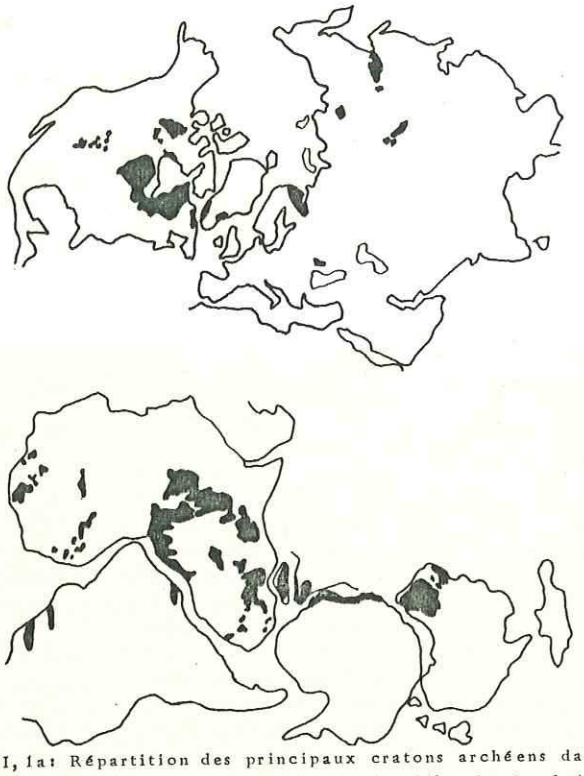


Fig. I, 1a: Répartition des principaux cratons archéens dans les masses continentales actuelles (d'après Goodwin, 1976).

Age	Principaux cratons
2600 - 2700 Ma	Ylgarn (Australie de l'Ouest), Zambie, Sao Franscisco et Sao Luiz (Amérique du Sud), Baltique, Anabar (U.R.S.S.).
2900 - 3100 Ma	Philbara (Australie), Darwar (Indes), Madagascar, Tanzanie, Ouganda, Cameroun, Kasaï (Afrique centrale), Libéria, Mauri--tanie, Hoggar, Guapore (Amérique du Sud), Province des Esclaves, Wyoming, Aldan (U.R.S.S.).
3500 - 3800 Ma	Kaapval (Afrique du Sud), Rhodésie, Nil-Ouest, Guyane, craton Nord-Atlantique, Ukraine, Vallée du Minnesota.

Fig. I, 1b: Répartition des principaux cratons archéens d'après l'âge de leur phase métamorphique principale.

Ensemble	Types lithologiques	Dérivés métamorphiques
Ensemble molassique	Sédiments d'eaux peu profondes Quelques pyroclastites, volcanites basiques et acides, formations de fer rubannées, jaspilites, silexites, calcaires, grauwackes, schistes, quartzites et arkoses, conglomérats.	Assemblages minéraux typiques du faciès schistes-verts avec un developpement local du faciès amphibolite. Micaschistes à quartz, muscovite/séricite, biotite, Chlorite, Tré-molite, Cordérite, Grenats, chloritoïdes etc..
Ensemble flyschoïde	Sédiments d'eaux plus profondes, faible développement de tufs et de volcanites, agglomérats, laves. Formations ferrifères rubannées, jaspilites, silexites, grauwackes, schistes, conglomérats, grès.	
Série mafique à felsique	Volcanites et pyroclastites domi-nantes, rares sédiments. Schistes carbonatés, silexites, sédiments graphiteux. Tufs mafi-ques à felsiques, agglomérats, niveaux cendreux. Grauwackes à éléments mafiques et felsiques, conglomérats, quartzites, calcaires intercalés dans la pile volcanique. Tholéites, rhyolites, andésites. Faible développement des roches ultramafiques.	Les formations ferrifères gardent leurs structures, mais les am-phiboles et les chlorites fer-rifères se développent, le quartz et la magnétite recris-tallisent. On a des calcaires cristallins à quartz-trémolite des schistes à quartz-séricite. Les tufs donnent des schistes à talc-trémolite, les ultramafites se serpentinisent.
Série ultramafique à mafique	Volcanites et pyroclastites dominantes rares sédiments. Tufs felsiques, agglomérats, sédi-ments intercalés dans la pile de volcanites : basaltes tholéitiques, komatiites, dunites, péridotites, pyroxénites, gabbros et anorthosites.	Les sédiments forment des schistes à quartz, séricite, chloritoïdes et silicates d'alumine. Les tufs donnent des schistes à grenat-quartz. Les volcanites donnent des schistes à cholrite, serpentine, etc...

LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES CEINTURES DE ROCHES VERTES
Types lithologiques primaires et dérivés métamorphiques (d'après Anhaeusser et al., 1969)

Pl. I,2

Les premières études effectuées sur les ceintures de roches vertes (Viljoen et Viljoen, 1969 ; Engels, 1970 ; Anhaeusser, Mason, Viljoen et Viljoen, 1969 ; Baragar, 1968 ; Goodwin et Ridler, 1970) ont montré que ces séquences présentent assez systématiquement quatre ensembles superposés :

- un ensemble molassique supérieur
- un ensemble flyschoïde
- une série volcanoplutonique supérieure mafique à felsique
- une série volcanoplutonique inférieure ultramafique à mafique

Les principales caractéristiques de ces quatre ensembles sont résumées dans la planche I,2, p. 3 .

Si toutes les ceintures de roches vertes présentent plus ou moins les quatre ensembles définis par Anhaeusser, il faut tenir compte de la spécificité de chaque exemple : par analogie, si nous remarquons que tous les orogènes phénérozoïques ont des points communs, cela ne doit pas aboutir à un modèle orogénique unique.

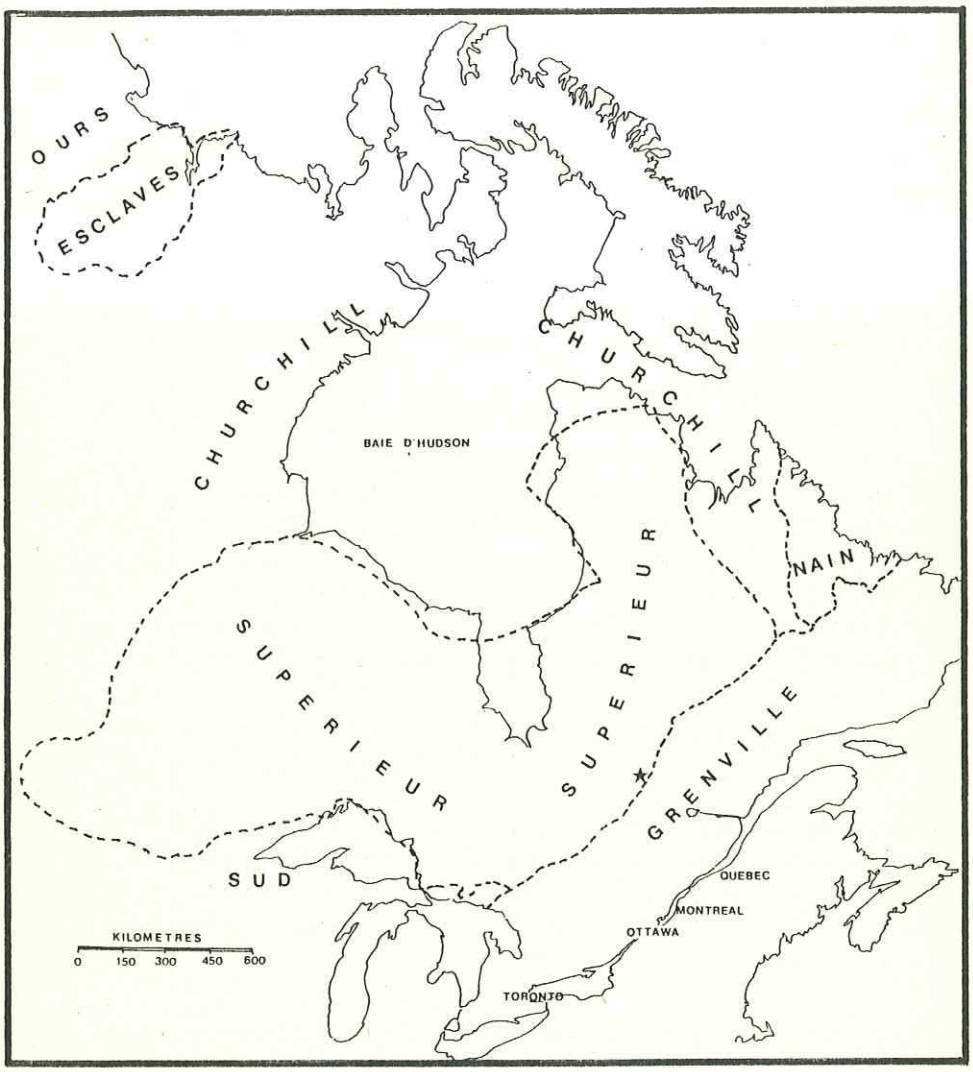
I.2.2 Exemple d'étude d'une ceinture de roches vertes : la région de Rouyn-Noranda au Québec (Canada) :

I.2.2.1 Contexte géologique régional

A Principales unités au bouclier canadien :

Le bouclier canadien a été subdivisé en provinces géologiques sur la base de critères structuraux, puis géochronologiques (Stockwell, 1972). Les provinces géologiques sont des régions où les grandes structures sont continues et qui ont été métamorphisées pour chacune d'elles à des époques différentes.

On distingue sept provinces géologiques : (pl I,3, p. 5)
- Province du Supérieur
- Province du lac des Esclaves
- Province de Churchill
- Province de l'Ours
- Province de Nain



CARTE DES PROVINCES DU PRECAMBRIEN CANADIEN

Situation de notre terrain

D'après la commision géologique du Canada (1968, 1972).

Pl.I,3

- Province du Sud
- Province de Grenville

Ces provinces correspondent à quatre phases orogéniques majeures :

- Phase kénoréenne : (2600 Ma-2700 Ma) Période majeure de plissement. Elle a affecté les provinces du Supérieur et des Esclaves.
- Phase hudsonienne : (1730 Ma) Structuration majeure des provinces de Churchill et de l'Ours.
- Phase elsonienne : (1370 Ma) Structuration de la province de Nain.
- Phase grenvillienne : (955 Ma) Structuration de la province de Grenville. La province du Sud est polyorogénique. Elle a été affectée par les phases kénoréenne et elsonienne.

On remarque sur la carte de la planche I,3 p.5 que la province du Supérieur, qui est la plus ancienne, occupe une place centrale dans le bouclier. Les autres ceintures plus récentes, sont venues recouper sa périphérie. La province du Supérieur et la province des Esclaves sont les deux seules provinces archéennes. La région de Rouyn-Noranda appartient à la province du Supérieur.

B La région de Rouyn-Noranda dans la province du Supérieur :

La province du Supérieur a été subdivisée en sous-provinces qui sont des entités pétrologiques ou structurales. Huit sous- provinces apparaissent du Nord au Sud, constituant des bandes grossièrement orientées Est-Ouest (pl. I,4 p.7) :

- zone plissée de Pikwitonéi
- ensemble volcanique de Sachigo
- pluton de Berens
- gneiss de English River
- ensemble volcanique de Wabigoon
- gneiss de Quetico
- ensemble volcanique d'Abitibi-Wava

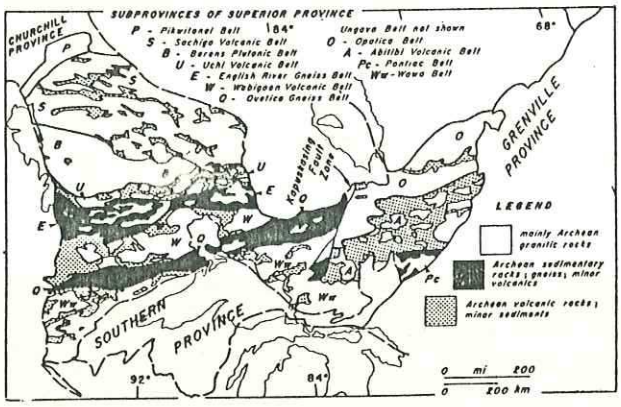


Fig. I,4a: Distribution des sous-provinces (ceintures structurales) dans la province archéenne du Supérieur (d'après Goodwin, 1977).

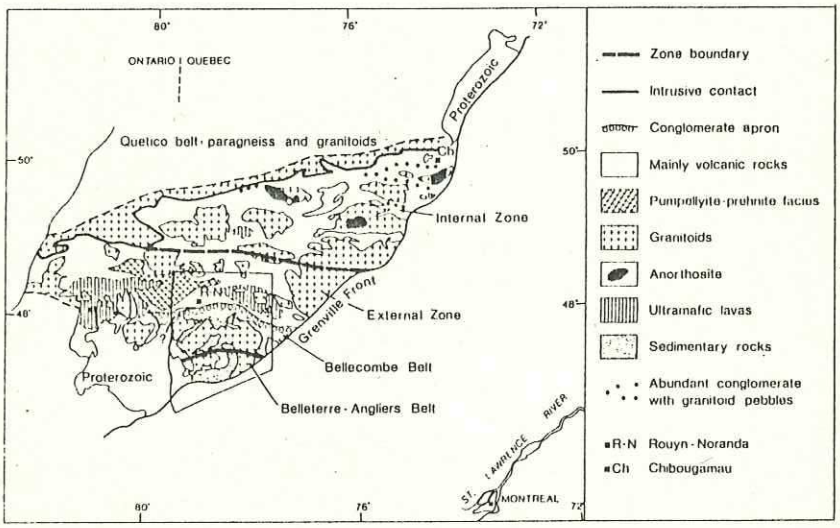
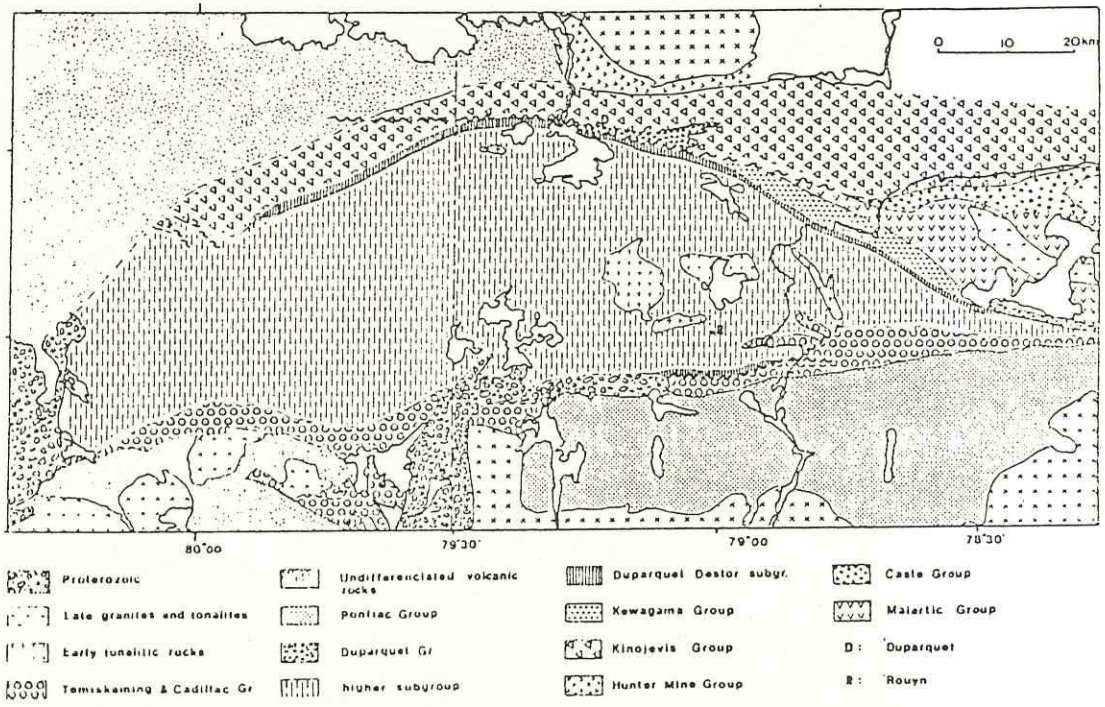


Fig. I,4b: Distribution des ensembles géotectoniques dans la ceinture composite de l'Abitibi (d'après Dimroth et al., 1982). La région de Rouyn-Noranda est encadrée.

Pl. I,4



Principaux ensembles lithostratigraphiques de la région de Rouyn-Noranda:
(Dimroth et al. 1979)

Pl. 1.5

La région de Rouyn-Noranda se rattache à la ceinture de Noranda-Val d'Or qui constitue avec les ceintures de Barny, Frotet-Troïlus et Chibougamau-Matagami l'ensemble volcanique d'Abitibi-Wava.

La ceinture de l'Abitibi peut être divisée (Dimroth et al, 1982) en une zone méridionale "externe" et une zone septentrionale "interne". La région de Rouyn-Noranda se rattache à la zone externe ; par contre la région de Chibougamau et Chapais se rattache à la zone interne. Les deux zones présentent un bati volcano-plutonique complexe à matériaux basiques et felsiques.

La zone interne se caractérise par l'importance de ses éléments plutoniques : complexes anorthositiques, plutons granitoïdes tardifs. Les parties supérieures du bati montrent des conglomérats à galets de roches plutoniques et des sédiments d'eaux profondes. Le métamorphisme de la zone interne est de faciès schistes-verts ou de faciès amphibolite.

La zone externe offre des coulées ultramafiques dans ses parties basales. Les plutons granitoïdes tardifs ont une extension réduite et les anorthosites sont absentes. Le métamorphisme de la zone externe appartient au faciès schistes-verts, parfois au faciès pumpellyite-prehnite (Dimroth et al, 1979; 1982 ; Jolly, 1980).

I.2.2.2 Situation géologique actuelle :

La région de Rouyn-Noranda présente la juxtaposition d'une ceinture de paragneiss (ceinture de Bellecombe) et d'un sillon de roches vertes, grossièrement allongés Est-Ouest (carte p 8). Le métamorphisme qui affecte l'ensemble varie progressivement du faciès schistes-verts pour les volcanites au faciès granulite pour les gneiss. Les métasédiments et les roches vertes associées reposent sur un socle orthogneissique non encore daté. Des batholites d'extension réduite, d'affinités granodioritiques, ont recoupé les roches vertes et les sédiments. La tectonique, polyphasée, a induit un plissement complexe, localement isoclinal serré.

I.2.2.3 Série lithostratigraphique :

La zone externe de l'Abitibi comporte deux cycles volcaniques mafiques à felsiques (Dimroth et al, 1982). Dans la région de Rouyn-Noranda, le premier cycle est réduit à quelques coulées basaltiques et rhyolitiques représentant sa phase ultime.

Le second cycle volcanique évolue de termes souvent ultramafiques à sa base vers des termes basiques à intermédiaires puis acides. Simultanément, plus au Sud (région de Cadillac) se déposent des turbidites qui, sont remplacées au sommet de la série par des sédiments d'eaux peu profondes, voire fluviatiles.

D'après Krogh et Davis (1971) et Nunes, Pyke et Jensen (1978) (in Dimroth et al en 1982) l'intervalle entre la fin du cycle I et la fin du cycle II a duré seulement 10 Ma. Les rhyolites de la fin du cycle I ont été datées 2711 Ma (+6,-3) et celles de la fin du cycle II ont été datées 2700 Ma (+4,-3), par la méthode radiométrique U-Pb sur des zircons.

I.2.2.4 Types d'assemblages volcanoplutoniques :

Le bati volcanique est dominé par des plaines de basaltes et des complexes volcaniques centraux.

D'après Dimroth (Dimroth et al, 1982) les plaines de basaltes sont "des séquences monotones de coulées de basaltes tholéitiques ou komatitiques dans lesquelles aucun centre important d'activité volcanique ne peut être reconnu". Les coulées peuvent être suivies sur 20 km à 30 km. Les coussins laviques prédominent. Quelques coulées à texture gabbroïque constituent des faciès proximaux par rapport aux points d'extrusion de la lave. La séquence des coulées est alors du type -lave massive-lave en coussins-brèches de coussins-. Les laves sont faiblement vésiculées, ce qui indique, d'après Dimroth et al, 1982, que leur mise en place s'est effectuée sous une épaisse tranche d'eau.

Les complexes volcaniques centraux sont (Dimroth et al, 1982) des centres émissifs d'un diamètre moyen de 30 km. Ces centres se caractérisent par la présence de volcanites felsiques et des coulées basaltiques lenticulaires de faciès proximal : leur séquence est du type -lave massive-lave en coussins-brèche de coussins-hyalotufs-. Ces laves, souvent vésiculaires, se sont mise en place, d'après Dimroth et al, 1982 sous une assez faible tranche d'eau.

I.2.2.5 Evolution géologique de la région de Rouyn-Noranda :

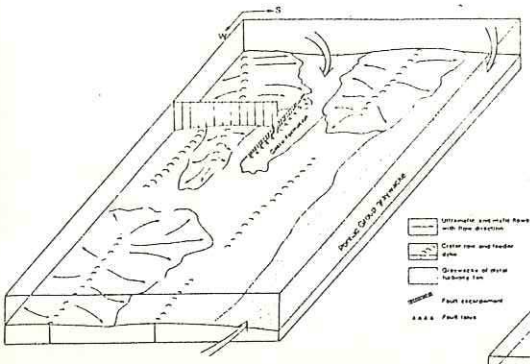
D'après Dimroth et al. (1982), la mise en place des roches du second cycle volcanique s'est effectuée en cinq phases : (Pl. I,6 p.12)

- phase de la plaine de basaltes de Roquemaure : (Pl. I,6a) Cette plaine de basaltes où apparaissent localement des komatites (région de Duparquet, Destor) est formée d'une suite d'épanchements volcaniques au sein desquels la teneur en Magnésium des laves décroit de la base au sommet. A la fin de cette première phase, le jeu de la grande fracture de Duparquet-Destor crée un talus sous-marin au pied duquel se déposent des sédiments grauwackeux et conglomératiques qui s'interdigitent avec les dernières coulées basaltiques. De faibles quantités de turbidites se déposent au Sud de la grande fracture de Cadillac et forment les premiers niveaux du groupe de Pontiac.

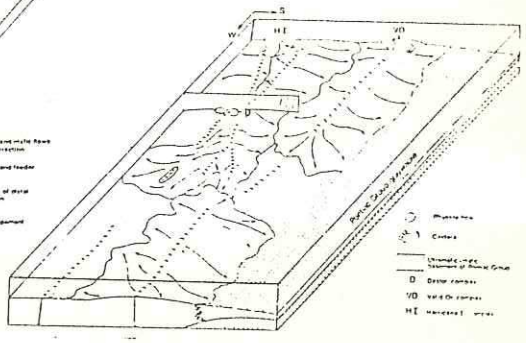
- phase de la plaine de basaltes d'Hébécourt : (Pl. I,6b) Cette plaine de basaltes, limitée au Sud par la grande cassure de Cadillac, est constituée d'une suite d'épanchements volcaniques au sein desquels la teneur en fer des laves croit de la base au sommet. Les produits volcaniques et pyroclastiques des centres émissifs de Destor, Harricana I et Val d'Or forment des niveaux lenticulaires qui s'interdigitent avec les basaltes.

- phase des centres émissifs sous-marins : (Pl. I,6c) Cette phase est dominée par le volcanisme felsique des centres émissifs Reneault, Montsabrais et Harricana II. D'importantes quantités de volcanites et de pyroclastites s'accumulent et les batis volcaniques se rapprochent de la surface de l'océan. De petits plutons tonalitiques recoupent le centre de Harricana II.

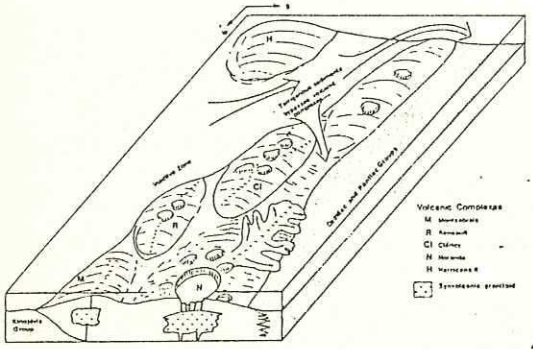
- phase d'émersion des centres émissifs : (Pl. I,6d) Les batis des centres émissifs émergent et forment des îles océaniques. Entre les îles, les pyroclastites émises se déposent, en même temps que des sédiments clastiques dérivant de sources granitiques situées au Nord (zone interne) et du démantèlement des unités précédentes.



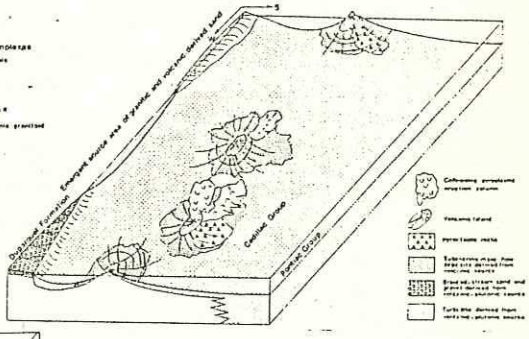
Phase de la plaine de basaltes de Roquemaure



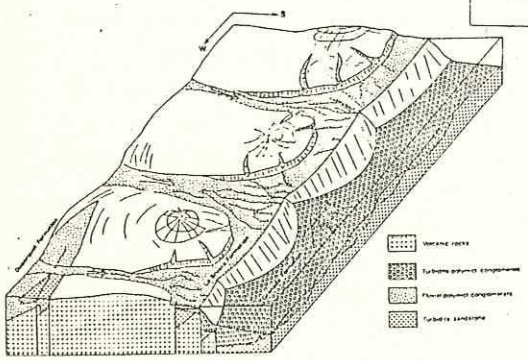
Phase de la plaine de basaltes d'Hébécourt



Phase des centres émissifs sous-marins



Phase d'émersion des centres émissifs



Phase finale d'émersion

Pl. I,6

EVOLUTION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE ROUYN-NORANDA
(D'après Dimroth et al., 1982).

- phase d'émersion : (Pl. I,6e)

Après la fin de l'activité volcanique, l'émersion des terrains situés au Nord de l'accident de Cadillac a entraîné leur érosion rapide. A cette période correspondent des dépôts marins d'eaux peu profondes dans la région Sud et des dépôts fluviatiles dans la région Nord.

I.3 Modèles de mise en place des ceintures de roches vertes :

I.3.1 Principaux modèles envisagés

Les études menées dans la région de Rouyn-Noranda ont mis en évidence le mécanisme d'évolution de cette ceinture de roches vertes qui passe d'un régime volcanique tranquille, dominé par des épanchements basiques diffus à un système insulaire émergeant riche en matériau felsique. Cependant les conditions d'apparition de la ceinture de roches vertes restent confuses. De nombreux auteurs ont tenté d'apporter une réponse à ce problème. Deux catégories d'hypothèses peuvent être retenues :

- pour un premier groupe d'auteurs (Gale, 1973 ; Anhaeusser, 1973 et 1978 ; Glikson, 1970, 1971, 1972, 1975, 1978 ; Glikson et Lambert, 1973) les ceintures de roches vertes sont des fragments de croûte océanique recoupés par des granites provenant directement du manteau supérieur. Ces modèles ont été établis en Australie et en Afrique du Sud pour des ceintures où aucun soubassement sialique n'a été reconnu. Dans le cas particulier de la ceinture de Barberton, Anhaeusser (1973) suggère un mécanisme de subduction d'une croûte océanique sous une autre croûte océanique pour expliquer la présence dans la série de matériaux volcaniques de nature tholéitique et de matériaux de nature calco-alcaline.

- pour d'autres auteurs (Windley, 1973 ; Hunter, 1974 ; Folinsbee, Baadsgaard, Cummings et Green, 1968 ; Uther, 1973 ; Baragar et McGlynn, 1976 ; Nesbitt et Sun, 1976 ; Sun et Nesbitt, 1977, 1978) la séquence s'est mise en place lors de l'ouverture d'un rift dans une croûte continentale préexistante. Ce modèle s'appuie sur des exemples de ceintures de roches vertes où un soubassement sialique a été reconnu, comme c'est le cas pour

l'Abitibi. Cette hypothèse est illustrée par la comparaison établie par Tarney, Dalziel et De Witt (1976) entre les ceintures de roches vertes archéennes et certains bassins marginaux phanérozoïques comme le bassin de "Rocas Verdes" mésozoïque du Chili.

I.3.2. Une comparaison actualiste : le bassin marginal de "Rocas Verdes" au Chili :

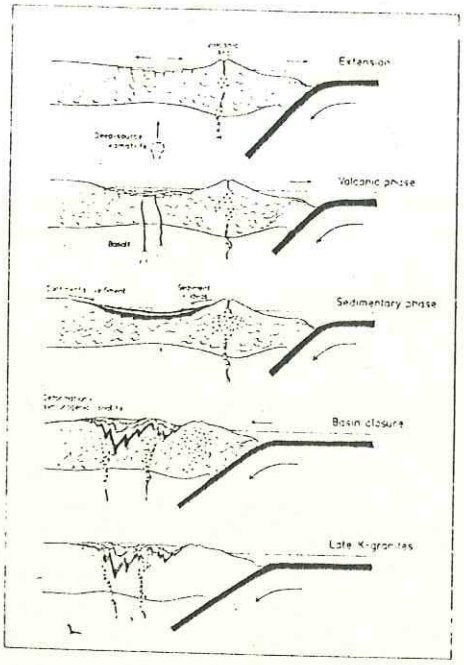
Tarney, Dalziel et de Wit ont décrit l'évolution du bassin marginal mésozoïque du Chili (Tarney et al, 1976). Ce bassin s'est ouvert au Crétacé et s'est refermé précocement sans être parvenu à maturité. Les "Rocas Verdes", assimilées à des ophiolites, constituent la principale formation de cet ancien bassin.

I.3.2.1. Architecture du bassin

D'après Tarney et al (1976) le complexe ophiolitique des "Rocas Verdes" du Chili s'est mis en place dans la zone en distension à l'arrière d'un arc volcanique calco-alcalin et de ses racines granitiques. De la base au sommet, le complexe présente des gabbros lités, des dykes doléritiques et des basaltes en coussins. Les coussins de lave sont mélés à des dépôts cherteux. Le complexe ophiolitique est recouvert par des matériaux sédimentaires issus du démantèlement de la chaine volcanique calco-alcaline. La fermeture prématurée du bassin au Crétacé supérieur s'est accompagnée du plissement de l'ensemble en une vaste synforme dont les dimensions et la géométrie sont comparables à celles des ceintures de roches vertes archéennes (Tarney et al., 1976).

I.3.2.2. Comparaison avec les ceintures de roches vertes archéennes :

Il existe de nombreuses similitudes lithologiques, structurales et métallogéniques entre le bassin mésozoïque chilien et les ceintures archéennes. Le complexe ophiolitique se trouve au contact d'une croûte continentale préexistante. Les phénomènes métamorphiques peu importants sont accompagnés de circulations de fluides qui ont permis la mise en place de minéralisations sulfurées.



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

Développement possible d'une ceinture de roches vertes archéenne d'après le modèle des "rocas verdes", avec une extension d'arrière-arc produisant un amincissement de la croute plutôt que la formation d'un Rift

Développement possible d'une ceinture de roches vertes archéenne d'après le modèle des "rocas verdes", en supposant que l'extension d'arrière arc produise un amincissement de la croûte plutôt que la formation d'un rift. La production de magma dépasse celle associée à une simple extension. La source des sédiments est mixte volcanogénique/continentale et la séquence peut inclure des laves calco-alcalines andésitiques ou acides provenant de l'arc volcanique adjacent. Les derniers mouvements de l'arc en direction du continent provoquent la déformation et la mise en forme de synclinal de la ceinture de roches vertes. Des plutons tonalitiques à granitiques de type andin syn à post tectoniques peuvent se mettre en place.

D'après Tarney, Dalziel et De Witt, 1976.

Pl. I, 7

Le style tectonique est également caractéristique : les couches sédimentaires supérieures sont plus affectées par les déformations que les unités volcaniques sous-jacentes. Enfin, comme dans le cas des ceintures de roches vertes, le volcanisme a des caractères chimiques proches à la fois des tholéites d'arcs insulaires et des tholéites abyssales.

Le bassin chilien se différencie toutefois des ceintures de roches vertes archéennes par une plus faible quantité de sédiments, l'absence de komatites (laves ultramafiques), une présence de volcanites felsiques limitée à la marge pacifique et un arrangement différent du complexe ophiolitique.

I.3.2.3. Application à un modèle de ceinture de roches vertes : (Pl. I,7 p.15)

La différence entre les conditions géotectoniques propres à l'Archéen et les conditions régnant au phanérozoïque peut justifier les divergences précédemment constatées entre les ceintures archéennes et les bassins marginaux modernes.

La faible quantité de volcanites felsiques dans le bassin chilien peut être expliquée par sa fermeture prématurée, sans doute liée à un arrêt de la subduction (Tarney et al, 1976).

La présence des laves komatitiques à l'Archéen semble due à un gradient géothermique plus élevé que le gradient actuel (Green, 1975 ; Brooks et Hart, 1974). Ce gradient élevé permettait un taux élevé de fusion mantellaire et la mise en place de coulées de laves komatitiques à une température de l'ordre de 1650° (Green, Nicholls, Viljoen et Viljoen, 1974 ; Green, 1975).

L'organisation structurale différente du complexe ophiolitique requiert une explication plus complexe. D'après Tarney, Dalziel et de Wit (1976), la mise en place des ophiolites dans le bassin chilien est due à un phénomène d'ouverture de la croute continentale grâce à des fractures normales profondes liées au phénomène d'extension à l'arrière d'un arc insulaire (stade rift). A l'Archéen, le gradient géothermique plus élevé devait induire une plasticité plus grande de la croûte continentale (Burke, Dewey et Kidd, 1976 in Tarney et al, 1976), qui devait en outre être plus mince que la croûte actuelle (Burke, Dewey et Kidd, 1976 ; Sun et Nesbitt, 1977 ; Baragar et McGlynn, 1976 ; Condie, 1973). Dans ces conditions, l'extension ne

devait pas conduire à la formation d'un rift, mais provoquer un amincissement crustal.

Cet amincissement, conjugué à des fractures a permis la mise en place de coulées basaltiques sur les reliques de la croute continentales préexistante. On peut ainsi concevoir que les régions où les ceintures de roches vertes alternent avec des bandes gneissiques sont produites par l'accrétion de bassins successifs.

Une telle évolution implique une différence d'age entre les bassins. Toutefois, cette éventuelle évolution temporelle n'a pas encore été mise en évidence du fait du manque de mesures géochronométriques.

Chapitre II : Contexte géologique régional des cantons de Lamarck et Guettard :

II.1 Introduction

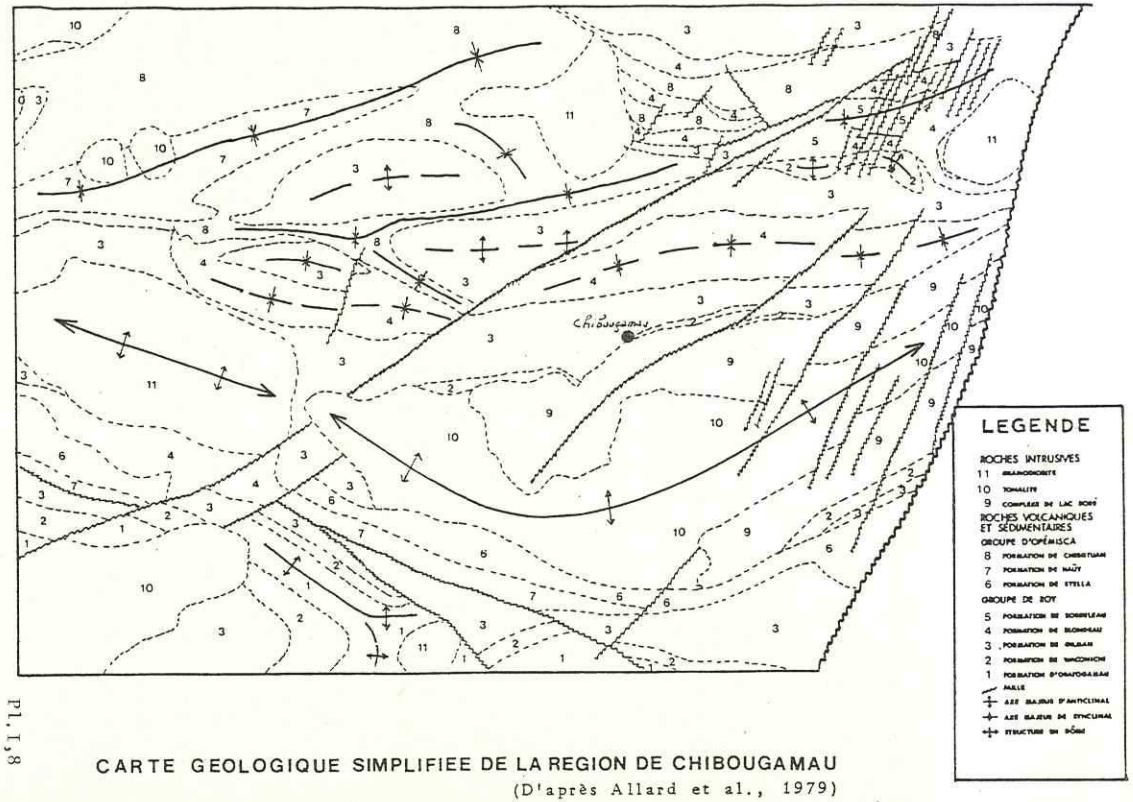
Ce second chapitre est destiné à placer les formations géologiques des cantons de Lamarck et Guettard dans leur contexte régional. Cependant, comme nous le verrons dans les seconde et troisième parties, les formations définies dans la région de Chibougamau, à 70 km environ de notre terrain, ne sont pas exactement semblables à celles que nous avons observées.

II.2 Rappels sur l'environnement

Le relief mou et pénéplané du bouclier canadien est hérité des temps glaçiaires. Il favorise un système orographique ramifié et coutourné. L'essentiel du recouvrement glaçiaire de la région de Chibougamau est lié à la phase glaçiaire Cochrane (Stockwell, 1968). Cette phase datée de 7000 à 8000 ans A.D. est grossièrement contemporaine de l'épisode würmien européen.

Les collines peu élevées sont les produits de l'érosion de l'ancien inlandsis : verrous rocheux, drumlins, eskers. Les affleurements sont rares du fait du recouvrement glaçiaire. Leur poli facilite la reconnaissance des structures, mais pas l'échantillonage. Il est souvent nécessaire de les décaper par roulage des mousses et des lichens.

En dépit de la pénétration toujours plus importante de l'homme industriel, la région a conservé un caractère profondément naturel. La flore est dominée par la forêt boréale canadienne : le "bois". Les creux du relief sont comblés par des marécages, les rivières sont bordées de bouleaux et de trembles et les moindres cours d'eau sont encombrés d'aulnes qui rendent la progression malaisée. Les endroits les plus élevés sont couverts de pins gris et d'épinettes. Dans les zones de déforestation récente les "bleuets" (myrtilles) poussent en abondance.



Pl. I, 8

CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE CHIBOUGAMAU

(D'après Allard et al., 1979)

Les oiseaux sont nombreux, mais les mammifères, trop chassés, restent discrets, sauf les castors dont les barrages obstruent les ruisseaux. Dans les lacs nombreux et peu profonds, l'abondance des brochets et des "dorés" fait l'étonnement des pêcheurs venus de l'ancien continent.

II.3 Série lithostratigraphique archéenne et protérozoïque dans la région de Chibougamau :

Comme nous l'avons dit dans le chapitre précédent, la région de Chibougamau se rattache à la zone externe de la ceinture composite de l'Abitibi (Dimroth et al, 1982).

II.3.1 Grandes formations :

Deux ensembles lithostratigraphiques archéens majeurs ont été distingués dans la région de Chibougamau (carte pl. I,8 p. 1"1) (Allard et al, 1979).

- le Groupe de Roy, le plus ancien, est formé de roches volcaniques, plutoniques et volcanosédimentaires. Il est subdivisé en quatre formations qui représentent deux cycles mafiques à felsiques.
- le Groupe d'Opesmica, le plus récent, est formé de roches volcanosédimentaires et sédimentaires.

II.3.1.1 Le Groupe de Roy

Formation d'Obatogamau : ensemble volcanique mafique.

La formation d'Obatogamau présente de nombreuses coulées de basalte, porphyriques et souvent en coussin. Les phénocristaux de plagioclase mesurent jusqu'à cinq centimètres de long. Des dykes gabbroïques comagmatiques sont associés aux basaltes. L'épaisseur de la formation est évaluée à 3000 m.

Formation de Waconichi : ensemble volcanique et volcanosédimentaire felsique.

La formation de Waconichi est constituée de rhyolites porphyriques, de pyroclastites felsiques : tufs à cristaux, tufs à blocs et à galets, et de niveaux de chert. Elle présente également des formations de fer et quelques coulées de basalte.

La Formation de Fer du lac Sauvage est un niveau lenticulaire sommital de la formation de Waconichi. Il s'agit d'un précipitat d'origine exhalative constitué principalement d'un faciès carbonaté lité (Fe-Ca-Mg-Mn) auquel sont associées des lentilles sulfurées mineures. Allard et Henry (1979) y voient la trace d'un hydrothermalisme contemporain du déclin de l'activité du premier cycle mafique à felsique. L'épaisseur de la formation de Waconichi est estimée à 1500 m.

Formation de Gilman : ensemble volcanique mafique.

La formation de Gilman est dominée par les laves basaltiques. Les laves s'organisent en coulées massives ou en coussin,,séparées par des brèches de coussins et des passées lenticulaires de tufs. On note de nombreux filons gabbroïques (comagmatiques des Basaltes ?), d'épaisseur variée : 1 m à 300 m. Les plus épais sont différenciés. L'évolution des faciès du gabbro lors de la différenciation a été décrite par Boudreault (1977) dans le canton de Richardson. Six zones successives s'observent du sommet à la base :

- Zone supérieure de trempe
- Zone de métagabbro doléritique dont la taille du grain décroit vers le haut du filon
- Zone à gabbro ophitique contenant un peu de quartz myrmeckitique
- Zone à litage rythmique plagioclase pyroxène
- Zone à plagioclase cumulatif et pyroxène intercumulatif
- Zone de trempe inférieure

Ces dykes gabbroïques différenciés sont nommés Dykes de Sirois. L'épaisseur de la formation de Gilman est évaluée à 3500 m.

Formation de Blondeau : ensemble volcanoclastique et volcanosédimentaire felsique

La formation de Blondeau est un mélange complexe de sédiments clastiques et chimiques (cherts pyriteux, shales graphiteux) et de roches volcanosédimentaires (tufs cherteux et graphiteux, agglomérats felsiques, dépôts sulfurés stratiformes). L'épaisseur de la formation de Blondeau est estimée à 1000 m (Allard et Henry, 1979).

La formation de Blondeau contient le complexe de Cummings qui est un ensemble intrusif de trois filons-couches de gabbro. G.O. Allard a noté que les filons sont différenciés individuellement et les uns par rapport aux autres. Les faciès types ont été décrits sur le bord du lac Cummings et sur le dôme des Radars dans la région de Chibougamau.

Du sommet de la base, on observe :

Sill de Bourbeau	diorite quartzique	350 m
	leucogabbro	330 m
	péridotite à bronzite	25 m
Sill de Ventures	diorite à quartz	qq m
	gabbros de Ventures	450 m
	pyroxénolite verte ou noire	550 m
Sill de Roberge	pyroxénite ou diopsidite	
	péridotite ou dunite	Ep. non définies
	gabbro	

Les sills sont séparés par des intercalations de tufs intermédiaires à acides de la formation de Blondeau. Le complexe de Cummings est donc postérieur au dépôt de cette formation, mais probablement antérieur à la mise en place des roches de la formation de Stella.

Formation de Bordeleau :

Il s'agit de l'accumulation locale de tufs et de volcanites de chimisme intermédiaire. On ne la rencontre que dans la région du synclinal de Chibougamau. Son épaisseur est inconnue.

II.3.1.2 Le Groupe d'Opémisca :

Formation de Stella : ensemble sédimentaire

La formation de Stella se caractérise par des conglomérats à galets de granitoïdes et de volcanites, associés à des grès feldspathiques, des shales et quelques coulées d'andésite.

Formation de Hauy : ensemble volcanosédimentaire

La formation de Hauy se caractérise par des alternances lenticulaires de conglomérats, de grès feldspathiques, de shales, d'agglomérats de tufs à cristaux et de coulées andésitiques.

On a longtemps supposé que la formation de Hauy reposait en concordance sur la formation de Stella. De récentes études (W. Mueller, Thèse en cours) suggèrent que les deux formations s'interdigitent et passent latéralement de l'une à l'autre. Les faciès évoluent de dépôts typiquement fluviatiles dans la région de Chibougamau vers des turbidites plus distales quand on va vers l'Ouest. Le volcanisme est nettement subaérien. Ses produits ont subi une érosion et se sont immédiatement redéposés.

II.3.2 Les corps plutoniques :

Les groupes de Roy et d'Opémisca sont recoupés par des corps plutoniques d'importance régionale :

- Les plutons granitoïdes de Chibougamau et d'Opémisca
- Le complexe gabbroïque lité du lac Doré

II.3.2.1 Le complexe du lac Doré :

C'est une vaste intrusion basique stratifiée de type Skaergaard.

Le complexe du lac Doré s'est mis en place dans la région de l'anticlinal de Chibougamau, entre les formations de Waconichi et de Gilman. Une synthèse des différents travaux, dirigée par G.O. Allard, a été publiée en 1976.

La stratigraphie du complexe varie localement, mais peut être grossièrement divisée en cinq ou six zones du sommet vers la base :

- Z 1 : Zone supérieure de bordure	
- Z 2 : Zone des granophyres sodiques	100 à 200 m
- Z 3 : Zone de la ferrodiorite	ep. non déf.
- Z 4 : Zone à litage cumulatif	650 m
- Z 5 : Zone anorthositique	2600 m
- Intrusion du pluton granitoïde de Chibougamau	
- Z 6 : Zone cachée inférieure (ultramafique)	ep. non déf.

* Z 1 : La zone supérieure de bordure est essentiellement doléritique, localement anorthositique ou pyroxénitique. Elle se confond souvent avec les roches mafiques de la formation de Gilman.

* Z 2 : La zone des granophyres sodiques est constituée de roches assez grossières, contenant 10 % à 20 % de cristaux de quartz bleus. Le faciès est peu homogène.

* Z 3 : la zone de la ferrodiorite est formée de diorites et de gabbros. Elle est subdivisée de la base au sommet en trois membres :

- F 1 : ferropéridotite, ferropyroxénite, leucogabbro et ferrodiorite. Ces roches présentent parfois un litage magmatique.
- F 2 : ferrodiorite à pyroxène, ferropéridotite, leucogabbro, ferrodiorite. On observe rarement un litage magmatique.
- F 3 : ferropéridotite, ferropyroxènite, leucogabbro et ferrodiorite.

* Z 4 : la zone à litage magmatique est une alternance complexe de pyroxènite, de gabbros et d'anorthosites très riches en magnétites(≥5 %).

* Z 5 : la zone anorthositique est la plus importante du complexe. Sa lithologie varie des anorthosites aux gabbros. Le niveau le plus bas dans la stratigraphie est un gabbro à plagioclases cumulatifs (bytownite) et orthopyroxène magnésien en position intercumulus. Par analogie avec d'autres complexes lités Allard (1976) considère qu'une telle roche doit être très proche de la limite inférieure de la zone anorthositique, qui est cachée par l'intrusion du pluton de Chibougamau.

* Z 6 : la comparaison avec les complexes lités connus dans le monde suggère l'existence d'une zone cachée de composition péridotique d'une épaisseur probable de 2500 m.

La nature cumulative des roches constituant le complexe du lac Doré rend difficile l'étude des conditions de cristallisation de ces matériaux. Cependant il semble que les termes observés soient le résultat de l'extrême fractionnement d'un magma basaltique tholéitique (Allard, 1976)

II.3.2.2 Le Pluton de Chibougamau :

Architecture et mise en place :

Le pluton de Chibougamau est un batholite granitoïde zoné dont le coeur tonalitique passe graduellement à une bordure dioritique. Cette zone périphérique est au contact de la zone anorthositique du complexe du lac Doré et a pu être contaminée par ces cumulats (Allard, 1976). La tonalité centrale est légèrement plus récente que les diorites périphériques et les pénètre par de nombreuses apophyses. La composition de la tonalité serait représentative du magma parental. G.O. Allard (1976) considère le pluton de Chibougamau comme une intrusion stratiforme qui s'est mise en place à la faveur de la discontinuité existant entre la zone anorthositique et la zone cachée du complexe du lac Doré. Au contraire, Christman (1979) et Brooks (1980) pensent qu'il s'agit d'un batholite profondément enraciné.

Position dans la série de Chibougamau :

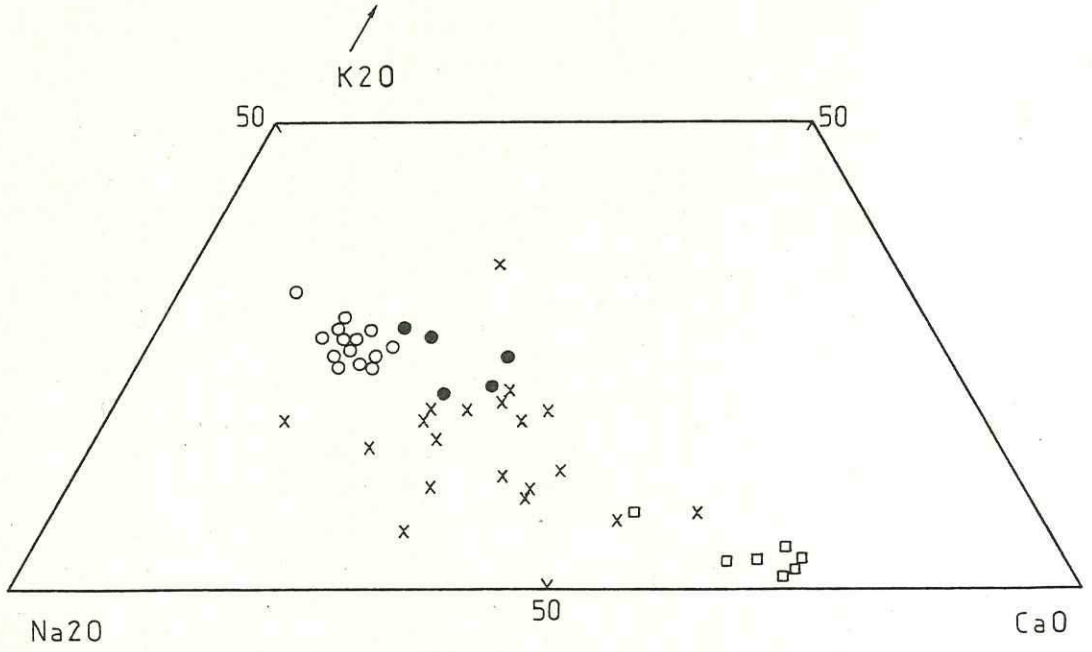
Le pluton de Chibougamau a été plissé en même temps que les autres roches des groupes de Roy et d'Opémisca de la région. Selon les auteurs, il est syncinématique ou tardi cinématique (Brooks, 1980 ; Allard, 1976 ; Christman, 1979). Une étude géochronologique Rb-Sr effectuée sur des roches totales et une étude U/Pb menée sur des zircons (Brooks, 1980, d'après Allard 1974), ont donné un âge de 2700 Ma. Ces valeurs tiennent compte de la mobilité des éléments qui avait été négligée lors des premières études.

Dans la chronologie relative de la région de Chibougamau, le pluton de Chibougamau, intrusif dans la formation de Blondeau, est antérieur à la formation de Stella qui contient, rappelons le ici, des galets de granitoïdes (Allard, 1976).

II.3.2.3 Le Pluton d'Opémisca :

Mise en place et position dans la série :

Le pluton d'Opémisca est une intrusion post-tectonique qui s'est mise en place dans les roches des formations de Gilman et Blondeau, à la faveur de la zone de faiblesse que constitue l'axe de l'anticlinal de Chibougamau. La mise en place du magma s'est faite à l'état semi-solide, comme en témoignent des xénolithes fracturés et le plissement des roches encaissantes (Wolhuter, 1971).



Roches du pluton d'Opemisca
● "Granites contaminés"
○ Granites normaux

Roches du pluton de Chibougamau
× Tonalites
□ Méladiorites

Pl. I, 9

Position des roches des plutons de Chibougamau et d'Opémisca dans le diagramme K2O-Na2O-CaO. Analyses du pluton de Chibougamau d'après Allard (1976); analyses du pluton d'Opémisca d'après Wolhuter (1971).

Elle a été accompagnée ou précédée d'une activité de surface sous forme de quelques filons rhyolitiques.

Composition du pluton d'Opémisca :

La pétrographie du pluton d'Opémisca est simple : elle varie graduellement du centre (granophyres sodiques) vers la périphérie (mélanophyres sodiques). Wolhuter (1971) attribue cette variation à une assimilation des roches encaissantes. En dépit de cette variation et contrairement au pluton de Chibougamau, le pluton d'Opémisca a une composition chimique assez constante. Cette composition apparait nettement dans le diagramme K-Na-Ca (Pl19 p.26) où sont également reportés à titre de comparaison quelques résultats analytiques recueillis sur le pluton de Chibougamau.

Le pluton d'Opémisca n'est pas la seule intrusion post-tectonique de la région : on trouve également de petites masses hectométriques à kilométriques disséminées, notamment dans le canton de Guettard, sur les bords du lac La Trève. A notre connaissance ces intrusions n'ont pas fait l'objet d'études géochronométriques.

II.3.3 Géologie structurale : aperçu général :

II.3.3.1 Plissement :

Les roches vertes de la région de Chibougamau occupent un synclinorium reposant sur les gneiss et les amphibolites du "soubassement sialique" de l'Abitibi.

Le synclinorium peut-être décomposé en trois structures majeures (Allard et al, 1976, 1979) :

- le synclinal de Chibougamau
- l'anticlinal de Chapais
- le synclinal de Chapais

Les formations des groupes de Roy et d'Opémisca affleurent dans les synclinaux, tandis que le coeur de l'anticlinal médian est occupé par les plutons de Chibougamau et d'Opémisca. La structuration de cet axe anticlinal serait liée à la mise en place du pluton de Chibougamau qui aurait constitué ultérieurement une dorsale de l'orogénèse kénoréenne (Allard et al, 1979).

II.3.3.2 Fracturation :

Les fractures de la région de Chibougamau s'organisent suivant trois directions principales :

- N 20 : Il s'agit d'une importante famille de failles à décrochements sénestres, dont la plus importante est la faille du lac Mistassini. Cette direction est parallèle à celle du front de Grenville.

- N 50-60 : suivant cette direction sont orientées des failles d'importance régionale, comme la faille du lac Doré, la faille du lac Campbell-lac Waconichi.

- N 120 : cette direction est celle de nombreuses failles d'extension, de dimensions réduites, mais importantes du point de vue économique car elles controlent en partie les minéralisations sulfurées. Elles se présentent comme des zones de laminage atteignant 100 m de puissance.

II.3.3.3 Modèle de fracturation :

P. Portella (1980) a particulièrement étudié la grande fracturation dans le Nord du Québec. Pour différents secteurs, il a défini un certain nombre de systèmes de fracturation. Ainsi celui de direction N 20 - N 30 à déplacement dextre, d'âge archéen, est très développé entre la faille du lac Mistassini et la faille de Kapuskasing, au Sud de la baie James. A ce système sont associées des fractures de Riedel de direction N 50 - N 60 et des fractures d'extension de direction N 110.

D'après P. Portella (com. perso.) ce modèle peut être appliqué à la région de Chibougamau bien qu'il ne prenne pas en compte le rejet sénestre des failles de direction N 20, mais ce rejet anormal est sans doute lié à la proximité du front de Grenville. En tout cas ce modèle rend compte des minéralisations liées au système de fractures N 110 extensives, tandis que les fractures de cisaillement N 50 - N 60 restent stériles.

Chapitre III Formations géologiques des cantons de Lamarck et Guettard:

III.1 Introduction :

La zone cartographiée comprend les cantons de Lamarck et Guettard. Elle se situe à la limite du Nouveau Québec, aux environs de 50° 00' Nord et 75° 15' Ouest. Les deux cantons représentent une superficie approximative de 300 km2, ce qui est équivalent à la moitié d'une carte française au I:50 000° (cf carte en annexe).

L'essentiel de notre travail a porté sur le canton de Lamarck. Les contingences du travail en équipes et l'étendue considérable des morts-terrains dans la région ont limité à quelques coupes l'étude du canton voisin de Guettard.

Dans ce chapitre consacré aux résultats acquis sur le terrain nous décrirons la structure d'ensemble et les principaux faciès lithologiques observés.

III.2 Architecture du terrain :

Les formations archéennes ont été divisées en deux grandes unités lithostratigraphiques :

- l'unité I, qui s'étend dans les parties nord et sud-est de la carte.
- l'unité II, qui forme une bande s'étendant de part et d'autre de la rivière Chibougamau et qui s'élargit vers l'Ouest. Son axe général correspond au coeur d'un synclinal.

L'unité I se décompose en trois sous-ensembles :

- la partie septentrionale s'étend au Nord de la rivière Chibougamau. Elle est monoclinale, essentiellement constituée de basaltes et de dolérites. Elle comporte deux ensembles de filons-couches de gabbros liés et quelques horizons de tufs basiques à intermédiaires. Les couches, orientées grossièrement N 80° sont inclinées vers le Nord de 60° à 80°. La polarité sud de l'ensemble est fournie par les pédoncules des coussins laviques.

- la partie centrale de l'unité I est située entre la baie Nord-Est du lac Lamarck et le lac de la Sentinelle Solitaire. On y observe une série de filons-couches lités de gabbros, une importante quantité de tufs acides, un dyke-swarm doléritique et quelques coulées de basaltes. D'après la direction générale des pendages, cette partie centrale semble correspondre à l'axe d'un anticlinal.

- la partie méridionale de l'unité I se situe dans la région des lacs Sunset et Clévis. Elle est comparable à la partie septentrionale. Les basaltes, prédominant, renferment des intercalations lenticulaires de tufs basiques à intermédiaires et sont recoupés par des filons doléritiques.

Contrairement à la partie septentrionale, monoclinale et tranquille, les parties centrale et méridionale ont une structure complexe. La polarité des couches change fréquemment, indiquant plusieurs plis d'ampleur hectométrique. L'absence de niveau repère interdit pour l'instant de préciser cette structure.

L'unité II est un ensemble de matériaux sédimentaires et volcanogéniques qui constituent trois ensembles superposés :

- une lentille de conglomérats et grauwackes repose en discordance angulaire sur l'unité I. Cette lentille est particulièrement développée sur la rive nord de la rivière Chibougamau et se pince très rapidement vers le Sud. Sa puissance apparente passe de plusieurs centaines de mètres sur le flanc nord du synclinal à quelques mètres sur le flanc sud.

- les rythmites constituent l'essentiel de l'unité II. Ces sédiments, au faciès très monotone, se caractérisent par un plissement isoclinal serré dont les plis ont une amplitude hectométrique. Nous observons là un phénomène caractéristique des ceintures de roches vertes : les formations sédimentaires sont plus déformées par les épisodes tectoniques que les basaltes et les dolérites sous-jacents (Tarney, Dalziel et de Wit, 1975).

- des tufs à lapillis et gros cristaux de clinopyroxènes affleurent sur les berges de la rivière Chibougamau. Elles sont au contact des conglomérats et grauwackes à l'Est du "Loop" et des rythmites dans la partie Ouest où apparaissent de rares niveaux de laves à mégacristaux de plagioclase. Cette discordance cartographique est observée dans une région où les affleurements sont rares et affectés par une schistosité S1 importante. La discordance

peut être liée au caractère lenticulaire des dépôts de tufs ou aux phénomènes tectoniques. C.Y. Dubé (1982) suggère que cette schistosité est peut être due à une faille directionnelle qui sépare les tufs et les conglomérats.

III.3 Description des ensembles lithologiques :

III.3.1 Matériaux de l'unité I :

III.3.1.1 Les laves

A Position dans la série, organisation des coulées de lave:

Les laves sont présentes dans toute l'unité I, et prédominent même dans les parties septentrionales et méridionales. Elles forment des reliefs mous et des marécages où les affleurements sont disséminés et de petite taille. Le diaclasage et la schistosité S1 oblitèrent partiellement les structures. De ce fait, les suites d'affleurements qui montrent l'organisation des coulées de basaltes sont relativement rares. Les zones les plus favorables à l'observation se situent dans le canton de Guettard et dans le Nord du canton de Lamarck. Les coupes partielles, levées en 75°22' O - 50°00' N et en 75°25' O - 49°55' N suggèrent la succession de trois termes, du sommet à la base :

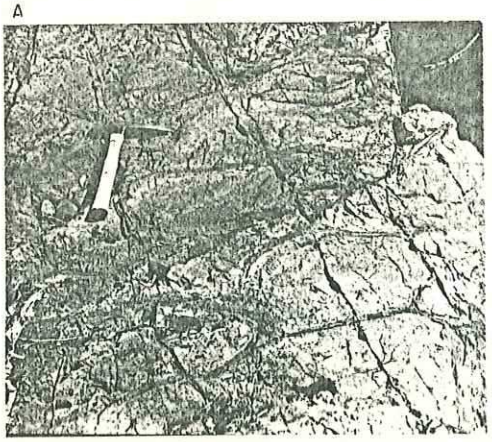
- brèche de coussins de lave
- coussins, ébauche de coussins de lave
- lave massive

L'épaisseur des coulées est de quelques dizaines de mètres.

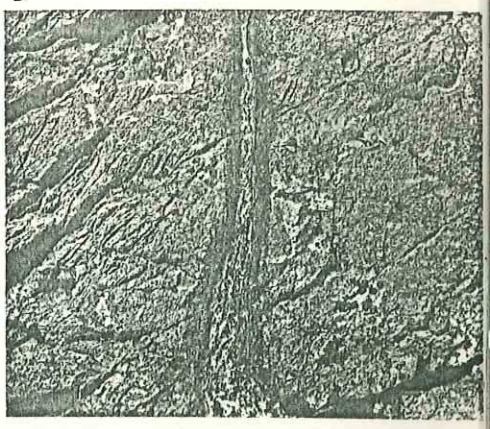
Cette organisation des coulées basaltiques peut être comparée à celle observée dans la région de Rouyn-Noranda, sur des basaltes de formations archéennes comparables à l'unité I : la séquence, décrite par P. Boivin (1974) et E. Dimroth (1979), comporte quatre termes, du sommet vers la base :

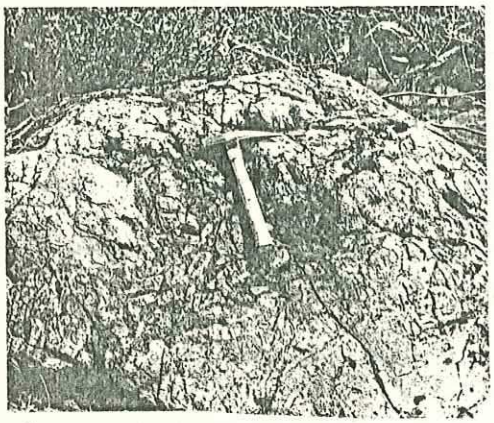
- hyalotufs
- brèche de coussins de lave
- coussins de lave
- lave massive

A

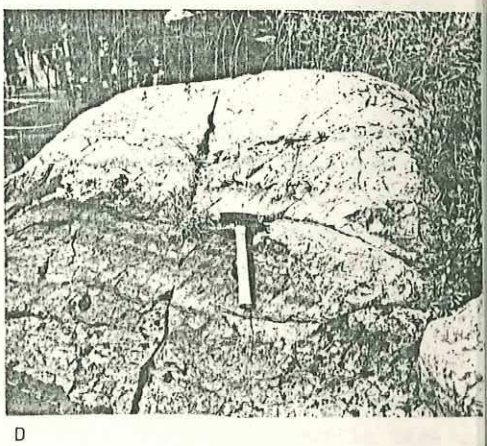


B





C



D

Faciès des coulées de lave en coussins: groupe d'affleurements en N 49°59'55" et O 75°21'30".

Photo A: Coussins faiblement vésiculés (diamètre approx.: 40 cm).

Photo B: Contact entre deux coussins: la matrice chloriteuse occupe un volume réduit entre les coussins (1). La zone corticale du coussin (2) tranche avec le reste du coussin (3) et se détache aisement.

Photo C: Brèches de coussin. La matrice chloriteuse occupe 20% à 30% du volume de la roche. On observe quelques coussins bien formés (C).

Photo D: Zone à mégacoussins ou à ébauches de coussins. Pl.I,10

L'épaisseur des coulées est évaluée à quelques dizaines de mètres. Suivant les coulées, chaque membre est plus ou moins développé et peut même être absent.

B Description des faciès :

Les structures des basaltes les plus aisément reconnaissables sur le terrain sont des coussins bien formés mesurant 20 cm à 40 cm de diamètre (photo p.32). La zone corticale des coussins (1 cm d'épaisseur en moyenne) est aphanitique, de couleur brunâtre. Entre cette zone corticale et le coeur du coussin se trouve une zone claire et vésiculaire. Le coeur est constitué d'une pâte vert-foncé, aphanitique, offrant des vésicules centimétriques quartzo-calcitiques. Le passage du coeur à la zone intermédiaire est graduel, alors que la zone corticale tranche et se détache aisément lors de l'échantillonage. L'espace entre les coussins est rempli par une matrice chloriteuse, d'aspect comparable à la zone corticale.

Les brèches de coussins montrent des fragments basaltiques de quelques centimètres à quinze centimètres, emballés dans une matrice chloriteuse (photo p.32).

Les ébauches de coussins, (photo p.32) de forme amiboïde mesurent I à 2 m de long. Elles sont limitées par des joints de 2 à 3 cm d'épaisseur, d'aspect comparable à celui de la zone corticale des coussins.

Les basaltes massifs sont homogènes, finement cristallisés, et ont un aspect de dolérite fine. Ils renferment parfois des phénocristaux de plagioclase et de pyroxène observables sur le terrain.

III.3.1.2 Les dolérites s.s. :

A Position dans la série, gisement :

Les dolérites s.s. affleurent régulièrement dans l'ensemble de l'unité I, mais leur mode de gisement n'a pas pu être déterminé (dykes ou coulées massives). En tout cas, sur le terrain, les dolérites fines ne peuvent être distinguées des basaltes massifs.

B Description du faciès :

Les dolérites s.s. ne présentent pas de texture particulière. Ce sont des roches massives, homogènes. La patine est brunâtre à vert-fonçé. La cassure vert-fonçé montre une pâte au grain inframillimétrique où on aperçoit quelques grains de quartz.

III.3.1.3 Les dolérites glomérophyriques :

A Position dans la série, gisement :

Les dolérites glomérophyriques ont surtout été observées dans la partie septentrionale de l'unité I. Elles forment, en particulier, une suite d'affleurements situés à un même niveau stratigraphique entre la baie Dussault dans le canton de Guettard et l'angle Nord-Ouest du canton de Lamarck. Les dolérites glomérophyriques apparaissent également dans le reste de l'unité I, mais ce sont des affleurements isolés.

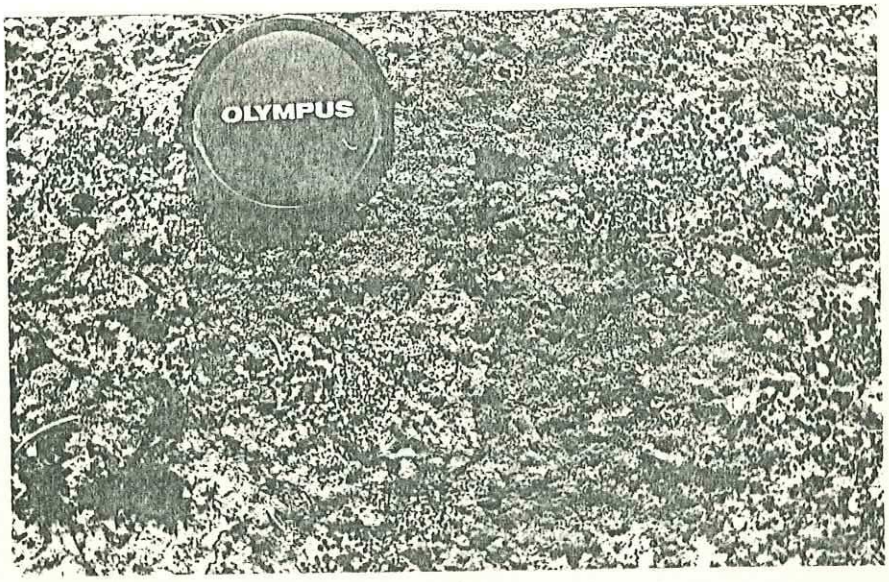
Leurs conditions de gisement n'ont pas pu être précisées sur le terrain. On n'observe pas de structure particulière, comme des bordures figées, ni de coussins de lave ; la roche est sensiblement homogène sur tous les affleurements.

Dans la région de Rouyn-Noranda, E. Dimroth (1979) considère les niveaux de dolérites glomérophyriques comme des coulées de laves. Ces coulées au faciès particulier peuvent servir de niveau repère au sein d'une plaine de basaltes. Une telle disposition est plausible dans les cantons de Guettard et Lamarck, puisque ces roches apparaissent de façon régulière, à un même niveau stratigraphique, sur une distance supérieure à 15 km.

B Description des faciès :

Les dolérites glomérophyriques se caractérisent par des amas plurimillimétriques de cristaux de pyroxène ou d'amphibole (photo p. 35).

En patine, ces amas brunâtres à vert-fonçé forment des pustules en relief sur une pâte blanchâtre. En cassure, les amas ferromagnésiens, vert-fonçé, formés de cristaux millimétriques, se détachent sur une pâte vert-clair finement cristalline.



Aspect en patine d'une dolérite à texture glomeroporphyrique. Les amas ferromagnésiens confèrent à la roche un aspect granuleux typique.

Pl. I, II

La répartition des amas de pyroxène ou d'amphibole est irrégulière à l'échelle de l'affleurement : on observe des zones riches en amas, alors que d'autres en sont quasi dépourvues.

III.3.1.4 Les dolérites en dyke-swarm :

Nous avons observé un important dyke-swarm doléritique à la pointe nord-est du lac Lamarck, dans la partie centrale de l'unité I. Un dyke-swarm plus petit existe peut-être dans la partie septentrionale du canton de Lamarck (49° 58' 50" N - 75° 18' 48" O).

A Position dans la série, architecture :

Le dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I est un complexe lenticulaire, étiré selon une direction Est-Ouest. Sa puissance est d'une centaine de mètres, pour une extension latérale de trois cent à quatre cent mètres. Cette surface est comparable à celle des plus gros filons-couches lités de gabbro.

Nous pouvons remarquer sur la carte (Annexe) que le dyke-swarm est situé au centre d'un ensemble de lentilles de tufs acides et intermédiaires. Cet ensemble de tufs est lui-même entouré d'une couronne de filons-couches lités de gabbros. Cette disposition n'est sans doute pas fortuite, même si les relations géologiques existant entre les dolérites, les tufs et les filons-couches ne sont pas clairement établies. A notre connaissance ce genre de complexe n'a jamais été décrit dans la région de Chibougamau.

Le complexe doléritique est formé par un grand nombre de dykes, qui se recoupent mutuellement et qui ont des bordures figées. La direction apparente des filons est Nord-Sud. L'épaisseur maximale observable des dykes est d'une dizaine de mètres. Les dolérites sont recoupées par des filonnets leucocrates quartzoépidotitiques. Les relations entre les dolérites et les filonnets sont mal établies.

Le dyke-swarm de la partie septentrionale de l'unité I n'a pas été étudié en détail sur le terrain. On observe un ensemble de dykes qui se recoupent et dont la direction apparente est Est-Ouest.

B Description des faciès :

Les dolérites observées dans le dyke-swarm sont tout à fait différentes de celles observées dans le reste de l'unité I. La patine et la cassure de la roche sont vert-fonçé à noires. La taille du grain varie en fonction de la distance au bord du filon. Les bordures figées sont aphanitiques, les zones les plus grossières sont formées de cristaux millimétriques parmi lesquels on distingue aisément des cristaux arrondis de quartz.

Les dolérites du dyke-swarm de la partie septentrionale de l'unité I ont une patine et une cassure brune à vert-fonçée. Le grain est de taille millimétrique. On observe quelques cristaux de quartz et de minéraux ferromagnésiens sur la cassure d'aspect saccharoïde.

III.3.1.5 Les filons-couches lités de gabbro :

A Position dans la série et organisation générale des filons-couches :

Les filons-couches lités de gabbro apparaissent essentiellement dans la partie centrale de l'unité I. Dans cette région, ils se juxtaposent et se superposent sans qu'il soit toujours possible de les individualiser du fait des complications tectoniques. Quelques coulées de basaltes sont intercalées entre ces filons-couches.

Il est possible qu'on ait affaire là à un complexe filonnien d'importance régionale, comparable au complexe de Cummings (I).

L'épaisseur des filons-couches varie entre quelques dizaines de mètres et plus de cent mètres. La séquence comprend du sommet à la base trois termes principaux : ferrogabbros, leucogabbros et mélagabbros, qui se subdivisent en plusieurs sous-faciès :

La série est souvent incomplète : les mélagabbros sont très souvent absents et l'ensemble est réduit aux leucogabbros et à une partie des ferrogabbros.

(I) Une étude détaillée de cette zone serait sans doute nécessaire, car les levés cartographiques ont été effectués très rapidement, au début de la première campagne de terrain, en 1980.

De ce fait, il est difficile d'évaluer les puissances réelles. Les proportions des différents faciès peuvent être estimées à 25 % à 30 % de ferrogabbros, 60 % à 65 % de leucogabbros et 5 % de mélagabbros. L'épaisseur totale est au moins égale à cent mètres et l'extension latérale est de quelques centaines de mètres.

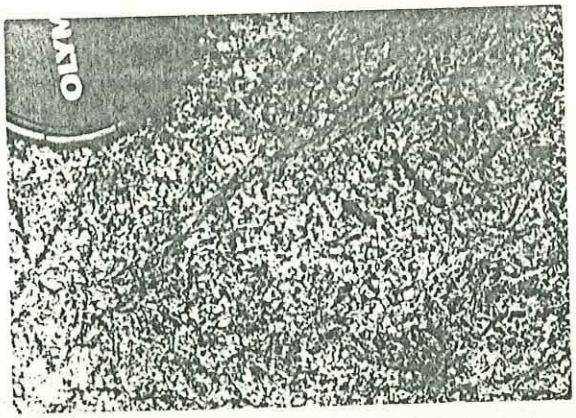
Faciès	Remarques
Ferrogabbros fins	Très souvent absents
Ferrogabbros grossiers	
Ferrogabbros moyens	
Leucogabbros à quartz	Limite infer. des filonnets leucocrates
Leucogabbros lités à amas anorthosotiques	Deux enclaves pegmatitiques observées
(Leuco)gabbros riches en Pyroxènes	Faciès de passage Leucog./mélagab.
Mélagabbros	Très souvent absents

B Description des différents faciès :

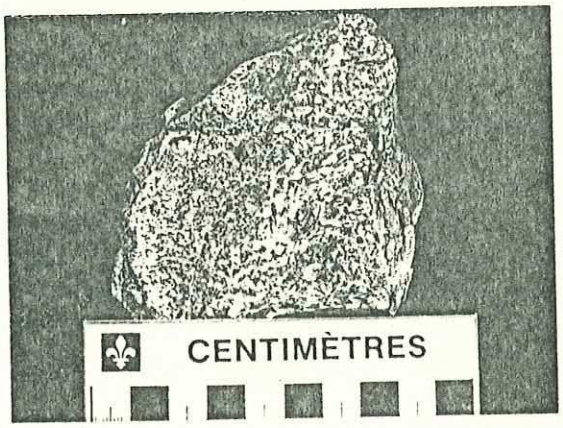
- Les ferrogabbros : leurs affleurements forment des croupes arrondies de quelques mètres de hauteur. La densité d'affleurements est suffisante pour permettre de suivre les variations rapides de faciès. A l'échelle de l'affleurement, la roche est massive et homogène, sa fracturation importante se manifeste par le débit prismatique des échantillons.

La patine est blanchâtre à rousse. On distingue bien en surface d'altération et en cassure les amphiboles aciculaires qui se détachent sur la pâte quartzo-feldspathique blanchâtre (photo 39). La taille du grain varie entre 0,5 mm dans les faciès terminaux les plus fins et 2,5 mm dans les zones les plus grossières.

1



2



1 Echantillon de ferrogabbro (affleurement en 49°56'46" N et 75°15'18" O). Les baguettes de minéraux ferromagnésiens se détachent en patine sur le fond quartzo-feldspathique/

2 Echantillon de leucogabbro (affl. MB 66 81 en 49°54'33"N et 75°16'07" O) On observe en A une roche à grain moyen et en B une passée pegmatoïde.

Pl. I, 12

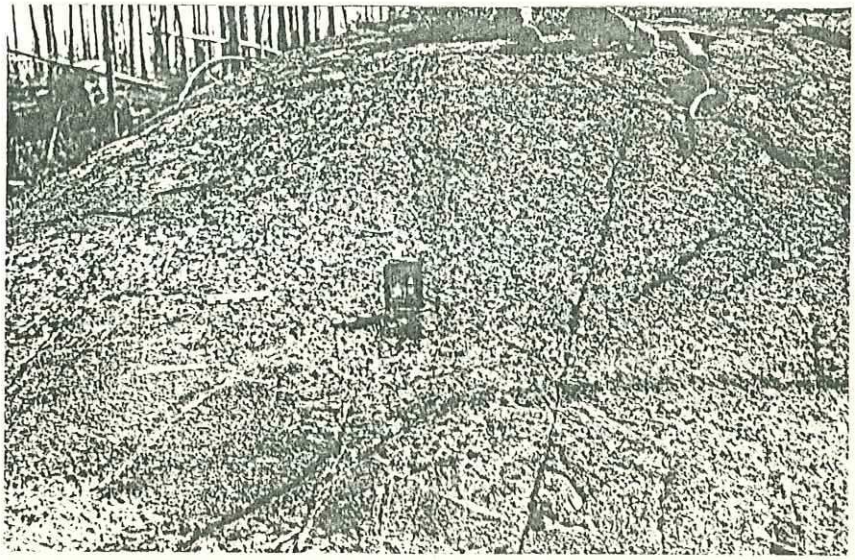
- Les leucogabbros : "épine dorsale" des filons-couches, les leucogabbros forment des buttes d'une dizaine de mètres de hauteur, bien visibles dans le paysage. L'absence de végétation permet de suivre facilement les variations locales de faciès. De nombreuses fractures donnent aux grands affleurements des limites en falaises caractéristiques.

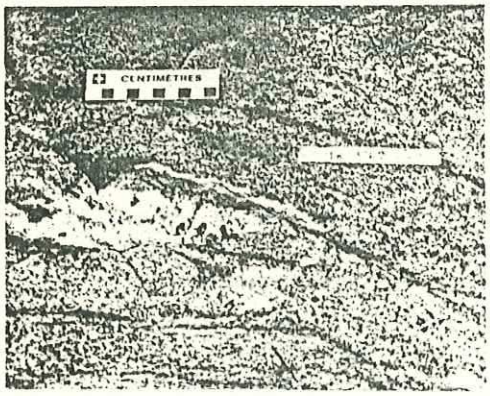
La patine blanchâtre des leucogabbros est grumeleuse du fait de l'altération préférentielle des nids chloriteux qui laissent les cristaux de plagioclase en relief. Le feldspath et les pyroxènes prédominent largement. Quelques mouches accessoires de pyrite sont également visibles. Dans la partie supérieure du corps des leucogabbros, un peu de quartz intersticiel apparaît.

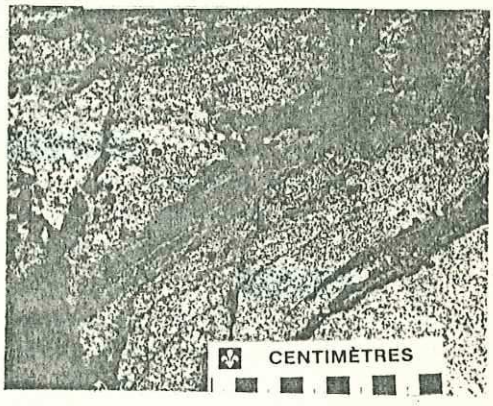
La taille du grain de la roche est assez constante, (inframillimétrique ou millimétrique) sauf dans les passées pegmatoïdes (Photo p.41). Dans ces passées d'importance réduite, la composition minéralogique est la même que dans le reste de la roche, mais les cristaux mesurent 3 à 4 mm.

La texture est équante dans la partie supérieure du corps des leucogabbros, mais la partie inférieure présente une texture rubanée et des amas anorthosotiques s.l. (photos p41) de taille centimétrique à décimétrique. Les rubanements sont peu marqués, d'amplitude centimétrique. Les lits sont alternativement dominés par le plagioclase ou par le pyroxène. L'extension latérale des lits ne dépasse pas deux à trois mètres. Les lits présentent une légère concavité vers le haut de la série, indiquant ainsi la polarité des filons-couches.

Les amas anorthositiques sont exclusivement constitués de plagioclase. Ils forment à la surface des affleurements des taches grossièrement circulaires, de couleur blanchâtre. Ces amas ont un diamètre de quelques centimètres à quarante centimètres et sont souvent groupés par deux ou trois. Le passage aux leucogabbros encaissants se fait sur deux ou trois centimètres par une apparition progressive des pyroxènes. L'origine de ces amas parait liée à la variation de densité du plagioclase en fonction de sa composition : les anorthosites se concentrent au niveau de la chambre magmatique où le liquide a une densité équivalente à la leur. Ce phénomène a été observé notamment dans certains complexes litès d'Arabie Saoudite (Loubat, com. perso.).







Enclave porphyrique dans un leucogabbro (aff. MB 253 81 en 49°59'14" N et 75°17'20" O). On observe en A une zone de cristaux d'amphibole de 10 à 15 cm de puissance. Les crisraux sont perpendiculaires au contact entre l'enclave porphyrique et le leucogabbro.

Amas "anorthositique" dans un leucogabbro (aff. MB 172 81 en 49°59'21" N et 76°16'55" O).

Pl. I, 13

Ebauche de texture à litage magmatique dans un leucogabbro (aff. en 49°58'32" N et 75°24'22" O).

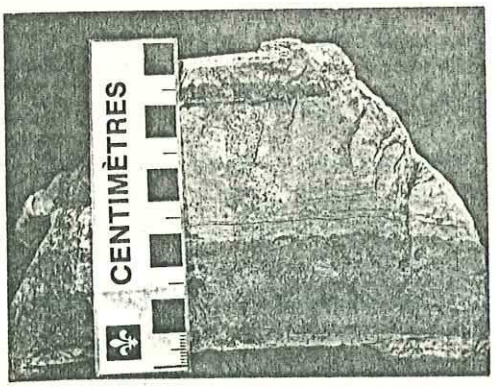
Les enclaves porphyriques : deux enclaves porphyriques ont été observées dans des leucogabbros de la partie nord de l'unité I (49° 59'15" N - 75°17'18" O). La section de l'une de ces enclaves a une étendue de quelques mètres carrés, l'autre de quelques dizaines de mètres carrés (photo p.). Ces deux enclaves, situées dans la partie médiane ou inférieure du corps des leucogabbros, recoupent la roche encaissante à l'emporte-pièce. La roche, au grain très gros (2 à 3 cm) a un aspect altéré, friable, avec des taches de couleur rouille. L'assemblage minéralogique est aisément déterminable : il est constitué de cristaux de feldspath subautomorphes, d'amphibole, de quartz intersticiel et de pyrite altérée. Le contact avec les leucogabbros encaissants se fait par l'intermédiaire d'une couche de 10 cm à 20 cm d'épaisseur de cristaux d'amphibole juxtaposés, perpendiculaires au contact. Ces cristaux, de forme allongée, mesurent quelques centimètres de long et se disposent en relais, comme dans une texture en gerbes.

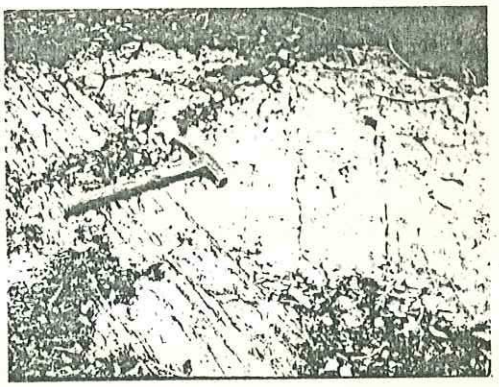
Les mélagabbros : le passage des leucogabbros aux mélagabbros est progressif. Les faciès de passage sont des gabbros riches en pyroxène et pauvres en plagioclase. La roche est massive, homogène, d'un aspect comparable à celui des leucogabbros susjacents.

Les affleurements de mélagabbros sont très rares et l'aspect de la roche dépend essentiellement de son degré d'altération. Lorsque l'altération est faible (MB-45-80), la roche est très magnétique : la boussole y est sensible sur plusieurs mètres. La roche est rousse en patine, noire en cassure. On peut observer quelques pyroxènes (taille inférieure au millimètre).

Quand l'altération est plus importante (CD 93 81) l'affleurement est parcouru de très nombreux filonnets de serpentine disposés en toile d'araignée. La cassure montre toujours quelques cristaux de pyroxène, mais la roche est beaucoup moins magnétique.

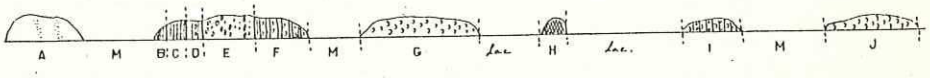
Enfin, un cas extrême d'altération (G VIII 81) montre un matériau carbonatisé, écrasé, plissé, dont la texture primaire n'est plus reconnaissable et qui ne peut être identifié que par sa patine rousse caractéristique et sa position à la base des leucogabbros.





Tuf felsique fin lité (épiclastite ?) affleurement en 49°56'07" N et 75°14'47" O.

Passage d'un tuf felsique à lapillis (A) à un tuf fin lité (B), puis à un tuf fin massif (C). Aff. en 49°56'21" N et 75°14'05" O.



COUPE DANS LA LENTILLE DE TUFS BASIQUES ET FELSIQUES SUR LES RIVES DU LAC LAMARCK
(Affleurement CD 55B 81 en 49°53' N et 75°17'40" O).

A: Dolérites à phénocristaux de clinopyroxène (recoupe probablement les tufs).
B: Horizon de tufs felsiques fins à niveaux pyriteux.
C: Alternance centimétrique de lits de tufs à fragments, felsiques et chloriteux.
D: Alternance de niveaux décimétriques de tufs à cristaux, felsiques et chloriteux.
E: Tufs felsiques à lapilllis, passant vers le Nord à des tufs à bombes (fragments de 3 cm à 30 cm).
F: Alternance décimétrique de tufs à cristaux, felsiques et chloriteux.
G: Tufs chloriteux à fragments
H: Shear-zone (S1 N 75-sv). Peut-être un tuf chloriteux à fragments.
I: Alternance décimétrique de tufs à cristaux, felsiques et chloriteux et de tufs felsiques à lapillis.
J: Tufs chloriteux à fragments
M: Morts-terrains, lac.

Pl. I, 14

III.3.1.6 Les tufs et les matériaux volcanosédimentaires :

A Position dans la série, organisation des lentilles :

La répartition des tufs et des matériaux volcanosédimentaires dans l'unité I est très irrégulière :

- les lentilles de tufs des parties septentrionale et méridionale de l'unité I présentent surtout des matériaux volcanosédimentaires (s.I.) basiques intercalés de quelques horizons felsiques. La coupe de la planche I, I4 (p.43), levée sur les rives du lac Lamarck en 49°53'30" N et 75°17'55" O est dominée par des matériaux à matrice et fragments chloriteux, mais les niveaux felsiques forment une part importante de l'assemblage. Cette alternance de faciès indique plusieurs épisodes émissifs au cours desquels coexistaient des activités volcaniques basiques et felsiques. Ces lentilles pyroclastiques sont intercalées dans une séquence de laves basiques. Il semble probable que les tufs basiques proviennent des mêmes sources que les basaltes qui les entourent. Nous n'avons pas observé de lave felsique, ce qui suggère que l'activité volcanique intermédiaire-acide ne s'est manifestée que par l'émission de pyroclastites.

- la partie centrale de l'unité I se caractérise par d'importants horizons de tufs felsiques à blocs, à bombes et à lapillis associés à des matériaux felsiques fins, lités ou homogènes. Les tufs à blocs ou à bombes forment généralement des lentilles puissantes et homogènes. Les tufs fins, les tufs lités et les tufs à lapillis constituent le plus souvent des alternances décimétriques qui contiennent parfois quelques niveaux d'argilite noirâtre.

Sur la carte (annexe) nous pouvons noter que dans les zones où les tufs sont les plus abondants, leurs clastes sont les plus volumineux. Cette relation entre l'abondance des pyroclastites et la taille de leurs fragments est peut-être un critère de distance entre le lieu de dépôt et le centre émissif.

B Description des faciès :

Sur le terrain, les tufs et les matériaux volcanosédimentaires ont été classés en fonction de la nature de leur matrice (chloriteuse ou felsique) et de la taille de leurs clastes.

Nous n'avons pas établi pour ces matériaux une classification détaillée correspondant à une typologie rigoureuse. Pour une plus grande commodité du propos, nous avons donné à ces roches des appelations réservées normalement à des tufs s.s..

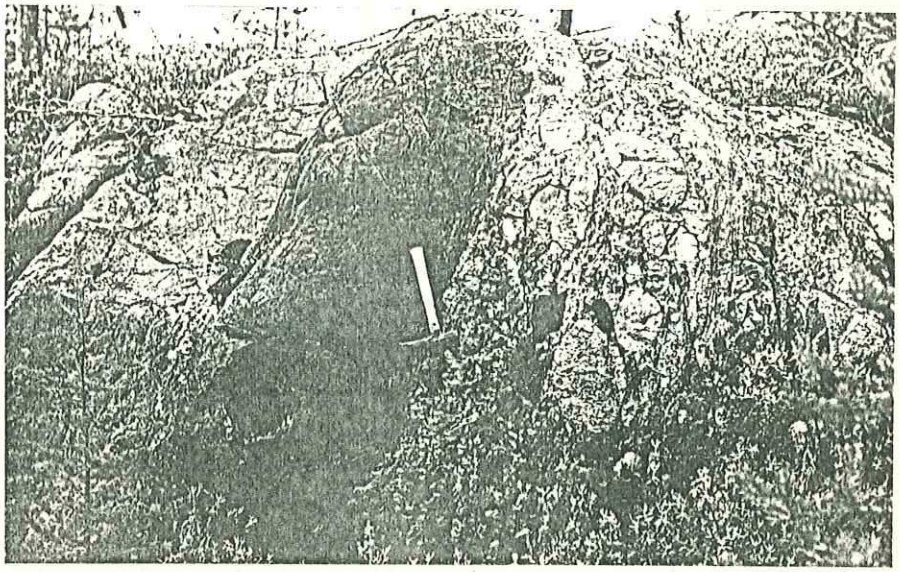
- Les tufs à blocs basiques sont des roches dont la matrice chloriteuse, à grain fin, sans texture visible, emballe des fragments de lave basaltique à bords arrondis dont la taille est de l'ordre de 15 à 20 cm. Ces tufs à blocs passent en continuité à des tufs à lapillis dont les clastes mesurent 3 cm à 4 cm. Aucun litage n'a été observé dans ces matériaux.

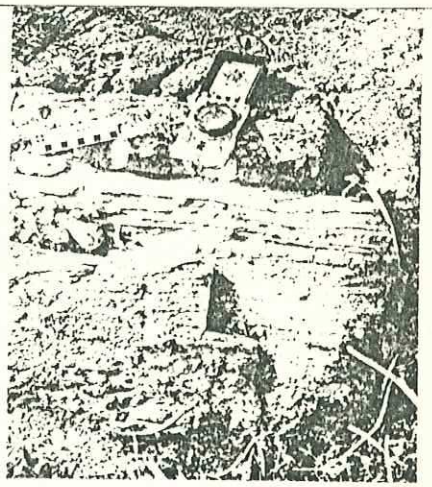
- Les tufs à cristaux basiques sont les pyroclastites basiques les plus représentées. Ces faciès se caractérisent par leurs clastes qui sont des cristaux mal formés (corrodés ou brisés), de pyroxène ou de plagioclase. La matrice chloriteuse est finement grenue, comparable à celle des tufs à blocs.

- Les tufs à blocs ou à bombes felsiques et les tufs à lapillis felsiques ont une matrice finement grenue de couleur gris beige en patine et en cassure. Les clastes sont des fragments felsiques gris-clairs dont la taille varie entre quelques centimètres dans les tufs à lapillis et cinquante centimètres dans les tufs à blocs. Les fragments sont anguleux. Aucune stratification n'a été observée dans les lentilles de tufs à blocs ou à bombes.

- Les tufs à cristaux felsiques ont une matrice comparable à celle des tufs à blocs ou à bombes, mais leurs clastes sont des cristaux de plagioclase ou plus rarement, de pyroxène. Les tufs à cristaux sont, avec les tufs fins lités, les matériaux pyroclastiques felsiques les plus fréquemment associés aux pyroclastites basiques.

- Les tufs fins lités sont les matériaux pyroclastiques felsiques les plus répandus dans l'unité I. Les affleurements de tufs lités montrent des alternances très régulières, de quelques millimètres à cinq centimètres d'épaisseur, de lits siliceux gris-clairs et gris foncés. La roche est aphanitique à finement grenue (pl. I,14 p. 43). Des figures de sédimentation permettent, dans les cas favorables, de déterminer la polarité des couches : granoclassement, gradation dans la couleur des lits et parfois empreintes de charge. Ces matériaux sont peut-être des épiclastites.





Contact entre l'unité I (A) et l'unité II (B). Aff. MB 182 81 en 49°58'35" N et 75°18'30" O. En L, lentille d'arkose, en G galet de granitoïde, en B fragment de basalte.

Conglomérat polymictique de l'unité II (affl. en 49°59'10" N et 75°14'49" O).

Niveau d'arkose et de microconglomérat dans l'unité II (affl. MB 204 81 en 49°58'41" N et 75°16'32" O).

Pl. I, 15

- Les tufs fins homogènes ne présentent à l'affleurement ni texture ni claste visibles. La roche est gris beige en patine et blanchâtre en cassure. La photo de la pl. I,14 montre un contact entre ces matériaux et des tufs fins lités, dans la partie centrale de l'unité I.

III.3.1.7 Le "conglomérat" :

Un affleurement de "conglomérat" a été noté sur la rive du lac Lamarck (49°55'35" N - 75°15'50" O). Il est à proximité immédiate d'un petit filon-couche lité de gabbro, mais le contact n'a pas été observé. Le "conglomérat" contient des galets de leucogabbro semblable à celui des filons-couches lités.

Deux hypothèses peuvent être envisagées :

- ou bien le conglomérat est recoupé par le gabbro : dans ce cas, certains filons-couches étaient érodés avant son dépôt. Cela impliquerait une érosion assez profonde de certaines aires volcaniques et peut-être leur émersion.

- ou bien le conglomérat repose sur le gabbro : il s'est alors mis en place après l'érosion du bati volcanique et constitue sans doute une relique de l'unité II.

III.3.2 Les matériaux de l'unité II :

III.3.2.1 Les conglomérats et grauwackes :

A Position dans la série, gisement :

Les conglomérats et les grauwackes sont associés au sein d'une puissante lentille au contact de la partie septentrionale de l'unité I. La puissance de la lentille est maximale au Nord de la rivière Chibougamau, à la limite des cantons de Guettard et Lamarck où elle atteint plusieurs centaines de mètres. Elle se pince rapidement en direction du Sud pour se réduire à quelques mètres sur le flanc sud du synclinal, au contact de la partie centrale de l'unité I. L'observation du contact (photo p.40) indique une transgression des roches de l'unité II sur l'unité I.

Dans la partie supérieure de la lentille, les niveaux de grauwacke et de microconglomérat paraissent former des horizons importants (cf. photo , p.43). Il est possible que ces grauwackes

forment une partie des horizons blanchâtres observés sur le flanc sud du synclinal, au contact des rythmites et de la partie centrale de l'unité I.

B Description des faciès :

Le conglomérat se caractérise par de nombreux galets arrondis de granitoïde qui sont, d'après les géologues québécois, semblables aux roches du pluton de Chibougamau, mais nous n'avons pas pu vérifier cette provenance. Parmi les galets d'une taille supérieure à 50 mm ceux de granite en représentent 40 % à 80 % et ceux de basalte entre 5 % et 50 %. Les fragments de basalte sont très nombreux, leurs formes sont particulièrement anguleuses et leur taille importante (jusqu'à 40 cm) à proximité du contact avec l'unité I (cf. photo , p.43). Les autres galets (10 % à 20 %) proviennent de roches semblables à celles de l'unité I : tufs basiques et felsiques, gabbros, dolérites.

L'essentiel des galets d'une taille inférieure à 50 mm est formé de fragments de basaltes, de gabbros et de tufs felsiques.

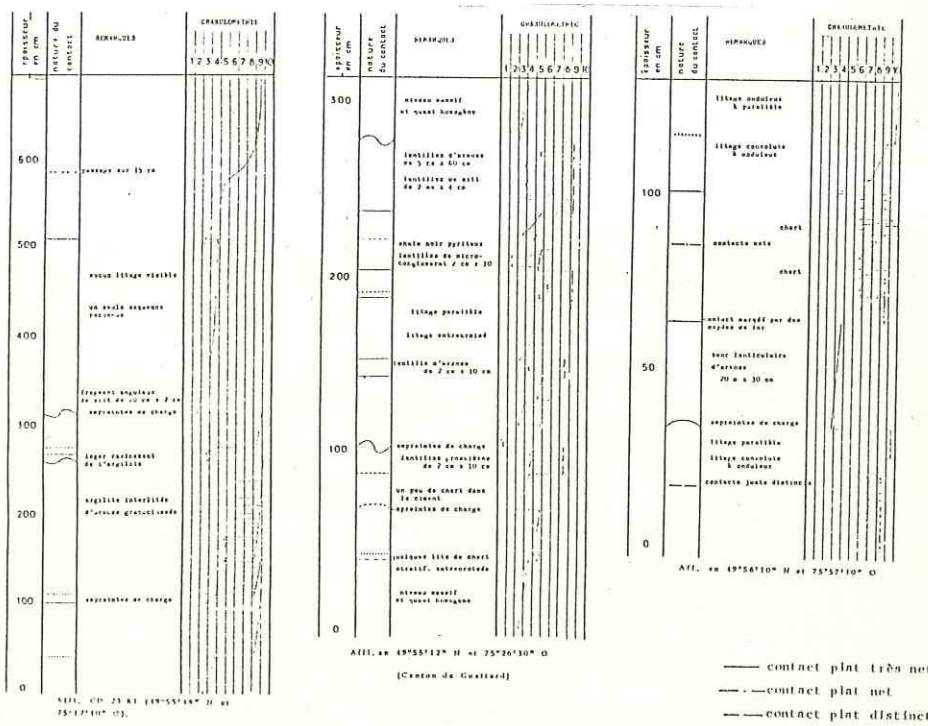
La matrice est nettement grauwackeuse. Elle forme des lentilles métriques (cf. photo , p.43).

Dans les horizons de grauwacke de la partie supérieure de la lentille de conglomérats, les bancs ont une granulométrie très grossière et passent localement à un microgonglomérat à galets centimétriques. La fraction grenue est formée de quartz et de plagioclase clastiques dans une proportion 20/80 (charte visuelle sur coloration des feldspaths). L'observation en lame mince montre que les grains de quartz et de feldspath sont anguleux et de granulométrie très hétérogène. La matrice, de couleur gris beige, constitue 30 % à 40 % de la roche (photo , p.43).

III.3.2.2 Les rythmites :

A Position dans la série :

Ces sédiments occupent une vaste surface qui s'étend le long de la rivière Chibougamau en s'élargissant vers le Sud-Ouest, entre la rive Ouest du lac Lamarck et le Sud de la baie Dussault.



Levés sédimentologiques effectués dans les rythmites de l'unité II.
Méthode d'étude graphique d'après Bouma (1962), simplifiée (voir texte).

Pl. I, 16

	TURBIDITES	CONTOURITES	NOTRE TERRAIN
épaisseur des couches	5 à 400 cm	inférieure à 5 cm	quelques cm à 30 cm
surfaces de contact des couches gréseuses	base de banc généralement tranchée toit de couche peu net	surface de base et sommet de banc généralement tranchées	surface de banc tranchée, sommet de banc peu net
granoclassement	p.e. présent dans l'intervalle "A" granodécroissance générale au-dessus	granoclassement normal et inverse	granoclassement normal
couches massives	dans l'intervalle "A"	absentes	localement dans l'intervalle "A"
laminations parallèles	structures communes (interv. "B" et "C")	communes, en structure de base	dans les intervalles "B" et "D"
stratif. obliques	structure observée dans l'interv. "C"	commune, présente dans les lam. paral.	non observée
étagement des struct. sédimentaires	modèle de la turbidite de Bouma (1962)	non observé	modèle habituellement tronqué ((A),B,D)
fabrique	orientation des grains peu nette	bonne orientation des grains	non observée (schistosité)
matrice	10% à 20%	0% à 5%	0% à 5% ? (métamorphisme)
microfossiles	rares à communs, bien conservés, classés par tailles dans la séquence	rares, usés, cassés, concentrations dans des placers	-
granulométrie	sables à argiles, mais des fractions plus grossières peuvent être présentes.	sable très fin à silts	sables grossiers à silts ou argilites.
inclusions non-organiques	galets de boue et de marne dans la partie inférieure de la turbidite.	non observées	gravillons à la base de l'interv. "A"
tri	moyen à mauvais.	bon à très bon	assez bon ? (métamorphisme)

Comparaison des rythmites de l'unité II avec les turbidites et les contourites phanérozoïques (d'après Hollister et Heezen, in Boirie et Souquet, 1979)

Pl.I,17

Les affleurements sont très rares mais les levés aéromagnétiques (levés input MK IV, cartes 32G-14 0202 et 0201) montrent un champ magnétique total très faible et de valeur constante qui confirme la présence des rythmites sous les morts-terrains.

Le contact entre les rythmites et les conglomérats sous-jacents n'est pas visible. Les relations entre les rythmites et les tufs de l'unité II n'ont pas pu être déterminées.

B Aspect sédimentologique :

Quelques coupes ont été sommairement levées (Pl. I, 16, p. 49) sur les rives du lac Lamarck, de la rivières Chibougamau et du lac Guettard. Nous constatons que le matériau est bien classé, d'une granulométrie variant des grès grossiers aux silts, mais la schistosité S1, parfois S2) a oblitéré les structures fines. Cela empêche d'utiliser pleinement le schéma de la séquence de Bouma (1962).

L'intervalle "A" (sable granoclassé) de la séquence de Bouma se reconnait aisément, suivi d'un intervalle "B" ou intervalle inférieur à laminations parallèles. Cet intervalle "B" évolue de pélites sableuses à des pélites argileuses.

L'intervalle "C" de la séquence de Bouma est un niveau à laminations convolutes qui présente souvent un contact tranché avec l'intervalle "B". Nous n'avons pas observé cet intervalle.

L'intervalle "D" est l'intervalle supérieur à laminations parallèles. Cet intervalle est le plus élevé dans la séquence de Bouma qui ait été observé dans les rythmites.

La séquence typique des rythmites semble être A-B ou A-B-D mais les levés sont peu nombreux et peu précis. On peut comparer les caractéristiques observées de nos rythmites avec les caractéristiques des turbidites et des contourites d'après Hollister et Heezen (in Boirie et Souquet, 1979) (Tableau B). D'après ce tableau, les caractères de nos rythmites paraissent plus proches de ceux des turbidites que de ceux des contourites.

III.3.2.3 Les roches volcanogéniques :

A Position dans la série :

Comme nous l'avions indiqué dans la description de l'archi-

tecture du terrain, les volcanosédiments et les laves qui affleurent dans l'unité II, le long de la rivière Chibougamau, sont les termes les plus élevés de la séquence archéenne de notre terrain. Les relations entre ces roches et les rythmites n'ont pas été observées (superposition ou interdigitation ?). Les volcanosédiments sont au contact des conglomérats sur la rive nord de la rivière Chibougamau, notemment à l'embouchure du ruisseau Daladier. A cet endroit, les roches sont fortement schistosées suivant une direction N 70 - N 80, parallèle à la direction régionale moyenne du plan SO. Comme nous l'avons suggéré précédemment, ce développement de la schistosité peut-être du à une faille qui expliquerait la disparition des rythmites sur la rive nord de la rivière Chibougamau, à l'Est de la zone mylonitique du "Zee" (cf. carte en annexe).

B Description des faciès :

Les volcanosédiments :

Ils sont caractérisés par une schistosité importante qui oblitère les structures primaires. Il s'agissait probablement de tufs, car on observe des passées décimétriques riches en fragments noirâtres (lapillis ?) et présentant parfois des cristaux de clinopyroxène bien formés. Ces fragments ne paraissent pas affectés par les écrasements qu'a subi la roche. La matrice, gris-vert en patine et en cassure, est finement grenue. En lame mince, on observe de nombreux petits phénocristaux automorphes de pyroxène baignant dans une matrice (quartzo-chloriteuse ?) très fine.

Les laves :

Nous n'avons pas observé ces roches sur le terrain. Un échantillon ramené par C.Y. Dubé montre une lave vert-foncé, aphanitique, sans structure observable, mais très riche en phénocristaux de plagioclase bien formés de 1 à 2 cm de long.

Chapitre IV Conclusions sur la première partie :

La séquence archéenne dans les cantons de Guettard et de Lamarck peut-être divisée en deux parties :

- l'unité I est un ensemble volcanogénique dominé par des matériaux basiques
- l'unité II est un ensemble sédimentaire et volcanosédimentaire rattaché à la formation de Stella-Haüy.

Les deux unités sont séparées par une discordance angulaire.

Par analogie, avec les formations décrites dans la région de Chibougamau (Allard, 1976 ; Allard et al, 1979), et par continuité des structures (Durocher, 1976) nous avions assimilé dans un premier temps l'unité I à la formation de Gilman. Cette hypothèse à d'ailleurs été retenue en partie par C. Dubé (1983). D'après des travaux plus récents (J.M. Charbonneau, C. Picard, en cours) il semble que l'unité I puisse être assimilée à la formation de Blondeau, au moins pour sa position stratigraphique.

La partie septentrionale de l'unité I offre des structures continues et tranquilles qui paraissent proches de celles des "plaines de basalte" décrites par E. Dimroth dans la région de Rouyn-Noranda (1982).

Les parties méridionale et centrale apparaissent très différentes de la partie septentrionale. Les matériaux volcanosédimentaires s.I sont beaucoup plus abondants que dans la partie nord. On y observe une concentration de filons-couches de gabbro, etc... Le volcanisme basique est accompagné par un volcanisme felsique. Cette région correspond probablement à l'emplacement d'un petit centre émissif comparable à ceux qui se sont développés au sein des plaines de basalte dans la région de Rouyn-Noranda. A notre connaissance, ce genre de structure n'a jamais été décrit dans la région de Chibougamau.

Dans son rapport de 1983, C.Y. Dubé propose une interprétation de l'unité I assez différente de la nôtre. Il rattache les parties méridionale et septentrionale de l'unité I à la formation de Gilman et les matériaux felsiques de la partie centrale à la formation de Waconichi. Nous avons soulevé ce problème à de nombreuses reprises

sur le terrain. Le principal argument en faveur de cette hypothèse est la position de ces formations au coeur d'un anticlinal. En fait, il nous semble que ces différents matériaux sont plutôt interdigités et doivent se rattacher au même ensemble. Quoiqu'il en soit, le problème de la corrélation de nos formations à celles définies dans la région de Chibougamau nous apparait secondaire.

C. Dubé suggère également que la limite sud des rythmites de l'unité II est marquée par une faille régionale, de direction N 70, qui a été mise en évidence plus au Sud par J.M. Charbonneau (1983). Cette interprétation rend bien compte de la schistosité importante de certains affleurements dans cette zone. C. Dubé considère que l'horizon blanchâtre qui apparait entre les rythmites de l'unité II et les volcanites de l'unité I est formé de matériaux volcano-sédimentaires de la formation de Blondeau pincés par la faille Lamarck. Nous avions interprété ces matériaux comme des grauwackes (cf. p.) semblables à celles associées aux conglomérats au Nord de la rivière Chibougamau. Nous ne disposons ni d'analyse ni de lame-mince de ces matériaux, et il est donc difficile de discuter ce point particulier.

Pour la composition et la structure de l'unité II, C. Dubé propose de rattacher les conglomérats et les rythmites à la formation de Stella et les matériaux volcanosédimentaires à la formation de Haüy. Cette hypothèse est plausible, même si la nature et la signification des formations de Stella et Haüy sont actuellement discutées (cf. W. Mueller, thèse en cours). En revanche, sa proposition de grouper les conglomérats et les rythmites dans un même ensemble au sein duquel ces matériaux représenteraient des faciès proximaux ou distaux ne nous semble pas fondée : comme nous l'avons vu, les natures sédimentologiques respectives de ces matériaux nous sont apparues fondamentalement différentes.

PARTIE II: caractères pétrographiques principaux des laves, des dolérites et des gabbros.

Introduction :

Cette seconde partie est consacrée à l'étude pétrographique des principaux faciès de l'unité I : laves, dolérites, gabbros en filons-couches et tufs. Cette étude pétrographique a pour but de typer les faciès, afin de les comparer aux ensembles définis sur le terrain et vérifier l'homogénéité de l'unité I.

Chapitre I Les laves :

I.1 Introduction :

Les laves peuvent être séparées, suivant leurs microtextures, en deux catégories : des roches à dominante hyaline contenant une fraction microlitique plus ou moins importante, et des roches doléritiques dont la texture est intersertale s.l..

Les affleurements où ont été prélevés les échantillons des différents faciès sont également répartis dans l'ensemble de l'unité I, à l'exception des basaltes picritiques qui ont été prélevés dans la partie centrale de l'unité I, à proximité du dyke-swarm doléritique du NE du lac Lamarck (49°57'04" N - 75°14'09" O).

I.2 Laves à texture primaire dominante hyaline :

I.2.1 Laves picritiques :

éch. : MB 66 80, G XH 81

Les basaltes picritiques se caractérisent par de nombreux phénocristaux qui donnent à la roche une texture primaire hyaloporphyrique (Pl. II,1). La texture métamorphique est microgranoblastique.

La fraction porphyrique primaire était vraisemblablement constituée de cristaux d'olivine et de pyroxène. Les phénocristaux d'olivine sont totalement altérés ; ils peuvent être identifiés par leurs "fantômes" en cercueil. Ces reliques texturales de 1 à 2 mm de long sont constituées d'un assemblage assez grossier de chlorite, d'actinote et de faibles quantités de minéraux opaques ferrotitanés. Les phénocristaux de clinopyroxène de 0,3 à 0,5 mm de long sont rarement automorphes. Ils sont altérés en actinote, chlorite, épidote et leucoxène.

Les anciens phénocristaux représentent 30 % à 40 % du volume de la roche. Le fond est constitué par un assemblage néoformé de chlorite en lamelles et d'actinote aciculaire associées à de faibles quantités de leucoxène. Cette texture lépidoblastique d'origine métamorphique n'a été observée que dans les laves picritiques.

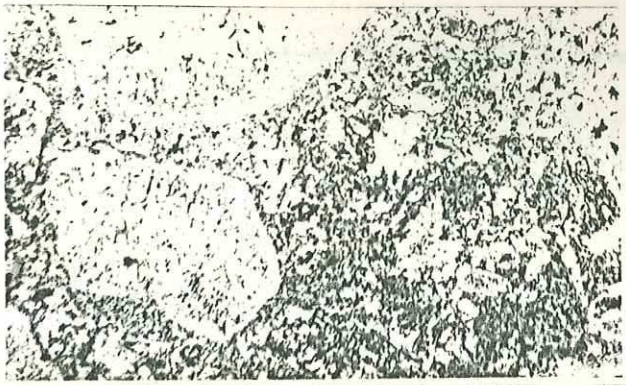
I.2.2 Laves hyalines s.s. :
éch. : DF 622 80, MB 387 80, CD 54B 81

Ces roches étaient formées à plus de 95 % de verre avant leur altération. Elles contiennent quelques phénocristaux qui leur confèrent une texture primaire hyaloporphyrique.

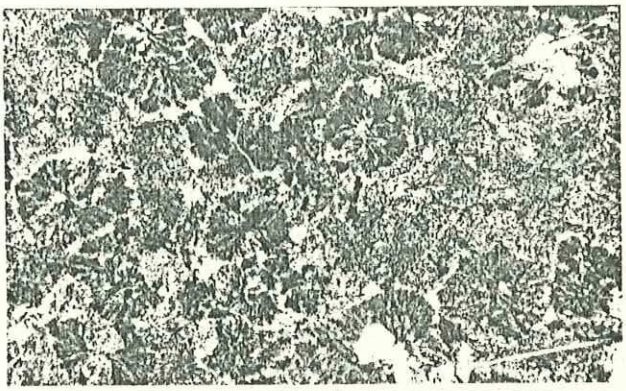
La fraction porphyrique est constituée de phénocristaux automorphes de plagioclase et de clino-pyroxène. Les plagioclases sont saussuritisés et transformés en albite associée à un assemblage microcristallin de calcite, épidote, sphène et chlorite. Cet assemblage provient de réactions entre le plagioclase et le fond hyalin lors des transformations métamorphiques. Les phénocristaux de clinopyroxène sont transformés en actinote et en chlorite.

Les rares microlites observés dans les basaltes hyalins s.s. sont des cristaux allongés de plagioclase de 0,1 mm à 0,4 mm de long. Ils présentent parfois un canalicule (microlites en "H" ou en queue d'hirondelle). Cette forme est l'indice d'une cristallisation rapide, lors de l'extrusion, à une température proche du liquidus.

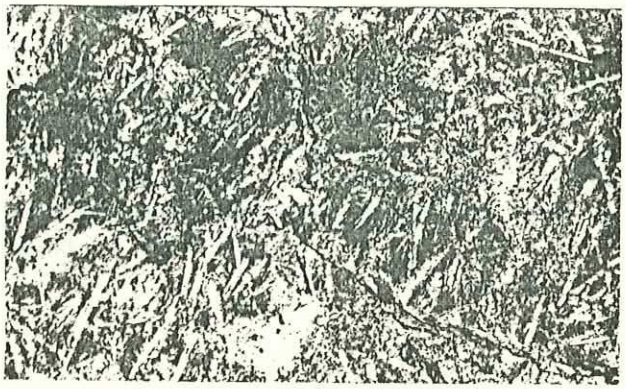
Le fond de la roche primaire, hyalin, a été transformé par le métamorphisme en un assemblage microgranoblastique homogène de minéraux épizonaux : chlorite, actinote, épidote s.l., leucoxène et calcite. Dans l'échantillon DF 622 80 on observe une texture de dévitrification particulière à amas fibro-radiés sphérolitiques à chlorite, épidote et leucoxène (Pl. II,1). Au centre des amas se



Ech. GXH (49° 55' 37" N - 75° 14' 09" O)
Basalte picritique pseudomorphosé ; A : Phénocx. d'olivine ss doute
B : petit phénocx. de clino pyroxen



Ech. DF 622 80 (49° 57' 55" N - 75° 08' 38" O)
Lave à texture hyaline. texture de dévitrification à "sphérolites" (A). (B) on peut voir un microlite allongé.



Pl.II,1

Ech. MB 220 80 (49° 55' 23" N - 75° 09' 57" O)
Lave hyaline à microlite . Le microlite cerclé a une forme en "H" caractéristique.

trouve parfois un microlite qui a pu jouer le rôle de germe lors de la dévitrification qui a conduit aux sphérolites.

Les vacuoles sont remplies de quartz, de calcite, d'épidote et de minéraux opaques ferrotitanés. Dans l'échantillon DF 622 80 les vacuoles relativement abondantes ont conservé leur forme circulaire primaire.

I.2.3 Les laves à dominante hyaline et à minolites :
éch. MB 220 80, DF 585 80

Ces laves ont une texture primaire microlitique, mais le fond hyalin représente encore 70 % à 85 % de leur volume (pl. II,1).

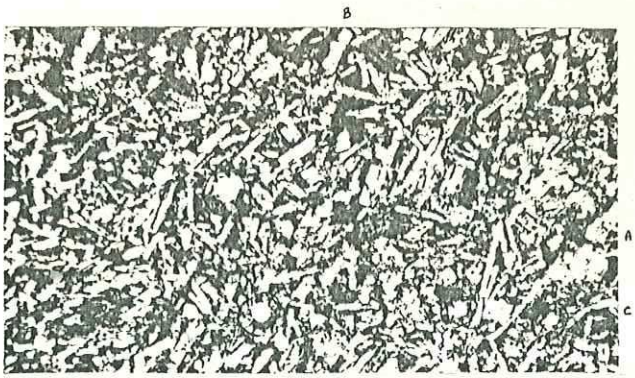
La fraction porphyrique, semblable à celle des basaltes hyalins s.s., était vraisemblablement constituée initialement de plagioclase et de clino pyroxène en phénocristaux automorphes. Ces minéraux ont été altérés devant le métamorphisme dans les mêmes conditions que ceux des basaltes hyalins s.s. ; ils ne peuvent être identifiés que par leurs produits d'altération : albite, épidote et calcite pour les plagioclases, actinote et chlorite pour les pyroxènes.

Les microlites de plagioclase présentent un rapport longueur / largeur compris entre 10 et 20. Ces microlites offrent le plus souvent un canalicule, comme ceux observés dans les basaltes hyalins s.s. (Pl. II,1).

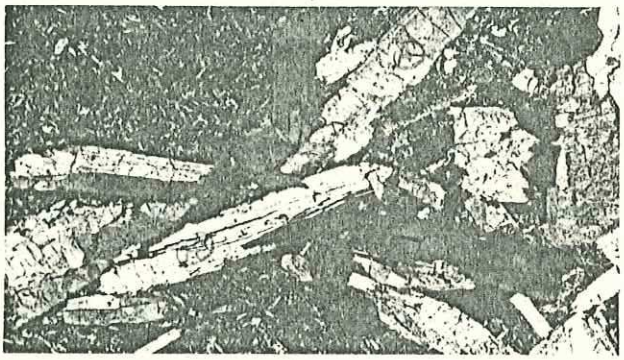
Le fond de la roche est constitué par un assemblage microgranoblastique banal de dévitrification, semblable à celui observé dans les basaltes hyalins s.s..

I.2.4 Les laves microlitiques :
éch. : MB 435A 80, MB 447 80, MB 531 80, DF 461 80

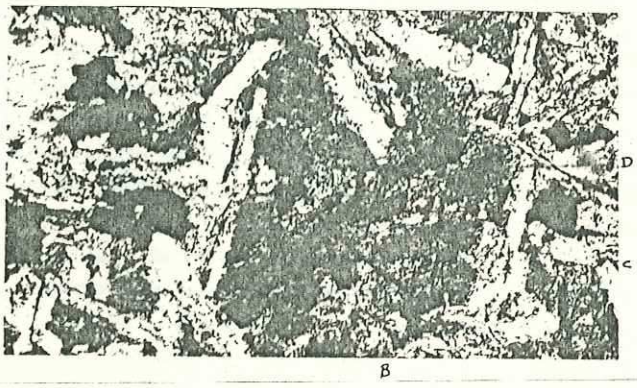
Ces roches ont une texture primaire microlitique porphyrique (photo 4). La fraction porphyrique est formée de cristaux de plagioclase et d'un minéral ferromagnésien non identifié (pyroxène ou amphibole). Les plagioclases sont trapus, subautomorphes, parfois corrodés. Ils sont altérés en albite associée à de faibles quantités d'épidote et de calcite.



Ech. DF 461 80 (49°57'06" N - 75°12'47): lave microlitique
A: microlite allongé B: microlite trapu C: vacuole.
Nous observons pas de canalicule dans les microlites allongés.



Ech. MB 435A 80 (49°56'42" N - 75°12'35" O) lave microlitique
détail de la texture microlitique: A: microlite trapu
B: minéraux opaques aciculaires C: minéraux opaques interstitiels partiellement altérés en sphéne D: stilpnomélane



Pl. II,2

Ech. MB 531 80 (49°54'30" N - 75°09'06" O): lave microlitique
A: syneusis de phénocristaux ferromagnésiens (pyroxène?)
transformés en actinote

Les phénocristaux ferromagnésiens ne sont pas automorphes et ne peuvent pas être identifiés. Ils constituent des syneusis (Pl. II,2) qui ont été transformés par le métamorphisme en amas plus ou moins coalescents de cristaux d'actinote néoformés.

Les microlites, qui représentent 40 % à 60 % du volume de la roche, se répartissent en deux catégories de taille et de morphologie différentes :

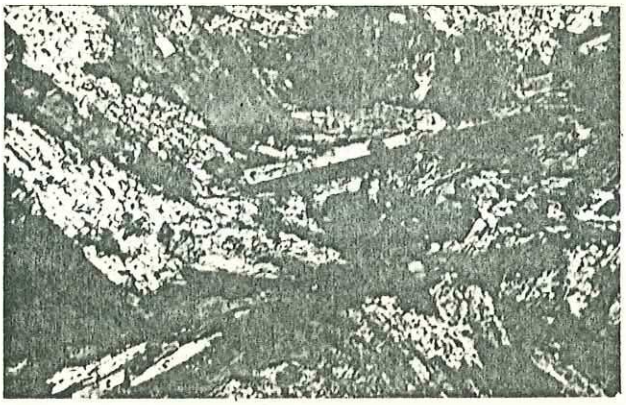
- des microlites trapus, dont le rapport longueur / largeur est de l'ordre de 5/1 ou 6/1 et qui mesurent 0,05 mm à 0,08 mm de long.
- des microlites allongés, dont le rapport longueur / largeur varie entre 10/1 et 20/1 et qui mesurent 0,3 à 0,4 mm de long.

Les microlites trapus ont l'aspect de cristaux bien formés de plagioclase. On y observe notamment des macles polysynthétiques.

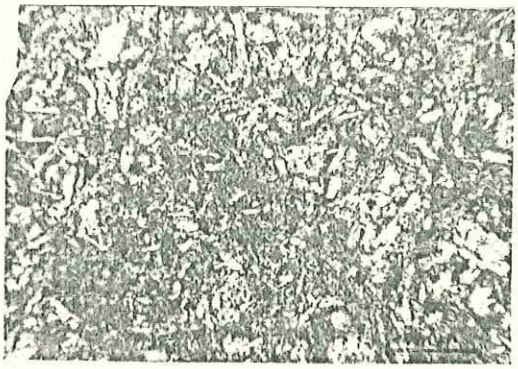
Les microlites allongés sont comparables à ceux des basaltes hyalins s.s. mais ici ils ne présentent pas de canalicule interne.

La différence de morphologie entre les microlites trapus et allongés peut-être liée aux conditions de cristallisation. Les microlites trapus ont pu se former lentement, dans une phase intratellurique, tandis que les microlites allongés ont du cristalliser plus rapidement, peut-être lors de la mise en place des laves.

Le fond de la roche est constitué de minéraux opaques ferrotitanés primaires, et d'un assemblage finement cristallisé de minéraux néoformés : chlorite, épidote s.l., leucoxène et minéraux opaques. Ces derniers sont xénomorphes, interstitiels et partiellement altérés en leucoxène. Les minéraux opaques secondaires sont intacts et ont une forme aciculaire caractéristique (Pl. II,2). Dans les échantillons MB 435A 80 et DF 461 80, on observe des baguettes de stilpnomélane néoformées dont la taille et la morphologie sont semblables à celles des microlites trapus (photo , pl. II,2).



Ech. MB 435A 80: lave microlitique
Les microlites sont inclus dans des cristaux d'actinote néoformés et miment une texture subophitique.



Pl.II,3

Ech. G XII (49°55'38" N - 75°14'54" O): lave à texture microdoléritique. Des petits cristaux de plagioclase sont emballés dans une matrice de minéraux microcristallins (chlorite, sphène) ou bien formés (actinote)

L'assemblage finement cristallisé de minéraux néoformés cède localement la place à de petites actinotes secondaires qui incluent les microlites et miment une texture ophitique (Pl. II,3).

Les vacuoles observées dans certaines laves microlitiques (éch. MB 435A 80 et DF 461 80) se caractérisent par un remplissage de chlorite, actinote et épidote. Dans l'échantillon MB 435A 80 nous avons noté une vacuole parfaitement circulaire qui paraît recouper un phénocristal de plagioclase (Pl. II,2). Ce phénomène peut-être lié à un gonflement secondaire de la vacuole.

I.3 Laves à microtexture doléritique

éch. : MB 401 80, G XII 81

Les affleurements où ont été échantillonnés ces faciès offrent des ébauches de coussins qui ne laissent aucun doute sur le caractère lavique de la roche. Il est probable que d'autres échantillons classés comme des dolérites soient en fait des laves massives non-vésiculaires, car l'aspect des deux types de matériaux est le même en lames-minces.

Les échantillons observés possèdent une texture primaire intersertale. La microtexture secondaire granoblastique fine est peu apparente car certains minéraux interstitiels d'une roche à texture intersertale, comme la chlorite, sont stables sous les conditions d'un métamorphisme faible (Bard, 1980).

La fraction porphyrique est formée de cristaux automorphes de plagioclase de 1 mm à 2 mm de long et peut-être de minéraux ferromagnésiens non identifiés (pyroxènes ou amphiboles). On observe en effet des "fantômes" constitués d'agrégats de formes quelconques de cristaux allongés d'actinote et de chlorite (photo p.62).

Les petits cristaux de plagioclase (non porphyriques) mesurent 0,1 mm à 0,2 mm de long. Ils sont disposés sans ordre et s'appuient les uns sur les autres.

Ces cristaux de plagioclase sont très largement altérés en albite, calcite et épidote. Les macles sont à peine visibles ; les limites primaires des cristaux sont noyées dans une mésostase à chlorite, leucoxène et quartz.

Les interstices entre les plagioclases sont colmatés par un assemblage homogène de petits cristaux de chlorite, actinote, leucoxène, dans lequel apparaissent de faibles quantités de minéraux opaques ferrotitanés, de calcite et de quartz.

I.4 Conclusions de l'étude des laves :

Nous avons pu mettre en évidence deux ensembles nettement distincts :

- des laves picritiques qui se caractérisent par une importante fraction porphyrique ferromagnésienne (olivine et pyroxène).
- des basaltes qui présentent des quantités variables de phénocristaux de plagioclase ou de pyroxène, de microlites et de vacuoles. Ces variations de texture traduisent probablement des conditions de mise en place, et peut-être des origines différentes : refroidissement très rapide pour les roches à microlites en queue d'hirondelle, beaucoup plus lent pour les laves à texture microdoléritique ; phase intratellurique de développement des phénocristaux et ou des microlites trapus, etc... Nous n'avons pas observé de variations de la microtexture qui soient liées au fait que l'échantillon provient des coulées massives ou en coussins.

Chapitre II Les dolérites :

II.1 Introduction :

Ces roches offrent toujours une microtexture partiellement intersertale associée à d'autres éléments texturaux, qui caractérisent les différents faciès : passées ophitiques, glomérophyriques, etc...

Certains faciès se répartissent également dans l'ensemble de l'unité I, mais d'autres se concentrent dans une même zone. Nous reviendrons sur la position de ces faciès lors de leurs descriptions pétrographiques.

II.2 Les dolérites associées aux laves :

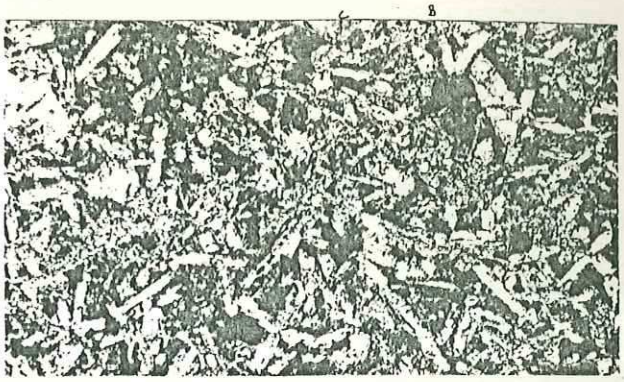
II.2.1 Les dolérites intersertales s.l. :

éch. : CD 421 80, DF 507 80, DF 626 80, MB 119 80, MB 126C 80, DF 587 80, MB 183 80, MB 296-3 80, MB 354 80, MB 401 80, MB 459B 80, MB 468 80, MB 473 80, MB 512A 80, MB 527A 80, CD 58B 81, MB 482 80, MB 63 81, MB 112 81, MB 126 81, MB 214B 81, MB 301 81.

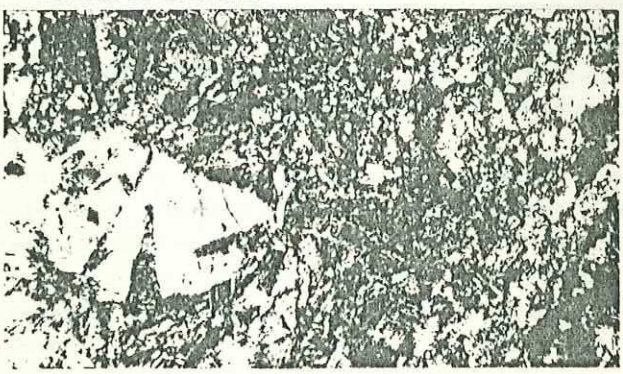
Ces matériaux constituent la majorité des dolérites échantillonnées dans l'unité I. Les dolérites intersertales s.l. apparaissent dans l'ensemble de l'unité, mais sont peu fréquentes dans sa partie centrale.

La roche se caractérise par une texture intersertale à intergranulaire (I) passant localement à une texture subophitique.

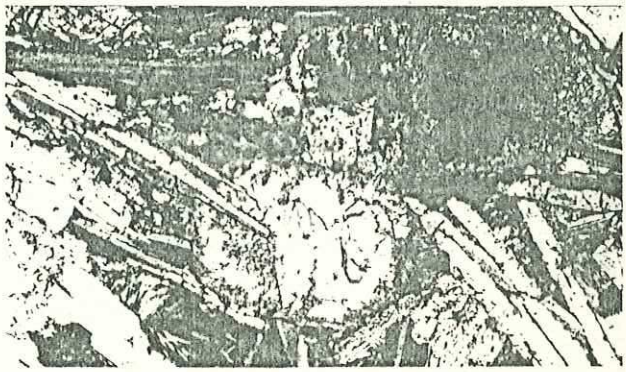
(I) : Nous avons utilisé la terminologie de Bard (1980) qui sépare les textures intersertales et intergranulaires d'après la qualité des minéraux colmatant les interstices entre les plagioclases. Si ce sont des minéraux de basse température (chlorite p.ex.), la texture est intersertale ; si ce sont des minéraux de haute température, comme des pyroxènes, la texture est intergranulaire.



Ech. MB 119 80 (49°54'47" N- 75°11'07" O): dolérite à texture intersertale. A: plagioclase B: leucoxène C: assemblage finement cristallisé de chlorite, épidote, calcite et actinote.



Ech. MB 183 80 (49°58'02" N - 75°09'28" O): dolérite à texture intersertale. En (A) on observe une zone à texture subophitique dans laquelle l'extrémité des plagioclases est en biseau.



Pl. II,4

Ech. DF 597 80 (49°58'02" N - 75°09'28" O): dolérite à texture intersertale. Les zones subophitiques dominent la lame. Le coeur du pyroxène (A) est préservé (Augite). L'extrémité du plagioclase (B) est en biseau. Cette texture peut indiquer une croissance simultanée des deux minéraux primaires.

Cette dernière texture est primaire, mais, comme nous le verrons ultérieurement, le métamorphisme parait être responsable de la restructuration de certaines zones à texture subophitique ou intergranulaire.

La fraction porphyrique de la roche est peu importante. On observe d'anciens phénocristaux de plagioclase (éch. DF 507 80, MB 527A 80, MB 112 81).

Ces plagioclases sont transformés en agrégats de cristaux d'albite, d'épidote et de calcite ou en plages de calcite et de quartz en mozaïque (éch. DF 507 80). Les échantillons MB 126C 80 et MB 401 80 montrent d'anciens phénocristaux d'un minéral ferromagnésien non-déterminé. Ils sont pseudomorphosés par des agrégats de cristaux d'actinote et de chlorite associés à de faibles quantités de minéraux opaques, de leucoxène et d'épidote.

Les petits cristaux de plagioclase (non porphyriques) sont répartis de façon homogène. Ils sont subautomorphes dans les zones à texture intersertale, mais montrent des extrémités biseautées dans les zones à texture subophitique primaire. Les plagioclases sont pseudomorphosés par des cristaux d'albite qui ont envahi et masqué par un assemblage microcristallin d'épidote, de leucoxène et de chlorite (photo 9).

Les échantillons MB 119 80, MB 183 80, MB 473 80, MB 482 80, DF 507 80, DF 587 80, MB 126 81, MB 214B 81 présentent une texture primaire largement subophitique (Pl. II,4 ; p.66). D'anciens cristaux trapus et arrondis de clinopyroxène incluent partiellement des cristaux de plagioclase aux extrémités biseautées. Cette texture indique la croissance simultanée du plagioclase et du pyroxène. Elle est particulièrement bien préservée dans les échantillons DF 587 80 et MB 482 80 où le coeur des cristaux primaires subautomorphes de clinopyroxène est conservé (augite) (Pl. II,4 ; p.66).

Dans tous les échantillons de dolérites intersertales s.l. le fond de la roche se partage entre des minéraux primaires interstitiels (quartz et minéraux opaques) et une matrice granoblastique. Le quartz forme parfois avec le plagioclase des plages symplectitiques. Les minéraux opaques ferrotitanés sont altérés en leucoxène.

L'assemblage granoblastique est constitué de chlorite, d'actinote, d'épidote et de leucoxène. Comme pour les laves à texture intersertale, il est difficile de faire la part entre les minéraux issus des réactions métamorphiques et ceux de l'assemblage primaire. Dans certaines roches, les cristaux d'actinote prédominent et confèrent à la roche une texture "intergranulaire" secondaire. De même, dans les échantillons MB 296-3 80, MB 354 80, MB 301 81, la texture "ophitique" paraît avoir été acquise sous l'action du métamorphisme. La matrice intersertale cède la place dans ces échantillons à de grandes actinotes néoformées qui entourent et envahissent partiellement le plagioclase.

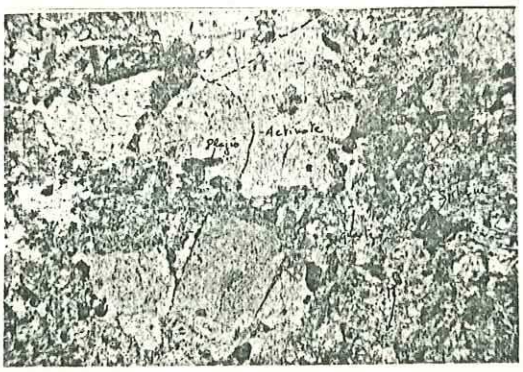
II.2.2 Les dolérites à texture glomeroporphyrique :

éch. : MB 386 80, MB 459A 80, MB 500 80, CD 138 80.

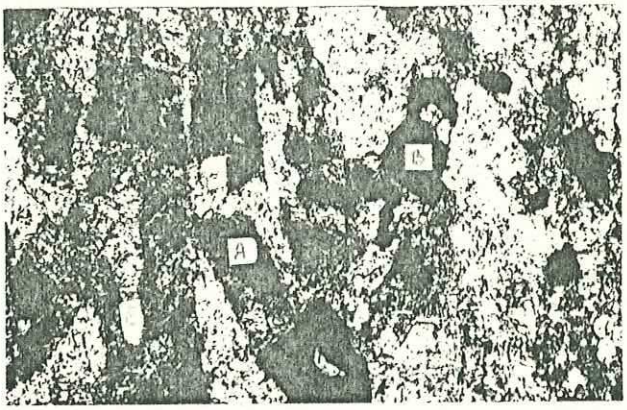
Comme cela a été indiqué dans la première partie, les dolérites à texture glomeroporphyrique ont surtout été observées dans la partie septentrionale de l'unité I.

La roche se caractérise par des amas de grands cristaux d'actinote néoformés baignant dans une matrice à texture intersertale fine (Pl. II,5 ; p.69). Cette texture microdoléritique glomeroporphyrique est peut-être une texture de lave, comme cela a été fréquemment observé dans la région de Rouyn-Noranda (Dimroth, 1982).

Les grands cristaux d'actinote secondaires remplacent des phénocristaux primaires dont la nature n'est pas clairement établie. Certains cristaux d'actinote miment sans doute d'anciens cristaux de pyroxène (éch. MB 386 80). Entre les amas actinolitiques, on observe de petits cristaux mal formés de plagioclase (0,3 à 0,4 mm de long).



Ech.MB 386 80 (50°00'54" N - 75°14'57" O): dolérite à texture gloméroporphyrique. A: syneusis de phénocristaux de (clino)pyroxène transformés en actinote. La matrice est formée de plagioclase, quartz, leucoxène et d'un assemblage de petits cristaux de chlorite, actinote et épidote.



Pl.II,5

Ech. MB 184 81 (49°58'49" N - 75°24'05" O): dolérite à texture intergranulaire. A: plagioclase B: minéral opaque primaire altéré en leucoxène C: fraction "intergranulaire" constituée de petits cristaux d'actinote et d'une faible quantité de petits cristaux de chlorite, épidote, leucoxène D: quartz.

Le fond de la roche est formé d'anciens minéraux primaires interstitiels (quartz et minéraux opaques) et d'un assemblage granoblastique néoformé. Les minéraux opaques ferrotitanés primaires sont altérés en leucoxène. L'assemblage granoblastique néoformé est constitué d'actinote, de chlorite, d'épidote et de leucoxène.

II.2.3 Les dolérites à texture intergranulaire :

éch. : MB GA 81, MB GB 81, MB 184 81

Les échantillons de ce faciès ont été prélevés dans une même zone d'affleurements, dans la partie septentrionale de l'unité I (49°59'30" N - 75°19'04" O).

La texture primaire de la roche, intergranulaire, passe localement à une texture intersertale.

Les cristaux trapus de plagioclase primaire (0,9 mm à I mm de long) sont disposés de façon grossièrement parallèle, ce qui donne une orientation générale de la roche (Pl. II,5 ; p. 69). Les plagioclases sont transformés en albite et associés à un agrégat microcristallin d'épidote, de leucoxène et de chlorite. Les cristaux d'actinote arrondis qui se placent entre les cristaux de plagioclase pseudomorphosent vraisemblablement d'anciens pyroxènes. L'actinote est elle-même partiellement altérée en chlorite, épidote, leucoxène et stilpnomélane. Cette juxtaposition de cristaux de plagioclase et de pyroxène dans l'assemblage minéralogique primaire confère à la roche sa texture primaire intergranulaire. Dans les zones à texture intersertale le fond de la roche est formé de minéraux interstitiels primaires partiellement altérés. On observe des cristaux de quartz qui forment avec le plagioclase des plages symplectitiques. Les minéraux opaques ferrotitanés, exceptionnellement abondants (5 % du volume de la roche) sont altérés en leucoxène.

II.3 Les dolérites en dyke-swarm :
éch. : MB 101 80, MB 105B 80, MB X 81, MB XB 81, MB XC 81, MB XF 81, MB XG 81.

Ces échantillons proviennent du dyke-swarm doléritique de la partie centrale de l'unité I (49°57' N - 75°14' O).

Leur texture primaire est subophitique, localement intersertale, partiellement oblitérée par une texture secondaire microgranoblastique. La taille du grain varie entre les bordures et les centres des anciens filons, mais la texture et l'assemblage minéralogique restent constants (Pl. II,6).

Les cristaux de plagioclase sont mal formés. Leurs extrémités sont biseautées dans les zones à texture ophitique.

Le fond de la roche est constitué de grands cristaux d'actinote néoformés (2 à 3 mm) qui sont partiellement chloritisés. Ces amphiboles cèdent localement la place à un assemblage granoblastique fin de cristaux de chlorite, actinote, épidote, leucoxène et calcite. Les cristaux interstitiels de minéraux opaques ferrotitanés sont transformés en leucoxène. Le quartz, souvent abondant, forme des cristaux interstitiels et des amas arrondis de 0,2 mm à 0,5 mm de diamètre.

II.4 Les dolérites porphyriques en filons :

II.4.1 Introduction :

Les matériaux décrits ci-dessous proviennent de différentes parties de l'unité I. On peut distinguer plusieurs faciès dont chacun correspond à des affleurements localisés.

II.4.2 Les dolérites à phénocristaux de plagioclase :
éch. : MB 464 80

Cette roche à texture primaire grenue porphyrique provient de la partie septentrionale de l'unité I (50°00'14" N - 75°13'31" O).

La fraction porphyrique est surtout représentée par d'anciens grands cristaux automorphes zonés de plagioclase (5 mm de long) (Pl. II,6 ; p.).

Ils sont pseudomorphosés par des cristaux d'albite dans lesquels sont disséminés de petits cristaux d'épidote, de calcite et de chlorite qui soulignent la zonation du plagioclase primaire. On observe quelques phénocristaux subautomorphes de hornblende verte primaire partiellement transformés en chlorite, actinote et biotite verte.

Un assemblage grenu de cristaux de quartz et de plagioclase primaires incluant quelques cristaux automorphes d'apatite constitue le fond de la roche. Les plagioclases sont albitisés. Quelques cristaux néoformés de biotite verte, de chlorite, d'actinote, d'épidote, de minéraux opaques et de leucoxène forment un assemblage granoblastique secondaire de volume réduit.

II.4.3 Les filons doléritiques de la partie centrale de l'unité I :

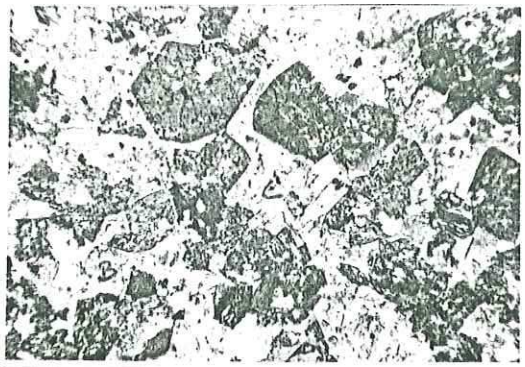
éch. : MB LH 80, MB 31 80, MB 114 80, CD#2 80, CD#3 80, CD 407 80, MB XA 81.

Ces roches apparaissent parmi les tufs felsiques de l'Ouest de la partie centrale de l'unité I (49°54' N - 75°19' O).

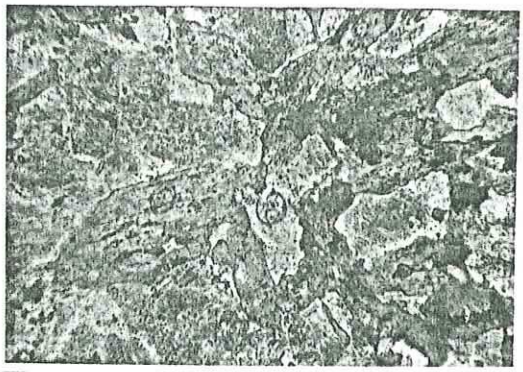
Leur texture primaire est microgrenue porphyrique. Leur texture métamorphique est granoblastique.

La fraction porphyrique de la roche est formée de cristaux automorphes zonés de clinopyroxène de 1 mm à 3 mm de long (Pl. II,6 ; p.). Ces clinopyroxènes sont totalement pseudomorphosés par des cristaux d'actinote, sauf dans l'échantillon CD#3 80 où le coeur de quelques cristaux est préservé (augite).

Le fond de la roche est constitué d'un assemblage granoblastique de minéraux néoformés associé à des minéraux primaires grenus ou interstitels plus ou moins altérés : plagioclase, quartz, minéraux opaques et apatite. Les plagioclases primaires sont albitisés, les minéraux opaques sont transformés en leucoxène.



Ech. CD 58γ1 81 (49°53'42" N- 75°17'32" O): filon doléritique de la partie méridionale de l'unité I: A: phénocristaux de hornblende verte, peu altérés, non-zonés. Le fond de la roche est formé de biotite verte (B), de quartz et de feldspath (C).



Ech. G III (49°56'22" N - 75°17'32" O) dolérite recoupant les filons-couches de gabbro. La roche est essentiellement formée de petits phénocristaux d'amphibole (A), largement chloritisés. Le fond de la roche est dominé par le quartz et le plagioclase (B).

Pl.II,7

Le quartz et le plagioclase forment des plages symplectitiques. L'assemblage granoblastique est un agrégat de cristaux de chlorite, d'actinote, d'épidote et de biotite verte associée à des aiguilles de rutile (sagénite).

II.4.4 Les filons doléritiques de la partie méridionale de l'unité I :
éch. : CD 58C 81, CD 58D 81, CD 27 81.

Ces matériaux recoupent la séquence de tufs et de laves basiques sur les berges du lac Lamarck (49°54'07" N - 75°17'54" et 49°55'53" N - 75°16'04").

La texture primaire est grenue porphyrique (Pl. II,7 ; p. 74).

Les phénocristaux de hornblende verte, primaires, sont partiellement altérés en actinote, chlorite, épidote et leucoxène.

Le fond de la roche est dominé par des cristaux de quartz et de plagioclase qui forment des assemblages symplectitiques. On observe quelques cristaux automophes d'apatite. Un assemblage granoblastique fin à chlorite, calcite et actinote secondaires occupe les plages interstitielles.

II.4.5 Les dolérites recoupant les filons-couches de gabbros :
éch. : MB 111 81, MB IV 81, MB V 81.

Ces dolérites forment de petits filons recoupant les filons-couches lités de gabbro de la partie centrale de l'unité I en 49°56'54" N - 75°15'16".

La texture primaire de la roche est variable, grenue ou microgrenue porphyrique (Pl. II,7 ; p. 75).

La fraction porphyrique est constituée de cristaux de hornblende dont la taille varie entre 0,07 mm et 0,08 mm. Les plus petits ont une forme en fuseau et les plus gros sont automorphes. Cette amphibole primaire est partiellement remplacée par de la chlorite, de l'actinote et de l'épidote.

Le fond de la roche est formé de minéraux primaires finement cristallisés et de minéraux néoformés. Les cristaux primaires de quartz et de feldspath interstitiels forment des plages symplectitiques qui incluent quelques cristaux d'apatite. La fraction néoformée est constituée de cristaux disséminés de chlorite, d'épidote et de leucoxène. On observe des amas de calcite, de chlorite et d'épidote qui remplacent peut-être d'anciennes vacuoles.

II.5 Conclusions à l'étude des dolérites :

Nous avons pu mettre en évidence deux ensembles principaux :

- des dolérites riches en phénocristaux de clinopyroxène, de plagioclase ou de hornblende verte. Ces phénocristaux sont souvent zonés, ce qui met en évidence une histoire intratellurique assez complexe précédant leur mise en place. Le fond de la roche, riche en quartz, se caractérise par des minéraux rares dans le reste de la série, comme l'apatite ou la biotite verte. Ces matériaux proviennent d'affleurements concentrés dans la périphérie de la partie centrale de l'unité I.

- des dolérites s.s. qui paraissent proches des basaltes s.s. définis précédemment. On observe d'ailleurs une continuité des faciès entre ces deux groupes. Ces dolérites proviennent de l'ensemble de l'unité I et sont associées aux basaltes sur le terrain.

Les dolérites formant le dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I ont des caractères pétrographiques comparables à ceux des dolérites s.s. même si leurs conditions de gisement sont différentes.

Chapitre III Les filons-couches lités de gabbro :

III.1 Introduction :

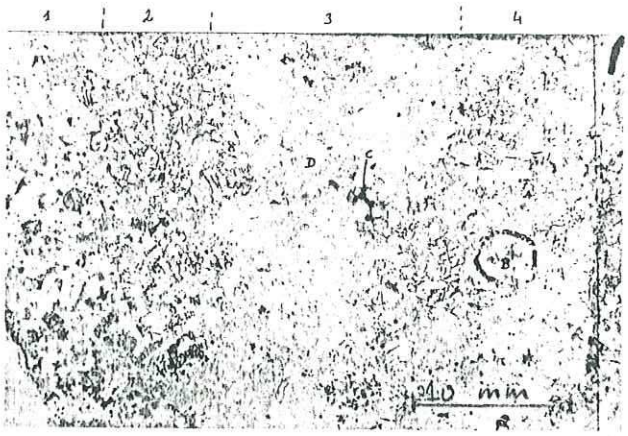
Trois faciès principaux ont été définis sur le terrain dans les filons-couches lités de gabbro. Suivant une polarité normale, on observe une zone de mélagabbros, une zone de leucogabbros et une zone de ferrogabbros. Les zones à ferrogabbros et à leucogabbros offrent plusieurs membres qui n'apparaissent pas dans tous les filons-couches. L'observation des lames-minces et l'étude géochimique des gabbros (cf. 3° partie) montrent que ces appelations ne correspondent pas à une typologie très rigoureuse. Néanmoins, pour la commodité de l'exposé, ces appelations de terrain seront maintenues ici.

III.2 Les mélagabbros :

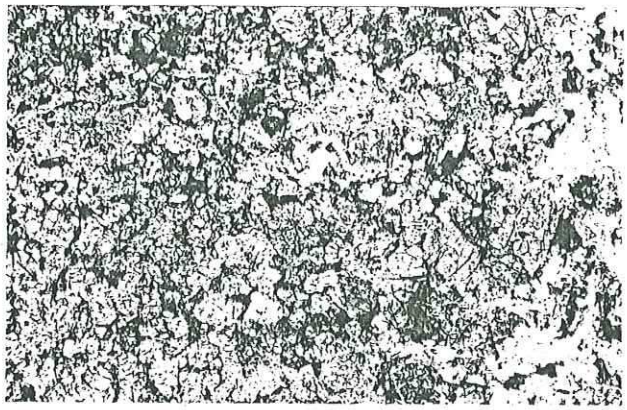
Du fait de la rareté des affleurements de mélagabbros, nous n'avons pu étudier que deux échantillons provenant de la partie méridionale de l'unité I (MB 45 80 en 49°58'18" N - 75°14'04" O et CD 92 81 en 49°55'01" N - 75°15'39" O).

La texture de l'échantillon MB 45 80 se caractérise par des microrythmes cumulatifs d'ampleur centimétrique (Pl. II,8 ; p.78). La texture et la minéralogie primaires sont difficilement déterminables dans le détail. En effet, le métamorphisme a induit une texture secondaire granoblastique dans laquelle les minéraux néoformés ne pseudomorphosent pas toujours les anciens minéraux primaires.

L'assemblage minéralogique comporte surtout d'anciens minéraux primaires ferromagnésiens transformés en minéraux épizonaux. Les anciens minéraux primaires ont été séparés en fonction de leurs produits d'altération :



Ech. MB 45 80 (49°54'35"N - 75°13'49" O): mélagabbro
Cette lame montre des microrythmes cumulatifs: lits 1,2, 3 et 4 (cf.texte). A: olivine serpentinisée B: ferro-hastingite C: minéraux opaques primaires très peu altérés. D: minéral ferromagnésien II.



Pl.II,8

Ech. CD 92 81 (49°54'41" N - 75°15'15" O): mélagabbro
Cette lame montre une répartition des différentes fractions minérales dans le mélagabbro beaucoup plus homogène que dans la lame précedente. A: olivine serpentinisée
B: petit cristal de plagioclase C: minéral F.M.2
D: fraction intercumulus: minéraux FM 3 et FM 4 (cf. texte)

- minéral ferromagnésien 1 (FM 1) → serpentine + minéraux opaques FeTi.
- minéral ferromagnésien 2 (FM 2) → amph. brune + serpentine + minéraux opaques en granules disséminés.
- minéral ferromagnésien 3 (FM 3) → chlorite + serpentine + minéraux opaques en petits granules dispersés.
- minéral ferromagnésien 4 (FM 4) → chlorite + hornblende brune
- minéral ferromagnésien 5 (FM 5) → chlorite

On observe également des minéraux interstitiels : des minéraux opaques, des plages de ferrohasttingite (d'après G.O. Allard) et de la chlorite néoformées.

Les FM 1 forment des cristaux automorphes ou corrodés. Ce sont probablement d'anciens cristaux d'olivine, toujours en position cumulus.

Les FM 2 constituent des cristaux isolés trapus (cumulus ?) dans les lits 1 et 3. Ils forment une masse coalescente (intercumulus ?) dans les lits 2 et 4.

Les FM 3 ont cristallisé en grandes plages poecilitiques dans le lit 3 (texture primaire localement ophitique ?).

Les FM 4 constituent des cristaux trapus et mal formés dans le lit 1.

Les FM 5 forment des cristaux tabulaires de petite taille inclus dans le FM 3 du lit 3.

La composition minéralogique des lits et la position des minéraux dans chaque lit peuvent être résumées dans le tableau suivant :

	Fraction cumulus	Fraction intercumulus
Lit 1	FM 2 ; FM 4	mx interstitiels
Lit 2	FM I	FM 2 ; mx interstitiels
Lit 3	FM 2 ; FM 1 ; FM 5	FM 3 ; mx interstitiels
Lit 4	FM 1	mx interstitiels

L'échantillon CD 92 81 présente une texture et une minéralogie homogènes (Pl. II,8 ; p.78). La texture primaire est méso-cumulative. La texture métamorphique est granoblastique, mais contrairement à l'échantillon MB 45 80, les minéraux néoformés pseudomorphosent toujours les minéraux primaires.

La fraction cumulus de l'assemblage minéralogique est constituée de minéraux semblables aux FM 1 et FM 2 de l'échantillon MB 45 80. Ces minéraux sont respectivement transformés en serpentine et minéraux opaques et en chlorite.

La fraction intercumulus est composée de minéraux semblables aux FM 2 et FM 3 de l'échantillon MB 45 80 ainsi que de minéraux en cristaux interstitiels : minéraux opaques ferrotitanés primaires, hornblende brune et chlorite néoformées.

III.3 Les leucogabbros :

éch. : MB 10 80, MB 51 80, MB 68 80, MB 79 80, MB 132 80, MB 134 80, MB 406 80, MB 489 80, CD 15 80, CD 22 80, CD 409 80, DF 625 80, MB 50 81, MB 60B 81, MB 60C 81, MB 64 81, MB 75 81, MB 153B 81, MB 162A 81, MB 162B 81, MB 194B 81, MB 200B 81, MB 221 81, LC 11A 81, LC IV 81, CD 30 81, CD 93 81.

III.3.1 Introduction :

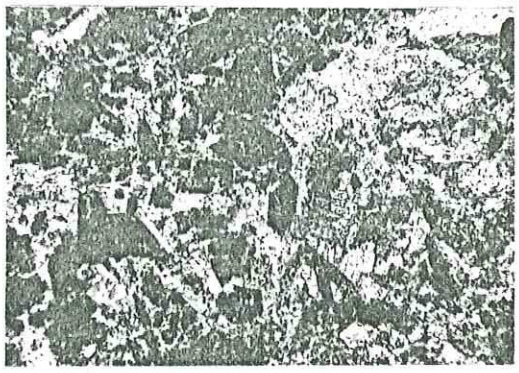
Les échantillons de leucogabbro étudiés en lames-minces proviennent des filons-couches de la partie centrale de l'unité I et de l'ensemble d'affleurements de la partie septentrionale (cf. carte p.). On n'observe pas de différence minéralogique ou de texture liée à la position géographique des échantillons. Les variations observées en lames-minces correspondent aux différents faciès notés sur le terrain.

III.3.2 Les gabbros riches en pyroxènes :

Les faciès de leucogabbros riches en cristaux de pyroxène sont sur le terrain les termes les plus proches des mélagabbros (CD 22 80, LC IV 81, MB 162B 81).

Ech. CD 22 81 (49°54'34" N - 75°14'55" O): gabbro riche en pyroxènes. A: cristaux subautomorphes cumulus de plagio. B: minéraux ferro-magnésiens intercumulus 1 C: minéraux ferromagnésiens poecilitiques 2.

D



Pl.II,9

Ech. MB 68 80 (49°55'22" N - 75°13'13" O): leucogabbro à quartz. Texture d'hétéradcumulat à plagioclases trapus (A). La fraction intercumulus est formée de minéraux ferromagnésiens transformés en actinote (B), de quartz (C). On observe de rares baguettes d'apatite.

Ces gabbros ont une texture primaire cumulative (hétérad-cumulat ?) en partie remplacée par une texture métamorphique granoblastique.

L'assemblage minéralogique offre une faible quantité d'anciens petits cristaux de plagioclase en position cumulus. Ces plagioclases sont pseudomorphosés par de l'albite associée à de la calcite et de l'épidote. Les plagioclases sont inclus dans d'anciens grands cristaux poécilitiques serpentinisés (pyroxène 1 (?)) (Pl. II,9 ; p.81). Les plagioclases et les pyroxènes 1 sont associés à un second minéral ferromagnésien (pyroxène 2 (?)) dont les cristaux primaires trapus et parfois subautomorphes sont altérés en agrégat de cristaux d'actinote et de chlorite parsemés de granules de minéraux opaques. Enfin, on observe quelques anciens cristaux interstitiels de minéraux opaques ferrotitanés altérés en leucoxène et une fraction néo-formée à hornblende, chlorite, actinote et leucoxène.

Les cristaux de pyroxène 2 incluent l'extrémité de quelques cristaux de plagioclase. Il semble peu probable que cette texture indique la position intercumulus du pyroxène 2. Les cristaux de plagioclase, seuls en position cumulus dans cette hypothèse, ne représentent que 10 % à 15 % du volume de la roche. Les gabbros auraient une composition de liquide magmatique. Il est plus vraisemblable que les cristaux de pyroxène 2 sont en partie formés par la croissance post-cumulative d'un cristal cumulus. On n'observe malheureusement pas la zonation du cristal qui appuierait cette hypothèse.

III.3.3 Les leucogabbros peu différenciés :

Sur le terrain, nous avons noté des faciès lités ou à amas anorthositiques (cf. p.40), intermédiaires entre les gabbros à quartz de la partie supérieure des filons-couches et les gabbros riches en cristaux de pyroxène. L'étude des lames-minces contredit partiellement ces résultats. Comme nous le verrons ultérieurement (cf. p.159), le seul échantillon présentant une texture à laminae est proche des leucogabbros à quartz.

Les leucogabbros peu différenciés ont une texture primaire équante d'hétéradcumulat bien conservée. Les transformations métamorphiques sont limitées à la pseudomorphose des minéraux primaires par des minéraux épizonaux.

L'assemblage minéralogique se caractérise par des cristaux automorphes de plagioclase cumulus qui se disposent "en toile d'araignée" (20 % à 30 % du volume de la roche). Les plagioclases sont pseudomorphosés par de l'albite envahie par un assemblage microcristallin de chlorite, leucoxène et épidote déjà observé dans certaines dolérites. Plus rarement, l'albite est associée à la calcite ou à l'épidote.

Les cristaux poécilitiques de pyroxène 1 forment toujours une part importante du matériel intercumulus. La serpentine produite par l'altération du pyroxène est accompagnée puis remplacée par de la chlorite et de l'actinote quand on va vers les termes les plus différenciés. Les cristaux de pyroxène 2 sont le plus souvent en position interstitielle. Ils sont transformés par le métamorphisme en actinote associée à de la chlorite et du leucoxène.

Les autres matériaux interstitiels sont des cristaux primaires de quartz, de minéraux opaques (partiellement altérés en leucoxène) et un assemblage néoformé de cristaux de hornblende brune, de chlorite, d'actinote, d'épidote et de leucoxène.

La seule lame mince présentant une texture à laminae provient de l'échantillon MB 153B 81 (Pl. II,10 ; p.84) (49° 59'17" N - 75°16'37" O).

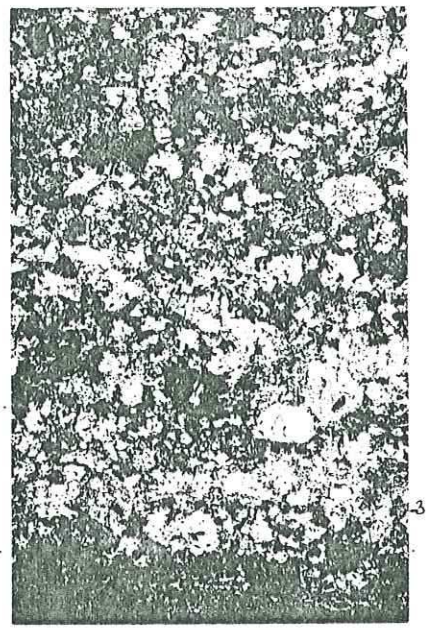
La lame mince offre une suite de lits plus ou moins bien individualisés : (photo p84)

Niveau 1 à plagioclases

Niveau 2 à minéraux ferromagnésiens

Niveau 3 récurrence à plagioclases

Le reste de la lame mince montre un matériau à texture d'hétéradcumulat qui inclut des phénocristaux de plagioclase.



Ech. MB 153B 81 (49°59'14" N - 75°17'20" O): leucogabbro à ébauche de litage magmatique. La partie 1 est un lit "anorthositique" formé de petits cristaux de plagioclase appuyés les uns sur les autres et netre lesquels on observe du quartz et de la chlorite. La partie 2 est un niveau riche en minéraux ferromagnésiens. La partie 3 est une récurence plagioclasique. La partie 4 est un leucogabbro à texture banale d'hétéradcumulat. En (A) on observe des phénocristaux de plagioclase.

Pl.II,10

Les niveaux plagioclasiques I et 3 sont formés de cristaux automorphes de plagioclase juxtaposés et empilés. Cette texture suggère une sédimentation magmatique (cf. "texture en tuile" in Bard, 1980). Les plagioclases sont altérés comme ceux des leucogabbros à quartz. Les interstices entre les cristaux de plagioclase sont comblés par des cristaux de quartz primaire ou de chlorite secondaire.

Le niveau ferromagnésien est constitué d'un ensemble de gros cristaux d'actinote et de lamelles de chlorite néoformée. La composition minéralogique et la texture primaires de cette couche ne sont pas définies.

Le niveau de phénocristaux de plagioclase est inclus dans la zone à texture d'hétéradcumulat. Les phénocristaux sont totalement transformés en mosaïque de cristaux de quartz et en amas de calcite. L'habitus des phénocristaux était automorphe. Il n'est pas possible de déterminer si ces cristaux étaient zonés. La zone à texture d'hétéradcumulat a des caractères proches de ceux des leucogabbros à quartz :

- les cloisons plagioclasiques sont épaisses. Leurs interstices sont comblés par des cristaux de quartz.
- le minéral ferromagnésien en position intercumulus (pyroxène 1 ?) est remplacé par un assemblage de gros cristaux d'actinote associés à de la chlorite et de l'épidote.

III.3.4 Les leucogabbros à quartz :

Ces matériaux ont une texture primaire d'hétéradcumulat, bien conservée, comparable à celle des termes sous-jacents. Les transformations métamorphiques sont limitées à l'altération des minéraux primaires en minéraux d'épizone.

L'assemblage minéralogique est dominé par d'anciens cristaux automorphes de plagioclase en position cumulus pseudomorphosés par de l'albite envahie par de l'épidote, de la calcite et du leucoxène. Les cloisons en "toile d'araignée" sont très épaisses (Pl. II,16, p.84).

Entre ces amas de cristaux de plagioclase, le minéral ferro-magnésien primaire en position intercumulus (cf. pyroxène 1 forme des plages de petite taille, transformées en agrégats de cristaux d'actinote, de chlorite et d'épidote. Les rares "fantomes" de minéraux ferromagnésiens primaires automorphes (cf. pyroxène 2) sont également pseudomorphosés par un assemblage de cristaux d'actinote, de chlorite et d'épidote. Il y a probablement une convergence des compositions des pyroxènes 1 et 2 dans les leucogabbros à quartz. Les interstices entre les cristaux de plagioclase sont comblés par des cristaux de quartz primaire. On observe quelques plages interstitielles de minéraux opaques ferrotitanés altérés en leucoxène.

III.4 Les ferrogabbros :

éch. : MB 22 80, MB 50 80, MB 403 80, MB 410 80, MB 435B 80, MB 235 80, MB 527B 80, MB 24 81, MB 56 81, MB 313 81, MB 1 81, MB 11 81.

Les ferrogabbros sont les termes les plus évolués des filons-couches de gabbro. Tous les échantillons proviennent des filons-couches de la partie centrale de l'unité I.

Les ferrogabbros sont des roches à texture peu typique. La roche a des caractères un peu comparables à ceux des orthocumulats :

- croissance post-cumulative probable des cristaux de plagioclase.
- proportion importante de minéraux de fin de cristallisation des magmas basaltiques : minéraux opaques ferrotitanés, apatite, quartz.

Les transformations métamorphiques subies par la roche varient entre un simple remplacement des minéraux primaires par des minéraux d'épizone et la formation d'une texture granoblastique à grandes baguettes d'actinote.

L'assemblage minéralogique comporte d'anciennes lattes de plagioclase pseudomorphosées par de l'albite associée à de faibles quantités de calcite et d'épidote. L'habitus irrégulier ou interstitiel (photo p84) de certains cristaux suggère qu'une partie du plagioclase s'est formée lors d'une phase de croissance post-cumulative. Le plagioclase constitue avec les cristaux de quartz interstitiels de grandes plages à texture granophyrique.

La fraction ferromagnésienne de la roche est constituée par de grands cristaux d'actinote néoformés et un assemblage granoblastique fin de cristaux de chlorite, actinote, épidote, leucoxène et parfois stilpnomélane. Ces minéraux néoformés pseudomorphosent d'anciens minéraux ferromagnésiens interstitiels non déterminés. Dans tous les échantillons, et plus particulièrement dans MB 410 80, MB 403 80, MB VI 81, MB VII 81, la texture granoblastique secondaire oblitère partiellement la texture primaire. Les baguettes d'actinote, de taille centimétrique se disposent en gerbes flexueuses qui rappellent la texture à cristaux d'amphibole en gerbes palmées observée dans certaines dolérites.

On observe, enfin, de grandes plages interstitielles de minéraux opaques altérés en leucoxène et des baguettes mal formées d'apatite (souvent en biseau).

Sur le terrain, nous avions observé une augmentation rapide suivie d'une légère diminution de la taille du grain de la roche entre les termes les plus proches des leucogabbros et les termes les plus différenciés. Cette variation s'observe bien en lame mince. Elle ne s'accompagne pas d'un changement de texture mais se traduit par une augmentation progressive de la quantité de quartz, de minéraux opaques et d'apatite dans les termes les plus évolués.

III.5 Conclusions de l'étude des gabbros en filons-couches :

L'étude pétrographique des gabbros met en évidence la similitude des matériaux des différents filons-couches et l'homogénéité de l'ensemble à l'échelle de la série. Nous avons observé une évolution minéralogique et texturale des filons-couches entre leurs bases et leurs sommets. Cette évolution peut-être résumée dans le tableau suivant :

Faciès	Mélagabbros	Leucogabbros	Ferrogabbros
Texture	mésocumulat rubannement	hétéradcumulat rubannement local	méso/ortho cumulat
Minéraux Iaire			
Olivine cumulus	———		
Pyroxène cumulus	———	— — — — —	
Ferro-Mg s.l. intercumulus	———		
Plagio. cumulus	— — — —	———	
Plagio. intercum.			———
Minéraux opaques	———	— — — — —	———
Quartz		— — — —	———
Apatite			———

Nous observons dans ce tableau que les discontinuités qui apparaissent sur le terrain correspondent à des changements brutaux dans la composition et la texture des gabbros (p. ex. l'apparition du plagioclase à la base des leucogabbros, associée à une disparition de l'olivine). Il est intéressant à ce propos de noter l'évolution de la teneur en minéraux opaques qui est importante dans les mélagabbros et les ferrogabbros et qui est faible dans les leucogabbros. Cette variation de teneur est sans doute accompagnée d'une évolution de la composition du minéral : les minéraux opaques des mélagabbros ne sont que partiellement altérés en leucoxène (magnétite ?) tandis que les minéraux opaques des ferrogabbros sont systématiquement transformés en sphène (ilménite ?).

Chapitre IV Les tufs :

IV.1 Introduction :

Les matériaux tuffacés sont normalement constitués de clastes volcaniques et terrigènes emballés dans une matrice volcanogénique. L'étude de ces matériaux, notamment la taille et la répartition des clastes, peut permettre de déterminer la nature du volcanisme et les conditions de mise en place du matériau.

Nous n'avons pas souvent observé de tufs sur le terrain et nous ne disposons pratiquement pas d'échantillons. De ce fait, nous ne pouvons pas étudier les différents faciès ; nous nous limiterons à une description des matériaux observés.

IV.2 Les tufs à matrice chloriteuse :

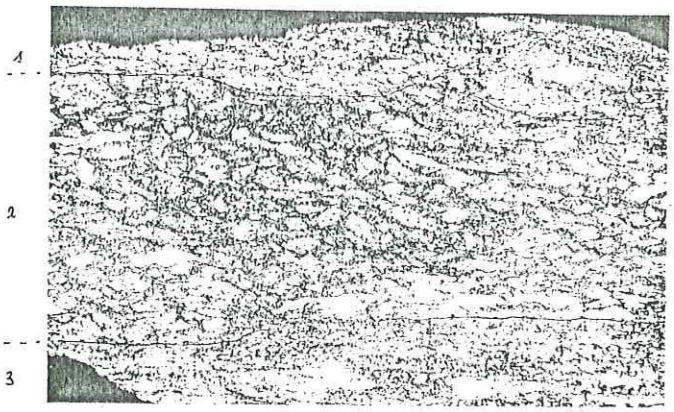
Parmi les tufs à matrice chloriteuse, nous avons observé deux échantillons de tufs à cristaux (MB 228-5 80 et CD 55B 81) et un échantillon de tufs à cristaux et à lapillis (MB 498 80).

IV.2.1 Les tufs à cristaux :

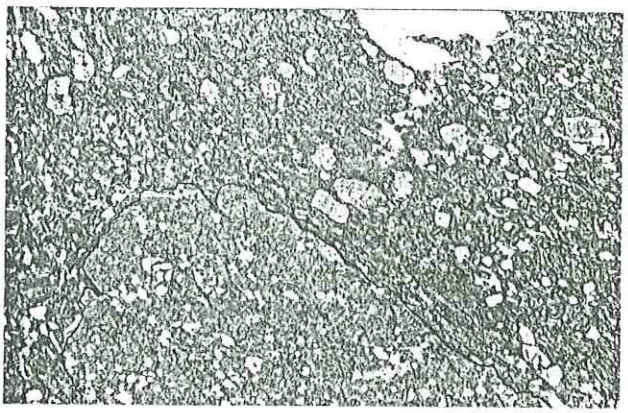
L'échantillon CD 55B 81 présente une texture primaire litée, marquée par l'alternance de lits à clastes grossiers et à clastes fins (photo p90; pl. II,11). La texture secondaire granoblastique souligne la schistosité de la roche. On observe des ombres de pression autour des clastes du lit central et des joints de leucoxène qui soulignent la schistosité SO-SI.

Les clastes des lits 1 et 3 sont de petits fragments de plagioclase. Ils sont emballés dans une matrice microgranoblastique à calcite, chlorite, quartz et sphène.

Les clastes du lit 2 sont des cristaux automorphes de plagioclase, peu ou pas corrodés, rarement fragmentés.



Ech. CD 55B 81 (49°53'22" N - 75°17'40" O) tuf mafique à cristaux. Les niveaux 1 et 3 sont des lits à clastes fins (fragments de plagioclase). Le niveau 2 montre des clastes de taille plus importante, mais corrodés ou brisés.



Ech. MB 498 80 (49°54'17" N - 75°10'31" O) : tuf à cristaux et à lapillis. Le lapilli (A) est un fragment de lave basique. Ses bordures sont corrodées ou brisées. Les autres fragments sont des cristaux de plagioclase et d'un minéral ferromagnésien pseudomorphosé par de la chlorite. On observe que cette roche est particulièrement marquée par la schistosité.

Pl.II,11

Ils sont emballés dans une matrice à leucoxène, quartz et chlorite.

Tous les clastes de plagioclase sont pseudomorphosés par de l'albite associée à de la calcite et de l'épidote. On n'observe pas de zonation des cristaux.

L'échantillon MB 228-5 80 contient les mêmes éléments que l'échantillon CD 55B 81, mais la roche présente une schistosité beaucoup plus prononcée.

IV.2.2 Les tufs à cristaux et à lapillis :

Ce faciès est représenté par l'échantillon MB 498 80.

La fraction clastique de ce tuf est très hétérogranulaire. On observe des fragments laviques à texture primaire hyaloporphyrique et à texture secondaire microgranoblastique (Pl. II,11 ; p.84). Ces éléments sont tout à fait comparables aux laves observées dans l'unité I. La fraction porphyrique de ces matériaux est constituée d'anciens cristaux automorphes de plagioclase et d'un minéral ferromagnésien non déterminé. Ces cristaux sont altérés comme ceux des laves.

Les autres clastes sont des cristaux de plagioclase, souvent fragmentés et des cristaux d'un minéral ferromagnésien non identifié. Les cristaux de plagioclase sont pseudomorphosés par de l'albite associée à de la calcite et de l'épidote. Les cristaux de minéral ferromagnésien sont transformés en agrégat de chlorite et d'épidote.

La matrice microgranoblastique est constituée de quartz, de chlorite, de sphène, d'épidote et de calcite.

IV.3 Les tufs felsiques :

IV.3.1 Les tufs à blocs :

Sur le terrain, ces roches montrent des blocs décimétriques emballés dans une matrice également felsique. Une lame mince taillée dans un bloc (éch. Agg. bloc) (Pl. II,13) montre une texture bréchique.

Ses éléments sont séparés par des joints remplis de quartz, de leucoxène et de petits fragments volcaniques. Cette texture parait primaire.

Les fragments volcaniques ont une texture primaire microlitique porphyrique bien préservée, un peu comparable à celle des laves (éch. DF 461 80 et MB 435A 80). La fraction porphyrique est constituée de cristaux automorphes de plagioclase et d'un minéral ferromagnésien en cristaux trapus prismatiques (pyroxène ?). Le plagioclase est pseudomorphosé par de l'albite associée à de faibles quantités de calcite ; les minéraux ferromagnésiens sont transformés en agrégats de chlorite et d'épidote. Les interstices entre les microlites de plagioclase sont comblés par un assemblage microcristallin de quartz, chlorite et leucoxène.

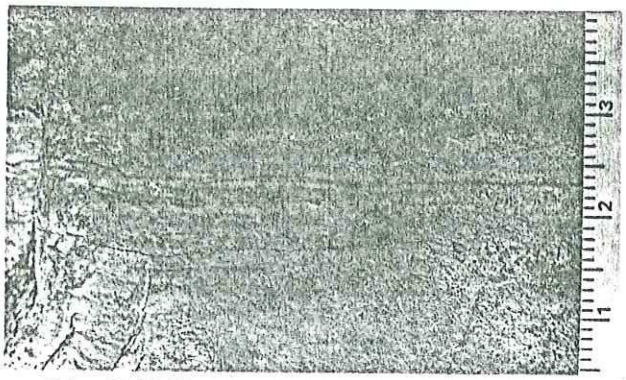
Une lame mince taillée dans la matrice d'un tuf à bloc (éch. Agg. matrice) montre une texture primaire volcanoblastique partiellement recristallisée. La fraction clastique est constituée de lapillis volcaniques de même nature que les précédents et de cristaux de plagioclase albitisés subautomorphes ou fragmentés. La matrice s.s. est formée par un assemblage microcristallin (primaire ?) à quartz et albite associé à un peu de chlorite et de leucoxène néoformé.

IV.3.2 Les tufs lités :

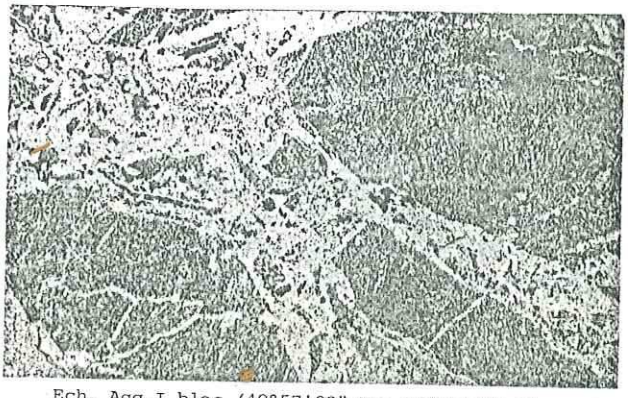
Ces roches montrent sur le terrain une texture litée bien visible. L'étude microscopique apporte peu d'éléments. La texture primaire de la roche, finement cristalline, est remplacée par une texture secondaire microgranoblastique, mais les variations de la taille du grain dans les lits sont respectées.

On observe dans la lame mince la partie supérieure d'un lit clair et la partie inférieure d'un lit sombre.

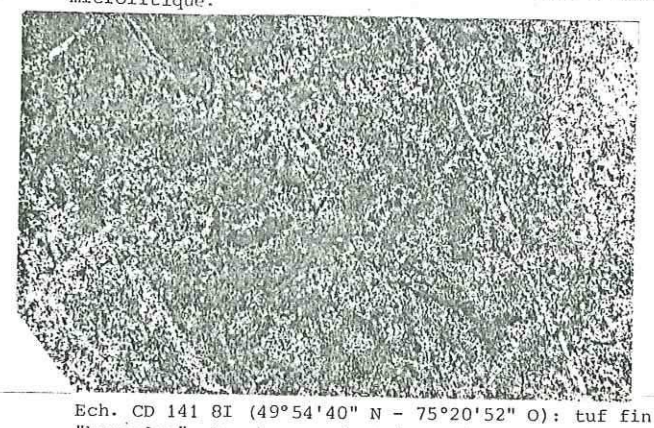
Le lit clair est formé par un assemblage microcristallin homogène à quartz et calcite dans lequel sont disséminés des amas ovoïdes de quartz (anciens clastes ?) et des petits cristaux de minéraux opaques.



Ech. CD 07 81 (49°56'07" N - 75°14'42" O): tuf fin felsique lité (macrophotographie). On observe la base d'un lit fonçé et le sommet d'un lit clair.



Ech. Agg.I bloc (49°57'02" N - 75°15'15" O): tuf à bombes Cette lame taillée dans un fragment montre une texture bréchique (consécutive à la mise en place du matériau ?). Les fragments s.s. (A) proviennent d'une lave à texture microlitique.



Pl. II, 12

Ech. CD 141 8I (49°54'40" N - 75°20'52" O): tuf fin "homogène". On observe de très petits cristaux de plagioclase inclus dans une matrice dominée par le quartz, le plagioclase et le leucoxène.

Le lit sombre est constitué d'un assemblage microcristallin à quartz, leucoxène et calcite. On y observe des amas de calcite et de quartz mosaïque (anciens cristaux de plagioclase clastiques ?).

Le passage du lit clair au lit sombre est progressif. Il est marqué par une légère augmentation de la taille du grain de la roche (relique d'un granoclassement ?) (Macrophoto , pl. II,1 ; p.93).

IV.3.3 Les tufs fins homogènes :

Ces roches ne présentent pas, sur le terrain, de texture visible. L'observation microscopique montre qu'il s'agit d'un tuf à cristaux fins (Pl. II,1 ; p.93). Les clastes sont de petits fragments de plagioclase albitisé.

La matrice est un assemblage microgranoblastique à quartz, chlorite, leucoxène et épidote. Cette matrice est très hétérogène à l'échelle de la lame mince. On observe des zones où prédominent tour à tour le quartz, la chlorite et le leucoxène. La signification de cette texture n'est pas établie (fragments vitreux ?).

IV.4 Conclusions de l'étude des tufs :

Comme nous l'avions observé sur le terrain, les faciès des "tufs" sont très variés. L'ensemble se caractérise par la coexistence de matériaux dont les origines sont nettement différentes (faciès basiques et felsiques) et dont les conditions de mise en place sont variées : par exemple, les "tufs" lités felsiques correspondent sans doute au dépôt tranquille (et lointain ?) d'un matériau bien trié, tandis que la texture bréchique des agglomérats felsiques suggère la mise en place de ces matériaux lors d'un épisode explosif.

La mauvaise qualité de notre échantillonage ne permet pas une étude détaillée de ces faciès qui présentent cependant les indices d'une histoire complexe.

Chapitre V Conclusions à l'étude pétrographique :

L'étude des laves et des dolérites a permis de mettre en évidence un ensemble homogène formé de laves, de dolérites à texture intersertale ou à texture glomeroporphyrique. A ce groupe peuvent se rattacher quelques échantillons de texture primaire mal identifiée, mais prélevés dans un environnement de laves et de dolérites associées. On peut également considérer que les dolérites formant le dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I (près du lac Lamarck) font partie de cet ensemble, bien que les conditions de gisement diffèrent.

Le second ensemble est formé de dolérites porphyriques et de laves picritiques. Les matériaux proviennent de la partie centrale de l'unité I. Ils se caractérisent par des textures et des compositions minéralogiques très différentes de celles des autres laves et dolérites associées (présence de biotite, de sagénite, de hornblende verte, etc...).

L'étude des filons-couches de gabbro a montré l'homogénéité de cet ensemble à l'échelle de la série, et a permis de mettre en évidence les liaisons entre la pétrographie et la position dans le filon. Dans l'ensemble, les limites des faciès notées sur le terrain correspondent à des variations importantes des compositions minéralogiques et des textures.

Nous avons également observé une convergence de composition minéralogique entre certains faciès, comme entre les "tufs" chloriteux et les basaltes, ou bien entre les ferrogabbros et certaines dolérites. Pour les relations entre les tufs et les basaltes, il est possible qu'elles traduisent l'origine unique de ces deux matériaux.

Pour la convergence entre les dolérites et les gabbros, il est possible qu'elle indique des affinités géochimiques entre ces faciès. Si ces matériaux sont comagmatiques, comme pour les dykes du Sirois de la formation de Gilman (Boudreault, 1979) nous remarquons que la pile archéenne basique comprend tous les intermédiaires entre des roches de surface (laves) et des roches de semi-profondeur (gabbros), tandis que l'assemblage felsique se limite seulement à l'expulsion de quelques tufs et volcanosédiments.

PARTIE III: étude géochimique des laves et des gabbros.

Introduction :

Cette troisième partie est consacrée à l'étude géochimique des laves, des dolérites et des gabbros des filons-couches de l'unité I.

Ces matériaux constituent deux groupes pétrographiques bien distincts sur le terrain et seront étudiés séparement. Pour chaque groupe, nous déterminerons d'abord les relations existant entre les faciès et les compositions chimiques, puis l'évolution géochimique des populations lors de la différenciation magmatique. Nous essayerons ensuite d'évaluer les conditions générales de mise en place de la série.

Nos roches, d'âge archéen, seront étudiées suivant la même démarche que celle utilisée pour des matériaux modernes ou actuels. Cette transposition des méthodes à des matériaux aussi anciens doit être effectuée avec précaution : il est en effet établi que les conditions géologiques de l'époque archéenne étaient différentes des conditions actuelles (cf. I° partie). De ce fait, de nombreux paramètres régissant les phénomènes magmatiques étaient différents des paramètres actuels. L'imputation causale de certains phénomènes à partir de l'étude géochimique est de ce fait délicate et parfois erronée si on applique strictement le principe d'actualisme.

Quoique partiellement inadaptée, l'utilisation de diagrammes géochimiques conçus pour les lignées magmatiques modernes est seule possible. En dépit des travaux de nombreux auteurs les laves archéennes restent encore assez mal typées et sont toujours comparées aux roches actuelles.

Chapitre I : Les laves et les dolérites de l'unité I

I.1 Relations entre les faciès et les compositions chimiques :

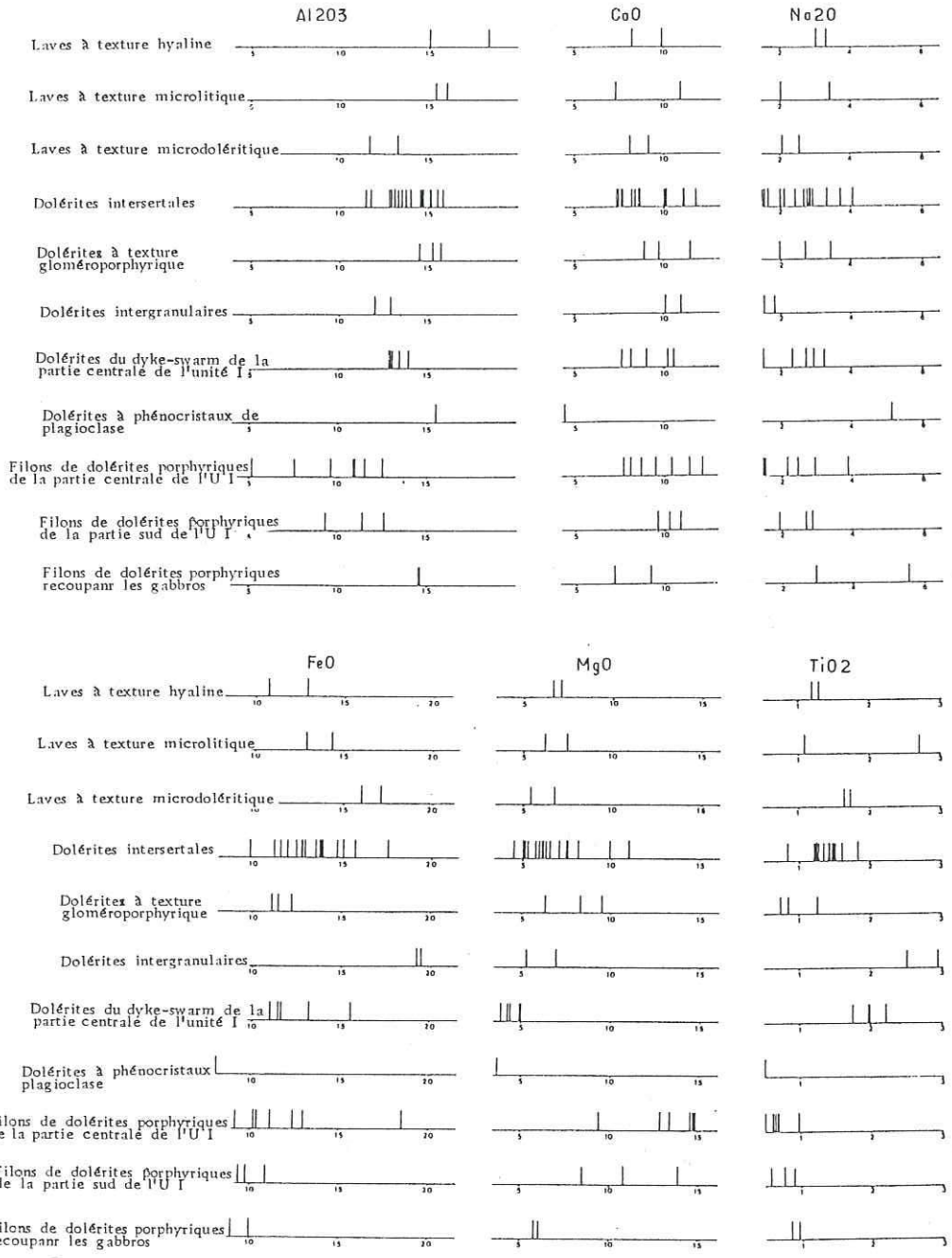
Afin de comparer les compositions chimiques des différents groupes pétrographiques, nous avons utilisé les échantillons pour lesquels nous disposions, à la fois, d'une lame mince et d'une analyse chimique.

Les analyses ont été recalculées sur une base anhydre pour supprimer les variations liées à l'eau dont les teneurs variées dépendent notamment des paragénèses métamorphiques. Parmi les oxydes majeurs, nous n'avons pas tenu compte de ceux qui sont mobiles lors d'un métamorphisme épizonal, comme K_2O ou bien dont la teneur est peu significative dans des roches basiques, comme SiO_2, ou encore dont le dosage est à priori relativement imprécis, comme P_2O_5. Les oxydes utilisés sont Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O et TiO_2.

Les répartitions des teneurs en oxydes sont présentées dans la pl. III,1 p.100. Les diagrammes employés ne sont pas utilisés fréquemment en géologie. Ils mettent en évidence de façon précise les variations des teneurs dans les différentes populations. Ces diagrammes nous semblent mieux adaptés que les histogrammes de fréquence pour la représentation des petits échantillons statistiques.*

* Pour l'étude géochimique, nous avons utilisé les termes "population" et "échantillon" dans leur signification statistique. La population constitue l'ensemble exhaustif des individus d'une catégorie donnée (ici d'un faciès pétrographique). Par exemple, nous avons la population des laves basaltiques en coussins. L'échantillon est une fraction de la population. Les caractères statistiques de l'échantillon sont semblables à ceux de la population. Par exemple, nous disposons d'un échantillon de laves basaltiques en coussins qui est formé par l'ensemble des analyses chimiques effectuées sur ces roches.

050 030758 1



Répartition des teneurs des principaux oxydes dans les différents faciès de laves et de dolérites:

Pl. III, 1

La comparaison entre les différents faciès de laves est délicate du fait du faible nombre d'individus. La seule variation notable porte sur les teneurs en fer qui augmentent quand on passe des laves à texture hyaline aux laves à texture microlitique puis aux laves à texture microdoléritique.

La répartition des teneurs dans l'ensemble des échantillons de laves a été comparée à celle de l'échantillonnage de dolérites intersertales par des tests de rang de Wilcoxon. Ce test (in Piboule, 1979) a l'avantage de ne pas préjuger du type de distribution auquel est soumis l'échantillon statistique et il peut être appliqué à des échantillons d'effectifs faibles. L'application du test à notre échantillon montre qu'il n'y a pas de différence significative entre les compositions chimiques des laves et celles des dolérites. Ces ensembles n'ont d'ailleurs pas entre eux de limites pétrographiques franches (cf. 2° partie).

Le même test nous a permis de comparer les autres faciès de dolérites aux laves et aux dolérites intersertales. Dans l'ensemble les différences ne sont pas significatives, mais nous observons que les dolérites à texture gloméroporphyrique présentent des teneurs relativement élevées en Al_2O_3 et MgO, assez faibles en FeO et TiO_2. Les dolérites à texture intergranulaire ont des teneurs élevées en FeO et TiO_2, assez faibles en MgO et Al_2O_3. Les dolérites formant le dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I présentent des teneurs assez faibles en Mgo et assez élevées en TiO_2 (Pl. III,1 p.).

Les laves, les dolérites à texture intersertale, gloméroporphyrique ou intergranulaire, les dolérites du dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I ont été regroupées en un seul échantillon (laves et dolérites associées). Cet ensemble n'est toutefois pas très homogène : les droites de Henri (Pl. III,2 p.104) montrent, en effet, que les distributions des teneurs en fer et en titane sont bimodales.

Les filons de dolérites porphyriques offrent d'importantes différences de gisement, de texture et d'association minéralogique avec les laves et les dolérites intersertales (cf. 1° et 2° parties). Les filons des parties centrales et méridionales de l'unité I se caractérisent par des teneurs élevées en MgO et faibles en Al2O3, FeO et TiO2 (pl. III,1 p.100). Ces caractéristiques les rapprochent des basaltes picritiques. Les filons de dolérites recoupant les filons-couches de gabbro ont des compositions comparables à celles des laves et des dolérites associées.

Il apparait en conclusion deux ensembles majeurs parmi les laves et les dolérites :

- les laves et les dolérites associées au sein desquelles certains faciès ont des compositions caractéristiques (dolérites intergranulaires ou dolérites du dyke-swarm).
- les dolérites porphyriques qui ne constituent pas un ensemble homogène, mais que nous avons regroupé pour faciliter leur approche.

Ces ensembles correspondent à ceux que nous avions définis sur le terrain ou lors de l'étude pétrographique (cf. 1° et 2° parties). Nous étudierons séparement leurs caractères chimiques généraux et l'évolution de leurs compositions lors de la différenciation.

I.2 Caractères chimiques généraux des laves et des dolérites associées :

I.2.1 Introduction :

La détermination des caractères chimiques généraux de la population de laves et de dolérites associées a été effectuée en deux étapes :

- l'approche statistique permet de décrire les types de distribution des teneurs dans l'échantillon statistique et de mettre en évidence les éventuelles relations entre les variations des teneurs des différents éléments.

- l'approche typologique est basée sur l'utilisation des diagrammes normatifs de Yoder et Tilley et des diagrammes silice-éléments alcalins. Elle permet de comparer les compositions de nos matériaux à celles des principaux matériaux magmatiques basiques actuels.

Pour établir les éventuelles relations entre les compositions chimiques et les faciès, nous n'avions pas utilisé les analyses chimiques des roches pour lesquelles nous ne disposions pas de lame-mince. Parmi ces matériaux, ceux qui ont l'aspect macroscopique et le gisement de laves ou de dolérites associées seront désormais considérées comme des dolérites s.l. et seront intégrées à l'ensemble "laves et dolérites associées".

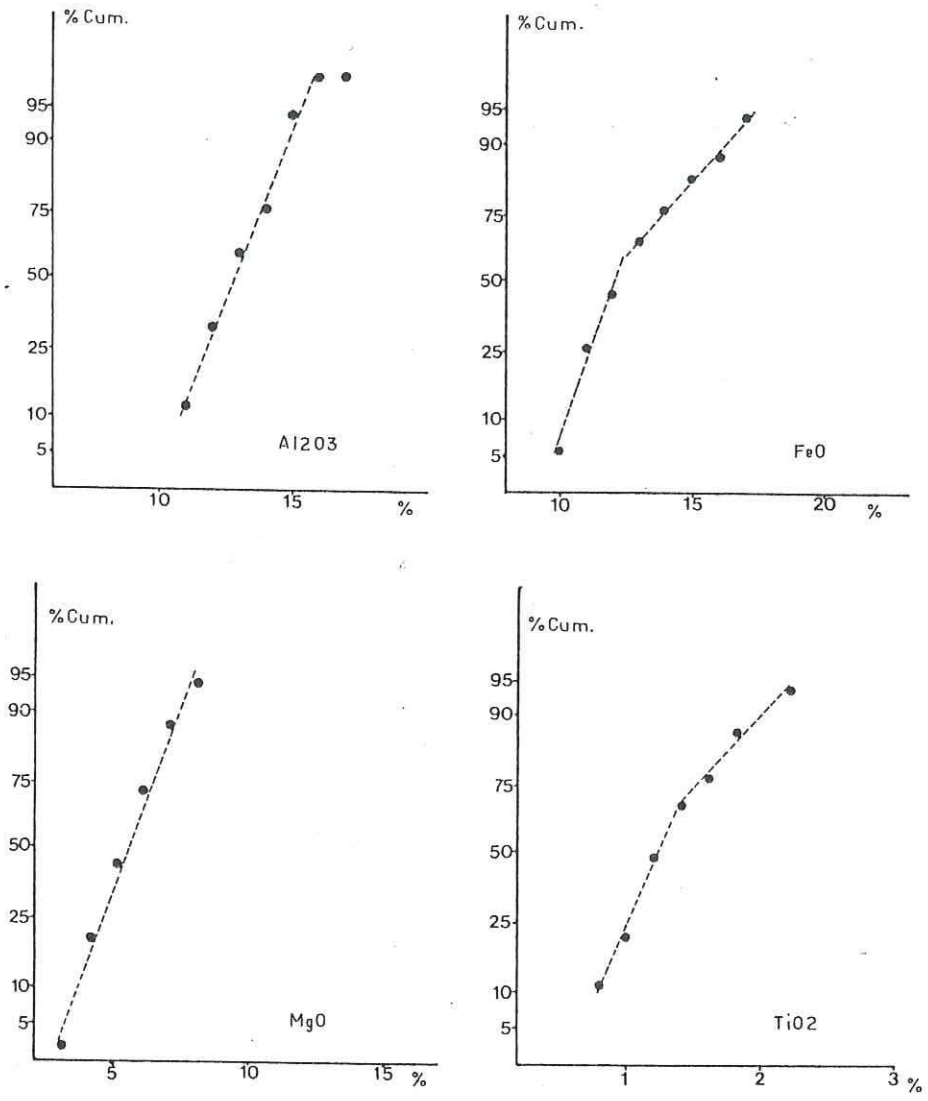
I.2.2 Aspect statistique :

Les droites de Henri ont été tracées pour l'échantillon de laves et de dolérites associées. L'utilisation de ce mode de représentation permet d'observer pour les différents oxydes des distributions variées :

- gaussiennes pour SiO_2, Al_2O_3, MgO
- bimodales pour FeO, TiO_2, MnO et P_2O_5
- bimodale et très assymétrique pour K_2O.

Les distributions bimodales des teneurs en FeO, TiO_2, P_2O_5 et MnO ne correspondent pas à deux sous-populations. Les diagrammes FeO-TiO_2, FeO-P_2O_5, FeO-MnO et TiO_2-P_2O_5 montrent que ce ne sont pas les mêmes individus qui constituent les modes secondaires des différentes distributions (pl. III,2 p.104).

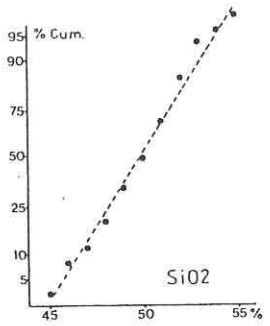
La distribution bimodale assymétrique des teneurs en potasse est sans doute liée à la mobilité de cet élément lors de l'altération métamorphique épizonale. Le mode actuel, proche de 0,1 % peut-être du à une perte généralisée de la potasse.

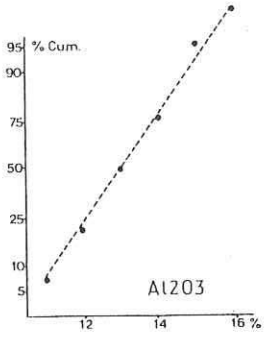


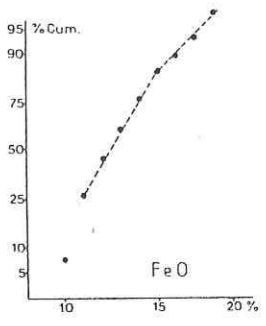
Droites de Henri: population de laves et de dolérites associées.

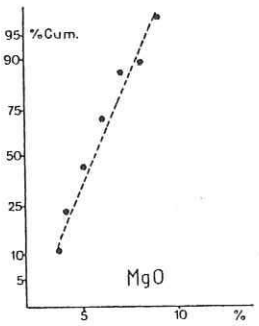
On observe une bimodalité dans la distribution des teneurs en FeO et en TiO2.

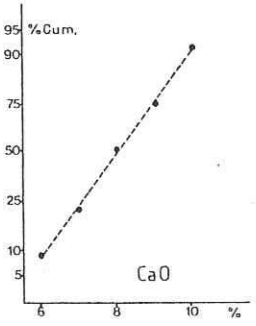
Pl. III,2

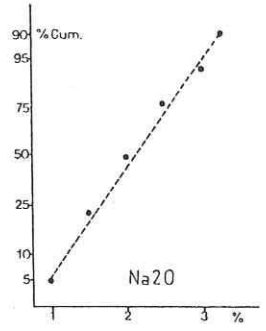


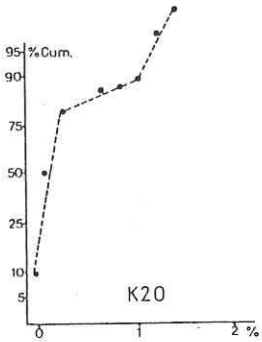


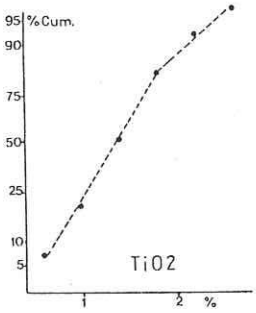


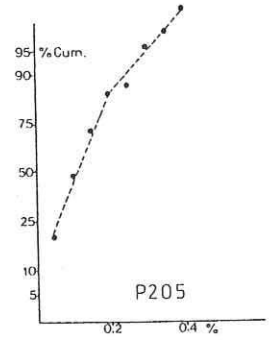


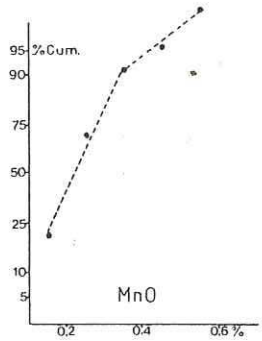












Droites de Henri: population des laves et dolérites associées.
On observe une bimodalité des teneurs en FeO, TiO2, P2O5 et MnO. La teneur en K2O est irrégulière (proche d'une distribution de Poisson). Les autres distributions sont normales.
normales.

Pl. III,3

Les quelques individus formant le mode secondaire, entre 1,2 % et 1,4 % pourraient avoir échappé au phénomène de lessivage, ou au contraire avoir été plus ou moins enrichis secondairement. La teneur en potasse ne montre aucune corrélation avec la perte au feu (pl. III,4) et ne parait pas directement liée à l'état actuel d'altération de la roche. Plusieurs phénomènes ont pu régir le comportement de cet oxyde à différents stades de l'histoire des métabasites.

La matrice des coefficients de corrélation (pl. III,6) met en évidence la covariation positive des teneurs en fer, titane et manganèse. Le magnésium et le calcium sont corrélés positivement entre eux, et négativement au fer, au titane et au manganèse. Nous observons donc le comportement contrasté de deux groupes d'éléments : le groupe fer-titane-manganèse et le groupe magnésium-calcium. D'autres éléments présentent des corrélations significatives (au point de vue statistique), mais difficiles à interpréter.

I.2.3 Aspect typologique :

I.2.3.1 Compositions normatives :

Le tétraèdre normatif de Yoder et Tilley (1962) est un moyen classique de typer les liquides basaltiques*. Il permet de discriminer les basaltes alcalins des basaltes subalcalins. Les premiers s'inscrivent dans le triangle néphéline-olivine-clinopyroxène, tandis que les basaltes subalcalins se répartissent soit dans le triangle olivine-clinopyroxène-orthopyroxène, soit dans le triangle quartz-orthopyroxène-clinopyroxène.

Les compositions de nos matériaux s'étalent en majorité dans les champs des tholéites à olivine ou à quartz. Le nuage de points se concentre en particulier à proximité du plan de sursaturation en silice qui sépare les deux champs. Cette disposition est celle des basaltes subalcalins s.l.. Elle montre des teneurs en olivine normative supérieures à la moyenne des tholéites abyssales modernes.

* cf TL III, 76 p 107

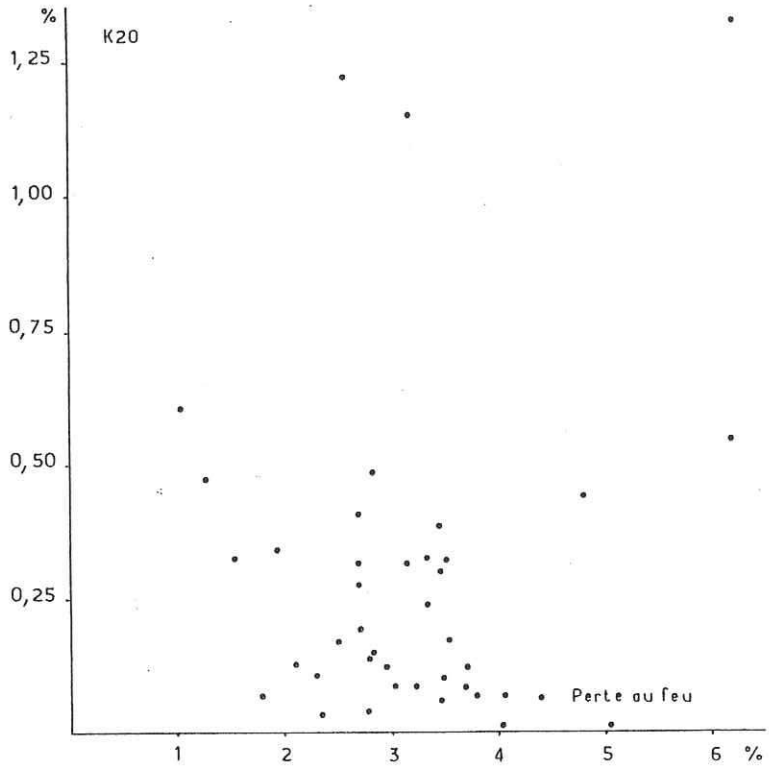
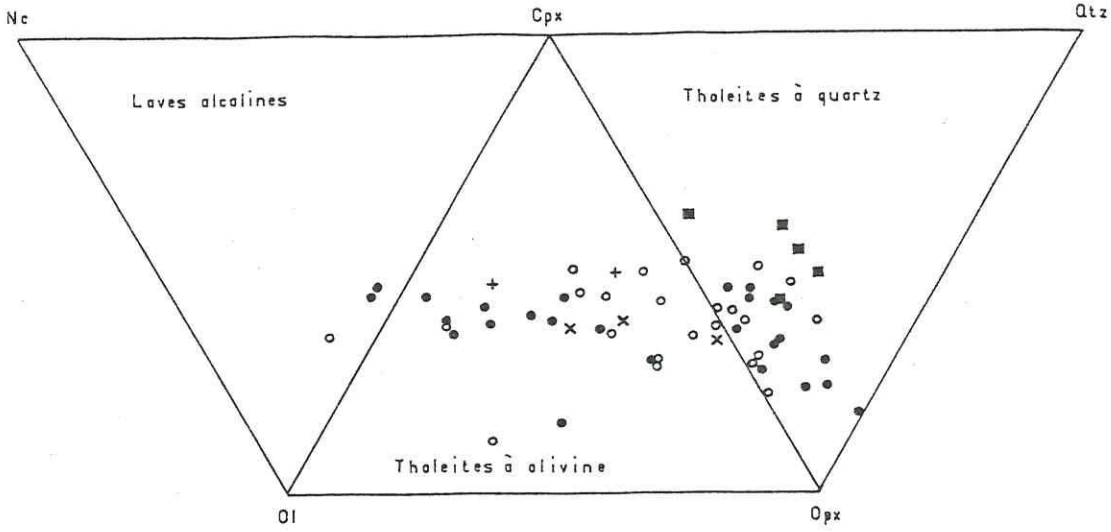
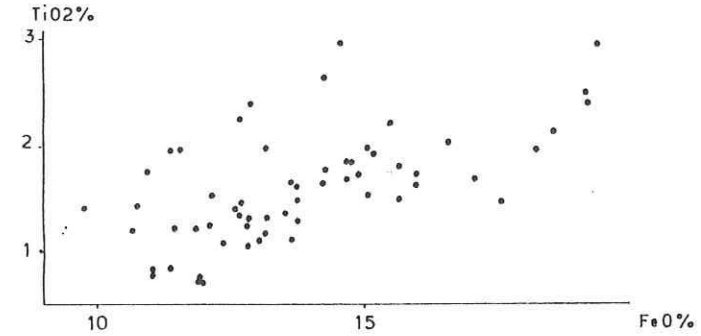


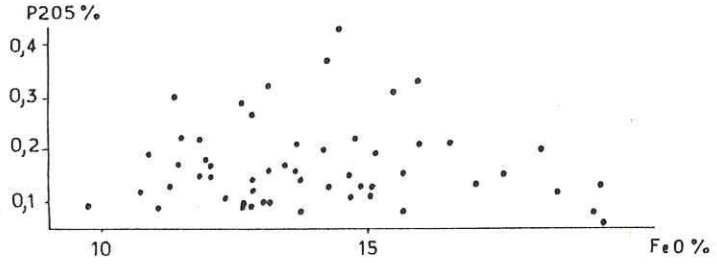
Diagramme K20/perte au feu: population de laves et de dolérites

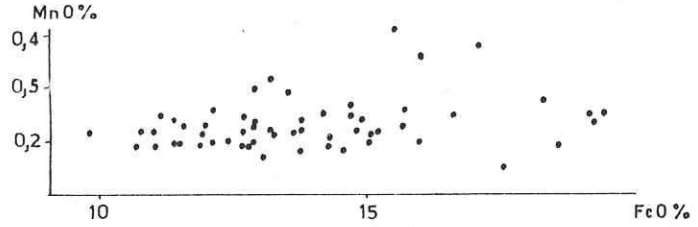
On n'observe pas de correlation entre la teneur en K20 et la perte au feu.

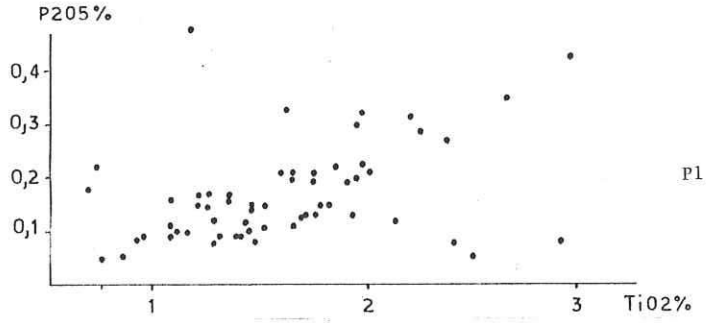
Pl.III,4


Nc
Cpx
Qtz
Laves alcalines
Tholeites à quartz
Tholeites à olivine
Ol
Opx









Pl. III,5

Diagrammes de Harker teneur/teneur: population de laves et de dolérites associées

Ces diagrammes montrent les relations entre les différents éléments dont la distribution est bimodale. Nous observons dans la matrice de correlation que le fer, le titane et le manganèse ont entre eux des correlations positives significatives.

	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	50, 96	14, 06	13, 87	6, 28	9, 02	2, 57	0, 37	1, 60	0, 17	0, 23
E-T.	2, 36	1, 31	2, 34	1, 58	1, 32	0, 75	0, 43	0, 52	0, 09	0, 05
Var.	4, 63	9, 31	16, 85	25, 14	14, 48	29, 10	121, 5	32, 6	53, 8	20, 77
SiO2	1, 00		-0, 48	+0, 29	-0, 27					
Al2O3		1, 00	-0, 44							
FeO			1, 00	-0, 42				+0, 61		+0, 28
MgO				1, 00	+0, 329			-0, 63	-0, 28	-0, 34
CaO					1, 00	-0, 54		-0, 26	-0, 27	
Na2O						1, 00				
K2O							1, 00		+0, 32	
TiO2								1, 00	+0, 39	(+0, 24)
P2O5									1, 00	

Matrice des coefficients de correlation: population de laves et de dolérites

Moy. : moyenne; E-T. : écart-type; Var. : variabilité E-T/Moy.

N=56 $|r| = 0, 26$ pour $p < 0, 05$

$|r| = 0, 34$ pour $p < 0, 01$

I.2.3.2 Diagrammes SiO2-éléments alcalins :

L'utilisation de ces diagrammes est délicate du fait de la mobilité des éléments alcalins lors du métamorphisme.

Le diagramme SiO2 - Na2O+K2O (Kuno, 1968) est fréquemment utilisé pour séparer les liquides des séries alcalines, hypéralumineuses et tholéitiques. L'échantillon statistique de laves et de dolérites associées se place sur les champs des basaltes tholéitiques et des basaltes hypéralumineux, quelques individus entrent dans le champ des basaltes alcalins. La disposition du nuage de points correspond à celle des roches subalcalines.(Pl. III, 7 ; p.109).

Le diagramme K2O - SiO2 (Pecerillo et Taylor, 1976) est adapté à l'étude des lignées volcaniques des arcs insulaires. On sait que les lignées calco-alcalines de ces domaines se caractérisent souvent par une corrélation positive entre la silice et les éléments alcalins. Cette corrélation n'existe pas dans notre échantillon (cf. pl. III,7). Les très faibles teneurs en silice et en potasse des laves et des dolérites associées les situent parmi les basaltes tholéitiques pauvres en K2O. Enfin, certains individus sont très déficitaires en silice et sortent des champs de définition du diagramme. Comme nous le verrons ultérieurement (cf. p.110), ce sont des individus parmi les plus différenciés de l'échantillon et leurs faibles teneurs en silice sont caractéristiques de leur degré d'évolution.

En conclusion, il apparait que la population de laves et de dolérites associées présente des caractères chimiques généraux de liquides subalcalins s.l.. Pour préciser la nature tholéitique ou calco-alcaline de la lignée magmatique à laquelle ces matériaux se rattachent, il est nécessaire d'étudier la variation de leurs compositions lors de la différenciation. Les distributions des teneurs montrent que la population est sensiblement homogène. L'étude des coefficients de corrélation montre la covariation négative de deux ensembles d'oxydes : FeO, TiO2, MnO d'une part et MgO, CaO d'autre part.

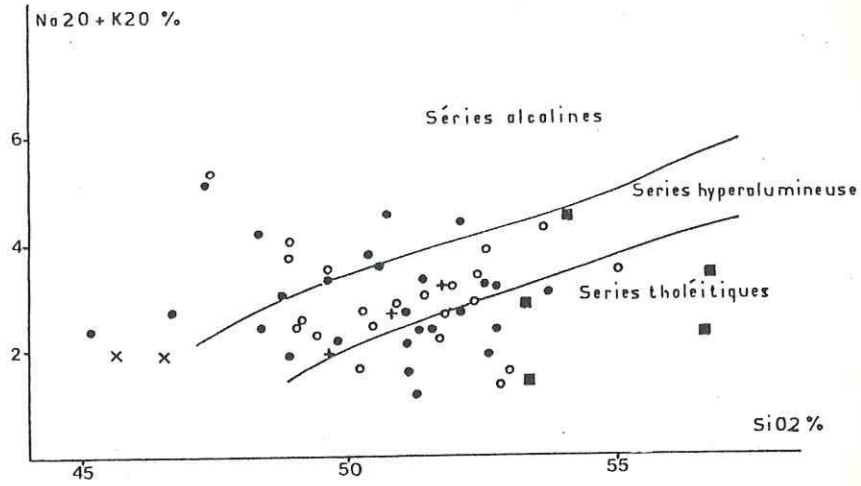


Diagramme Silice -alcalins de Kuno (1968)

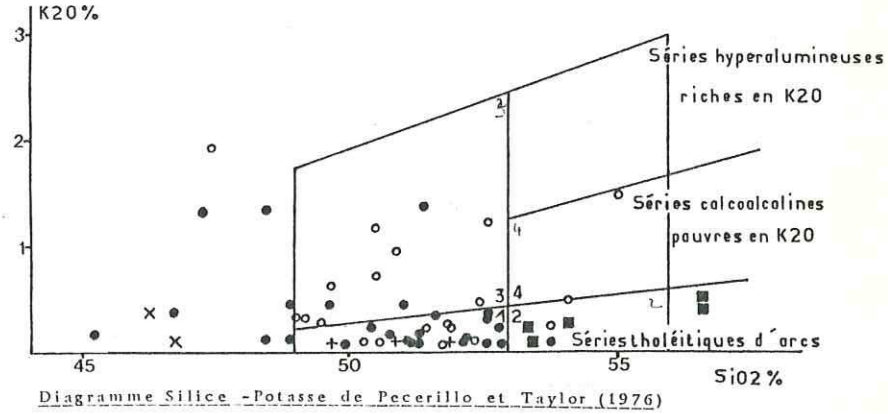


Diagramme Silice -Potasse de Pecerillo et Taylor (1976)

Population de laves et de dolérites associées

- o laves et dolérites intersertales
- ● dolérites s.S.
- \+ dolérites intergranulaires
- × dolérites gloméroporphyriques
- ■ dolérites en dyke-swarm

1 tholéites pauvres en K2O
2 basaltes-andésites pauvres en K2O
3 basaltes calco-alcalins
4 basaltes intermédiaires

Pl. III, 7

I.3 Evolution des compositions lors de la différenciation :

I.3.1 Introduction :

Les variations de composition au sein d'une population homogène (d'origine magmatique unique) sont notamment liées à la différenciation magmatique. Les teneurs ou les rapports de teneurs de certains éléments sont particulièrement caractéristiques du degré d'évolution des liquides magmatiques.

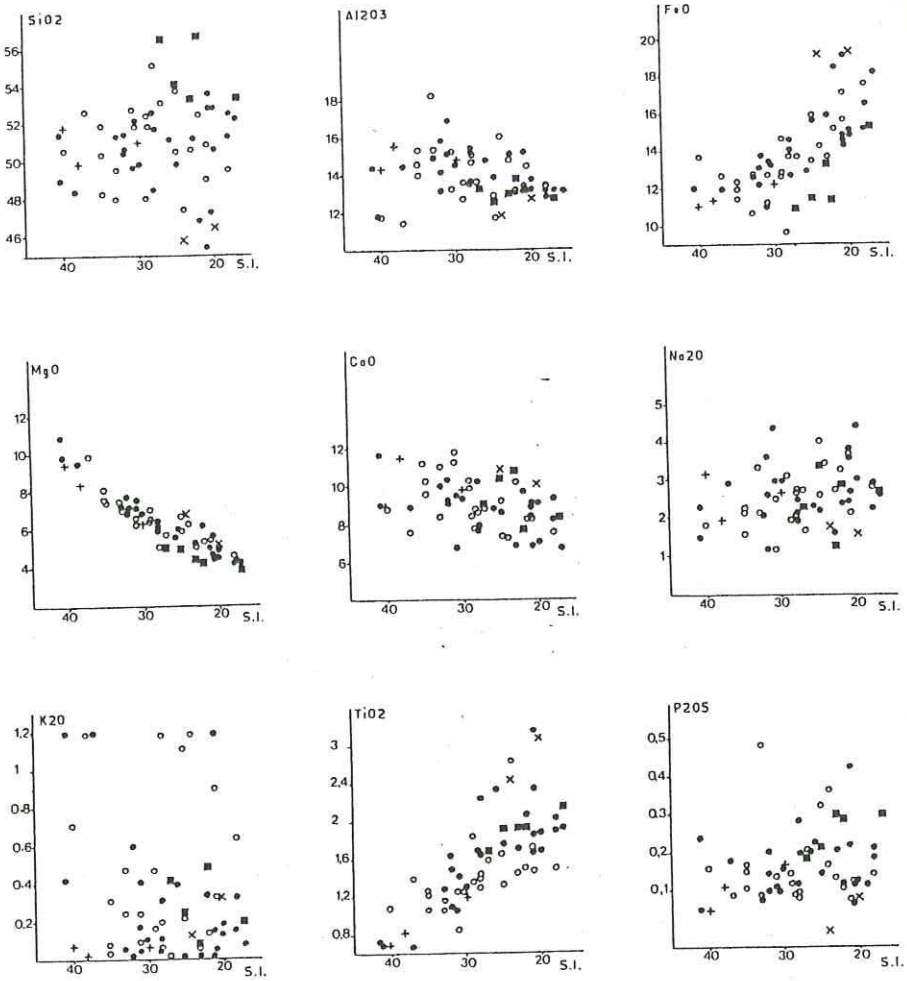
De nombreux indices et diagrammes ont été proposés pour rendre compte de cette évolution (Mg-value, indice felsique, etc...). A la suite de M. Piboule (1979), nous avons retenu l'indice de solidification (S.I.) de Kuno (1957). Nous avons également utilisé les diagrammes de Miyashiro teneur- FeO/MgO et le diagramme ternaire Al2O3 - FeO - MgO pour étudier les variations de teneur liées à la différenciation.

I.3.2 Diagrammes teneurs - S.I. :

L'indice de solidification S.I. = 100 x MgO / FeO + MgO + Na2O + K2O (Kuno et al, 1957) est un bon indice de différenciation. L'utilisation de K2O dans le calcul du S.I. ne tient pas compte de la mobilité de cet élément. En fait, en raison de sa faible teneur, la potasse intervient peu dans la valeur de l'indice, largement dominée par MgO et FeO total.

Les diagrammes teneurs - S.I. (Pl. III,8 ; p.111) permettent d'évaluer les variations des éléments durant l'évolution du liquide. Les matériaux peu évolués ont un indice supérieur à 35.

Les indices de solidification de l'échantillon statistique de laves et de dolérites associées ont des valeurs comprises entre 40 et 15, ce qui indique une population allant de termes peu différenciés à des termes très nettement différenciés. Les teneurs en FeO, TiO2 et MnO augmentent durant la différenciation. A l'opposé, les teneurs en MgO et dans une moindre mesure en CaO et Al2O3 diminuent. Enfin, on n'observe pas de corrélation entre le S.I. et les teneurs en SiO2, P2O5, Na2O et K2O.



Diagrammes teneurs/S.I. de Kuno (Kuno et al., 1959) :
Population de laves et de dolérites associées

- ○ laves et dolérites intersertales
- ● dolérites s.l.
- × dolérites intergranulaires
- + dolérites glomérophyriques
- ■ dolérites en dyke-swarm

Pl. III,8

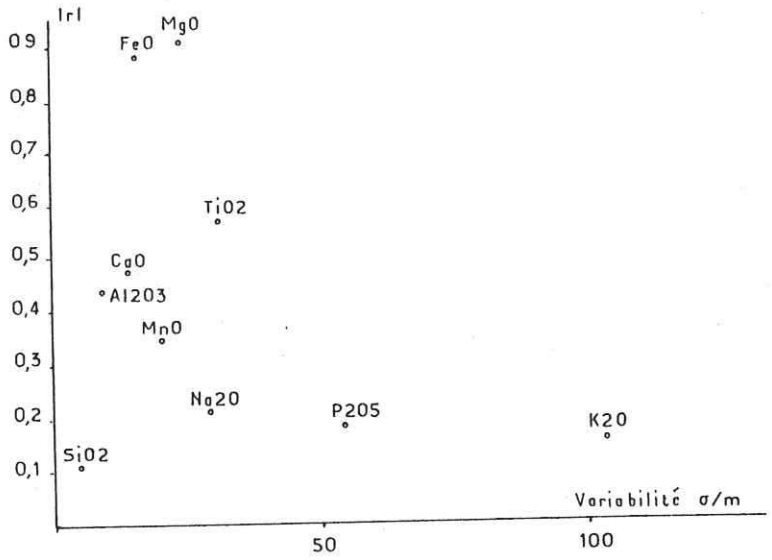


Diagramme de type Harker coef. de correlation/ variabilité:
population de laves et de dolérites associées
Ce diagramme montre la relation entre la valeur absolue du coefficient de correlation S.I. - teneur et la variabilité des différents oxydes. On observe que certains éléments mobiles ou mal dosés présentent une variabilité importante qui n'est pas reliée au S.I..

Pl.III,9

Nous retrouvons ici le contraste de comportement des ensembles FeO, TiO2, MnO d'une part et MgO, CaO d'autre part, déjà observé dans la matrice des coefficients de corrélation linéaire.

Le diagramme $r_{S.I./teneurs} - \sigma/m$ de l'oxyde (Pl. III,9 ; p. 112) met en évidence les relations entre les teneurs en FeO, MgO et la différenciation. On observe également que l'importante variabilité du titane n'est pas simplement liée à l'évolution du liquide. Cet élément est, à priori, bien dosé et sa position dans le diagramme peut-être l'indice du manque d'homogénéité de notre population. Les deux oxydes dont la variabilité est la plus importante sont K2O et P2O5. Comme nous l'avons déjà dit, P2O5 est, à priori, mal dosé et K2O est mobile dans un métamorphisme de faciès schistes-verts.

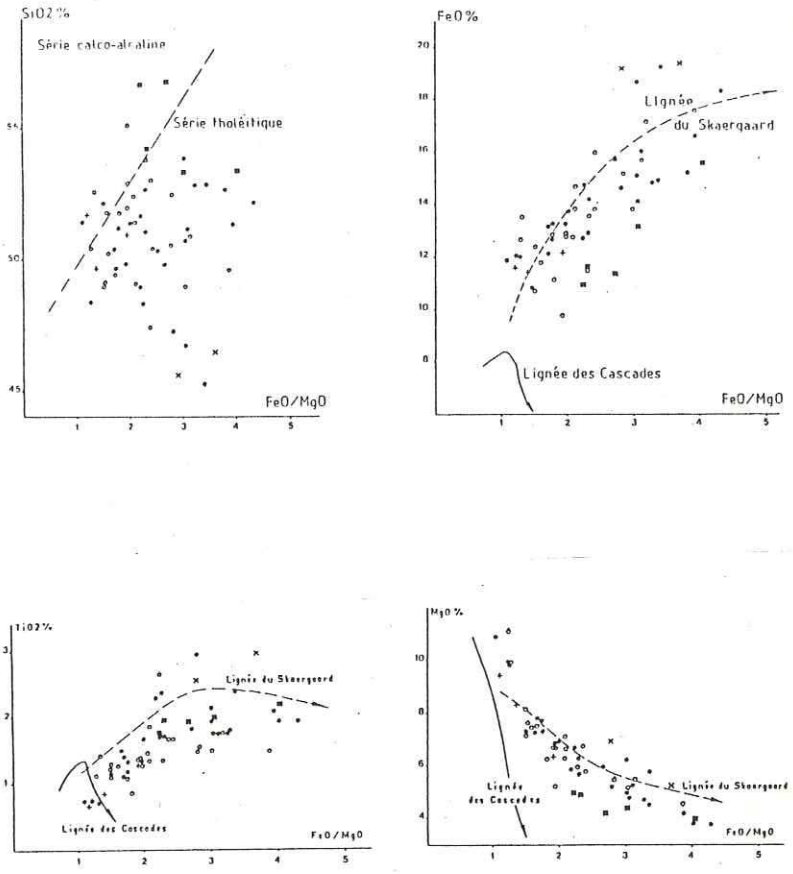
Les dolérites formant le dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I ont une position particulière dans les diagrammes. Par rapport aux autres laves et dolérites ayant le même S.I., elles sont nettement plus pauvres en fer, un peu plus pauvres en magnésium et un peu plus riches en silicium.

Les dolérites à texture intergranulaire se distinguent également du reste de l'échantillon statistique. Par rapport aux autres laves et dolérites ayant le même S.I., elles sont plus riches en FeO, CaO, TiO2 et plus pauvres en SiO2, Al2O3 et P2O5.

I.3.3 Comportements de FeO, MgO et TiO2 durant la différenciation :

La majorité des lignées magmatiques tholéitiques se caractérise par un accroissement progressif des teneurs en fer et en titane durant la première partie de leur évolution (Fenner Trend). Cet enrichissement n'existe pas dans les lignées magmatiques calco-alcalines dont les liquides ont des teneurs en FeO et MgO qui diminuent régulièrement tandis que le rapport FeO/MgO reste constant (Bowen Trend).

Miyashiro (1973, 1975) utilise le rapport FeO/MgO comme indice de différenciation. Les diagrammes des teneurs en SiO2, FeO, MgO et TiO2 en fonction de FeO/MgO permettent de distinguer les matériaux issus des lignées magmatiques tholéitiques



Diagrammes de Miyashiro (1973, 1975) des teneurs en SiO_2, FeO_t, MgO et TiO_2 en fonction de FeO/MgO: population de laves et de dolérites associées.
Dans l'ensemble des diagrammes, la population de laves et de dolérites associées a un comportement semblable à celui des lignées tholéitiques.

- • laves, dolérites intersertales
- o dolérites s/l.
- x dolérites intergranulaires
- + dolérites gloméroporphyriques
- ■ dolérites en dyke-swarm

Pl.III,10

et calco-alcalines. Kuno (1968) et Pecerillo (1976) proposent également le diagramme ternaire Na2O+K2O - FeO total - MgO. Dans ce diagramme, les lignées calco-alcalines évoluent parallèlement au coté fer - éléments alcalins, tandis que les lignées tholéitiques évoluent parallèlement au coté fer - magnésium du diagramme.

Le rapport FeO/MgO varie entre 1 et 4 dans notre échantillonnage de laves et de dolérites associées. L'évolution des teneurs en SiO2, FeO, MgO et TiO2 (cf. pl. III,10 ; p.114) est comparable à celle des liquides tholéitiques du Skaergaard. Elle se distingue très nettement de celle de la lignée calco-alcaline des Cascades. Cette affinité de notre population avec des liquides tholéitiques est confirmée dans le diagramme A.F.M. où l'échantillon s'étire parallèlement à la lignée du Skaergaard. Dans le diagramme SiO2 - FeO/MgO, les laves et les dolérites analysées se placent dans le champ des tholéites. On observe que les matériaux les plus pauvres en silice sont parmi les plus différenciés.

Comme dans les diagrammes des teneurs en fonction du S.I., les dolérites du dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I se distinguent du reste de l'échantillon statistique. Ces dolérites en dyke-swarm se placent dans le domaine de variation des tholéites, mais leurs teneurs en fer sont nettement plus faibles que celles des autres dolérites ayant le même rapport FeO/MgO. Les dolérites à texture intergranulaire sont nettement plus riches en fer que les autres dolérites. Elles sont détachées du nuage principal et se trouvent dans la position des liquides tholéitiques très différenciés.

I.3.4 Comportement de l'aluminium durant la différenciation :

Le diagramme de Besson et Fonteilles (1974) permet également de discriminer les séries tholéitiques et calco-alcalines par les comportements contrastés de Al2O3 et FeO. Dans les séries tholéitiques, l'enrichissement en Fer est associé à une diminution de la teneur en alumininium.

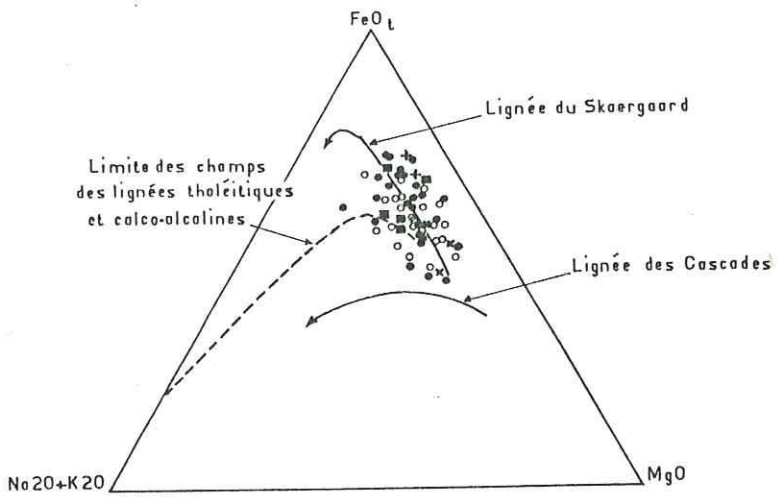
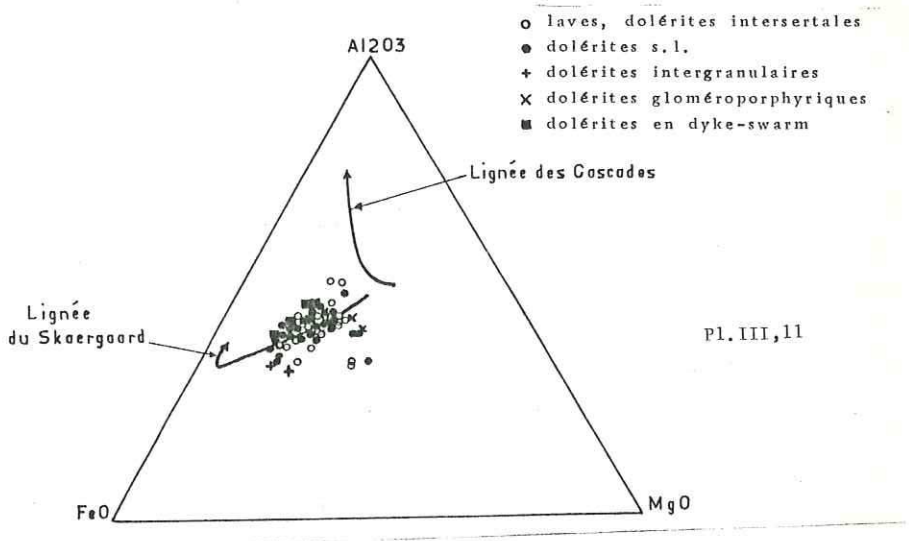


Diagramme A.F.M. (Kuno, 1968)



Pl. III, 11

Diagramme Al2O3-FeO-MgO (Besson et Fonteilles, 1974)

Dans les deux diagrammes, la population étudiée a un comportement semblable semblable à celui des termes basiques ou basiques-intermédiaires des lignées
Dans les deux diagrammes, la population de laves et de dolérites associées a un comportement semblable à celui des terems basiques ou basiques-intermédiaires des lignées tholéitiques.

Dans les séries calco-alcalines, la teneur en alumine reste à peu près constante tandis que la teneur en FeO diminue régulièrement au cours de la différenciation.

Dans le diagramme ternaire Al2O3 - FeO - MgO, les termes les moins différenciés des lignées tholéitiques et calco-alcalines se placent au centre du diagramme (pl. III,11 ; p.116). Au cours de la différenciation les liquides calco-alcalins se déplacent vers le pôle Al2O3 du diagramme, tandis que les liquides tholéitiques se déplacent vers le pôle FeO.

Les points représentatifs des laves et des dolérites associées se situent dans les diagrammes dans la position moyenne des basaltes tholéitiques. Le nuage de points n'est pas très étalé, ce qui confirme l'absence dans notre série de termes très différenciés. Quelques individus se détachent de l'ensemble et se rapprochent du coté FeO - MgO du diagramme. Cette disposition traduit, d'après Besson et Fonteilles (1974), un enrichissement relatif du liquide en minéraux ferromagnésiens (fraction porphyrique cumulative).

I.3.5 Conclusions partielles :

L'étude des caractères chimiques généraux des laves et des dolérites associées et de leurs évolutions lors de la différenciation magmatique montre que cette population possède des caractères semblables à ceux des tholéites actuelles.

Il faut, cependant, noter le comportement systématiquement anormal de certains matériaux (dolérites à texture intergranulaire, dolérites du dyke-swarm de la partie centrale de l'unité I). Ce comportement peut-être l'indice que notre population est en fait constituée de sous-populations d'origines légèrement différentes, mais toutes d'affinités tholéitiques (cf. C. Picard, thèse en cours).

I.4 Caractères chimiques des dolérites porphyriques en filons et des laves picritiques :

I.4.1 Introduction, aspect statistique :

Pour faciliter leur étude géochimique, nous avons regroupé les laves picritiques et les dolérites porphyriques. En effet, nous avons défini quatre groupes pétrographiques, mais le nombre d'analyses très réduit empêche pratiquement toute approche statistique descriptive (n = 14).

En effectuant des tests de Wilcoxon entre les différents groupes pétrographiques, il est possible de distinguer trois ensembles chimiques : (pl. III,12 ; p. 119).

- les laves picritiques (1)
- les filons recoupant les filons-couches de gabbro (2)
- les filons porphyriques des parties centrale et méridionale de l'unité I.(3)

La matrice des corrélations calculée pour l'ensemble (3) (pl. III,12) est tout à fait différente de celle des laves et des dolérites associées. On n'observe pas de groupe d'éléments covariants, sauf peut-être l'ensemble aluminium, phosphore et magnésium dans lequel les comportements de Al_2O_3 et P_2O_5 s'opposent au comportement de MgO.

I.4.2 Caractères chimiques généraux :

L'ensemble des dolérites porphyriques et des laves picritiques se place dans le champ des tholéites à olivine du tétraèdre de Yoder et Tilley (1962) (pl. III,13 ; p.). Cette position est peu différente de celle des laves et des dolérites associées, mais la nouvelle population est nettement sous-saturée en silice.

Dans le diagramme de Pecerillo et Taylor (1976) SiO_2 - K_2O, les dolérites porphyriques se placent dans les champs des basaltes s.l. (pl. III, 14 ; p. 122).

	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	55, 02	14, 58	0, 42	5, 95	7, 66°	3, 22	1, 54°	0, 90	0, 40	0, 15
E.-T.	1, 41	0, 02	0, 74	0, 20	0, 72	0, 42	1, 39	0, 07	0, 05	0, 03
Var.	2, 57	0, 14	177	3, 36	9, 40	13, 04	90, 25	7, 78	12, 66	20, 0

Filons de dolérites porphyriques recoupant les filons-couches de gabbro N = 2

	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	49, 31	9, 07	10, 18	20, 86	8, 24	0, 42	0, 11	0, 53	0, 19	0, 19
E.-T.	0, 31	0, 01	0, 61	0, 29	0, 12	0, 48	0, 07	0, 02	0, 06	0, 00
Var.	0, 63	0, 07	5, 97	1, 39	1, 46	114, 3	64, 5	4, 0	31, 6	0, 00

Laves picritiques N=2

	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CAO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	51, 29	9, 99	10, 63	12, 53	10, 1	2, 37	1, 22	0, 70	0, 22	0, 19
E.-T.	2, 32	2, 42	1, 3	2, 39	1, 3	0, 84	0, 89	0, 16	0, 09	0, 02
Var.	4, 52	24, 22	12, 22	19, 07	12, 87	35, 44	72, 9	22, 9	72, 9	8, 42
SiO2	1, 00		-0, 68					-0, 814		
Al2O3		1, 00		-0, 80					+0, 803	
FeO			1, 00			-0, 75				
MgO				1, 00		-0, 71				
CaO					1, 00					
Na2O						1, 00	+0, 76			
K2O							1, 00			
TiO2								1, 00		
P2O5									1, 00	

Filons de dolérites prophyriques des parties méridionales et centrales de l'unité I N=9
IrI =0, 67 pour p 0, 05

Pl. III, 12

Dans le diagramme de Kuno SiO2 - Na2O+K2O, les points représentant les dolérites porphyriques se placent en majorité dans le champ des basaltes alcalins, tandis que les laves picritiques se placent dans le champ des tholéites (pl. III,14).

Coleman (1976), Brooks et Hart (1974) ont utilisé le diagramme ternaire Al2O3 - CaO - MgO pour caractériser les matériaux cumulatifs mafiques et ultramafiques des ophiolites et de certaines laves ultrabasiques (picrites, komatites). Les dolérites porphyriques et les laves picritiques analysées s'étalent entre le champ des picrites (qui inclut nos laves picritiques) et les termes les moins différenciés des séries tholéitiques et calco-alcalines (Pl. III,16 ; p.126b).

En conclusion, il apparait que les caractères chimiques généraux des laves picritiques et des dolérites porphyriques sont différents de ceux des laves et des dolérites associées. Cette nouvelle population se caractérise notamment par des teneurs plus élevées en magnésium et en éléments alcalins qui se traduisent par une sous-saturation beaucoup plus marquée que pour la population de laves et de dolérites associées. Enfin, contrairement aux laves et aux dolérites associées, les dolérites porphyriques ne présentent pas les caractères de liquides sub-alcalins.

I.4.3 Evolution des matériaux durant la différenciation :

I.4.3.1 Diagrammes S.I. - teneurs en oxydes :

Les valeurs du S.I. des laves picritiques et des dolérites porphyriques s'échelonnent entre 70 pour les laves picritiques et 35 pour certaines dolérites porphyriques. Ces valeurs élevées correspondent à celles des termes les moins différenciés des grandes lignées magmatiques.

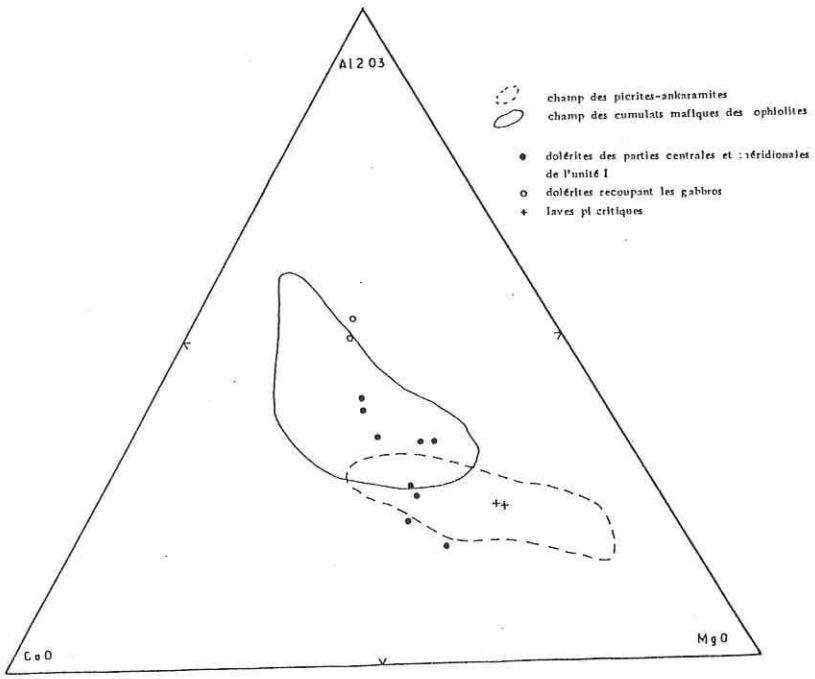


Diagramme Al2O3-CaO-MgO (Coleman, 1976)

Pl. III, 16

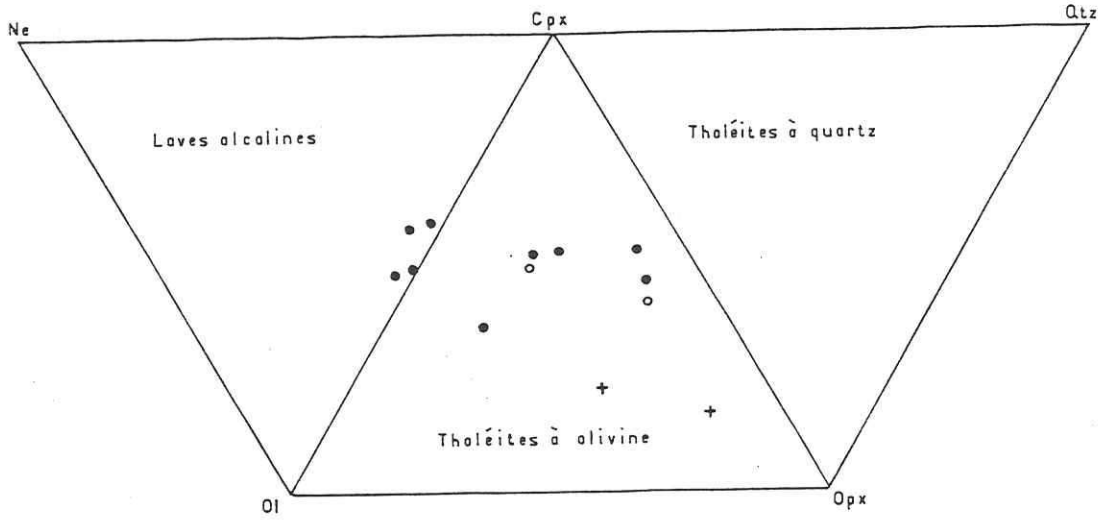


Diagramme normatif de Yoder et Tilley: population de dolérites porphyriques

- ● dolérites des parties centrales et méridionales de l'unité
- ○ dolérites recoupant les gabbros
- \+ laves picritiques

Pl.III,13

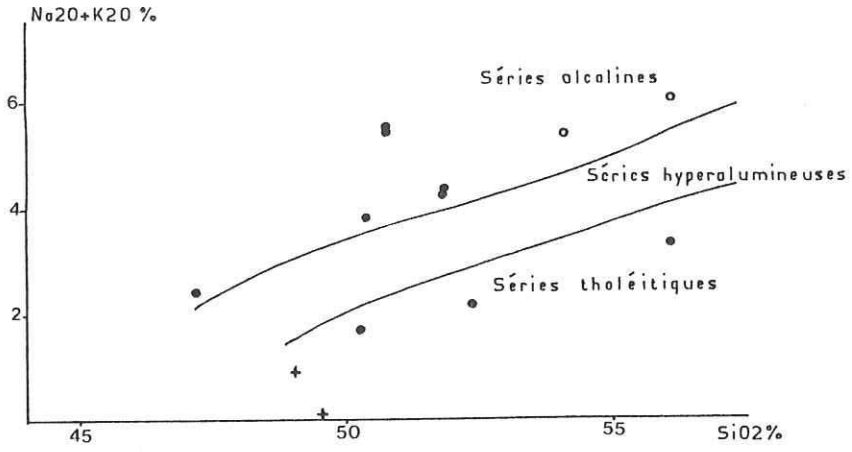


Diagramme de Kuno (1968)

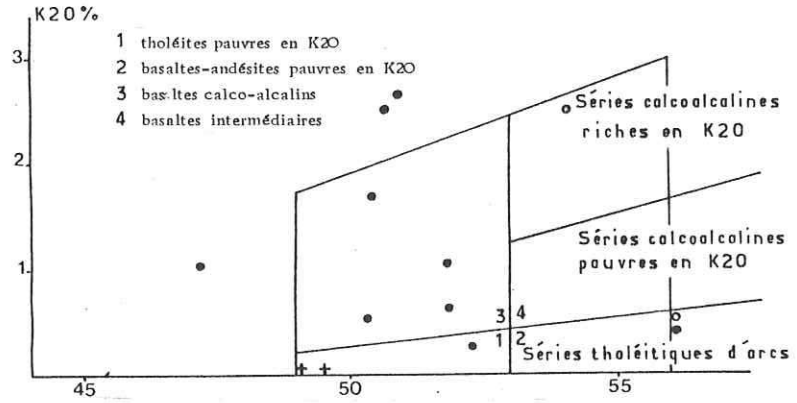


Diagramme de Pecerillo et Taylor (1976)

● dolérites des parties centrales et méridionales de l'unité I
o dolérites recoupant les gabbros
+ laves picritiques

Pl.III,14

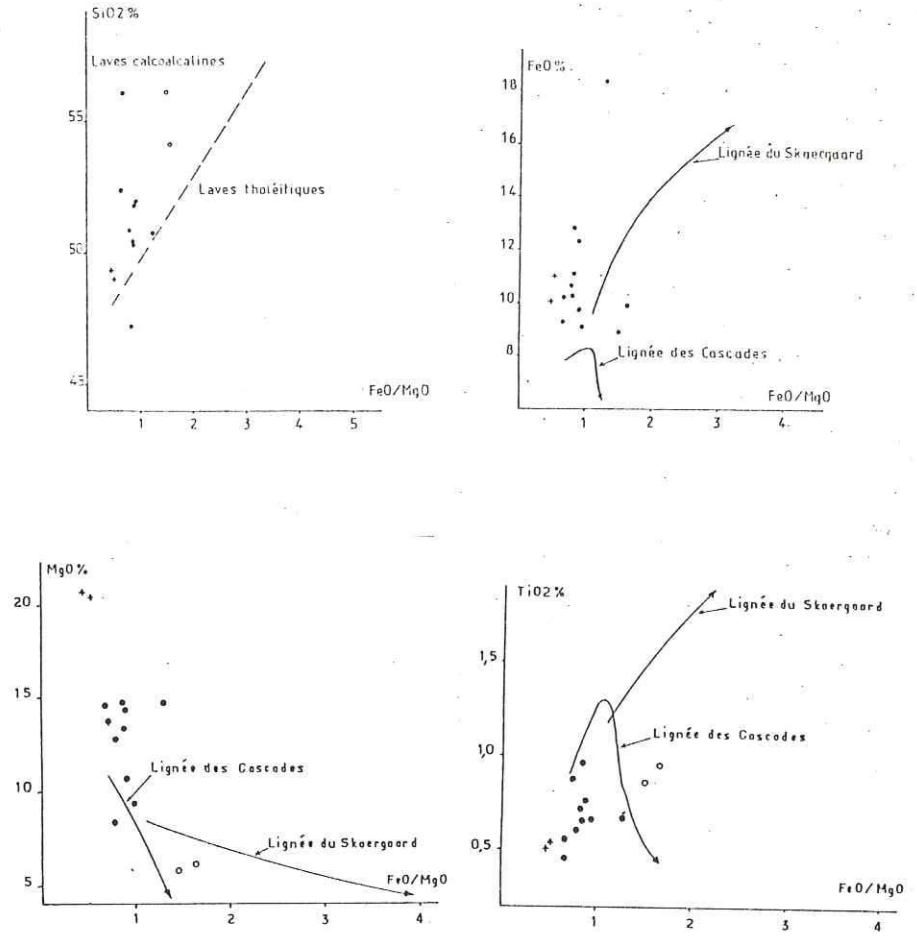
Pour la population de dolérites porphyriques des parties centrale et méridionale de l'unité I, les valeurs du S.I. varient entre 35 et 55, ce qui indique une différenciation assez importante au sein de la population (Pl. III,16). Les seuls oxydes dont la variation est liée au S.I. sont MgO, Al2O3 et K2O. Cette évolution des compositions en fonction de la différenciation est tout à fait différente de celle observée dans les laves et les dolérites associées pour lesquelles on observait un enrichissement important en FeO et TiO2.

I.4.3.2 Comportements du fer, du magnésium et du titane :

Le rapport FeO/MgO évolue entre 0,5 et 1,5. Dans le diagramme de Miyashiro FeO - FeO/MgO, nos matériaux se placent parmi les termes les moins différenciés des séries tholéitiques (Pl. III,17 ; p.124). A l'opposé, dans les diagrammes MgO - FeO/MgO et TiO2 - FeO/MgO, le nuage de points se place parmi les termes les moins différenciés des séries calco-alcalines. Dans le diagramme SiO2 - FeO/MgO, les laves picritiques et les dolérites porphyriques sont dans le champ des matériaux calco-alcalins. Cette affinité avec des matériaux calco-alcalins est peut-être confirmée par le léger "Bowen Trend" observé dans le diagramme A.F.M. (Pl. III,18 ; p.125) dans lequel les dolérites porphyriques apparaissent comme des matériaux calco-alcalins ou tholéitiques très peu différenciés.

I.4.3.3 Comportement de l'aluminium :

Le diagramme de Besson et Fonteilles (1974) Al2O3 - FeO - MgO permet de mettre en évidence l'augmentation de la teneur en Al2O3 au cours de la différenciation qui avait déjà été observée dans le diagramme Al2O3 - S.I.. Comme dans les diagrammes de Miyashiro teneur - FeO/MgO, nous pouvons observer que nos matériaux se placent en dehors des domaines de variation des lignées tholéitiques ou calco-alcalines (Pl. III,18 ; p.125).



Diagrammes de Miashiro: population des dolérites porphyriques et des laves porphyriques

dolérites des parties centrales
et méridionales de l'unité I.
dolérites recoupant les gabbros
laves picritiques

Pl.III,17

On observe que ces matériaux ne sont pas comparables à ceux des grandes lignées volcaniques actuelles.

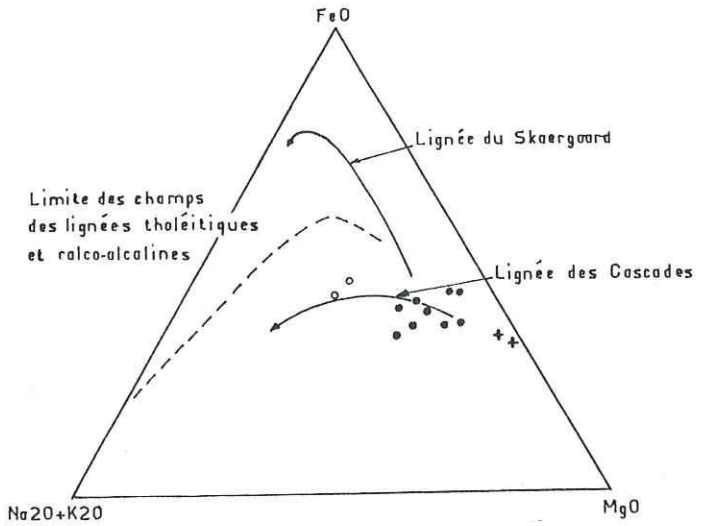
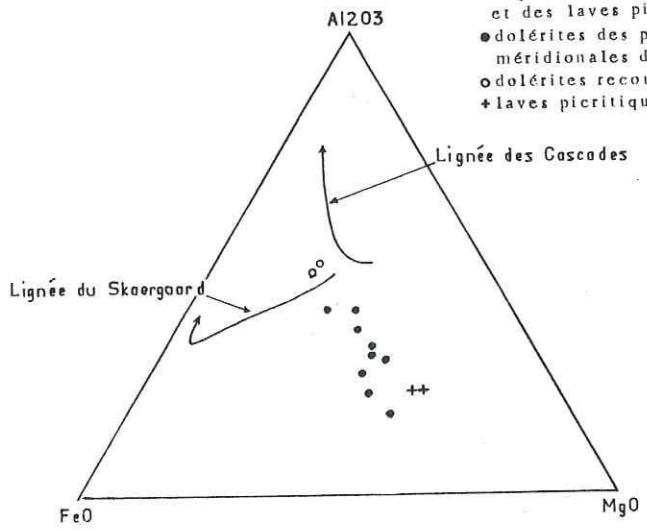


Diagramme A.F.M. (Kuno, 1968)



Pl.III,18

Diagramme Al2O3-FeO-MgO (Besson et Fonteilles, 1974)

D'après Besson et Fonteilles, la position de nos matériaux correspond à celle de liquides peu différenciés enrichis en minéraux ferromagnésiens. Cette disposition est également comparable à la position moyenne des cumulats calco-alcalins.

I.4.4 Conclusions partielles :

Les caractères chimiques généraux des dolérites porphyriques et l'évolution de ces matériaux durant la différenciation paraissent atypiques. Les valeurs très élevées de l'indice S.I. et de la teneur en MgO suggèrent que les matériaux sont très peu évolués. La disposition des dolérites porphyriques dans les diagrammes Al_2O_3-FeO-MgO, Na_2O+K_2O-FeO-MgO et Al_2O_3-CaO-MgO est comparable à la position de cumulats mafiques tholéitiques ou calco-alcalins. Ce chimisme "cumulatif" est probablement lié à l'importante fraction porphyrique observée dans ces matériaux (cf. 2° partie).

I.5 Conclusions sur l'étude géochimique générale des laves et des dolérites de l'unité I :

L'étude des caractères chimiques des laves et des dolérites de l'unité I a permis de mettre en évidence deux groupes de faciès :

- les laves et les dolérites associées aux laves
- les dolérites porphyriques et les laves picritiques.

Le premier groupe est constitué de matériaux ayant des caractères chimiques, pétrographiques et de gisement sensiblement homogènes. Ce sont des magmatites basiques, ou basiques à intermédiaires, à composition de liquides tholéitiques, qui se caractérisent en particulier par une augmentation des teneurs en FeO total, TiO_2 et MnO et par une diminution des teneurs en MgO et CaO lors de la différenciation magmatique. De légères différences de comportement de certains faciès (dolérites à texture intergranulaire, à texture glomeroporphyrique,...) suggèrent que cette population est en fait constituée par plusieurs sous-populations d'origines légèrement différentes, mais toutes d'affinités tholéitiques.

Cette observation rejoint celle de C. Picard (thèse en cours), qui, au Sud de notre terrain, a pu mettre en évidence plusieurs cycles volcaniques tholéitiques dans des formations semblables aux nôtres.

Le second groupe de faciès est beaucoup moins homogène.

Les laves picritiques forment des occurences isolées dans la partie centrale de l'unité I. Les observations pétrographiques et chimiques n'ont pas permis de mettre en évidence les éventuelles relations entre ces matériaux et le reste de la série.

Les filons de dolérites porphyriques des parties méridionale et centrale de l'unité I présentent des caractères chimiques de matériaux très peu évolués, voire "cumulatifs". Ces caractères nettement différents de ceux des laves et des dolérites associées confirment les différences pétrographiques et de gisement déjà observées entre les deux populations qui ont donc probablement des origines très différentes.

I.6 Etude des processus magmatiques régissant la composition des laves et des dolérites de l'unité I :

I.6.1 Introduction :

Les caractères chimiques des matériaux issus des lignées magmatiques actuelles découlent des conditions physico-chimiques d'apparition et d'évolution d'un liquide magmatique initialement issu du manteau supérieur. L'apparition de ce magma parent est généralement attribuée à un phénomène de fusion partielle, tandis que la différenciation magmatique serait due à la cristallisation fractionnée du liquide. Il est possible d'estimer les conditions physico-chimiques d'apparition et d'évolution d'un liquide magmatique à partir de la nature des constituants d'une série issue de ce liquide.

I.6.2 Etude du processus de différenciation :

I.6.2.1 Introduction :

La cristallisation fractionnée s'effectue en plusieurs épisodes au cours desquels le matériau qui cristallise a une composition à peu près constante. Le passage entre les différentes phases de cristallisation est marqué par un changement de composition du matériau cristallisé.

Il est possible d'évaluer la composition du cristallisat par différents moyens. Une méthode classique (Allègre et al., 1976, Clague et Bunch, 1977) est basée sur l'équation (I) :

$$(I) \quad L_P = L_D + \sum_{i=1}^{n} \alpha_i . M_i$$

L_P est la composition du liquide parent
L_D est la composition du liquide différencié
les nM_i sont les minéraux formant le cristallisat.

La composition des minéraux formant le cristallisat est supposée semblable à celle des phénocristaux de la roche. Le calcul de la composition du cristallisat se fait par un ajustement des coefficients α_i dans l'équation (I) par une méthode de moindres carrés.

Nous ne pouvions pas utiliser ce mode de calcul, car les compositions des phénocristaux primaires ne peuvent pas être déterminées du fait des transformations métamorphiques. Nous nous sommes servi d'une méthode d'évaluation directe proposée par T.H. Pearce (1968, 1970) et mise au point par M. Piboule (1979). Cette méthode permet de connaitre la composition moyenne du matériau soustrait du liquide durant la différenciation. Les éventuelles variations de composition du cristallisat sont négligées et les résultats sont, à priori, moins rigoureux que ceux fournis par la méthode précédente. Les résultats obtenus

de cette manière seront vérifiés par une méthode indirecte basée sur le comportement des éléments incompatibles durant la différenciation (diagrammes de J. Pearce et M. Norry, 1979).

I.6.2.2 Méthode d'estimation directe :

I.6.2.2.1 Comportement des éléments incompatibles :

La concentration C_1 d'un élément trace "X" dans un liquide issu de la cristallisation partielle d'un liquide parent obéit (approximativement) à une loi de Rayleigh (2) :

(2) $C_1 = C_0 F^{(D-1)}$

(2) d'après Allègre et al., 1979 ; J. Pearce et M. Norry, 1979.

C_0 concentration de "X" dans le liquide parent.
C_1 concentration de "X" dans le liquide différencié.
F rapport de volume entre les deux liquides.
D coefficient de partage de l'élément "X".

Certains éléments-traces ne participent pratiquement pas à la formation du cristallisat, car leur coefficient de partage "D" est très faible. Ce sont les éléments "hygromagmatophiles" ou incompatibles (Treuil et Varet, 1973). La concentration d'un élément incompatible est donnée par une loi de dissolution dérivant de la loi de Rayleigh précédente : (3)

(3) $C_1 = C_0 F^{-1}$

La concentration d'un élément incompatible ne dépend que du volume résiduel de liquide.

En conséquence, si "X" est un élément quelconque et "C" un élément incompatible, la différence des rapports de concentration C_1X/C_1C et C_0X/C_0C ne dépend que de la quantité d'élément "X" participant à la fraction de cristallisat soustrait.

I.6.2.2.2 Principe d'évaluation de la qualité du cristallisat :

Si "X" et "Y" sont des éléments quelconques et "C" un élément incompatible, le rapport (4) sera égal au rapport des teneurs des éléments "X" et "Y" dans le cristallisat.

$$(4) \quad \frac{C_1X/C_1C - C_0X/C_0C}{C_1Y/C_1C - C_0Y/C_0C}$$

Cette méthode a été développée par T.H. Pearce (1968, 1970) lors de l'étude du sill de Palisade aux Etats-Unis.

Si "x", "y" et "c" sont les teneurs en milliatomes des éléments "X", "Y" et "C", les points représentant une population de liquides s'aligneront dans un diagramme x/c - y/c. La pente de la droite représentera le rapport x/y dans le matériau soustrait au liquide.

Lorsque le cristallisat est formé d'un seul minéral (olivine, pyroxène ou plagioclase), sa nature peut-être évaluée directement. Les diagrammes Fe/c - Mg/c, Fe/c - Ca/c ou Na/c - Ca/c permettent de connaitre le rapport Fe/Mg de l'olovine, ou Fe/Mg/Ca du pyroxène, ou Na/Ca du plagioclase (T.H. Pearce, 1968).

Dans la majorité des phénomènes de cristallisation fractionnée étudiés (Allègre et al., 1976 ; M. Piboule, 1979 ; J. Pearce et Norry, 1979 ; E.D. Muellen, 1982), la phase soustraite est formée de plusieurs phases minérales.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

L'ensemble des éléments majeurs participe plus ou moins à la cristallisation et il n'est plus possible de déterminer directement la qualité du cristallisat.

Le principe d'un calcul faisant intervenir l'ensemble des oxydes a été proposé par M. Piboule (1979). Au lieu d'établir simplement le rapport x/y des éléments "X" et "Y", on mesure les rapports x_n/y de n élément à un élément commun. L'élément "Y" proposé par M. Piboule est le silicium. La teneur T de l'élément "X_i" dans le matériau soustrait au liquide est donnée par l'équation (5) :

$$(5) \quad T(X) = \frac{\alpha_i}{\sum_{i=1}^{n} \alpha_n}$$

α_i est la pente de $x_i/c - Si/c$

les α_n sont les pentes des autres éléments.

La composition du matériel fractionné est calculée en transformant les milliatomes en pourcents d'oxydes :

$$N\% = \frac{T(X) \cdot m(X)}{\sum_{i=1}^{n} (T(X_i) \cdot m(X_i))}$$

m est le poids moléculaire de l'élément "X"

La composition minéralogique du matériel fractionné est ensuite évaluée au moyen d'une norme C.I.P.W..

I.6.2.2.3 Application de la méthode :

A Choix de l'élément incompatible :

M. Piboule (1979) a utilisé le titane comme élément incompatible pour des calculs effectués sur une population de roches d'affinités tholéitiques. T.H. Pearce a utilisé l'aluminium pour l'étude du sill Palisade.

Nous avons effectué deux séries de calculs, en utilisant le titane et le zirconium pour mettre en évidence une éventuelle participation de l'ilménite à la formation du cristallisat. Le phosphore, le manganèse et l'yttrium sont également des éléments incompatibles, mais leurs précisions analytiques sont médiocres et les variations de leurs teneurs non reliées à la différenciation sont importantes, comme l'indiquent pour P205 et MnO les diagrammes en fonction du S.I. (cf. pl.). Un calcul effectué en utilisant P205 a d'ailleurs fourni des résultats peu cohérents.

B Facteurs d'imprécisions :

α Mesure de la pente α_i :

La pente de la droite x/c - Si/c est calculée par régression linéaire. La droite de régression ne correspond pas exactement à la droite d'inertie du nuage de points dans le diagramme (grand axe de l'éllipse de dispersion). Deux droites de régression peuvent d'ailleurs être calculées de façon symétrique : x/c en fonction de Si/c ou bien Si/c en fonction de x/c. La droite x/c en fonction de Si/c semble être la plus proche de la droite de dispersion. Quand le coefficient de corrélation est suffisamment élevé, la droite de régression est très peu différente de la droite d'inertie du nuage de points.

Pour la population de laves et de dolérites associées, les coefficients de corrélation des principaux oxydes sont de l'ordre de 0,9 pour 57 individus en utilisant TiO2 comme élément incompatible. Les coefficients sont de l'ordre de 0,95 pour 28 individus en utilisant le zirconium.

β Participation de l'ilménite à la formation du cristallisat :

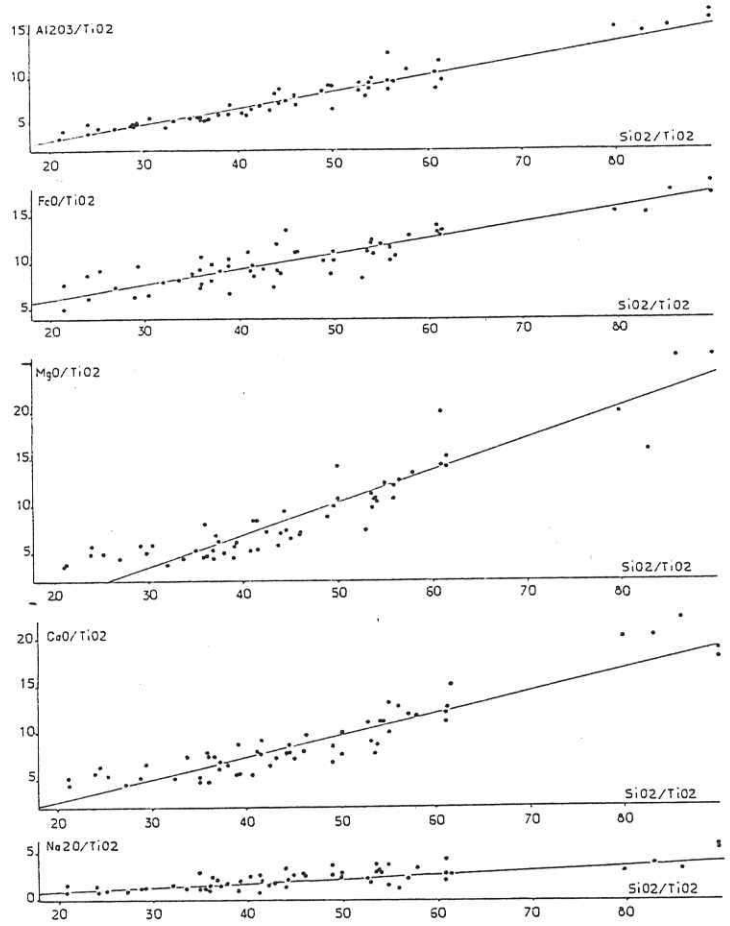
Les résultats acquis en utilisant TiO2 comme élément incompatible négligent un éventuel fractionnement d'ilménite, mais ils portent sur un échantillonnage statistique

important présentant une grande plage de différenciation. Les calculs effectués avec Zr portent sur une population moins importante qui ne représente que les termes les plus différenciés de la population de laves et de dolérites associées. Les teneurs en zirconium des termes les moins différenciés sont anormalement basses (problème de précision analytique ?). Les calculs effectués en utilisant Zr permettent d'évaluer l'importance du fractionnement d'ilménite dans les termes les plus différenciés de notre population.

I.6.2.2.4 Résultats obtenus :

Nous avons effectué ces estimations pour la population de laves et de dolérites associées et pour la population de dolérites porphyriques. Les résultats obtenus sur la population de dolérites porphyriques - non présentées ici - sont peu cohérents, ce qui est normal pour des matériaux aussi riches des phénocristaux. Pour la population de laves et de dolérites associées, les différentes étapes du calcul et les différents diagrammes sont présentés dans les planches III,19 a, b, c (p.136).

Pour les calculs utilisant le titane, le cristallisat présente des teneurs en fer et en aluminium élevées, une teneur en magnésium relativement modeste. La composition normative suggère le fractionnement important de plagioclase intermédiaire associé à du pyroxène et à de l'olivine. Cette composition est proche de celle suggérée par J. Pearce et M. Norry (1979) pour des matériaux tholéitiques moyens (plagioclase 50 %, clinopyroxène 30 %, olivine 20 %). Dans le diagramme de Besson et Fonteilles Al_2O_3 - FeO - MgO (1974), le point représentant le cristallisat se place dans la position moyenne des cumulats tholéitiques.



Pl. III, 19

r	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O
r	0,953	0,905	0,937	0,937	0,75
p	0,171	0,159	0,341	0,230	0,045
b	-0,34	+2,81	-6,75	+1,86	+0,16

	proportions moléculaires	masse moléculaire	pourcentage pondéral
SiO2	0,514	30,886	50,78
Al2O3	0,0876	8,936	14,69
FeO	0,0817	5,8785	9,87
MgO	0,17503	7,054	11,60
CaO	0,11837	6,63	10,90
Na2O	0,0233	1,444	2,37
Somme	1,0	60,83	100

Norme C.I.P.W. du matériau:

Plagioclase		49,48%
Albite	19,9%	
Anorthite	29,53%	
Orthopyroxène		18,48%
Clinopyroxène		14,27%
Olivine		16,67%

Evaluation de la composition du cristallisat.

Le calcul effectué en utilisant le zirconium indique le fractionnement d'un matériau un peu plus riche en fer et en aluminium que le calcul utilisant le titane. Comme les calculs portent sur les roches les plus différenciées de l'échantillon statistique, on peut penser que la variation de composition du cristallisat entre les deux calculs reflète une évolution liée au degré de différenciation.

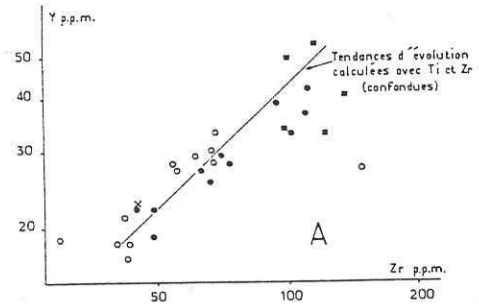
La teneur en ilménite normative est sans doute supérieure à la teneur réelle du cristallisat, car le pyroxène contient un peu de titane. La teneur en titane du cristallisat augmente normalement durant la différenciation (J. Pearce et M. Norry, 1979) et il est probable que les matériaux extraits des liquides les plus primitifs contiennent très peu de titane.

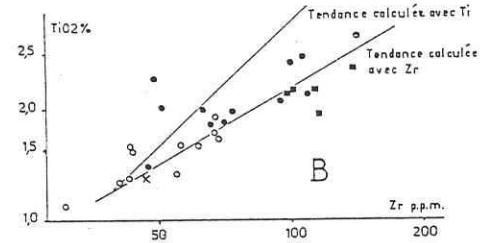
I.6.2.3 Méthode d'estimation indirecte :

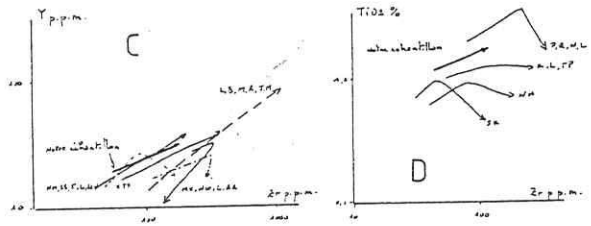
J. Pearce et M. Norry ont étudié le comportement de TiO2, Y et Zr durant la cristallisation fractionnée. Si on admet que les teneurs de ces éléments incompatibles sont régies par une loi de Rayleigh (cf. p.129), les liquides issus d'une même phase de cristallisation doivent s'aligner dans un diagramme $\ln c_1 - \ln c_2$ suivant une pente $\alpha = (D_1-1)/(D_2-1)$ (C_1 et C_2 sont deux éléments incompatibles et D_1 et D_2 sont les coefficients de partage de ces deux éléments).

Un changement de nature du cristallisat est nécessairement accompagné d'un changement des coefficients de partage des éléments incompatibles et la courbe présente alors une rupture de pente.

Il est possible de placer dans ces diagrammes, en dehors des valeurs observées, des tendances de cristallisation calculées en fonction des compositions minéralogiques estimées du cristallisat et des coefficients de partage des différents éléments.







P1,III,20

Diagrammes de Pearce et Norry (1979)

Pour vérifier les résultats par la méthode directe de calcul du cristallisat (Pearce T.H., 1968, 1970; Piboule, 1979), nous avons reporté la tendance de cristallisation donnée par la loi de Rayleigh $C_l/C_o = F^{D-1}$ en utilisant les compositions minérales virtuelles du cristallisat et les coefficients de partage proposés par J. Pearce et M. Norry dans les liquides basiques:

D_{Pl} Y: 0,03; Zr: 0,01; Ti: 0,04
D_{Ol} Y: 0,01; Zr: 0,01; Ti: 0,02
D_{Cpx} Y: 0,50; Zr: 0,10; Ti: 0,30
D_{Opx} Y: 0,10; Zr: 0,03; Ti: 0,20
D_{Ilm} Y: 0,5 ; Zr; 0,28; Ti: 50

Ces reports effectués dans les diagrammes A et B montrent une bonne coïncidence des résultats obtenus par les deux méthodes.

Les diagrammes C et D permettent de comparer la tendance d'évo-lution de nos matériaux avec celles de séries de référence:
NH: Nouvelles Hébrides; SS: Sandwich du Sud; T: Tonga; L: Lau; G: Galapagos; K: Krakatoa; TP: Tangkuban Prahu; MX: Mexique; SK: St Kitts; N: Nasaken; M: Madère; R: Ribwo; JM: Jebell Mara (d'après J. Pearce et M. Norry, 1979).

I.6.2.4 Comparaison des résultats obtenus par les différentes méthodes :

Dans le diagramme Y - Zr, le nuage de points représentant les laves et les dolérites associées se place dans une position comparable à celle des basaltes tholéitiques s.l. de Pearce et Norry (1979). Si on reporte dans le diagramme la tendance de cristallisation calculée à partir de la méthode d'estimation directe, on remarque que les tendances calculées au moyen de TiO2 et de Zr sont pratiquement confondues et que leurs pentes sont très peu différentes de la pente observée (Pl. III,20 ; p.138).

Le diagramme TiO2 - Zr est important car il permet de mettre en évidence un éventuel fractionnement d'ilménite. D'après Pearce et Norry (1979) ce fractionnement entraine une inflexion de la courbe dont la pente devient très rapidement négative. Pour notre population de laves et de dolérites associées, nous constatons que la tendance de cristallisation calculée au moyen du zirconium se confond avec la tendance observée. La pente ainsi calculée est légèrement plus faible que la pente de la tendance calculée au moyen de TiO2, ce qui traduit une faible participation de l'ilménite à la formation du cristallisat (Pl. III,20 ; p.138).

I.6.2.5 Conclusions sur l'étude du processus de différenciation :

Les différentes méthodes d'estimation de la fraction soustraite au liquide durant la différenciation magmatique fournissent des résultats comparables. La tendance de différenciation observée est peu différente de la tendance moyenne observée dans les termes basiques à intermédiaires des séries tholéitiques actuelles (d'après J. Pearce et M. Norry, 1979). La composition du cristallisat est comparable à la composition moyenne des cumulats tholéitiques (d'après Besson et Fonteilles, 1974).

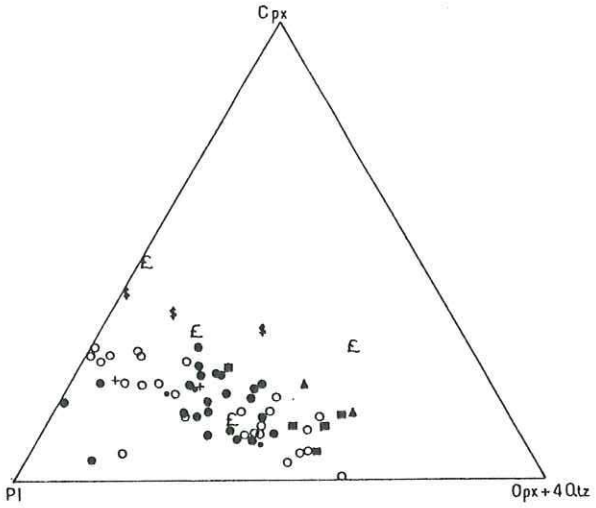
Les laves et les dolérites associées semblent donc évoluer par soustraction de plagioclase, pyroxène et olivine dans une proportion approximative 0,55 - 0,30 - 0,15. La fraction soustraite au liquide contient de faibles quantités d'ilménite (≠ 0,8 %) et sa teneur en fer est relativement élevée, ce qui confirme le caractère évolué de nos matériaux (basiques à basiques-intermédiaires).

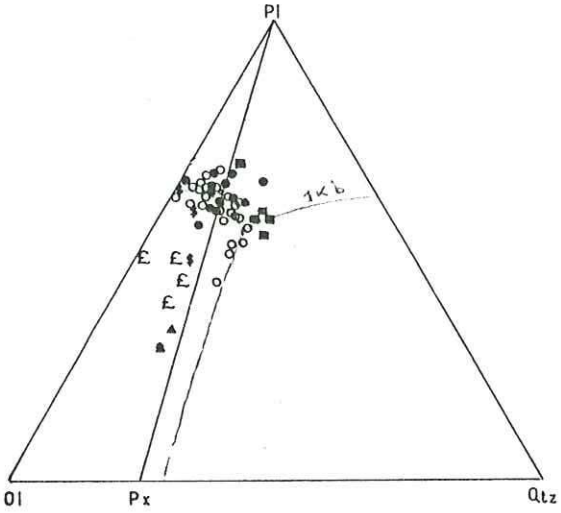
I.6.3 Evaluation de la pression lors de la cristallisation :

A partir des études expérimentales effectuées sur la cristallisation des matériaux basaltiques, Irvine (1970, in Piboule, 1979) a construit deux diagrammes de phase qui permettent de reconstituer, en les simplifiant considérablement, les séquences de cristallisation des matériaux tholéitiques. La position des courbes cotectiques dans ces diagrammes varient en fonction de la pression à laquelle le magma a cristallisé. Dans les deux diagrammes, le champ du plagioclase est d'autant plus important que la pression est plus faible.

Suivant la méthode employée par M. Piboule (1979) à la suite de Barth (1959), nous avons reporté dans les diagrammes les minéraux virtuels calculés au moyen d'une norme C.I.P.W..

Nous observons que dans les deux diagrammes (Pl. III,21 a et b) le nuage de points se place parallèlement aux courbes cotectiques 1 atmosphère et 1 kilobar. Une bonne partie des individus se situe en deçà de la courbe 1 atmosphère. Cette situation est notamment liée au mode de calcul de la norme C.I.P.W. pour lequel nous avons converti tout le fer en FeO, ce qui réduit en particulier l'importance du plagioclase par rapport aux minéraux ferromagnésiens. Il est cependant probable que nos matériaux (laves et dolérites associées, laves picritiques et dolérites porphyriques) ont subi un fractionnement sous une pression faible, inférieure à 2 kb.





Pl.III,21

Diagrammes d'Irvine:

position des lignes cotectiques d'après M. Piboule, 1979.

- ● dolérites intersertales et laves
- o dolérites s.l.
- + dolérites intergranulaires
- • dolérites glomératoporphyriques
- ■ dolérites en dyke-swarm
- ♦ dolérites porphyriques de la partie centrale de l'unité I
- £ dolérites porphyriques de la partie sud de l'unité I
- ▲ laves picritiques

I.6.4 Estimation de la nature de la source mantéllique :

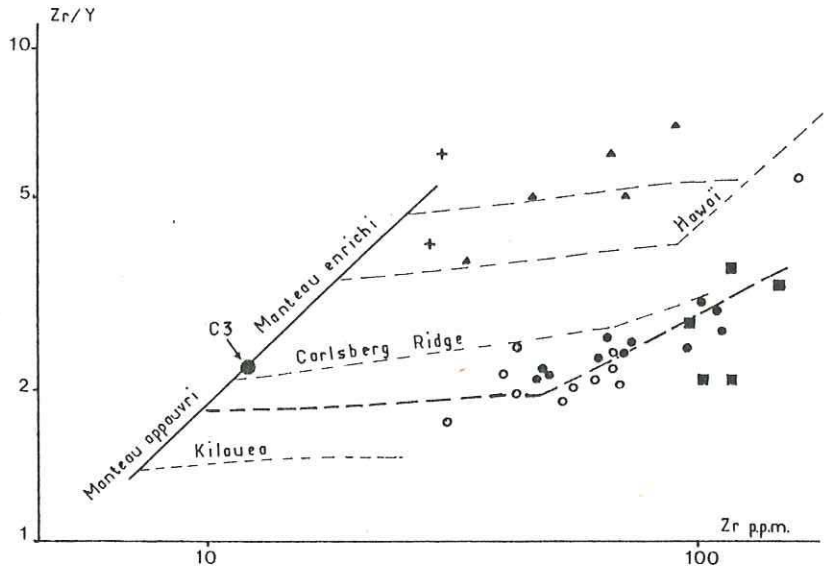
Nous disposons de peu d'éléments d'estimation de la nature de la source mantellique. A la suite de Pearce et Norry (1979), nous admettrons que le rapport Zr/Y observé dans les termes les plus primitifs d'une série est comparable au rapport existant dans la zone du manteau où s'est produite la fusion partielle dont est issu le magma parent de la série.

Dans un diagramme Zr/Y - Zr, la teneur en zirconium augmente en fonction de l'évolution du liquide, tandis que le rapport Zr/Y reste à peu près constant, ou augmente légèrement.

Dans ce diagramme, notre population de laves et de dolérites associées se place dans une position intermédiaire entre celles des basaltes de la ride Carlsberg et des tholéites d'Oshima (d'après Pearce et Norry, 1979) ce qui suggère que nos matériaux dérivent d'un manteau un peu moins riche en éléments incompatibles que la chondrite C_3 (Pl. III,2& ; p.143). On peut dire, en effet, que le rapport Zr/Y du manteau était de 0,6 environ, ce qui correspond à un manteau actuel appauvri. Les qualités de ce manteau reflètent vraisemblablement un appauvrissement consécutif à plusieurs fusions partielles successives.

I.6.5 Conclusion sur l'étude des processus magmatiques :

L'évolution des compositions des laves et des dolérites associées peut-être attribuée au fractionnement, sous une pression inférieure à 2 kb, de plagioclase, pyroxène et olivine dans une proportion relative de 0,55 - 0,30 - 0,15. On observe une légère évolution de la nature du fractionnement durant la différenciation : la phase soustraite au liquide est un peu plus riche en fer dans les termes les plus évolués de la série. L'ilménite joue un rôle mineur dans le fractionnement.



- o dolérites intersertales, laves, dolérites intergranulaires
- ● dolérites s.l.
- ■ dolérites en dyke-swarm
- \+ laves picritiques
- ▲ dolérites porphyriques des parties centrales et sud de l'unité I
- C3 position de la chondrite C3
- séries de référence

Diagramme de J. Pearce et M. Norry (1979): population des laves et des dolérites associées aux laves.

Pl.III,22

Les données recueillies sur la nature de la source mantellique sont très incomplètes et il serait nécessaire de les compléter par d'autres méthodes. Il apparait cependant que les laves et les dolérites associées dérivent d'un manteau légèrement appauvri, comparable à celui dont sont issus certains basaltes des rides médio-océaniques actuelles.

I.7 Environnement géotectonique de la série :

I.7.1 Introduction :

Comme nous venons de le voir, l'évolution magmatique de la population de laves et de dolérites associées est très comparable à celle des tholéites actuelles, tandis que la nature des dolérites porphyriques reste plus énigmatique. Les tholéites actuelles apparaissent dans différents sites géotectoniques : rides médio-océaniques, arcs insulaires, bassins marginaux, zones continentales. Suivant le site de mise en place, les lignées tholéitiques présentent des caractères chimiques variés : enrichissement plus ou moins rapide en fer, variations de la teneur en titane, etc...

Le problème de la détermination, par une approche diagrammatique, du site géotectonique de matériaux d'origine inconnue a été abordé par de nombreux auteurs (Condie et al, 1969 ; Jakes et Gill, 1970 ; Pearce et Cann, 1973 ; Pearce, Gorman, Birket, 1977 ; Muellen, 1982 etc...). Dans cette approche, les auteurs ont recherché les éléments qui présentent des teneurs hautement représentatives d'un ou plusieurs sites géotectoniques. Cette approche repose sur une discrimination diagrammatique et ses fondements géologiques ne sont pas toujours assurés.

Nous avons appliqué ces différents diagrammes à la population de laves et de dolérites associées ainsi qu'à l'ensemble des dolérites porphyriques et de laves picritiques.

Les résultats obtenus sur les dolérites porphyriques et les laves picritiques ne sont pas significatifs : les points représentant ces matériaux se placent, en général, hors des champs définis par les auteurs.

Nous présentons donc ici uniquement les résultats acquis sur les laves et les dolérites associées aux laves.

I.7.2 Diagramme Al2O3 - FeO - MgO

T.H. Pearce, B.E. Gorman et T.C. Birket (1977) ont systématiquement étudié les relations entre le site héotectonique des lignées magmatiques actuelles et les teneurs en oxydes d'éléments majeurs. D'après ces auteurs, les teneurs en Al2O3, FeO et MgO sont les plus caractéristiques du lieu de mise en place d'une série.

Le diagramme ternaire Al2O3 - FeO - MgO permet de discriminer les tholéites océaniques, les basaltes des domaines orogéniques et les tholéites des aires continentales.

Les champs caractéristiques des différents domaines ont été définis d'après la distribution dans le diagramme de compositions de laves sélectionnées provenant de sites géotectoniques bien déterminés.

T.H. Pearce, B.E. Gorman et T.C. Birket ont utilisé ce diagramme pour déterminer l'origine d'une population de tholéites archéennes. Ces roches, de même que nos matériaux, se concentrent dans les champs des basaltes océaniques et des basaltes des aires continentales actuelles (Pl. III,22b; p.146).

De nombreux auteurs (Folinbee et al, 1968 ; Tarney et al, 1975 ; Jahn et al, 1980 etc...) ont relevé d'importantes similitudes entre les tholéites archéennes et les tholéites des arcs insulaires et des bassins marginaux actuels. Ces basaltes d'arcs insulaires et de bassins marginaux se placent, d'après T.H. Pearce, B.E. Gorman et T.C. Birket (1977) dans le champ des basaltes des zones orogéniques du diagramme Al2O3 - FeO - MgO et paraissent donc issus d'un site géotectonique différent de celui des tholéites archéennes.

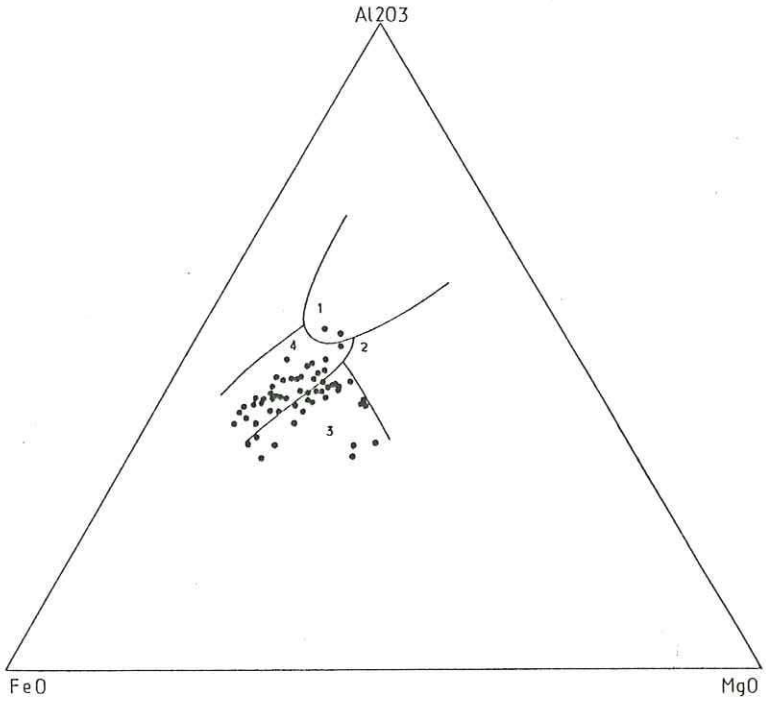


Diagramme de T.H. Pearce, Gorman et Birkett, 1977: population des laves et des dolérites associées

1 laves orogéniques
2 laves des rides et des fonds océaniques
3 laves des îles océaniques
4 laves continentales

Pl. III, 22 b

I.7.3 Diagrammes Ti - Zr, Ti - Y - Zr, Ti - Sr - Zr :

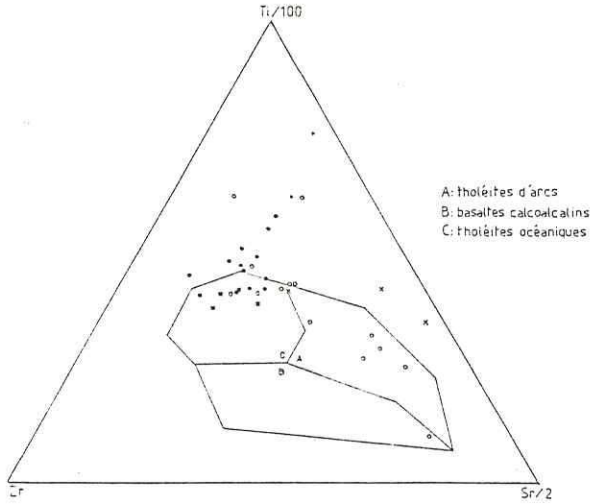
J. Pearce et J. Cann (1973) ont constaté que les proportions relatives en TiO2, Y, Zr et Sr sont caractéristiques du site géotectonique des lignées magmatiques subalcalines actuelles. Les diagrammes Ti - Zr, Ti/100 - Yx3 - Zr et Ti/100 - Sr/2 - Zr permettent de discriminer les basaltes intraplaques, les tholéites médio-océaniques, les tholéites d'arcs insulaires et les basaltes calco-alcalins. Comme pour le diagramme Al2O3 - FeO - MgO, les champs correspondant aux différents sites géotectoniques ont été établis en tenant compte des distributions différentes des compositions de laves sélectionnées issues de sites géotectoniques reconnus.

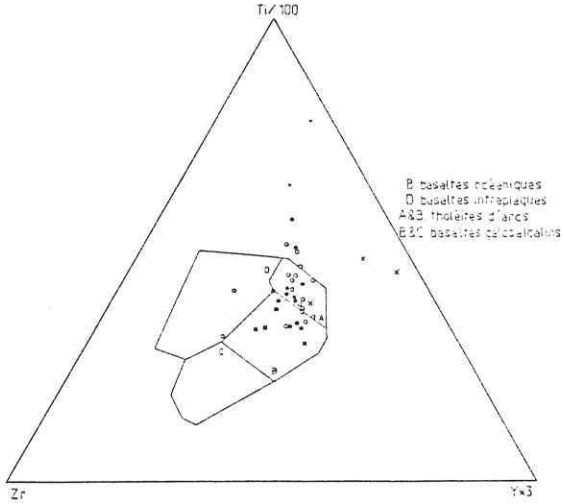
Dans le diagramme Ti - Zr (Pl. III, 23) , nos matériaux se placent dans le champ des basaltes du plancher océanique, tandis que dans le diagramme Ti - Y - Zr le nuage de points recouvre les champs des tholéites d'arcs insulaires et des tholéites du plancher océanique. Dans les deux diagrammes, quelques individus dont la teneur en titane est assez élevée se placent en dehors des champs définis par les auteurs.

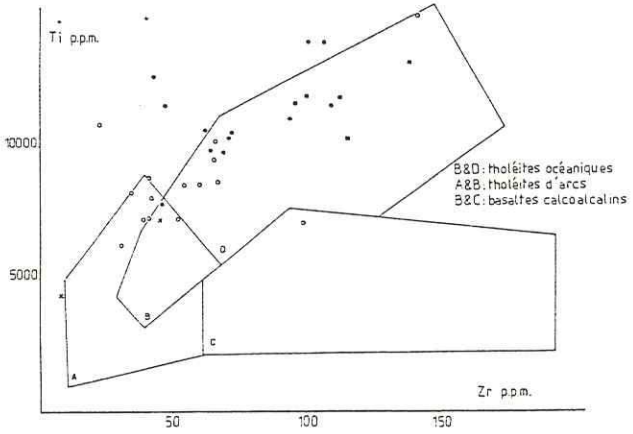
J. Pearce et J. Cann (1973) suggèrent de réserver l'usage du diagramme Ti - Sr - Zr à des matériaux non altérés. De ce fait, les points représentant notre échantillon statistique de laves et de dolérites sont dispersés et bon nombre d'individus se placent hors des champs définis dans le diagramme. Le reste de l'échantillonnage est réparti entre les champs des tholéites hypo-potassiques et des basaltes du plancher océanique.

I.7.4 Diagramme P2O5 - TiO2 - MnO :

Ce diagramme proposé par E.D. Muellen (1982) permet de discriminer les tholéites des rides médio-océaniques, les tholéites et les laves calco-alcalines des arcs insulaires et les basaltes des îles océaniques. Il convient d'être prudent quant à la valeur des résultats obtenus par le moyen de ce diagramme car les précisions analytiques pour le manganèse et le phosphore sont faibles. De plus, dans le cas de matériaux ayant subi un







Diagrammes de T.H. Pearce et Cann (1973): population des laves et des dolérites associées aux laves

laves et dolérites intersertales
dolérites s.l.
dolérites intergranulaires
dolérites glomeroporphyriques
dolérites en dyke-swarm

Pl.III,23

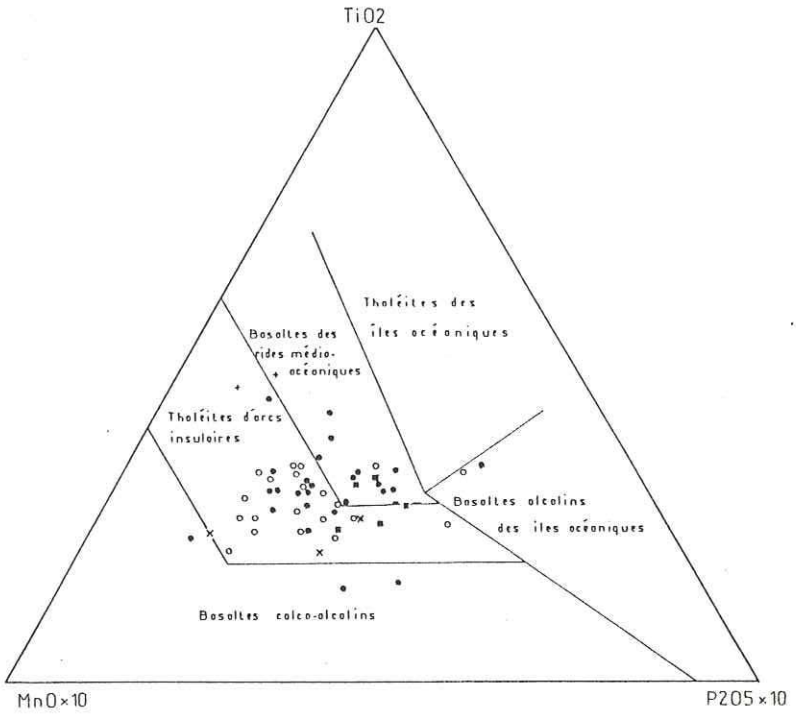


Diagramme discriminant pour les basaltes et les andésites des régions océaniques (E.D. Muellen, 1982): population des laves et dolérites associées.

dolérites intersertales, laves
dolérites s.l.
dolérites à texture intergranulaire
dolérites en dyke-swarm
dolérites à texture gloméroporphyrique

Pl. III,24

métamorphisme ou une spilitisation, E.D. Muellen (1982) a noté une covariation du calcium et du phosphore.

Cet auteur considère qu'une des différences principales entre les tholéites des arcs insulaires et les tholéites des rides médio-océaniques porte sur le fractionnement du titane et du manganèse : les liquides tholéitiques des rides médio-océaniques sont relativement plus riches en TiO2 et plus pauvres en MnO que ceux des arcs insulaires en raison du fractionnement de titanomagnétite qui affecte les laves des arcs et de l'importance du fractionnement de l'olivine dans les basaltes des rides médio-océaniques. L'utilisation du phosphore comme troisième pôle du diagramme permet de discriminer les basaltes des îles océaniques. Ces matériaux issus d'un volcanisme intraplaque se distinguent des autres tholéites par des conditions différentes de fusion partielle.

E.D. Muellen (1982), d'après Dixon et Batiza (1979) évalue à 0,5 % - 1 % poids la participation du titane au matériau soustrait au liquide lors du fractionnement dans une série tholéitique d'arc insulaire. Cette valeur est largement supérieure à celle que nous avons calculée (cf. p.140). L'importante participation de la titanomagnétite au fractionnement des tholéites des arcs insulaires se traduit par une teneur réduite en titane dans les liquides de la série, de l'ordre de 1,2 % dans les basaltes (E.D. Muellen, 1982, d'après Dixon et Batiza, 1979). A l'opposé, la teneur en titane dans les basaltes de la ride médio-océanique s'établit autour de 1,65 %, valeur très proche de la moyenne observée dans notre population (1,6 %).

La teneur moyenne en MnO dans les tholéites des rides médio-océaniques est de 0,17 %. Cette teneur moyenne est nettement inférieure à celle observée dans les tholéites d'arcs insulaires qui est de 0,24 %. La teneur moyenne de notre échantillon statistique est de 0,23 %, semble donc proche de celle observée dans les tholéites d'arcs insulaires.

Dans le diagramme TiO2 - P2O5 - MnO, E.D. Muellen (1982), a déterminé des champs correspondant aux différents matériaux

à partir d'un fichier d'analyses de basaltes d'origines bien déterminées. Les points représentant notre échantillon recouvrent les domaines des tholéites des rides médio-océaniques et des arcs insulaires, comme dans la plupart des diagrammes précédents (Pl. III, 24 ; p.).

Nous pouvons observer que cette teneur élevée en Mno traduit une participation réduite de cet oxyde à la formation du cristallisat. Cette participation réduite confirma la faible teneur en olivine de la fraction soustraite au liquide (cf. p.134).

I.7.5 Conclusion sur l'étude du site géotectonique :

La quasi-totalité des diagrammes que nous avons utilisés confirment l'affinité des tholéites archéennes, et singulièrement de nos matériaux, avec les tholéites des arcs insulaires et des rides médio-océaniques actuelles. Cette affinité a été notée par de nombreux auteurs (p. ex. Tarney, Dalziel et De Wit, 1975).

Le diagramme Al2O3 - FeO - MgO de T.H. Pearce, B.E. Gorman et T.C. Birket (1977) suggère que nos matériaux sont proches des tholéites continentales actuelles. Ce résultat, qui est en opposition avec ceux obtenus au moyen d'autres diagrammes, est peut-être significatif : l'application à des magmatites archéennes de diagrammes conçus pour discriminer des matériaux modernes doit rester très prudente.

I.8. Conclusions sur l'étude géochimique des laves et des dolérites de l'unité I :

L'étude géochimique générale et l'étude des processus magmatiques dans la population de laves et de dolérites de l'unité I a permis de mettre en évidence deux ensembles chimiques majeurs :

- un ensemble assez homogène de laves et de dolérites associées aux laves
- un ensemble complexe et hétérogène de laves picritiques et de dolérites porphyriques.

La population chimique des laves et des dolérites associées correspond aux grands ensembles pétrographiques de laves et de dolérites qui forment la majeure partie de l'unité I. Ce sont des matériaux basaltiques ou basaltoandésitiques, d'affinités tholéitiques. Les caractères chimiques de cette population ne sont pas parfaitement homogènes, ce qui suggère l'existence de sous-populations chimiques d'origines légèrement différentes et qui correspondent à certains faciès pétrographiques. L'étude des processus magmatiques indique que le liquide parent de cette série est issu d'un manteau légèrement appauvri en éléments incompatibles, donc ayant subi un certain nombre de fusions partielles antérieures. Ce liquide parent a évolué au moins dans sa phase ultime, par la cristallisation fractionnée à faible profondeur de plagioclase, pyroxène et olivine. Les caractères chimiques de nos matériaux sont comparables à ceux des basaltes des rides médio-océaniques, actuelles, ou éventuellement à ceux des tholéites d'arcs insulaires dans leur phase primitive.

D'après J.M. Charbonneau et C. Picard (travaux en cours) ces matériaux peuvent être rattachés à la formation de Blondeau (groupe de Roy).

Les laves picritiques sont trop rares (deux échantillons) pour que leur étude chimique permette d'évaluer leurs relations avec le reste de la série.

Les dolérites porphyriques en filons recoupant la série dans les parties centrale et méridionale de l'unité I sont des matériaux d'affinités mal définies, qui présentent des caractères chimiques peu évolués. Il est probable que la fraction porphyrique joue un rôle important dans le chimisme "cumulatif" de ces roches qui se placent de ce fait systématiquement en dehors des limites d'évolution des grandes lignées magmatiques actuelles.

Chapitre II : les filons-couches de gabbro de l'unité I :

II.1 Introduction :

Les filons-couches de gabbro qui apparaissent parmi les laves et les dolérites de l'unité I (formation de Blondeau) sont constitués de matériaux à textures cumulatives (cf. 1° et 2° parties). Nous allons essayer de préciser leur nature chimique, les liaisons entre les compositions, le faciès et la position structurale dans les corps gabbroïques, les relations entre les faciès. Nous aborderons également les relations entre les filons-couches et le magmatisme de leur environnement.

II.2 Nature des matériaux :

Comme nous l'avions déjà dit lors de l'étude pétrographique, la nomenclature utilisée sur le terrain pour les gabbros (ferrogabbros, leucogabbros et mélagabbros) ne correspond pas à une typologie rigoureuse. Il est possible de préciser la nature pétrographique de ces matériaux au moyen du diagramme normatif plagioclase - pyroxène - olivine et du diagramme Na_2O+K_2O - FeO - MgO.

II.2.1 Diagramme plagioclase - pyroxène - olivine :

Ce diagramme a été utilisé par Coleman (1976) pour caractériser les matériaux observés dans les cumulats mafiques des ophiolites au moyen des compositions minéralogiques modales. Nous avons utilisé ici les compositions minéralogiques calculées au moyen d'une norme C.I.P.W. en les convertissant en pourcentage volumique, car ces compositions virtuelles semblent assez

proches de nos estimations visuelles des compositions minéralogiques primaires.

Nous observons (Pl. III, 25) que les mélagabbros se situent effectivement dans le champ des gabbros riches en minéraux ferromagnésiens. Ces matériaux se détachent très nettement des leucogabbros et des ferrogabbros par leur teneur élevée en olivine normative et par des teneurs en plagioclase normatif très faibles (< 15 %).

Les leucogabbros sont très dispersés dans le diagramme et s'étalent dans les champs des gabbros-norites à olivine et des gabbros norites s.s.. Quelques individus contiennent de plus du quartz normatif.

Les ferrogabbros sont regroupés sur le coté plagioclase - pyroxène du diagramme, ce qui traduit leur saturation en silice.

II.2.2 Diagramme Na_2O+K_2O - FeO - MgO :

Il est possible de reporter dans un diagramme A.F.M. les champs correspondant aux principaux groupes pétrographiques des cumulats basiques (Piboule, 1979 ; Coleman, 1976).

Le report dans ce diagramme des compositions de notre échantillon statistique (Pl. III, 26 ; p.156) montre que les mélagabbros se placent dans le champ des gabbros magnésiens, que les leucogabbros sont dans le champ des gabbros s.s. et que les ferrogabbros se placent dans le champ des gabbros riches en fer (Coleman, 1976). Si on reporte dans le diagramme le domaine de variation de notre échantillon de laves et de dolérites associées, on constate qu'il englobe les points représentant l'échantillon statistique de ferrogabbros. L'analyse d'une enclave pegmatoïde (éch. MB 153 81) montre une grande richesse en éléments alcalins qui situe cette roche hors des limites définies pour les cumulats basiques.

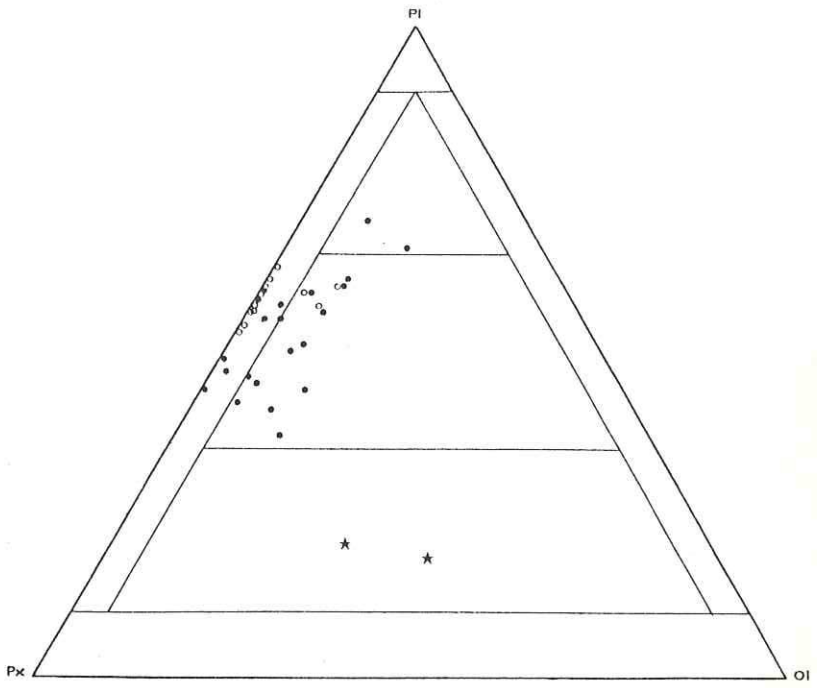


Diagramme Pyroxène-Plagioclase-Olivine (Coleman, 1976): population des gabbros en filons-couches

o ferrogabbros
● leucogabbros
★ mélagabbros

Ce diagramme a été conçu pour être utilisé avec les compositions minérales modales des roches. Ici nous avons pris les compositions minérales virtuelles en pourcentages volumiques.

Pl.III,25

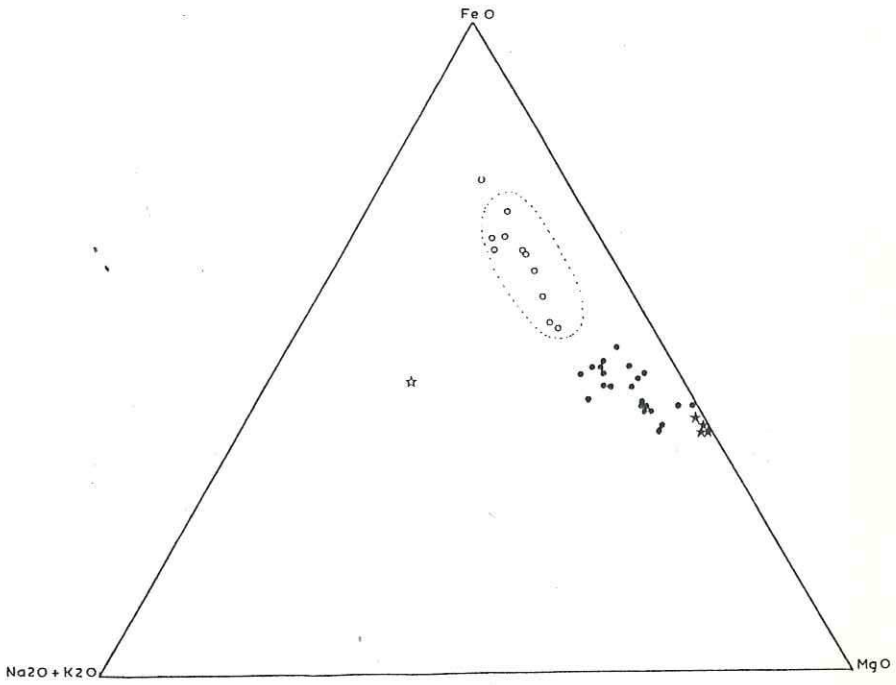


Diagramme A.F.M. (Kuno, 1968)· population des gabbros en filons-couches.

zone porphyrique zone pegmatoïde
ferrogabbros
leucogabbros
mélagabbros
champ des laves et dolérites associées

Répartition des teneurs en oxydes dans les différentes populations de gabbros

Pl.III,26

II.3 Caractères chimiques généraux des gabbros :

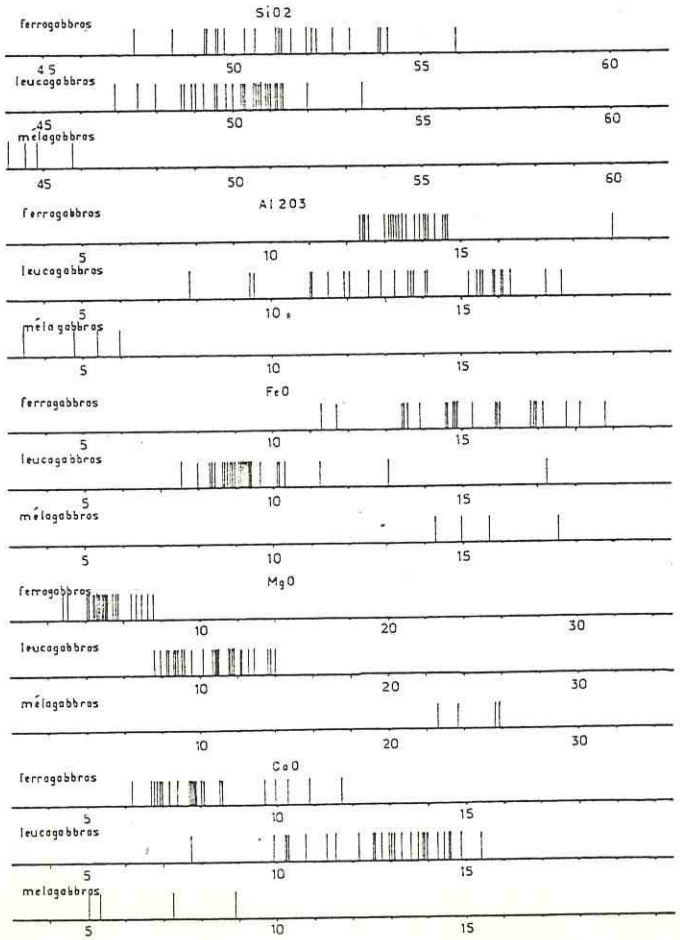
II.3.1 Relations entre les faciès et les compositions chimiques :

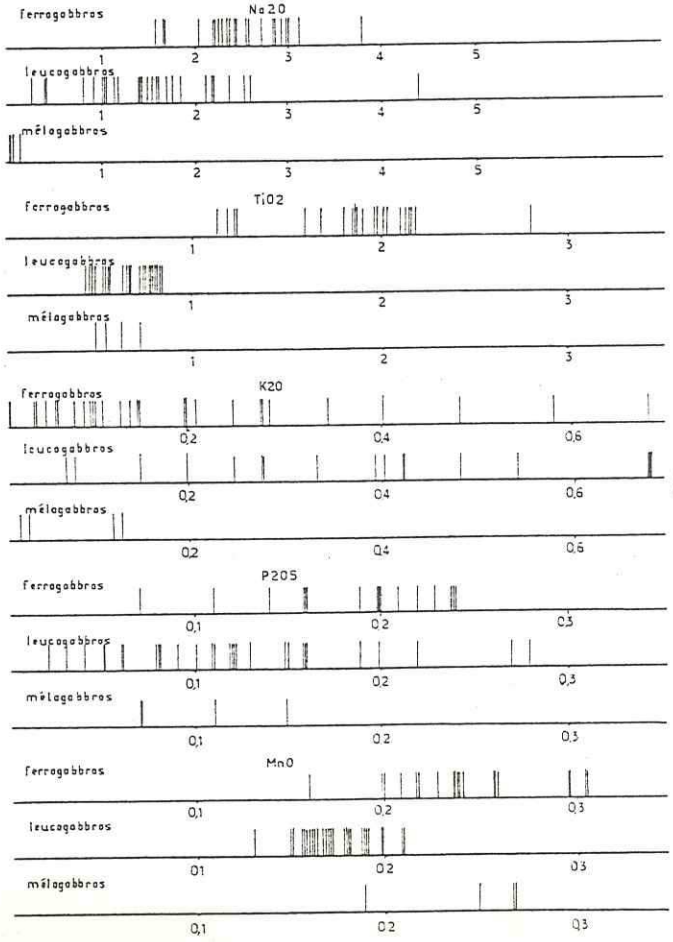
Pour évaluer les variations de composition entre les différents faciès, nous avons utilisé les mêmes diagrammes que lors de l'étude des laves et des dolérites (cf. p.). Ces diagrammes (pl. III, 27b; p. 158) mettent en évidence de grandes différences de composition entre les principaux faciès pour les teneurs en FeO, CaO, MgO et Al2O3, tandis que d'autres oxydes présentent des variations de teneurs plus réduites (SiO2, Na2O, et MnO).

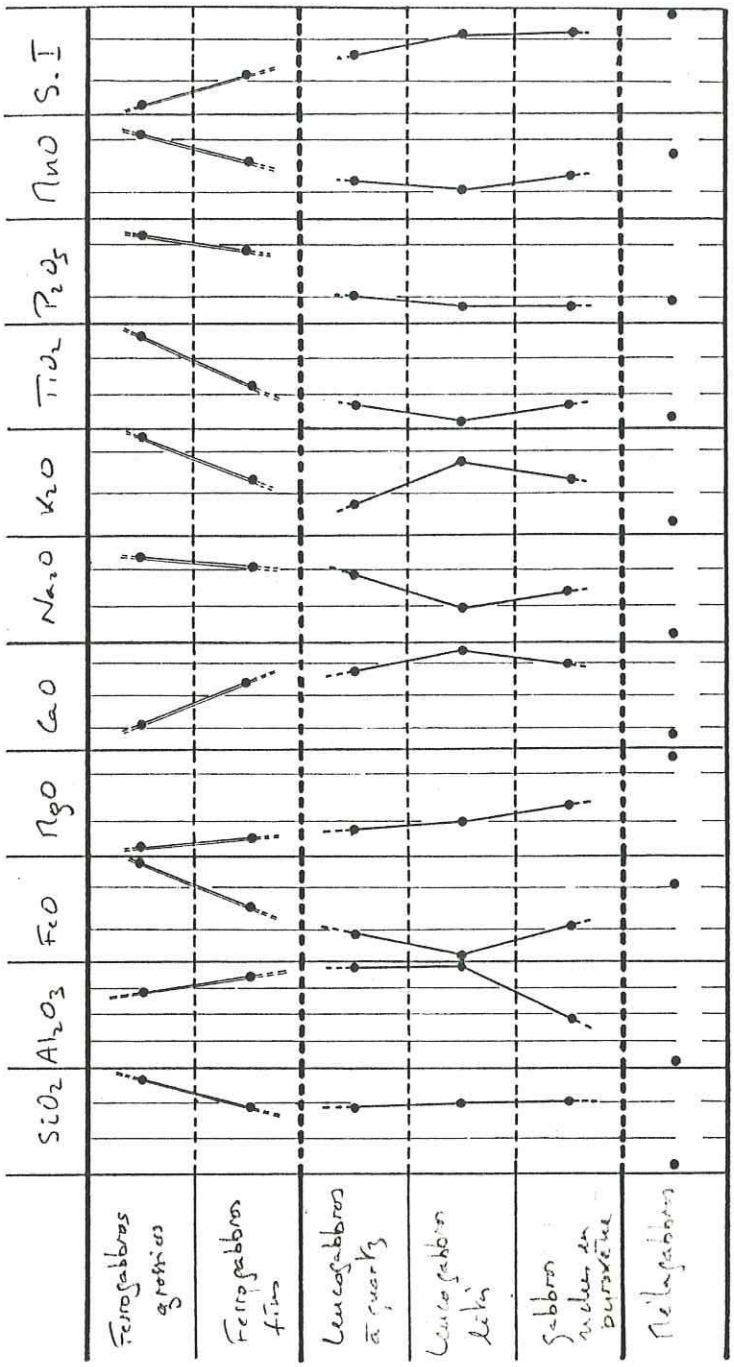
La matrice des coefficients de corrélation linéaires (pl. III, 28 ; p. 160) établie pour une population regroupant l'ensemble des faciès de gabbros met en évidence la covariation positive des teneurs en FeO et TiO2, en FeO et Mno ainsi que la covariation négative des teneurs en FeO et CaO, en MgO et TiO2, en SiO2 et MgO, en Al2O3 et MgO, en MgO et Na2O. Contrairement à ce qu'on observait pour la population de laves et de dolérites associées, il n'y a pas de covariation de groupes d'oxydes.

Les variations des compositions en fonction du faciès et de la position dans le filon-couche sont résumées dans le tableau A. Ce diagramme a été construit à partir des compositions des échantillons étudiés en lames minces. On observe une augmentation progressive des teneurs en SiO2, Na2O et P2O5 de la base au sommet des filons, mais aussi de la base au sommet de chacun des principaux faciès. On observe dans les mêmes conditions, une diminution des teneurs en MgO et de la valeur du S.I. de Kuno (1959). Par contre, les teneurs en Al2O3, FeO, CaO, Na2O, TiO2 et MnO passent par un minimum ou un maximum au niveau des leucogabbros.

La tendance d'évolution des compositions peut-être mise en évidence au moyen des diagrammes teneurs - S.I. (pl. III,29).


SiO2
ferrogabbros
45 50 55 60
leucogabbros
45 50 55 60
mélagabbros
45 50 55 60
Al2O3
ferrogabbros
5 10 15
leucogabbros
5 10 15
mélagabbros
5 10 15
FeO
ferrogabbros
5 10 15
leucogabbros
5 10 15
mélagabbros
5 10 15
MgO
ferrogabbros
10 20 30
leucogabbros
10 20 30
mélagabbros
10 20 30
CaO
ferrogabbros
5 10 15
leucogabbros
5 10 15
melagabbros
5 10 15


Na2O
ferrogabbros
1 2 3 4 5
leucogabbros
1 2 3 4 5
mélagabbros
1 2 3 4 5
TiO2
ferrogabbros
1 2 3
leucogabbros
1 2 3
mélagabbros
1 2 3
K2O
ferrogabbros
0,2 0,4 0,6
leucogabbros
0,2 0,4 0,6
mélagabbros
0,2 0,4 0,6
P2O5
ferrogabbros
0,1 0,2 0,3
leucogabbros
0,1 0,2 0,3
mélagabbros
0,1 0,2 0,3
MnO
ferrogabbros
0,1 0,2 0,3
leucogabbros
0,1 0,2 0,3
mélagabbros
0,1 0,2 0,3


SiO2
Al2O3
FeO
MgO
CaO
Na2O
K2O
TiO2
P2O5
MnO
S.I
Ferrogabbros grossiers
Ferrogabbros fins
Leucogabbros à quartz
Leucogabbros lités
Gabbros riches en burovène
Mélagabbros

Pl.III,27

	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	50,21	13,06	12,42	9,69	10,39	1,85	0,28	1,14	0,15	0,21
E.-T.	2,50	3,08	3,42	5,32	2,95	0,95	0,27	0,67	0,08	0,06
Var.	0,05	0,24	0,28	0,55	0,51	0,97	0,58	0,97		
Var.	0,05	0,24	.0,28	0,55	0,28	0,51	0,97	0,58	0,53	0,29
SiO2	1,00	0,42		-0,70		0,65		0,51	0,61	
Al2O3		1,00	-0,32	-0,69		0,54				
FeO			1,00		-0,79		0,44	0,77	0,32	0,74
MgO				1,00		-0,68	-0,32	-0,70	-0,49	
CaO					1,00	-0,47		-0,65	-0,46	-0,42
Na2O						1,00		0,58	0,48	
K2O							1,00	0,405		0,55
TiO2								1,00		
P2O5									1,00	

Matrice des coefficients de correlation linéaire: population des gabbros

N = 53 IrI = 0,27 pour p 0,05

	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	51,34	13,79	15,27	5,40	8,23	2,50	0,39	1,86	0,21	0,24
E.-T.	2,50	1,36	1,96	1,23	1,58	0,52	0,29	0,39	0,08	0,04
Var.	0,04	0,10	0,13	0,23	0,19	0,21	0,74	0,21	0,36	0,16
SiO2	1,00	-0,60		-0,66	-0,50			0,54	0,75	
Al2O3		1,00		0,76				0,66	0,52	
FeO			1,00	-0,68	-0,56			0,78		0,50
MgO				1,00	0,51			-0,91	-0,51	
CaO					1,00-	-0,61		-0,56		
Na2O						1,00				
K2O							1,00			0,49
P2O5								1,00		

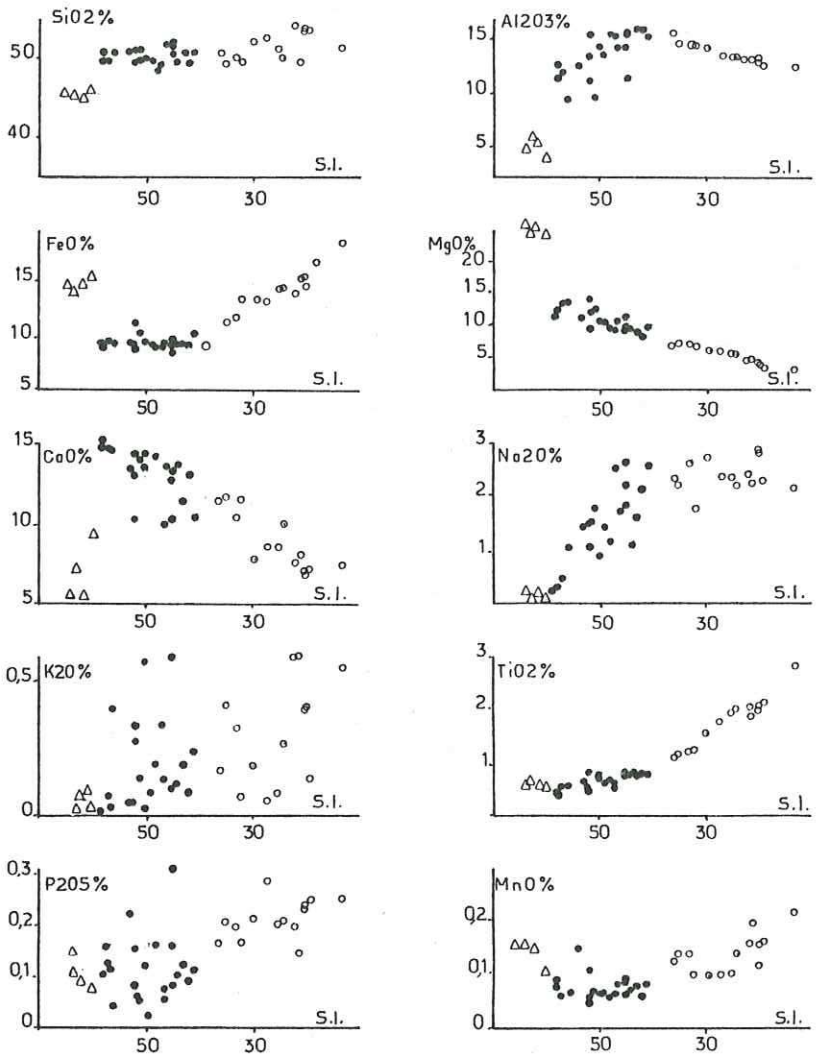
Matrice des coefficients de correlation linéaire: population des ferrogabbros.

N = 22 IrI = 0,42 pour p 0,05

SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O			
	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO
Moy.	50,00	13,67	9,62	10,97	12,22	1,57	0,23	0,64	0,11	0,18
E.-T.	1,40	2,51	1,86	1,90	2,89	0,86	0,25	0,14	0,06	0,06
Var.	0,03	0,18	0,19	0,17	0,24	0,54	1,10	0,21	0,54	0,33
SiO2	1,00		-0,43			0,49			0,40	-0,52
Al2O3		1,00	-0,43	-0,66						-0,50
FeO			1,00			0,76				0,88
MgO				1,00						
CaO					1,00	-0,45				
Na2O						1,00				
K2O							1,00			0,67
P2O5								1,00		

Matrice des coefficients de correlation linéaire: population des leucogabbros

N= 27 IrI = 0,38 pour p 0,05



Diagrammes teneurs/S.I. de Kuno (KUNO et al., 1959):
population des gabbros en filons-couches

Pl.III,29

o ferrogabbros
● leucogabbros
Δ mélagabbros

S.I. = MgO x 100 / (MgO + FeO + Na2O + K2O)

L'indice de solidification diminue progressivement entre les mélagabbros et les leucogabbros tandis qu'on observe un hiatus dans les teneurs en SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO et CaO entre les deux populations. Les mélagabbros ont une composition à peu près homogène et se distinguent des leucogabbros les moins différenciés par des teneurs nettement plus élevées en FeO et MgO et par des teneurs plus faibles en Al_2O_3, SiO_2,et CaO. Le passage des leucogabbros aux ferrogabbros est marqué par une évolution du comportement de Al_2O_3, FeO, Na_2O, TiO_2 et MnO en fonction de l'indice de solidification. Ce phénomène se traduit par une plus grande variabilité ($\frac{\sigma}{M}$) des oxydes dans le faciès où la teneur évolue avec le S.I.(pl. III, 29 ; p.161).

Les tendances d'évolution des compositions au sein des différents faciès corrobore nos observations pétrographiques (cf. 2° partie) :

- l'importante fraction cumulative ferromagnésienne des mélagabbros se traduit par des teneurs élevées en MgO, FeO et MnO. La proportion réduite de CaO suggère que les pyroxènes calciques occupent une place peu importante dans l'assemblage minéralogique de ces matériaux.

- le passage des mélagabbros aux leucogabbros se caractérise par l'apparition massive de plagioclase, reflétée par une augmentation massive de la teneur en alumine. Cette augmentation est corrélée à celle de la soude et à une diminution de la teneur en chaux, ce qui peut-être interprété comme une évolution progressive du plagioclase vers le pôle albite.

- les variabilités de FeO, TiO_2 et MnO sont nettement plus importantes dans les ferrogabbros que dans les leucogabbros. Ces trois éléments sont corrélés entre eux positivement et augmentent avec la différenciation. Les tendances observées dans les ferrogabbros sont tout à fait comparables à celles observées pour la population de laves et de dolérites associées aux laves. Nous avions noté lors de l'étude pétrographique que les ferrogabbros possèdaient des caractères de texture et de

minéralogie que l'on trouve dans les orthocumulats. Il convient d'envisager ici l'hypothèse que les ferrogabbros soient des matériaux à composition de liquide magmatique.

II.3.2 Comparaison des gabbros aux cumulats moyens des séries tholéitiques et calco-alcalines :

II.3.2.1 Introduction :

Pour connaitre la nature et la filiation magmatique des gabbros, nous avons utilisé les diagrammes ternaires Al_2O_3 - FeO - MgO et Al_2O_3 - CaO - MgO qui permettent, à la fois, de discriminer les différents types de liquides magmatiques et de connaitre, éventuellement, la nature d'une population statistique de cumulats.

II.3.2.2 Diagramme Al_2O_3 - FeO - MgO :

Besson et Fonteilles (1974) ont indiqué la position théorique des cumulats moyens tholéitiques et calco-alcalins dans le diagramme. Les cumulats tholéitiques moyens se placent dans le prolongement de la lignée de référence du Skaergaard : la position indiquée par Besson et Fonteilles correspond à celle des liquides résiduels de la partie la moins différenciée du complexe. Les cumulats calco-alcalins moyens se placent dans le prolongement de la lignée des Cascades. Nous ne disposons pas des données qui permettraient de préciser cette position.

Les points représentant la composition de nos cumulats s'étalent largement dans le diagramme (Pl. III, 30 a ; p.164). Les ferrogabbros se placent dans la position des liquides tholéitiques. Les leucogabbros et les mélagabbros s'étirent entre la position moyenne des cumulats tholéitiques et le coté FeO - MgO du diagramme. Si l'on admet que la proportion des différents faciès dans les filons est à peu près ferrogabbros 0,3 -

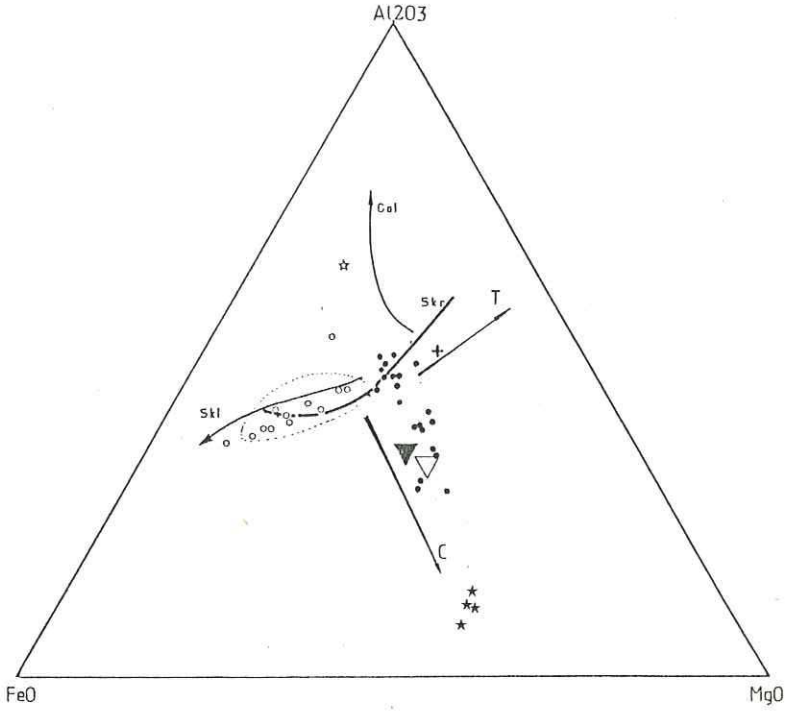


Diagramme Al2O3-FeO-MgO (Besson et Fonteilles, 1974):

C tendance moyenne des cumulats calco-alcalins
T tendance moyenne des cumulats tholéitiques
Cal lignée des cascades (liquides)
Skl lignée du Skaergaard (liquides)
Skr résidus du Skaergaard
▼ moyenne de notre population de gabbros
+ cristallisat calculé (cf. chap. précédent)

Pl.III,30

o ferrogabbros
● leucogabbros
★ mélagabbros
☆ zone pegmatoïde
▽ moyenne des leucogabbros et des mélagabbros

leucogabbros 0,55 et mélagabbros 0,15, la composition moyenne des filons couches est nettement moins riche en alumine que la composition moyenne des cumulats tholéitiques. En effet, le point représentant la composition calculée se place à proximité de celui représentant la composition moyenne des cumulats calco-alcalins. Cette disposition ne parait pas en accord avec l'environnement tholéitique de la région (cf. 3° partie, chap. I ; Allard, 1976 ; Boudreault, 1977 ; etc...). Pour compenser le déficit en Al_2O_3 observé et rapprocher la composition moyenne calculée de celle des cumulats tholéitiques, il est peut-être nécessaire de réévaluer la proportion des amas anorthositiques observés au niveau de la zone à laminae magmatique dans les filons-couches. Nous avions considéré (cf. 1° et 2° parties) que ces éléments ne représentaient pas plus que quelques pourcents du volume des filons-couches. Si l'on admet que la proportion d'anorthosites dans les filons-couches est comparable à celle observée dans les grands complexes lités, elle pourrait représenter 10 % ou plus du volume du filon-couche (cf. G.O. Allard, 1976) disséminés dans l'ensemble du corps des leucogabbros. Toutefois, cette proportion semble insuffisante pour expliquer le déficit en alumine observé.

II.3.2.3 Diagramme Al_2O_3 - MgO - CaO :

Ce diagramme a été utilisé par Brooks et Hart (1975) et par Coleman (1976) pour caractériser des cumulats mafiques et ultramafiques. Nous avons reporté dans le diagramme (Pl. III, 30 b, p.166) les champs des cumulats mafiques et ultramafiques des ophiolites ainsi que la composition moyenne des liquides parents des basaltes de la ride médio-atlantique (d'après Coleman, 1976). Nous avons également reporté les champs des péridotites, des pyroxénites, des ankaramites et des picrites d'après Brooks et Hart (1975).

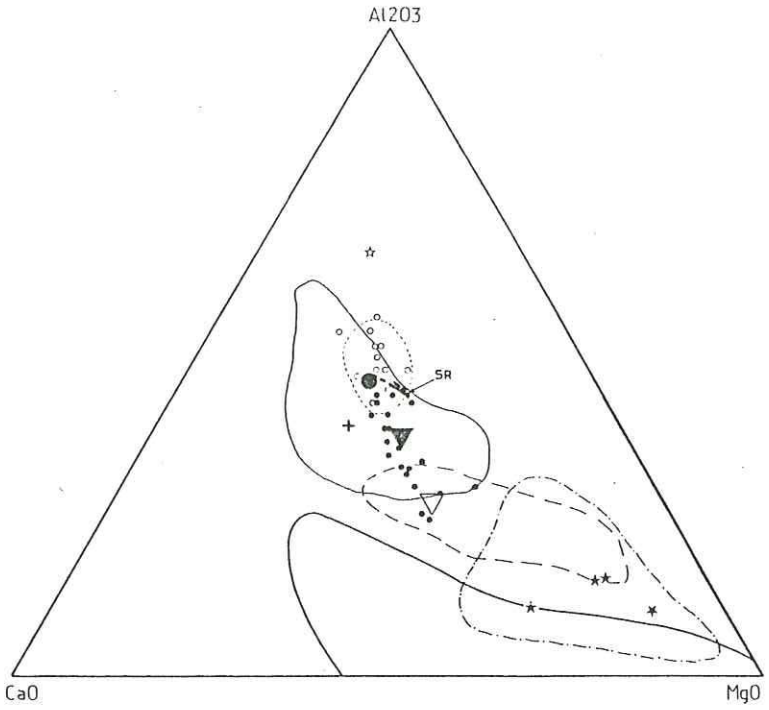


Diagramme Al2O3-CaO-MgO:

☆ faciès pegmatoïde
○ ferrogabbros
● leucogabbros
★ mélagabbros
▽ composition moyenne des gabbros

✚ cristallisat calculé avec les ferrogabbros
SR résidus du Skaergaard
⬤ liquides parents des M.O.R.B.
champ des laves et des dolérites associées
champ des cumulats mafiques des ophiolites
champ des cumulats ultramafiques des ophiolites.
champ des picrites-ankaramites
champ des pyroxénites-péridotites

Pl. III, 3.b

Les points représentant les compositions des leucogabbros et des ferrogabbros sont inclus dans le domaine des cumulats mafiques des ophiolites, tandis que les mélagabbros se rattachent au domaine de leurs cumulats ultramafiques. Le point représentant les liquides parents des basaltes de la ride médio-atlantique est à la limite des champs des leucogabbros et des ferrogabbros. Ces résultats paraissent plus cohérents que ceux obtenus au moyen du diagramme Al_2O_3 - FeO - MgO pour lequel les matériaux se rattachaient aux cumulats calco-alcalins. Si l'on admet l'existence d'une proportion non-négligeable d'"anorthosites", le point représentant la composition moyenne des filons-couches se rapprochera du coté Al_2O_3 - CaO du diagramme mais devrait rester dans le domaine des cumulats mafiques.

Nous avions observé sur le terrain (cf. 1° et 2° parties) un faciès pegmatoïde qui forme des enclaves décamétriques dans les leucogabbros. La composition chimique de ce matériau (éch. MB 153 81) suggère une extrème différenciation. Dans les diagrammes Al_2O_3 - FeO - MgO et Al_2O_3 - MgO - CaO, la composition de cette roche la place dans le prolongement de l'ensemble des leucogabbros et des ferrogabbros.

II.3.3 Conclusions partielles sur les caractères chimiques généraux des gabbros en filons-couches :

Les caractères chimiques généraux de ces matériaux mettent en évidence leur nature de cumulats basiques. Les leucogabbros et les mélagabbros sont comparables aux cumulats mafiques et ultramafiques observés dans les ophiolites. La similitude de comportement entre les ferrogabbros et la population de laves et de dolérites associées aux laves indique un chimisme proche de celui des liquides magmatiques tholéitiques.

II.4 Modèle de cristallisation fractionnée :

II.4.1 Introduction :

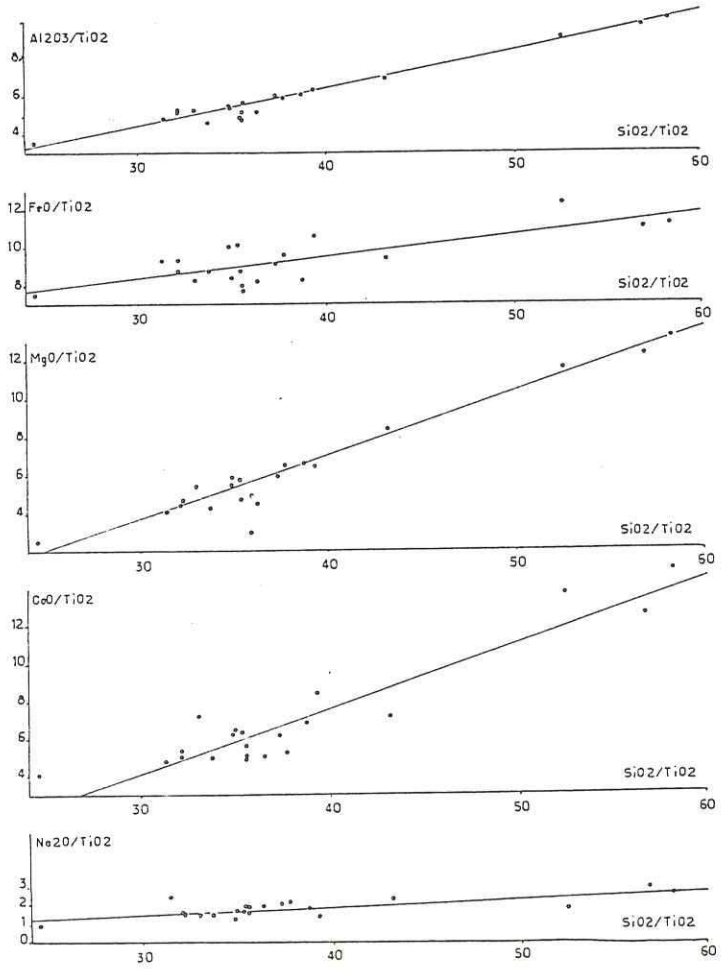
Si on admet que les ferrogabbros ont des compositions de liquides magmatiques, il est possible de calculer la qualité de la fraction soustraite au liquide durant sa cristallisation fractionnée dans les mêmes conditions que pour les laves et les dolérites (Pl. III, 31 ; p.169). Comme les ferrogabbros ont des liens évidents avec les leucogabbros et les mélagabbros sous-jacents (cf. 1° et 2° parties) il est possible de comparer la composition moyenne de ces cumulats avec la composition calculée du matériau soustrait.

II.4.2 Résultats :

La composition calculée du cristallisat est très différente de la composition moyenne des cumulats. Ceux-ci sont beaucoup plus riches en fer et en magnésium, et plus pauvres en aluminium et en calcium que le matériau théorique. Ces différences de composition sont bien visibles dans les diagrammes Al2O3 - FeO - MgO et Al2O3 - MgO - CaO (pl. III, 30 a et b ; p.164 et p.166). La composition calculée est assez proche de la composition moyenne des cumulats tholéitiques d'après Besson et Fonteilles (1974). Cette composition se rapproche également de celle des leucogabbros à quartz.

II.4.3 Interprétation des résultats :

Pour rendre compte de la composition "anormale" des gabbros, nous avions dans un paragraphe précédent (cf. p.165) suggéré l'influence de la fraction anorthositique. D'autres facteurs peuvent également modifier la composition des cumulats.



Pl. III, 31

Oxyde	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O
r	0,98	0,76	0,97	0,93	0,79
pente	0,202	0,115	0,337	0,346	0,043

Calcul des droites de régression SiO2/TiO2 en fonction de X/TiO2.

Plagioclase		49,80%
Albite	16,53%	
Anorthite	33,27%	
Pyroxène		
Clinopyroxène		
Orthopyroxène		31,28%
Clinopyroxène		12,92%
Olivine		6,11%

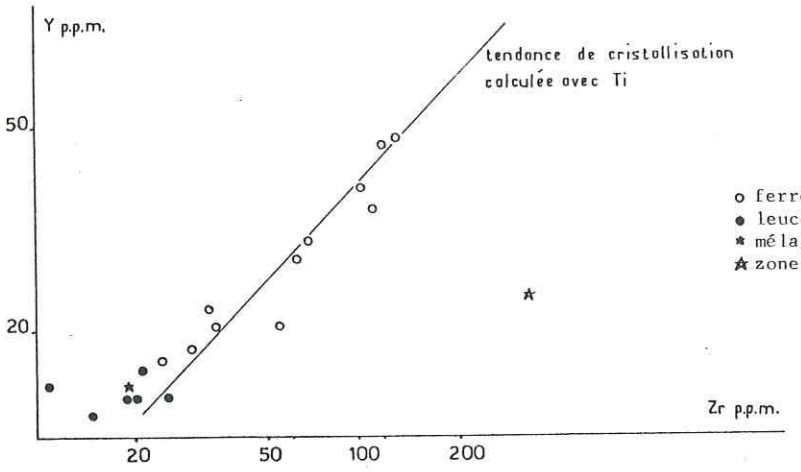
Composition minérale virtuelle du cristallisat

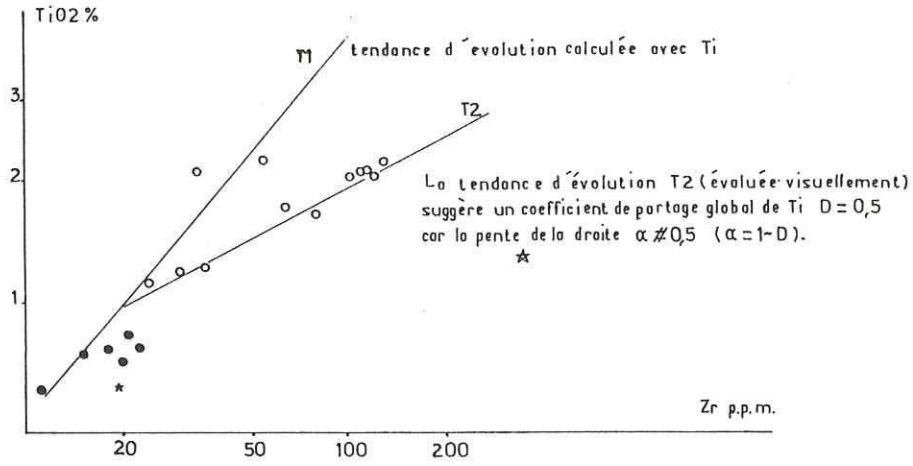
Calcul du cristallisat: population des ferrogabbros

On sait, par exemple, que nos matériaux sont des mésocumulats (cf. 2° partie) et qu'ils contiennent une fraction piégée intercumulus dont la composition est à peu près celle du liquide produisant le cumulat. Les matériaux ainsi formés par l'assemblage d'une fraction cumulus et d'une fraction intercumulus devraient théoriquement avoir une composition moyenne intermédiaire entre celle du liquide et celle du matériau soustrait moyen. Dans un diagramme de type Al_2O_3 - FeO - MgO, la composition moyenne du matériau devrait se placer sur une droite de mélange unissant la composition du cristallisat et les compositions des orthocumulats. Nous pouvons voir sur la planche III, 30 b, p.166 que ce n'est pas le cas. Les droites de mélange qui peuvent être tracées entre le cristallisat et les orthocumulats ne se rapprochent pas sensiblement de la composition moyenne des gabbros. Ce phénomène ne rend donc pas compte des différences constatées.

Dans une autre approche de ce problème, on peut considérer l'hypothèse que tous les gabbros ne seraient pas issus de la même phase de cristallisation fractionnée. Ce fait peut-être vérifié au moyen des diagrammes de Pearce et Norry (1979) Zr - Y et Zr - Ti. Comme nous l'avons vu précédemment (cf. p.136) un changement des conditions de cristallisation se traduit par une brisure des courbes d'évolution des liquides dans le diagramme. Pour que cette méthode puisse être appliquée à l'ensemble des gabbros, il faut admettre que le titane, l'yttrium et le zirconium présents dans les gabbros soient le fait de la fraction intercumulus qui représente elle-même le liquide dont est issu le cumulat. Cet enchaînement d'hypothèses peut-être la cause d'erreurs grossières, mais le résultat semble cohérent.

- le diagramme Ti - Zr met en évidence une participation importante de l'ilménite au cristallisat. Ce résultat parait en accord avec l'abondance relative des minéraux opaques ferrotitanés observée dans nos matériaux (cf 2° partie).





Pour comparer les résultats acquis avec la méthode directe de calcul de la composition du cristallisat avec les données des diagrammes Ti-Zr et Y-Zr, nous avons reporté les tendances de cristallisation correspondantes dans ces diagrammes. Pour cela, nous avons utilisé les coefficients de partage suggérés par J. Pearce et M. Norry pour les liquides basiques

plagioclase:	Y: 0,03	Zr: 0,01	Ti: 0,04
clinopyrox.:	Y: 0,50	Zr: 0,10	Ti: 0,30
orhtopyrox.:	Y: 0,20	Zr: 0,03	Ti: 0,10
olivine:	Y: 0,01	Zr: 0,01	Ti: 0,02

La tendance de cristallisation a été calculée en utilisant la loi de Rayleigh: $C_1/C_0 = F^{D-1}$.

Pl.III,32

Diagrammes de J. Pearce et M. Norry Ti-Zr et Y-Zr (1979)

Ce diagramme montre également un décalage entre les positions des leucogabbros et celles des ferrogabbros.

- le diagramme Y - Zr montre un bon alignement des points représentant les différents faciès. La tendance d'évolution est comparable à celle exprimée par le diagramme TiO2 - Zr pour les ferrogabbros. Pour les leucogabbros, les teneurs sont trop faibles pour que le résultat soit significatif.

Il ne nous a donc pas été possible de mettre en évidence une éventuelle modification des conditions de cristallisation qui justifierait la différence de composition entre la moyenne des gabbros et le cristallisat calculé.

II.5 Relations entre les gabbros en filons-couches et l'ensemble de laves et de dolérites :

La similitude de comportement des éléments dans les ferrogabbros et les dolérites suggère, à priori, qu'il existe une relation génétique entre les deux formations. Sur le terrain, et plus tard au laboratoire, nous avons considéré les deux ensembles comme cogénétiques sans avoir de certitude absolue.

On peut envisager que le liquide parent des filons-couches est le même que celui des laves et des dolérites. Les conditions de cristallisation fractionnée des deux ensembles ont été différentes mais ont produit des matériaux comparables. Nous ne disposons pas d'argument indiscutable en faveur de cette hypothèse, mais le diagramme Zr/Y - Zr de J. Pearce et M. Norry (1979) que nous avons déjà utilisé (cf. p.143) nous permet de vérifier si les deux ensembles magmatiques dérivent de la même source mantellique. Dans ce diagramme, l'échantillon de gabbros se place -comme les laves et les dolérites- au niveau des séries basaltiques

dérivant d'un manteau légèrement appauvri en éléments incompatibles, c'est à dire ayant déjà subi plusieurs fusions partielles. Malgré la dispersion des compositions des ferrogabbros, on peut ainsi considérer que ces matériaux dérivent bien d'un manteau semblable à celui qui a produit les laves et les dolérites de la formation de Blondeau.

Chapitre III Conclusions de l'étude géochimique :

L'étude géochimique a mis en évidence trois ensembles principaux dont les caractères chimiques généraux et les tendances sont homogènes pour chacun d'entre eux :

- les laves et les dolérites associées aux laves,
- les dolérites porphyriques,
- les gabbros en filons-couches.

Les deux premiers ensembles sont nettement distincts et l'ensemble de dolérites porphyriques n'a sans doute pas la même origine que le reste de la série. Les gabbros en filons-couches ont certaines similitudes avec les dolérites mais les relations exactes de ces ensembles ne sont pas définies avec une certitude absolue.

L'évolution des laves et des dolérites met en évidence le caractère tholéitique de ces matériaux qui semblent proches des basaltes des rides médio-océaniques, tandis que les gabbros présentent certaines affinités avec les cumulats mafiques des ophiolites. Le cogénétisme de ces matériaux peut-être confirmé par la similitude de leurs sources : ils dérivent tous deux de manteaux légèrement appauvris en éléments incompatibles.

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail a permis de mettre en évidence les principaux ensembles géologiques, d'âge archéen ou protérozoïque, des cantons de Lamarck et de Guettard et de faire apparaître quelques-unes de leurs relations réciproques.

La série archéenne est constituée par deux grandes unités qui se distinguent par leurs caractères pétrographiques et structuraux :

- L'unité I, qui forme la base de notre série, est un assemblage de matériaux volcanoplutoniques et volcanoclastiques basiques.
- L'unité II repose sur la précédente par l'intermédiaire d'une discordance angulaire. C'est un ensemble de sédiments : conglomérats, grauwackes, turbidites, et de matériaux volcanogéniques.

Ces matériaux archéens sont recoupés par des filons de gabbro à olivine et des plutons granodioritiques d'âge protérozoïque.

Nous avons plus particulièrement étudié les matériaux de l'unité I dont les principaux faciès sont résumés dans le tableau ci-dessous :

Faciès	Remarque
Tufs felsiques et basiques, faciès fins, à cristaux, à lapillis ou à blocs.	Matériaux déposés en surface du bâti volcanique.
Coulées de laves basiques à intermédiaires, contenant des quantités variables de microlites, de phénocristaux et de vacuoles.	
Dolérites associées aux laves.	
Filons de dolérites porphyr.	
Dolérites en dyke-swarm.	
Filons-couches lités de gabbro.	Matériaux de semi-profondeur.

Les variations des caractères pétrographiques et de gisement des matériaux basiques peuvent être en partie rattachés à leur position (théorique) dans une pile volcanique, qui évolue entre une mise en place en surface du bâti volcanique pour les tufs et les laves, et des intrusions plus ou moins profondes pour les gabbros. On observe également des variations dans les conditions de formation des liquides magmatiques qui contiennent des proportions variables de phénocristaux et de microlites bien formés.

Les tufs rhyodacitiques, présents dans l'ensemble de l'unité I, sont particulièrement abondants dans sa partie centrale, sur la périphérie de la baie Nord-Est du lac Lamarck. A cet endroit, ces matériaux présentent des faciès à blocs et à bombes qui sont peut-être liés à la proximité d'un centre émissif. Ce centre émissif acide est peut-être doublé d'un centre émissif à intermédiaire, comme en témoigne l'existence d'un dyke-swarm doléritique et l'abondance des filons-couches de gabbros dans cette région. A notre connaissance, une telle structure n'a jamais été décrite dans la région de Chibougamau.

L'étude géochimique a montré que, dans l'ensemble, les laves et les dolérites basiques à intermédiaires présentent des caractères chimiques homogènes et paraissent proches des basaltes tholéitiques actuels des rides médio-océaniques ou éventuellement des arcs insulaires. Les gabbros en filons-couches sont probablement cogénétiques des laves et des dolérites. Leur évolution, dans sa dernière phase, est proche de celle des liquides magmatiques et ils paraissent issus de la même source magmatique.

Cette relative similitude du chimisme de matériaux dont les caractères pétrographiques et les conditions de gisement sont variables,est peut-être le fait d'une convergence d'évolution de matériaux d'origines variées. Par analogie avec des exemples comparables, on peut envisager que les matériaux proviennent de divers centres émissifs, comme dans la région de Rouyn-Noranda (cf. Dimroth et al., 1982) et/ou qu'ils se rattachent à des cycles volcaniques successifs (cf. C.Picard, 1984).

En utilisant des critères structuraux, J.M. Charbonneau et C. Picard (com. pers., travaux en cours) ont déduit que l'unité I se rattache à la formation de Blondeau pour sa position stratigraphique, bien qu'elle soit constituée de matériaux différents de ceux qui la définisse dans la région de Chibougamau. De fait, nos matériaux présentent des caractères lithologiques beaucoup plus proches de ceux de la formation de Gilman, telle qu'elle a été décrite dans la région de Chibougamau.

Les travaux en cours au Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec devraient permettrent de préciser avec une plus grande certitude la position de nos matériaux dans la série, élément important pour comprendre l'évolution de la partie supérieure du groupe de Roy dans cette région.

BIBLIOGRAPHIE

ALLARD G.O. (1976). - Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DP 368, 466 pages.

ALLARD G.O. et HENRY R.L. (1979). - Formation ferrifère du lac sauvage. Cantons de Mc Kenzie et de Roy. Région de Chibougamau. Rapport final. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV 593, 90 pages.

ALLARD G.O., CATY J.L., CHOWN E.H., CIMON J., GOBEIL A., BAKER D. (1979) - Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association minéralogique du Canada, excursion B1.

ALLEGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B., ALBAREDE F. (1977). - Systematic use of trace elements in igneous process. Part I : Fractionnal cristallisation processes in volcanic suites. Contr. Mine. Petro., vol. 60, pp. 57-75.

ANHAEUSSER C.R. (1973). - The evolution of the early precambrian crust of southern Africa. Phil. Trans. R.Soc. of London, A 273, pp. 359-388.

ANHAEUSSER C.R. (1978). - The geological evolution of the primitive earth. Evidence from the Barberton Mountains Land. In Evolution of the Earth's crust. D.H. Tarling eds.

ANHAEUSSER C.R., ROERING C., VILJOEN M.J., VILJOEN R.P. (1968). - The Archean toward an evolutionnary model of the Barberton Mountains Land. In the Archean, 1977, Windley eds.

ANHAEUSSER C.R., MASON R., VILJOEN M.J., VILJOEN R.P. (1969). - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Geol.Soc.Am.Bul., vol. 80, pp. 2175-2200.

BARAGAR R. (1966). - Geocheminstry of the Yellowknife volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., vol. 3, pp. 9-30.

BARAGAR R., Mc GLYNN J.C. (1976). - Early archean basement in the canadian shield : a review of the evidence. Geol. Survey of Canada, paper 76-14.

BARD J.P. (1980). - Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. Paris, Masson éd., 1980, 192 p.

BARTH T.F.W. (1959). - Principles of classification and norm calculation of metamorphic rocks. J.Geol., vol. 67, pp. 135-150.

BESSON M. et FONTIELLES M. (1974). - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallo., vol. 97, pp. 445-449.

BOIRIE J.M. et SOUQUET P. (1979). - Le flysch : une mise au point. C.R.D.P. de Toulouse, dossier documentaire n° 7.

BOIVIN P. (1974). - Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de "schistes-verts" de Noranda, dans les cantons de Hebecourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Thèse de Docteur de spécialité, Université de Clermont, France.

BOUDREAULT A.P. (1977). - Pétrographie et géochimie des laves et des filons-couches mafiques et ultramafiques du canton de Richardson, Chibougamau, Québec. Mémoire présenté en vue de l'obtention de la maîtrise es sciences en géologie. Université du Québec à Chicoutimi.

BOUMA A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier ed., 168 p.

BROOKS C. (1980). - The Rb-Sr geochronology of the archean Chibougamau pluton. Can. J; Earth. Sci., vol. 17, pp. 776-783.

BROOKS C. et HART S.R. (1974). - On the significance of Komatiites. Geology Fev., 1974, pp. 108-110.

CHARBONNEAU J.M. Travaux en cours.

CHRISTMAN P. (1979). - Etude métallogénique de la mine de Copper-Cliff (Cu-Au), Chibougamau. Comté d'Abitibi-Est, province du Québec, Canada. Thèse de 3e cycle, Université de Grenoble.

CLAGUE D.A., BUNCH T.E. (1976). - Formation of ferrobasalt at East-Pacific mid-ocean spreading centers, J. Geophys. Res., vol. 81, pp. 4247-4256.

COLEMAN R.G. (1977). - Ophiolites : ancien oceanic lithosphere. Berlin Springer. Minerals and rocks, n° 12, 229 p.

CONDIE K.C., BARSKY C.K., MUELLER R.A. (1969). - Geochemistry of precambrian diactase dikes from Wyominy. Geo. Cormo. Acta 33, pp. 1371-1378.

CONDIE K.C. (1973). - Archean magmatisme and crustal thickening. Geol. Soc. Am. Bul., vol. 84, pp. 2981-2992.

DIMROTH E., ROCHELEAU M. (1979). - Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec. Association minéralogique du Canada. Excursion A1.

DIMROTH E., IMREH L., ROCHELEAU M., GOULET N. (1982). - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I : Stratigraphy and paleogeographic model. Can. J. Earth sciences, vol. 19 n° 9 , pp. 729-1758.

DIXON T.H., BATIZA R. (1979). - Petrology and chemistry of recent lavas of the Northern Marianas : implications for the origin of Island Arc Basalts, Contr. Mine. Petro., vol. 70, pp. 167-181.

DUBE C.Y. (1982). - Géologie des cantons de Lamarck et de Quettard. In rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec (1983).

DUROCHER M. (1979). - Canton d'Opemisca et quart Nord-Ouest du canton de Cuvier. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. Rapport intermédiaire. D.P. 611,30 p.

ENGELS A.E.J. (1970). - The Barberton Mountains Land : clues to the differenciation of the Earth in adventures in the Earth's history. P.E. Cloud eds., pp. 431-445.

FOLINSBEE R.E., BAADSGAARD H., CUMMINGS G.L., GREEN D.C. (1968). - A very ancient Island Arc. In the Crust and upper mantle of the Pacific area. Knopoff and als. eds. Am. Geophys. Un. Mongography 12, pp. 441-448.

GALE D.H. (1973). - Paleozoïc basaltic komatiites and ocean-floor type basalts from easthern Newfoundland. Earth Planet. Sci. Let., vol. 18, pp. 22 à 28.

GLIKSON A.Y. (1970). - Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early precambrian system. Tectonophysics, vol. 9, n° 5, pp. 397-433.

GLIKSON A.Y. (1971). - Primitive archean element distribution patterns : chemical evidence and geotectonic significance. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 13 n° 3, pp. 308-320.

GLIKSON A.Y. (1972). - Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodagranite. Geol. Soc. Am. Bul., vol. 83, pp. 3323-3344.

GLIKSON A.Y. (1975). - Stratigraphy and evolution of primary and secondary geenstone belts : significance of data from shields of the southern hemisphere. In the early history of the earth Windley eds. 1976.

GLIKSON A.Y. (1978). - Archean granite series and the early crust, Kalgoorlie system, Western Australia. In Archean Geochemistry Windley & Naqvi eds. 1978.

GLIKSON A.Y & LAMBERT (1973). - Relations in space and time between major precambrian shields units : an interpretation of Western Australia data. Earth Planet. Sci. Let., vol. 2 n° 3, pp. 395-403.

GOODWIN A.M. (1976). - Giant impacting and the developpment of continental crust. In the early history of the Earth. Windley eds., pp. 77-95.

GOODWIN A.M. (1977). - Archean basin-craton complexes and the growth of the precambrian shields. Can. J. Earth Sci., vol. 14 n° 12, pp. 2737-2759.

GREEN D.H. (1975). - Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonic. Geology, vol. 3, pp. 15-18.

GREEN D.H., NICHOLLS J.A., VILJOEN M.J., VILJOEN R.P. (1975). - Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. Geology, janvier 1975.

HUNTER D.R. (1974). - Crustal developpment in the Kapvaal craton. I : the Archean. Precambrian Research,vol. 1, pp. 259-294.

JAHN B.M., AUVRAY , BLAIS , CAPDEVILA , CORNICHET , VIDAL , HAMEURT , (1980). - Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belt. J. Petro., vol. 21, part. 2, pp. 201-244.

JAKES P., GILL J. (1970). - Rare-earth elements and the island arc tholeite series. Earth Planet. Sci. Let., vol. 9, pp. 17-28.

JAKES P., WHITE A.J.R. (1972). - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bul., vol.83, pp. 29-40.

JOLLY W.T. (1980). - Developpment and degradation of Archean laves Abitibi area, Canada, in the light of major element geochemistry J. Petro., vol. 21, pp. 323-363.

KUNO H. (1968). - Differenciated of basalt magmas, pp. 623-688 in "Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition" Hess eds.

KUNO H., YAMASAKI K, IIDA C., NAGASHIMA K. (1957). - Differenciation of Hawaian magmas Jap. J. Geography, vol. 28, pp. 179-218.

MIYASHIRO A. (1973). - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Let., vol. 19, pp. 218-224.

MIYASHIRO A. (1975). - Island arc volcanic rocks series : a critical review. Petrology, vol. 1, pp. 177-187.

MUELLEN E.D. (1982). - MnO/TiO2/P2O5 : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Let., vol. 62, pp. 53-62.

MUELLER W. ( ). - Thèse en cours.

NESBITT R.W., SUN S.S. (1976). - Geochemistry of archean psinifex textured peridotites and magnesian and low magnesian tholeiites. Earth Planet. Sci. Let., vol. 31, pp. 433-453.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Let., vol. 12, pp. 339-349.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979). - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contr. Mine. Petro., vol. 69, pp. 33-47.

PEARCE T.H. (1968). - A contribution to the theory of variation diagrams. Contr. Mine. Petro., vol. 19, pp. 142-157.

PEARCE T.H. (1970). - Chemical variations in the Palisade Sill. J. Petro., vol. 11, pp. 15-32.

PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1977). - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Let., vol. 36, pp. 419-426.

PECERILLO A., TAYLOR S.R. (1976). - Geochemistry of Eocène calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contr. Mine. Petro., vol. 58, pp. 63-81.

PIBOULE M. (1979). - L'origine des amphibolites, approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français. Thèse d'Etat, Université Claude Bernard, Lyon I, France.

PICARD C. ( ). - Thèse en cours.

PORTELLA P. (1980). - Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographie de satellites et cartes aéromagnétiques. Thèse 3e cycle, Université de Grenoble.

STOCKWELL C.H., Mc GLYNN J.C., EMSLIE R.F., SANFORD B.V., NORRIS A.W., DONALDSON J.A., FARRIG W.F., CURRIE K.C. (1972). - Géologie du bouclier canadien in Géologie et Ressources Minérales du Canada. Série de la géologie économique, pp. 49-166.

SUN S.S., NESBITT R.W. (1977). - Chemical heterogeneity of the month, composition of the Earth and month evolution. Earth Planet. Sci. Let., vol. 35 n° 3, pp. 429-448.

SUN S.S., NESBITT R.W. (1978). - Petrogenesis of Archean Ultrabasic and basic volcanics : evidence frome rare earth elements. Contr. Mine. Petro., vol. 65 n° 3, pp. 301-326.

TARNEY J., DALZIEL I.W.D., DE WIT M.J. (1975). - Marginal basin "Rocas Verdes" complex from south Chili : a model for Archean greenstone belt formation. NATO sympo ium : the Early history of the Earth Windley eds.

TREUIL M., VARET J. (1973). - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la génèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. Bull. Soc. Géol. France, 7° série, vol. 15, pp. 401-644.

VILJOEN M.J. and VILJOEN R.P. (1969). - The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit on the Unverwatch group and a proposed new class of igneous rock. In the Upper Mantle : Geol. Soc. South Afr. Spec. Pub. vol. 2 , pp. 55-85. Reprise in the Archean Windley Ed. 1975.

WINDLEY B.F. (1973). - Cristal development in the Precambrian. Phil. Trans. Royal Soc. London A 273, pp. 321-341.

WOLHUTER L.E. (1971). - Le pluton d'Opennisca. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Etude spéciale n° 6, 122 p.

WOOD D.A., TORON J.L., TREUIL M. (1979). - A re-appraisal of the use of trace-elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic sittings. Earth Planet Sci. Let., vol. 45, pp. 326-336.

YODER H.S., TILLEY C.E. (1962). - Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems. J. Petro., vol. 3, pp. 1-342.

ANNEXE I: principales réactions métamorphiques observées

ANNEXE

Principales transformations métamorphiques observées :

Les fractions cristallines primaires des matériaux étudiés en lames minces sont essentiellement constituées de plagioclase, d'olivine, de clinopyroxène, de hornblende verte, de ferro-hasttingite, de minéraux opaques ferrotitanés, de quartz et d'apatite. Le quartz, l'apatite, la ferro-hosttingite et la hornblende verte ne paraissent pas affectés par le métamorphisme. Pour les autres minéraux, les réactions sont comparables dans l'ensemble des matériaux observés :

- olivine ——— serpentine ± minéraux opaques (oxyde de fer ?) ;
- clinopyroxène ——— (serpentine) ± chlorite ± actinote ± épidote ± minéraux opaques ± leucoxène ± biotite verte ± calcite ± stilpnomélane ;
- plagioclase ——— albite ± calcite ± épidote ± chlorite ± leucoxène ;
- minéraux opaques ——— leucoxène (proparte).

Les réactions suggèrent des transformations par déstabilisation et néoformation in sità des minéraux primaires, ainsi que des échanges limités avec les minéraux voisins. Dans la majorité des cas, les minéraux néoformés pseudomorphosent les minéraux primaires.

Les zones hyalines primaires des laves ont été transformées au cours du métamorphisme en assemblages gravoblastiques fins de minéraux d'épizone :

verre——— actinote ± chlorite ± épidote s.l. ± leucoxène ± quartz.

Tous les échantillons étudiés montrent des minéraux d'épizone en petits cristaux disséminés dans l'ensemble de la roche : chlorite, leucoxène et quartz. Les éléments rendent parfois malaisée la reconnaissance des textures primaires fines. Dans certaines dolomites (éch. MB 163 80 et MB 352 80) et dans certains ferrogabbros (éch. MB 410 80) le métamorphisme a induit une texture à gerbes de cristaux d'amphibole qui se surimpose à la texture primaire.

L'action du métamorphisme est sensiblement constante dans l'ensemble de la série. Les conditions de pression et de température n'ont pas fait l'objet d'une étude particulière. Les réactions observées sont caractéristiques d'un métamorphisme de faciès schistes-verts. On remarque cependant que le métamorphisme se situe au-dessus de l'isograde "pumpellyite ——— actinote + épidote" (WINKLER, 1970) dans le domaine de stabilité du stilpnomélane et de la biotite verte. Les réactions de transformation minérale se sont produites en présence de fluides (vapeur d'eau et gaz carbonique), comme en témoigne la présence simultanée de la calcite et de l'épidote dans les produits d'altération du plagioclase. Le domaine ainsi défini correspond au stade faible du métamorphisme, avec des températures variant entre 400° et 450° pour une pression comprise entre 2 Kb et 6 Kb (WINKLER, 1970).

ANNEXE II: analyses chimiques

Laves et dolérites

No Echant.	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
No Carte 1	82	83	83	103	103	80	80	81
Latitude N	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Longitude O	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
Lame-mince	0	0	0	0	0	0	0	0
Remarque	[illegible]	Coulee	Coulee	Dolerite fine	Coulee massive	Dolerite grenue	Dolerite	[illegible]
Meth. An.	V.H.	V.H.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.	V.H.	V.H.
SiO2	47.76	50.20	50.38	50.88	49.55	49.36	50.58	48.76
Al2O3	13.90	13.20	12.75	14.50	13.20	10.85	12.65	11.26
Fe2O3	1.52	1.71	3.52	3.45	12.08	1.20	3.47	1.98
FeO	9.90	10.97	9.19	9.10	0.00	10.92	11.56	12.64
MgO	5.67	6.30	6.26	5.82	4.49	9.41	5.18	6.41
CaO	10.88	9.46	10.71	9.19	7.29	7.23	8.11	8.79
Na2O	2.19	2.94	1.17	2.73	2.84	2.61	3.18	2.41
K2O	0.23	0.17	0.10	0.07	0.61	1.15	0.14	1.61
TiO2	2.76	1.24	1.29	1.36	1.43	1.32	1.42	1.25
P2O5	0.08	0.12	0.13	0.10	0.15	0.09	0.11	0.12
MnO	0.23	0.29	0.18	0.18	0.15	0.18	0.20	0.17
Y	-	-	-	18	22	-	33	-
Zr	-	-	-	43	61	-	68	-
Rb	-	-	-	4	16	-	7	-
Sr	-	-	-	326	198	-	118	-
H2O	6.42	1.43	2.64	3.11	1.36	3.20	1.61	1.41
Total	99.59	99.39	99.54	99.76	99.09	99.23	99.51	99.37

No Echant.	MB435A80	MB447 80	MB459B80	MB468 80	MB473 80	MB512A80	MB527A80	CD 54081
No Carte 1	83	75	73	71	72	108	107	61
Latitude N	49°56'42"	50°01'12"	50°01'00"	49°59'42"	50°00'40"	49°55'13"	49°55'39"	49°53'18"
Longitude O	75°12'35"	75°13'03"	75°13'13"	75°14'30"	75°15'10"	75°10'27"	75°10'27"	75°17'54"
Lame-mince	0	0	0	0	0	0	0	0
Remarque	Coulee massive	Coulee coussinee	Coulee massive	Coulee massive	Dolerite fine	Dolerite	Dolerite	Coulee massive
Meth. An.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.	F.X.	V.H.	F.X.	F.X.
SiO2	44.87	47.57	49.58	49.98	49.53	51.79	49.83	46.38
Al2O3	15.15	14.95	14.02	14.30	14.35	12.45	12.74	17.52
Fe2O3	2.78	2.00	14.73	1.18	15.00	3.48	16.25	11.23
FeO	11.04	10.59	0.00	7.80	0.30	7.92	0.00	0.00
MgO	5.35	7.13	6.30	4.52	4.89	5.54	6.99	6.56
CaO	6.89	10.54	7.30	8.02	9.82	7.99	10.62	7.70
Na2O	3.23	1.94	2.71	1.83	2.69	3.90	1.99	3.17
K2O	1.30	0.24	0.19	1.35	0.07	0.22	0.49	0.42
TiO2	2.50	1.03	1.22	1.26	1.43	1.29	1.82	1.12
P2O5	0.35	0.09	0.08	0.08	0.14	0.16	0.15	0.45
MnO	0.18	0.21	0.23	0.20	0.22	0.28	0.27	0.18
Y	27	-	28	17	27	-	19	19
Zr	143	-	53	35	55	-	23	100
Rb	27	-	10	44	8	-	17	22
Sr	174	-	183	31	128	-	87	99
H2O	3.66	2.25	2.65	8.69	1.77	2.17	1.44	4.80
Total	99.51	99.61	99.01	100.04	99.83	99.44	101.02	99.52

No Echant.	CD 58081	C XII 81	MB 83 81	MB112 81	MB126 81	MB214B81	MB301 81
No Carte 1	52	97	62	11	9	2	87
Latitude N	49°53'40"	49°55'38"	49°53'04"	49°50'37"	49°50'52"	49°50'11"	49°56'13"
Longitude O	75°17'40"	75°14'03"	75°15'54"	75°21'17"	75°22'11"	75°22'11"	75°10'39"
Lame-mince	0	0	0	0	0	0	0
Remarque	Dolerite	Ebauches de coul.	Coulee massive	Coulee massive	Coulee massive	Dolerite fine	Dolerite fine
Meth. An.	F.X.	V.H.	F.X.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.
SiO2	47.77	49.95	50.41	48.78	47.58	50.05	48.65
Al2O3	14.14	13.00	13.02	14.26	15.02	13.54	11.38
Fe2O3	17.00	1.89	14.55	12.87	13.34	12.38	3.48
FeO	0.00	15.08	0.00	0.00	0.00	0.00	10.08
MgO	5.91	5.30	5.43	7.22	7.80	7.26	10.59
CaO	7.92	7.94	8.23	10.82	9.16	9.73	8.20
Na2O	3.59	1.97	1.53	1.50	2.15	2.19	1.69
K2O	0.32	0.09	0.09	0.00	0.31	0.04	2.68
TiO2	1.44	1.62	1.51	1.19	1.04	1.18	1.56
P2O5	0.08	0.15	0.20	0.11	0.11	0.16	0.15
MnO	0.22	0.21	0.17	0.21	0.19	0.19	0.21
Y	21	42	30	17	18	18	-
Zr	42	111	66	62	31	42	-
Rb	19	29	10	14	16	11	-
Sr	291	102	383	112	313	110	-
H2O	3.14	0.48	4.05	3.09	3.45	2.72	1.70
Total	100.70	100.54	99.10	100.17	100.21	99.46	99.15

Laves et dolérites

No Echant.	MB 68A 86	MB 66C 86	MB 61 81	MB 52 86	MB 58A86	MB 72B1	MB 1 81	MB 3 81
No Carte 1	87	83	81	82	58	99	1	3
Latitude N	49°58'55"	49°58'54"	49°51'57"	50°00'38"	49°52'40"	49°55'14"	49°58'52"	49°58'[illegible]
Longitude O	75°08'32"	75°08'20"	75°16'06"	75°13'26"	75°17'09"	75°11'39"	75°13'1[illegible]	75°13'[illegible]
Lame mince	N	N	O	N	O	O	N	N
Remarque	Coulee massive	Dolerite grossa.	Dolerite massive	Coulee massive	Dolerite fine	Dolerite fine	Coulee massive	Dolerite fine
Meth. An.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.	F.X.	V.H.	F.X.	V.H.
SiO2	46.36	48.58	49.82	48.90	51.29	45.61	52.00	51.[illegible]
Al2O3	14.70	13.85	13.52	14.30	12.48	13.70	13.70	13.[illegible]
Fe2O3	3.05	2.29	16.44	2.76	16.48	6.98	7.55	3.[illegible]
FeO	15.23	10.52	6.90	9.69	0.00	11.87	9.36	11.[illegible]
MgO	4.36	7.87	4.82	6.91	3.92	6.00	4.09	6.[illegible]
CaO	8.36	8.93	6.91	9.55	7.92	9.46	9.87	8.[illegible]
Na2O	3.67	3.48	4.34	1.93	2.85	2.31	2.15	2.[illegible]
K2O	1.22	0.17	0.13	0.06	0.27	0.34	0.15	0.[illegible]
TiO2	2.84	1.65	1.90	1.25	1.36	2.27	1.00	1.[illegible]
P2O5	0.41	0.16	0.13	0.32	0.19	0.12	0.20	0.[illegible]
MnO	0.17	0.16	0.20	0.21	0.21	0.19	0.21	0.[illegible]
Y	-	-	22	-	-	19	-	-
Zr	-	-	48	-	-	34	-	-
Rb	-	-	13	-	-	12	-	-
Sr	-	-	95	-	-	98	-	-
H2O	2.59	2.49	2.08	2.46	2.72	0.69	1.25	1.86
Total	99.82	100.04	100.30	99.06	100.23	99.75	100.28	100.40

No Echant.	MB 15A81	MB 15B81	MB126 81	MB149 81	MB151 81	MB183 81	MB209 81	MB220A81
No Carte 1	35	36	7	19	113	22	1	5
Latitude N	49°54'35"	49°56'35"	49°59'52"	49°50'30"	49°59'25"	49°59'23"	49°58'12"	49°58'15"
Longitude O	75°15'26"	75°15'26"	75°22'07"	75°17'25"	75°17'25"	75°17'00"	75°28'59"	75°25'50"
Lame-mince	N	N	O	N	O	O	N	O
Remarque	Dolerite fine	Coulee massive	Dolerite massive	Dolerite grossa.	Coulee massive	Coulee massive	Dolerite fine	Dolerite
Meth. An.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.	F.X.	F.X.	F.X.	F.X.
SiO2	48.86	49.98	52.63	44.75	48.18	47.91	48.35	48.58
Al2O3	14.16	15.05	12.99	14.79	14.26	12.98	11.16	13.74
Fe2O3	13.68	13.66	15.54	1.83	16.79	15.00	14.23	13.67
FeO	0.00	0.00	0.00	12.56	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	5.32	5.32	4.62	6.39	4.86	5.29	6.63	6.61
CaO	8.37	7.57	6.58	7.92	6.46	7.12	9.09	9.89
Na2O	2.22	2.05	3.81	2.42	1.50	1.72	2.96	1.12
K2O	0.32	0.30	0.00	0.12	0.01	0.06	0.11	0.07
TiO2	2.27	2.18	1.72	1.60	1.64	1.52	1.29	1.59
P2O5	0.26	0.28	0.13	0.11	0.20	0.19	0.16	0.20
MnO	0.23	0.24	0.21	0.24	0.34	0.24	0.21	0.19
Y	37	33	28	-	30	29	22	25
Zr	108	102	73	-	72	70	46	65
Rb	10	14	9	-	11	11	13	10
Sr	164	184	105	-	94	73	75	122
H2O	3.47	3.44	2.66	2.38	5.13	4.41	2.26	2.50
Total	99.24	100.37	100.58	100.34	99.31	99.20	99.29	99.13

No Echant.	MB220B81	MB220C81	MB240B81	MB248 81	MB266 81	MB322 81
No Carte 1	5	3	111	13	10	65
Latitude N	49°58'20"	49°58'21"	49°59'18"	49°58'57"	49°59'21"	50°00'42"
Longitude O	75°25'50"	75°15'50"	75°12'03"	75°19'12"	75°21'00"	75°14'58"
Lame-mince	O	O	N	N	N	N
Remarque	Dolerite fine	Dolerite massive	Coulee massive	Dolerite grossa.	Coulee massive	Dolerite massive
Meth. An.	F.X.	F.X.	V.H.	V.H.	V.H.	V.H.
SiO2	48.50	51.79	47.84	47.30	50.39	48.39
Al2O3	13.53	12.87	15.60	14.85	12.75	14.80
Fe2O3	16.98	16.14	1.31	1.26	3.55	2.42
FeO	0.00	0.00	8.70	10.18	14.52	10.69
MgO	5.72	4.46	6.52	6.62	4.10	7.37
CaO	8.33	8.12	6.17	8.53	6.39	9.18
Na2O	2.13	2.33	3.98	2.41	2.53	2.88
K2O	0.01	0.02	0.05	0.55	0.09	0.90
TiO2	1.73	1.81	1.30	1.42	1.98	1.11
P2O5	0.15	0.22	0.11	0.14	0.19	0.10
MnO	0.25	0.22	0.20	0.24	0.37	0.21
Y	27	39	-	-	42	-
Zr	63	95	-	-	111	-
Rb	11	11	-	-	11	-
Sr	83	130	-	-	61	-
H2O	2.55	1.97	6.66	5.00	2.23	1.61
Total	99.87	100.03	99.43	99.63	100.49	100.34

Dolérites en dyke-swarm

No Echant.	MB125 81	MB X 81	MB YB 81	MB XC 81	MB XE 81	MB XF 81
No Carte 1	25	25	25	25	25	25
Latitude N	.	49°55'54"	49°55'54"	49°55'47"	49°55'46"	49°55'44"
Longitude O	.	75°14'40"	75°14'30"	75°14'23"	75°14'20"	75°14'16"
Lame-mince	N	O	O	O	O	O
Remarque	-	-	-	-	-	-
	.	.	.	.	.	.
Meth. An.	V.H.	V.H.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.
SiO2	49.15	58.72	55.95	52.65	51.92	52.58
Al2O3	12.20	13.70	13.25	12.40	12.71	12.75
Fe2O3	1.80	1.77	1.57	2.87	14.28	3.48
FeO	7.00	9.64	9.44	8.68	0.00	12.18
MgO	10.87	4.16	4.89	4.84	4.24	3.80
CaO	13.48	7.49	8.87	9.93	10.27	8.00
Na2O	1.08	2.84	2.28	3.32	1.28	2.66
K2O	0.33	0.49	0.41	0.24	0.09	0.20
TiO2	0.45	1.92	1.72	1.93	1.93	2.17
P2O5	0.03	0.29	0.17	0.21	0.31	0.31
MnO	0.18	0.24	0.22	0.22	0.31	0.40
Y	-	34	32	40	54	41
Zr	-	97	117	101	114	140
Rb	-	20	16	13	12	11
Sr	-	132	109	172	113	107
H2O	1.61	0.86	0.58	1.10	1.78	0.76
Total	99.05	100.18	100.42	99.35	99.11	100.63

Dol. intergranulaires

No Echant.	G.A 81	G.B 81	MB134 81
No Carte 1	17	15	14
Latitude N	49°58'49"	49°58'50"	49°58'49"
Longitude O	75°18'40"	75°18'48"	75°18'46"
Lame-mince	O	O	O
Remarque			
Meth. An.	V.H.	V.H.	F.X.
SiO2	45.15	44.10	43.78
Al2O3	12.50	11.50	12.73
Fe2O3	6.68	5.69	20.73
FeO	12.83	13.43	0.00
MgO	5.09	6.63	5.54
CaO	9.78	10.60	8.72
Na2O	1.42	1.76	2.58
K2O	0.33	0.12	0.15
TiO2	2.34	2.41	2.31
P2O5	0.08	0.05	0.08
MnO	0.24	0.24	0.23
Y	20	-	-
Zr	41	-	-
Rb	16	-	-
Sr	130	-	-
H2O	2.27	1.50	2.87
Total	100.69	99.62	99.72

Dol. gloméroporphyriques

ST047 81	CB138 80	MB386 80	MB459A81
6	105	66	73
49°58'22"	49°53'24"	50°00'47"	50°01'00"
75°21'05"	75°12'48"	75°14'57"	75°13'13"
N	O	O	O
V.H.	V.H.	F.X.	F.X.
47.35	49.30	47.21	49.49
14.05	13.80	15.15	14.01
2.00	1.77	12.19	13.14
9.82	8.95	0.00	0.00
9.51	9.00	7.96	6.16
11.30	8.65	11.06	9.41
1.46	3.04	1.85	2.59
0.42	0.07	0.03	0.00
0.74	0.49	0.83	1.22
0.05	0.05	0.13	0.17
0.21	0.18	0.19	0.19
-	13	-	24
-	8	-	94
-	9	-	9
-	101	-	117
1.65	2.80	2.39	1.77
99.05	99.14	99.71	99.01

Dolérites porphyriques

Partie centrale de l'Unité I

No Echant.	CD82 80	CD83 80	L.H. 80	CD86? 80	MB 31 80	G. 30 81
No Carte 1	92	92	95	92	96	95
Latitude N	49°55'01"	49°56'00"	49°55'51"	49°55'50"	49°55'03"	49°55'53"
Longitude O	75°13'32"	75°14'29"	75°13'21"	75°13'50"	75°13'50"	75°13'39"
Lame-mince	0	0	0	0	0	0
Remarque	.	.	.	.	.	.
	.	.	.	.	.	.
Meth. An.	V.H.	V.H.	V.H.	V.H.	F.X.	F.X.
SiO2	51.40	49.10	45.40	48.74	48.39	50.78
Al2O3	5.00	10.60	9.20	7.30	12.51	12.24
Fe2O3	3.75	2.72	3.39	2.77	14.34	9.92
FeO	6.44	7.51	9.34	9.46	0.00	0.00
MgO	14.26	12.40	14.20	14.09	6.37	9.19
CaO	9.24	8.36	10.25	11.75	7.55	10.20
Na2O	2.85	2.37	1.33	1.13	2.61	3.77
K2O	0.41	2.55	0.99	0.63	0.18	0.55
TiO2	0.44	0.53	0.93	0.76	1.52	0.65
P2O5	0.09	0.21	0.20	0.06	0.20	0.28
MnO	0.17	0.16	0.16	0.19	0.19	0.18
Y	0	9	-	10	9	9
Zr	10	45	-	15	33	57
Rb	12	85	-	22	47	28
Sr	90	363	-	58	328	463
H2O	1.24	1.84	1.95	1.80	3.29	1.81
Total	99.00	99.23	99.10	99.68	99.17	99.59

	phénocx.de plagioclase	Partie sud de l'unité I			filons recoupant les gabbros		laves picritiques	
No Echant.	MB464 80	CD 27 81	CD 58C81	CD 59 81	G.III 81	G. IV 81	MB 62 80	G. XII 81
No Carte 1	77	43	58	57	37	35	92	95
Latitude N	50°00'06"	49°55'34"	49°53'43"	49°53'45"	49°56'22"	49°55'01"	49°55'54"	49°55'57"
Longitude O	75°13'21"	75°15'40"	75°17'32"	75°17'32"	75°15'00"	75°14'58"	75°14'20"	75°13'09"
Lame-mince	0	N	0	0	0	0	0	0
Remarque	Prox. tufs felsiques	Dol. tres grossiere	.	.	.	.	.	.
			.	.	.	.	.	.
Meth. An.	V.H.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.	V.H.	V.H.	F.X.
SiO2	63.12	49.54	49.02	50.01	51.30	51.43	46.30	47.13
Al2O3	15.15	10.82	12.10	8.85	13.35	14.15	8.35	8.63
Fe2O3	1.08	10.33	11.60	9.87	1.70	1.43	2.06	10.72
FeO	3.15	0.00	0.00	0.00	7.24	7.36	8.56	0.00
MgO	3.59	10.34	8.19	13.28	5.78	5.65	19.29	19.85
CaO	3.84	9.82	9.21	10.42	7.76	6.95	7.35	7.75
Na2O	5.00	2.55	2.74	1.72	2.77	5.34	0.72	0.68
K2O	2.61	1.01	2.48	0.30	2.39	0.53	0.15	0.56
TiO2	0.35	0.73	0.86	0.54	0.90	0.83	0.51	0.59
P2O5	0.14	0.32	0.25	0.28	0.41	0.35	0.14	0.22
MnO	0.07	0.18	0.21	0.17	0.16	0.13	0.18	0.18
Y	0	11	15	6	14	13	7	5
Zr	103	67	45	25	70	80	23	31
Rb	73	20	27	12	3	13	12	17
Sr	315	268	354	104	645	224	75	80
H2O	0.97	5.03	3.51	3.59	3.63	1.42	3.80	4.69
Total	99.22	100.74	100.27	99.12	99.45	99.47	99.05	99.81

Ferrogabbros

No Echant.	DF502 80	L.H.2 80	MB 22 80	MB410 80	MB435B80	MB527B80	G. II 81	G. VI 81
No Carte 1	81	93	89	29	88	107	31	37
Latitude N	49°57'59"	49°55'51"	49°56'52"	49°57'5"	49°56'42"	49°55'38"	49°56'03"	49°56'03"
Longitude O	75°08'33"	75°14'21"	75°12'53"	75°11'55	75°13'37"	75°10'20"	75°13'15"	75°13'07"
Lame-mince	0	0	0	0	0	0	0	0
Remarque					Faciès grossier	Faciès grossier		Faciès fin
Meth. An.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.	V.H.	F.X.	F.X.	F.X.
SiO2	48.90	52.94	49.42	50.20	52.11	48.69	52.29	50.62
Al2O3	12.65	13.10	13.51	11.90	12.05	13.21	12.63	13.37
Fe2O3	3.93	2.61	14.34	6.25	4.65	15.13	12.71	14.81
FeO	13.95	11.21	0.00	10.36	11.18	0.00	0.00	0.00
MgO	4.16	4.03	6.32	4.24	4.53	5.21	4.25	5.52
CaO	6.64	7.63	7.55	6.81	6.75	9.78	6.60	8.25
Na2O	3.66	2.37	2.61	2.14	2.75	2.15	2.79	2.22
K2O	0.28	0.77	0.18	0.13	0.38	0.26	0.39	0.65
TiO2	2.00	1.99	1.52	2.04	1.96	1.97	1.92	1.74
P2O5	0.11	0.19	0.20	0.23	0.21	0.20	0.22	0.21
MnO	0.29	0.25	0.19	0.25	0.21	0.23	0.25	0.19
Y	18	34	29	50	13	20	40	-
Zr	55	111	70	128	143	34	121	-
Rb	14	25	10	8	42	13	18	-
Sr	144	167	152	176	174	119	118	-
H2O	1.33	1.10	3.29	3.33	1.94	1.68	2.52	2.64
Total	99.51	100.22	99.17	99.02	99.95	99.50	99.97	99.49

No Echant.	G.VII 81	MB 24A81	MB 24B81	MB 56 81	MB 56B81	MB257 81	MB310 81	MB313 81
No Carte 1	32	59	59	42	42	14	85	85
Latitude N	49°56'35"	49°53'41"	49°53'41"	49°55'45"	49°55'46"	49°58'52"	49°57'01"	49°57'02"
Longitude O	75°15'51"	75°16'46"	75°16'46"	75°15'18"	75°15'28"	75°12'46"	75°11'11"	75°11'02"
Lame-mince	0	0	0	0	N	N	N	0
Remarque	Amph. en gerb.palm.	Faciès fin	Faciès grossier	Faciès fin	Faciès grossier		Faciès grossier	Faciès très fin
Meth. An.	F.X.	F.X.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.	V.H.	V.H.
SiO2	50.17	47.58	47.84	47.73	48.90	44.45	49.35	53.30
Al2O3	12.89	14.10	12.98	14.14	14.26	12.85	12.80	12.00
Fe2O3	16.04	14.78	18.13	12.13	12.63	2.40	4.51	7.05
FeO	0.00	0.00	0.00	10.36	11.18	11.49	10.00	8.02
MgO	5.52	6.95	5.12	7.22	7.01	7.35	8.18	2.96
CaO	8.39	11.59	7.72	11.32	10.05	5.82	7.42	6.74
Na2O	2.34	1.64	2.12	2.13	2.51	2.94	1.98	2.85
K2O	0.09	0.07	0.03	0.41	0.32	0.06	0.54	0.49
TiO2	1.92	1.21	1.91	1.09	1.15	1.14	2.68	2.04
P2O5	0.19	0.15	0.14	0.19	0.18	0.07	0.23	0.46
MnO	0.20	0.20	0.22	0.23	0.23	0.21	0.30	0.29
Y	38	16	26	16	15	-	-	-
Zr	102	36	65	30	24	-	-	-
Rb	12	11	15	16	18	-	-	-
Sr	101	161	162	171	181	-	-	-
H2O	2.38	2.30	2.95	3.99	3.45	4.03	2.38	2.14
Total	100.12	100.59	100.06	100.58	100.71	99.09	100.68	100.16

Leucogabbros

No Echant.	MD 50 81	MD 51 80	MD 60B81	MD 60C81	MD 64 81	MD 68 80	MD 74 81	MD 75 81
No Carte 1	112	91	48	40	53	100	55	56
Latitude N	49°54'34"	49°55'05"	49°54'41"	49°53'41"	49°54'26"	49°55'22"	49°54'25"	49°54'13"
Longitude O	75°15'36"	75°13'44"	75°16'19"	75°16'18"	75°16'17"	75°13'13"	75°17'47"	75°17'48"
Lame-mince	0	0	0	0	0	0	N	0
Remarque			Faciès a quartz	Faciès tres leuc.	Faciès tres leuc.		Faciès fin	Faciès fin
Meth. An.	F.X.	V.H.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.	F.X.	F.X.
SiO2	47.80	48.40	48.90	47.78	47.15	48.67	49.68	47.44
Al2O3	11.70	12.75	14.79	15.89	15.40	14.90	13.58	15.19
Fe2O3	10.08	2.21	11.05	9.97	10.49	1.25	9.16	9.64
FeO	0.00	6.95	0.00	0.00	0.00	7.77	0.00	0.00
MgO	12.61	11.52	8.72	8.04	8.37	8.67	8.82	9.32
CaO	14.30	12.35	10.08	12.71	13.36	12.12	12.71	13.67
Na2O	0.40	1.48	2.52	2.06	1.01	1.77	2.14	1.14
K2O	0.07	0.04	0.23	0.08	0.12	0.10	0.56	0.19
TiO2	0.52	0.49	0.74	0.75	0.80	0.71	0.84	0.64
P2O5	0.12	0.06	0.11	0.09	0.10	0.08	0.16	0.16
MnO	0.16	0.15	0.18	0.16	0.16	0.13	0.16	0.16
Y	8	25	11	12	14	-	10	12
Zr	0	19	15	18	21	-	16	15
Rb	12	7	14	14	14	-	26	15
Sr	112	179	160	172	127	-	352	175
H2O	2.74	1.91	2.61	2.51	2.50	2.16	2.95	2.40
Total	100.51	99.07	99.92	100.03	99.46	99.23	100.05	99.87

No Echant.	DF625 80	CD 15 80	CD 22 80	CD 30 81	CD 93 81	CD260 81	L.C.1981	L.T.2 81
No Carte 1	84	91	102	45	50	30	52	3
Latitude N	49°57'41"	49°56'38"	49°54'34"	49°15'00"	49°54'42"	49°57'11"	49°54'30"	49°53'20"
Longitude O	75°08'35"	75°14'53"	75°14'55"	75°16'37"	75°15'43"	75°16'17"	75°15'53"	75°26'12"
Lame-mince	0	0	0	N	0	0	0	N
Remarque					Proxim. melagabb.		Faciès rubanne	Shear zone
Meth. An.	F.X.	V.H.	V.H.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.	V.H.
SiO2	46.91	47.79	48.42	48.69	49.82	49.24	49.55	50.83
Al2O3	17.27	13.10	9.20	15.49	11.81	11.20	9.20	13.00
Fe2O3	9.93	1.78	1.24	10.12	2.45	9.02	0.92	0.76
FeO	0.00	7.46	7.95	0.00	0.00	0.00	9.05	6.22
MgO	9.22	10.17	13.55	8.27	11.03	11.78	12.17	10.70
CaO	11.34	14.15	13.93	10.95	13.01	15.01	13.54	7.40
Na2O	2.15	1.35	1.01	1.55	1.37	0.24	1.79	4.17
K2O	0.09	0.09	0.39	0.18	0.05	0.06	0.14	0.26
TiO2	0.63	0.53	0.60	0.75	0.64	0.41	0.71	0.72
P2O5	0.12	0.02	0.04	0.12	0.21	0.15	0.05	0.26
MnO	0.17	0.16	0.16	0.17	0.15	0.18	0.17	0.12
Y	9	10	13	12	0	6	-	-
Zr	9	5	11	23	9	0	-	-
Rb	10	9	14	15	11	9	-	-
Sr	231	154	219	389	189	133	-	-
H2O	3.24	1.74	1.80	3.90	2.19	2.42	1.75	3.03
Total	100.07	99.16	99.16	100.20	99.74	99.64	99.97	99.19

Leucogabbros

No Echant.	MB153B31	MB162A31	MB142B31	MB173 31	MB194B31	MB195 31	MB200B31	MB221 31
No Carte 1	21	23	23	27	26	25	29	4
Latitude N	42°59'14"	42°59'18"	42°57'10"	42°58'08"	42°58''14"	42°59'28"	42°59'24"	42°58'[illegible]
Longitude O	75°17'20"	75°17'10"	75°17'10"	75°17'00"	75°16'52"	75°16'33"	75°16'33"	75°25'[illegible]
Lame-mince	0	0	0	0	0	0	0	0
Remarque	Faciès rubanné	Faciès fin			Prox. sans anorth.		Faciès rubanné	
Meth. An.	F.X.	F.X.	F.X.	V.H.	F.X.	V.H.	F.X.	F.X.
SiO2	47.78	48.12	47.45	42.36	48.42	42.15	48.27	49.50
Al2O3	15.27	13.61	10.64	14.80	12.53	12.29	10.46	15.73
Fe2O3	8.12	10.13	12.12	1.33	9.07	1.80	9.20	9.52
FeO	0.09	0.00	0.00	7.39	0.00	7.08	0.00	0.00
MgO	9.48	9.91	13.48	10.58	11.54	10.87	12.42	7.68
CaO	13.80	13.15	9.87	9.58	14.44	13.48	11.91	11.90
Na2O	1.01	0.78	1.44	2.43	0.19	1.08	1.51	1.71
K2O	0.33	0.03	0.27	0.13	0.09	0.33	0.03	0.13
TiO2	0.42	0.70	0.77	0.43	0.44	0.45	0.43	0.77
P2O5	0.08	0.12	0.14	0.05	0.11	0.03	0.12	0.19
MnO	0.14	0.16	0.20	0.15	0.17	0.18	0.18	0.18
Y	6	12	11	-	6	-	6	12
Zr	0	20	23	-	0	-	0	23
Rb	18	10	16	-	11	-	12	14
Sr	167	136	50	-	120	-	40	128
H2O	2.98	2.96	3.27	2.12	2.49	1.61	5.71	2.11
Total	99.42	99.76	99.64	99.16	99.42	99.05	100.33	99.52

Leucog.

No Echant.	MB 10 80	.
No Carte 1	90	.
Latitude N	.	.
Longitude O	.	.
Lame-mince	0	.
Remarque	.	.
	.	.
Meth. An.	V.H.	.
SiO2	47.54	
Al2O3	13.80	
Fe2O3	1.75	
FeO	7.34	
MgO	9.46	
CaO	13.34	
Na2O	1.65	
K2O	0.33	
TiO2	0.61	
P2O5	0.08	
MnO	0.18	
Y	-	
Zr	-	
Rb	-	
Sr	-	
H2O	2.21	
Total	99.10	

Mélagabbros

MB 45 80	CD 92 81	G.VIII81	.
104	42	31	.
42°54'35"	42°54'43"	42°56'38"	.
75°13'40"	75°15'43"	75°15'00"	.
0	0	0	.
Massif homogene	Filonnets serpentine	Shear zone	.
V.H.	F.X.	V.H.	.
41.75	42.55	37.61	
4.45	5.57	2.73	
6.14	14.78	2.06	
9.15	0.00	11.02	
24.36	22.26	19.23	
5.90	6.78	7.66	
0.22	0.00	0.03	
0.10	0.01	0.02	
0.57	0.67	0.40	
0.10	0.14	0.06	
0.25	0.25	0.16	
13	8	1	
19	11	0	
8	13	10	
9	2	265	
5.82	6.33	14.16	
99.07	99.33	96.55	

Zone pegm.

MB153 31	.
21	.
42°59'14"	.
75°17'20"	.
0	.
.	.
.	.
F.X.	.
61.61	
15.60	
6.83	
0.00	
2.24	
4.20	
4.29	
0.04	
1.28	
0.10	
0.11	
21	
349	
11	
105	
1.38	
100.27	

Tufs

No Echant.	DF605 80	MB156 81	CD SEBR1	AGG. Mat.	AGG. Bloc	CD122 81	PF398 80
No Carte 1	83	106	60	40	40	61	83
Latitude N	49°57'55"	49°54'37"	49°57'22"	49°57'02"	49°57'02"	49°5[illegible]'02"	49°58'00"
Longitude O	75°08'36"	75°11'49"	75°11'40"	75°15'15"	75°15'15"	75°15'02"	75°08'26"
Lame-mince	O	O	O	O	O	N	O
Remarque	.	.	.	.	.	.	Facies fin
Meth. An.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.	V.H.	F.X.	V.H.
SiO2	56.00	62.20	57.84	67.35	77.95	63.08	54.70
Al2O3	14.95	14.60	16.73	15.45	10.10	15.02	15.90
Fe2O3	0.86	1.93	7.36	0.20	0.26	5.88	0.20
FeO	4.95	4.21	0.00	2.94	1.65	0.00	3.59
MgO	5.93	3.25	2.38	2.35	1.12	0.74	3.92
CaO	8.05	4.52	4.68	2.17	2.73	5.37	6.24
Na2O	4.86	4.25	3.78	6.70	3.81	2.31	6.45
K2O	0.74	0.67	0.84	0.14	0.32	0.47	0.52
TiO2	0.57	0.75	1.17	0.47	0.35	0.65	0.52
P2O5	0.11	0.26	0.29	0.15	0.08	0.26	0.14
MnO	0.07	0.10	0.11	0.03	0.01	0.07	0.08
Y	-	-	14	-	-	5	-
Zr	-	-	138	-	-	132.	-
Rb	-	-	31	-	-	21	-
Sr	-	-	855	-	-	467	-
H2O	1.49	1.85	4.21	1.32	0.49	4.77	6.45
Total	99.12	99.05	99.30	99.60	99.05	98.68	99.19

Gabbros à olivine (protérozoïques)

No Echant.	LS 92B81	MB388 80	MB388B80	MB452 80	MB137 81	MB264 81
No Carte 1	99	64	64	76	9	12
Latitude N	49°55'44"	50°00'40"	50°00'40"	50°00'57"	49°58'50"	49°59'02"
Longitude O	75°11'00"	75°14'57"	75°14'56"	75°12'50"	75°21'36"	75°20'52"
Lame-mince	N	O	N	O	O	N
Remarque	Diabase .	Gabbro grossier	Gabbro grossier	Facies grenu	Zone de trempe	N
Meth. An.	V.H.	F.X.	F.X.	V.H.	F.X.	V.H.
SiO2	59.03	47.47	49.02	47.65	49.85	47.45
Al2O3	13.00	18.00	17.29	17.65	14.82	14.80
Fe2O3	5.51	9.01	9.06	0.63	12.50	0.52
FeO	4.13	0.00	0.00	6.82	0.00	10.87
MgO	1.83	9.06	9.30	10.74	8.24	6.35
CaO	12.35	12.16	11.48	11.35	10.12	8.22
Na2O	0.10	1.47	1.83	1.86	1.60	2.42
K2O	0.03	0.29	0.33	0.18	0.53	0.53
TiO2	1.16	0.49	0.57	0.44	1.01	1.41
P2O5	0.54	0.16	0.11	0.03	0.17	0.15
MnO	0.12	0.15	0.14	0.13	0.22	0.25
Y	71	8	4	-	19	-
Zr	196	0	1	-	35	-
Rb	10	14	17	-	25	-
Sr	196	237	266	-	117	-
H2O	0.89	2.61	1.73	0.87	1.55	4.91
Total	99.14	100.87	100.86	99.10	100.62	99.09

Légende des cartes d'affleurements

- affleurement
- contact géologique présumé
- stratification
- schistosité S1
- shear-zone
- élément structural (observé en photo aérienne)
- sondage minier
- tranchée

- rubannement
- finement lité
- o vésicules
- • varioles
- ℂ alternances cycliques

33 ferrogabbro

34 leucogabbro

35 mélagabbro

30 gabbro s.l.

52 diabase

60 dolérite

α volcanite andesitique

βα volc. basalto andesit.

ρδ volc. rhyodacitiques

Cl: coulée de lave

Cm massive
Cg mégacoussins
Cc coussins
B brèche de coussins

M intrusion subvolcanique

S sédiments indifférenciés

SF conglomérat polymict.
SW grauwackes
SO arkose
SS silstone

P pyroclastites

Pn tuf à blocs (L>256 mm)
Pb tuf à bombes (L>64 mm)
Pl tuf à lapillis (L>2 mm)
Pf tuf fin
Pc tuf à cristaux

P( ) porphyrique

O( ) petits phénocristaux

A( ) gloméroporphyrique

L calcification

J carbonatisation

V( ) veines, filonnets de....

P( ) phénocristaux de

h amphibole

a ankérite

b biotite

l calcite

x pyroxène

f feldspath

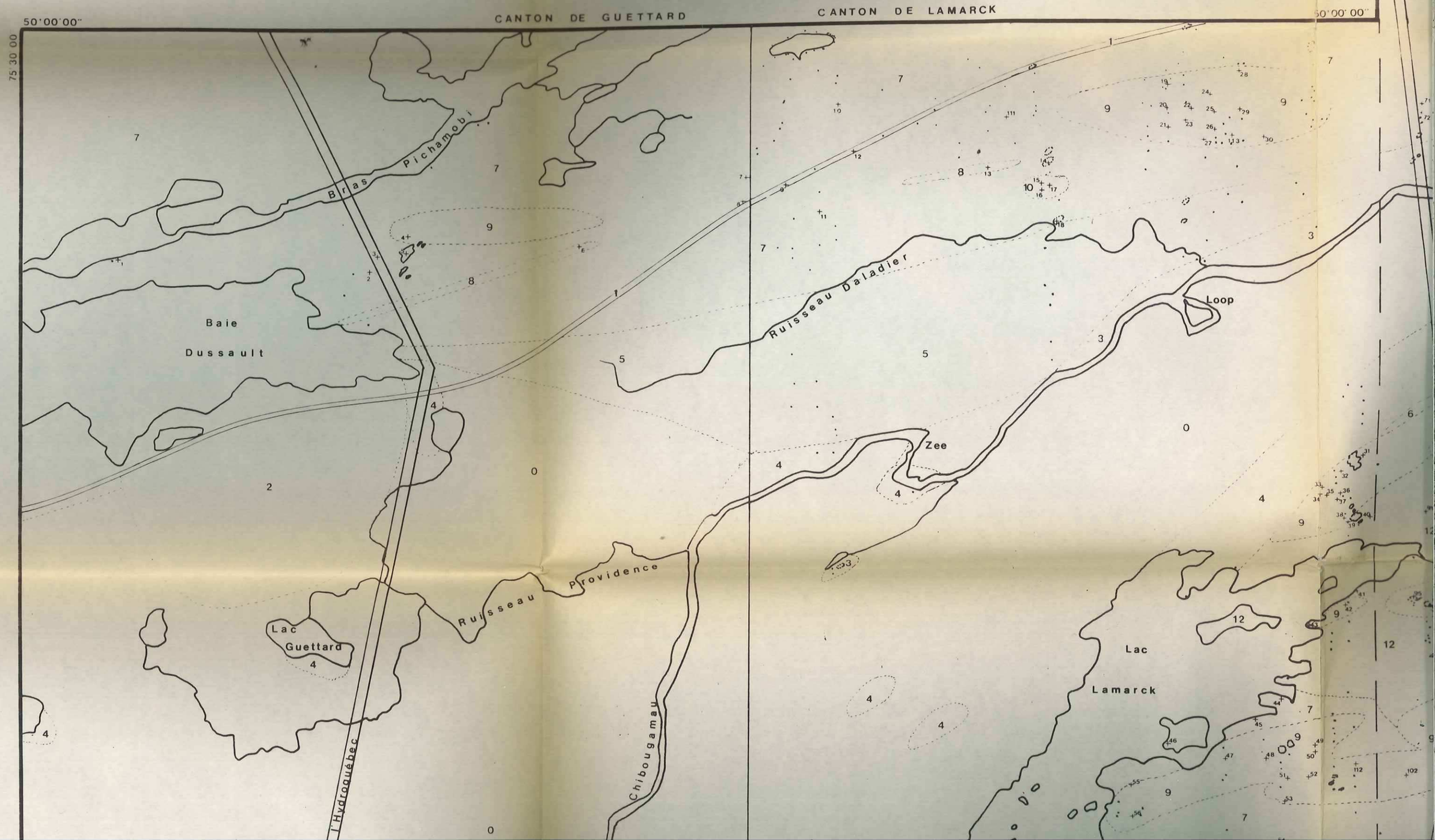
q quartz

ep épidote

An amas anorthositique

Ex: 34(xxfV(q ep)An)
leucogabbro à plagioclase et deux pyroxènes recoupé de veines à quartz-épidote. On observe quelques amas anorthositiques

CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DES CANTONS DE LAMARCK ET DE GUETTARD



SCHEMATIQUE DES CANTONS
CK ET DE GUETTARD

UNIVERSITE D
INSTITUT D
DOCUM
RUE MAUR
F 38031 GR
TEL. (7

Lac Guettard

Ruisseau Providence

Ligne électrique de l'Hydroquébec

Rivière Chibougamau

Lac Sibelius

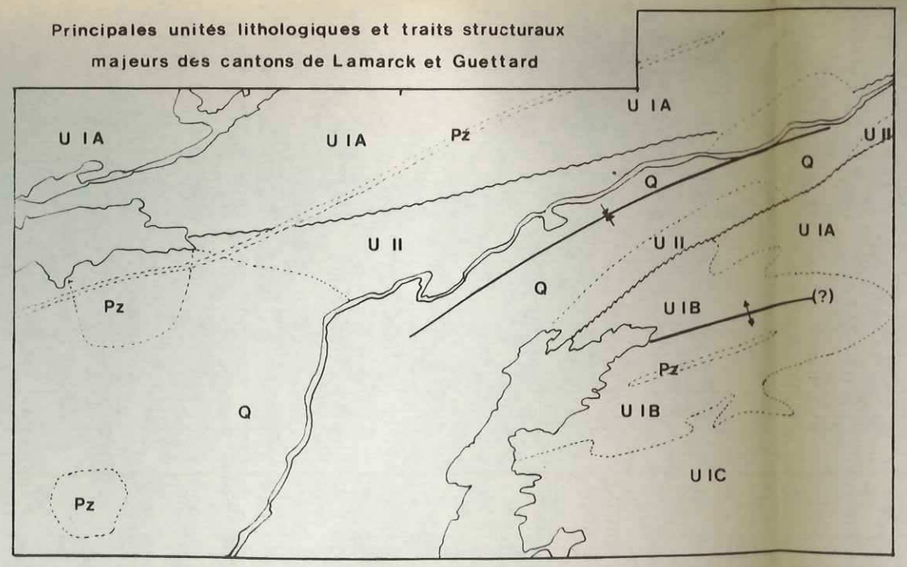
Lac Lamarck

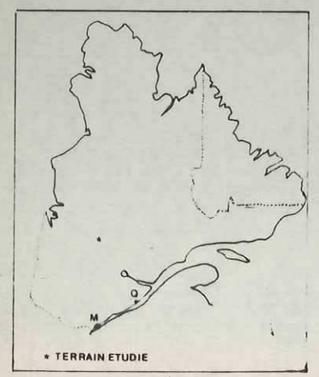
Ruisseau Travailleur

75°30'00"

49°52'55"

Principales unités lithologiques et traits structuraux majeurs des cantons de Lamarck et Guettard





N

U IA — U II — U IA

Coupe géologique schématique suivant la ligne de demi-canton de

QUATERNAIRE (Q) | DEPOTS GLACIAIRES INDI

PROTEROZOIQUE (Pz) | GRANODIORITES ET SYENITE

DYKES DE DIABASE OU DE GA

UNITE II (U II) DE LA SEQUENCE ARCHEENNE | LAVES A PHENOCRISTAUX DE PYROXENE, VOLCANO-SEDIM

CONGLOMERATS A GALETS D GRAUWACKES

RYTHMITES (ARKOSES, SILTS

GRAUWACKES OU TUFS FELS (CF. 1° PARTIE)

LIMITE DE FORMATION OU D'UNITE

FAILLE

DISCORDANCE

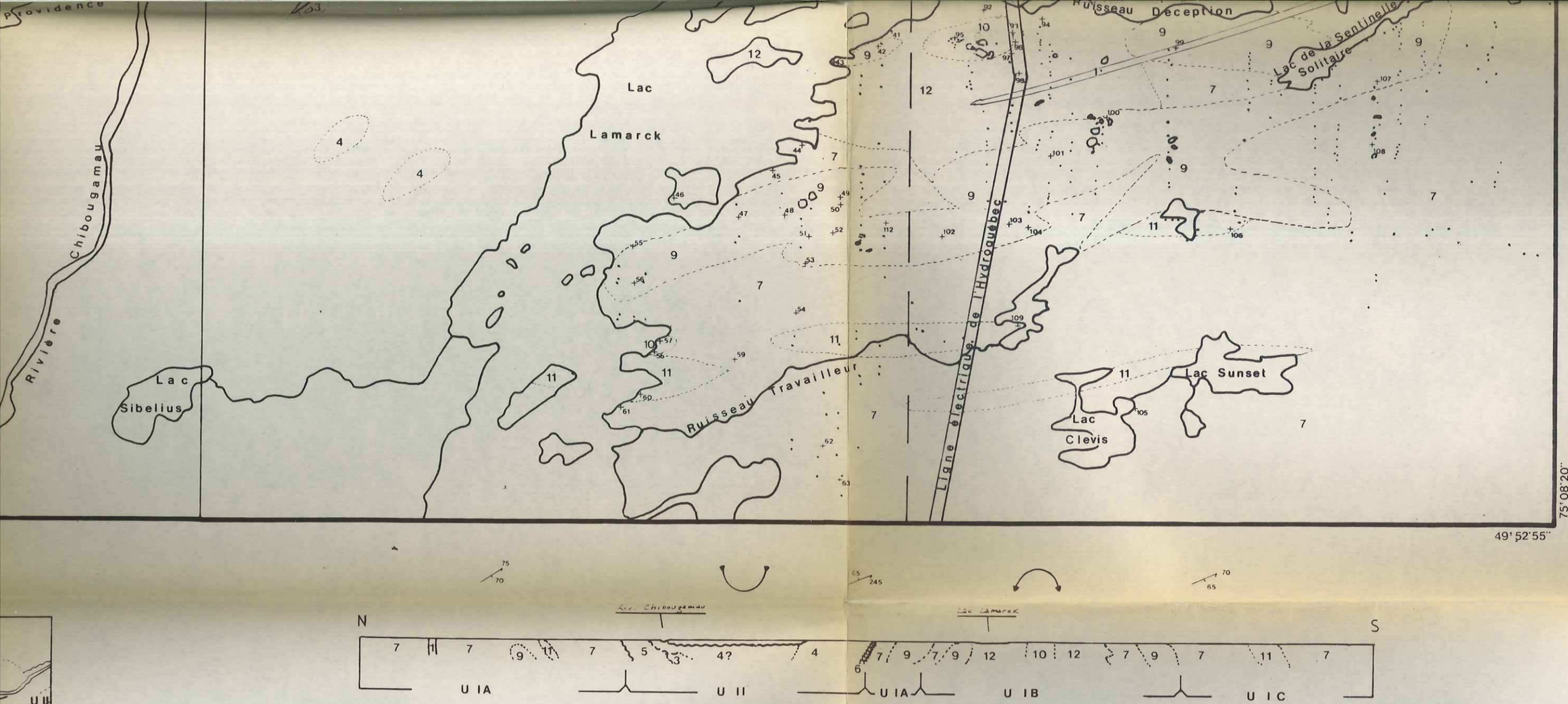
AXE DE PLI A ANTICLINAL B SYNCLINAL

AFFLEUREMENT OBSERVE

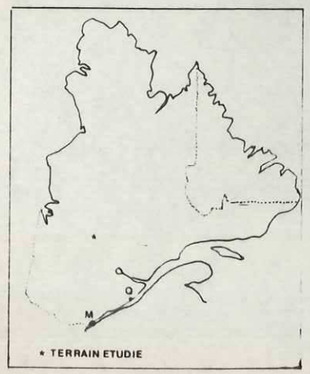
ANALYSE CHIMIQUE (REF ANNEXE +77

ECHELLE DE LA CARTE GEOLOGIQUE: 1/50 000

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



Coupe géologique schématique suivant la ligne de demi-canton de Lamarck (ligne N-S an 75°15'15")



LIMITE DE FORMATION OU D UNITE

FAILLE

DISCORDANCE

AXE DE PLI A ANTICLINAL B SYNCLINAL

AFFLEUREMENT OBSERVE

ANALYSE CHIMIQUE (REF ANNEXE +77

QUATERNAIRE (Q)

DEPOTS GLACIAIRES INDIFFERENCIES	0

PROTEROZOIQUE (Pz)

GRANODIORITES ET SYENITES	1
DYKES DE DIABASE OU DE GABBRO A OLIVINE	2

UNITE II (U II) DE LA SEQUENCE ARCHEENNE

LAVES A PHENOCRISTAUX DE FELDSPATH ET DE PYROXENE, VOLCANO-SEDIMENTS	3
CONGLOMERATS A GALETS DE GRANITOIDES, GRAUWACKES	4
RYTHMITES (ARKOSES, SILTS ET GRES)	5
GRAUWACKES OU TUFS FELSIQUES (CF. 1° PARTIE)	6

UNITE I DE LA SEQUENCE ARCHEENNE

COULEES BASALTIQUES MASSIVES OU COUSSINEES, DOLERITES, QUELQUES TUFS BASIQUES OU FELSIQUES	7
FILONS DE DOLERITE GLOMEROPORPHYRIQUE	8
FILONS-COUCHES LITES DE GABBRO	9
DYKE-SWARM DOLERITIQUE	10
TUFS ET VOLCANOSEDIMENTS FACIES BASIQUES DOMINANTS, FELSIQUES PLUS RARES	11
TUFS ET VOLCANOSEDIMENTS FELSIQUES, FILONS DE DOLERITES PORPHYRIQUES, QUELQUES BASALTES	12

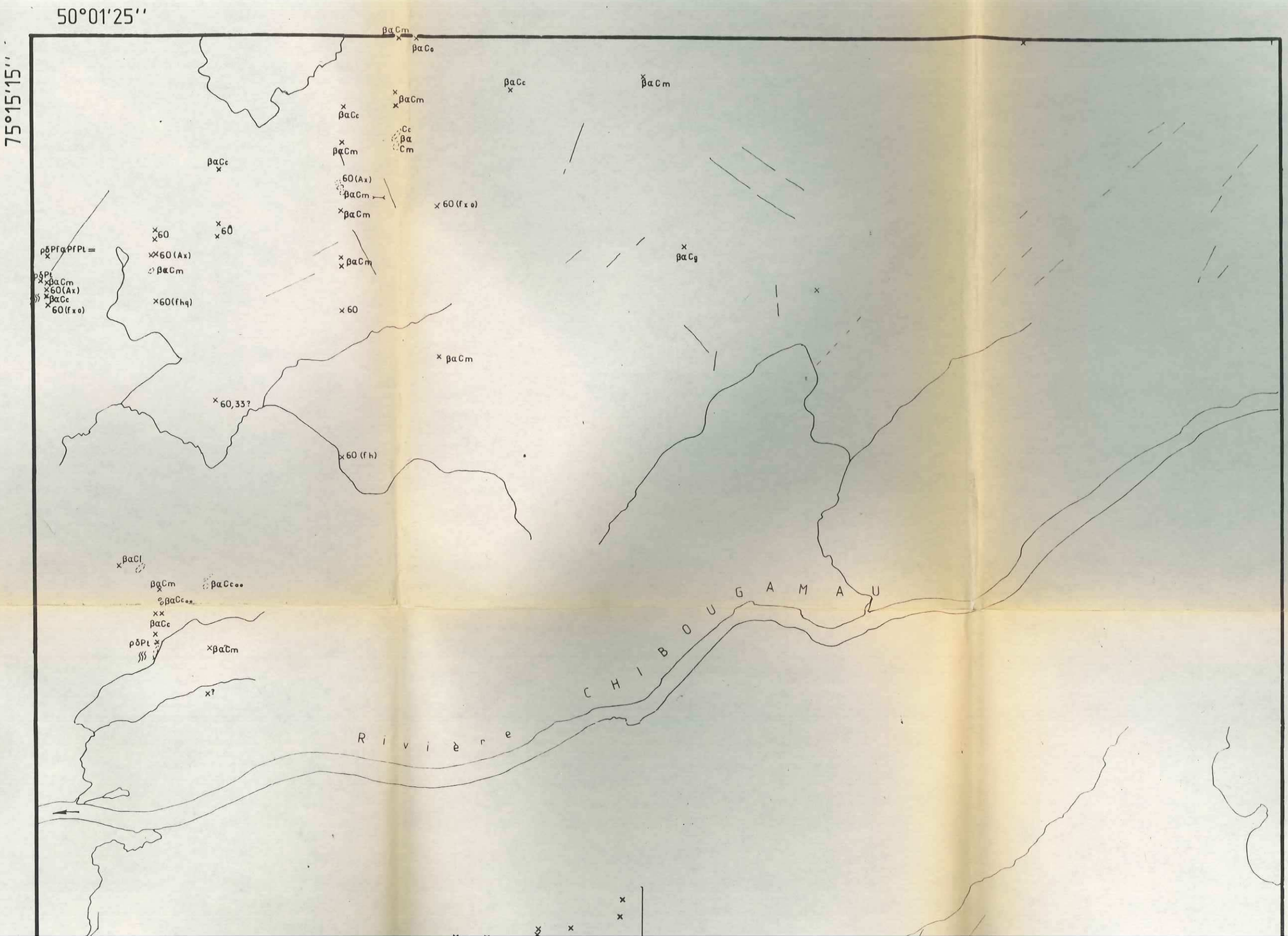
U IA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE I
U IB PARTIE CENTRALE DE L'UNITE I
U IC PARTIE MERIDIONALE DE L'UNITE I

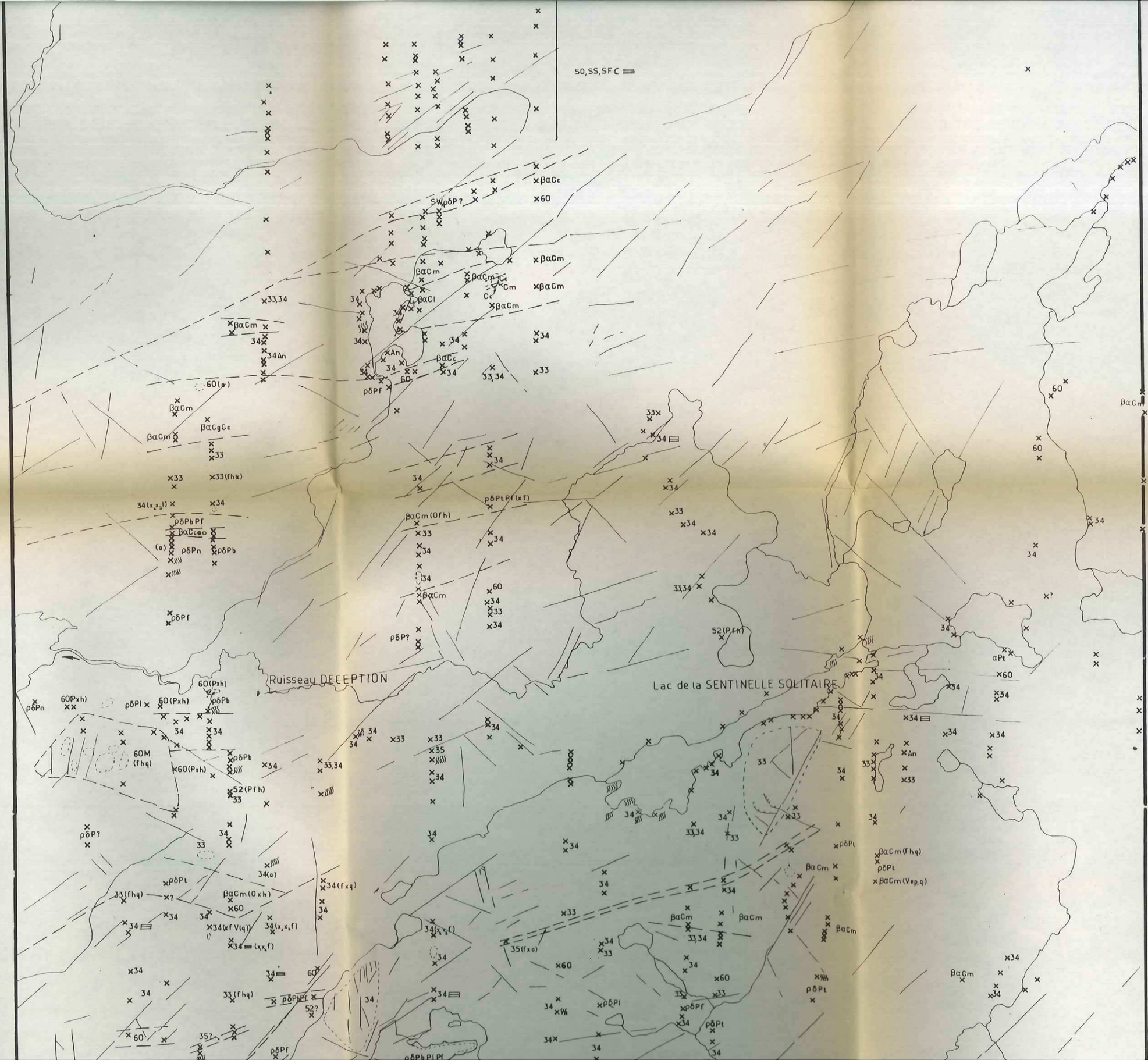
ECHELLE DE LA CARTE GEOLOGIQUE : 1 / 50 000

0 1 2 3
1 2 3 4 5 6 7 8 9

Carte d'affleurements: LAMARCK-Ouest

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43




Ruisseau DECEPTION
Lac de la SENTINELLE SOLITAIRE

Ruisseau DECEPTION

Lac de la SENTINELLE SOLITAIRE

Lac SUNSET

Lac CLEVIS

75°08'20''

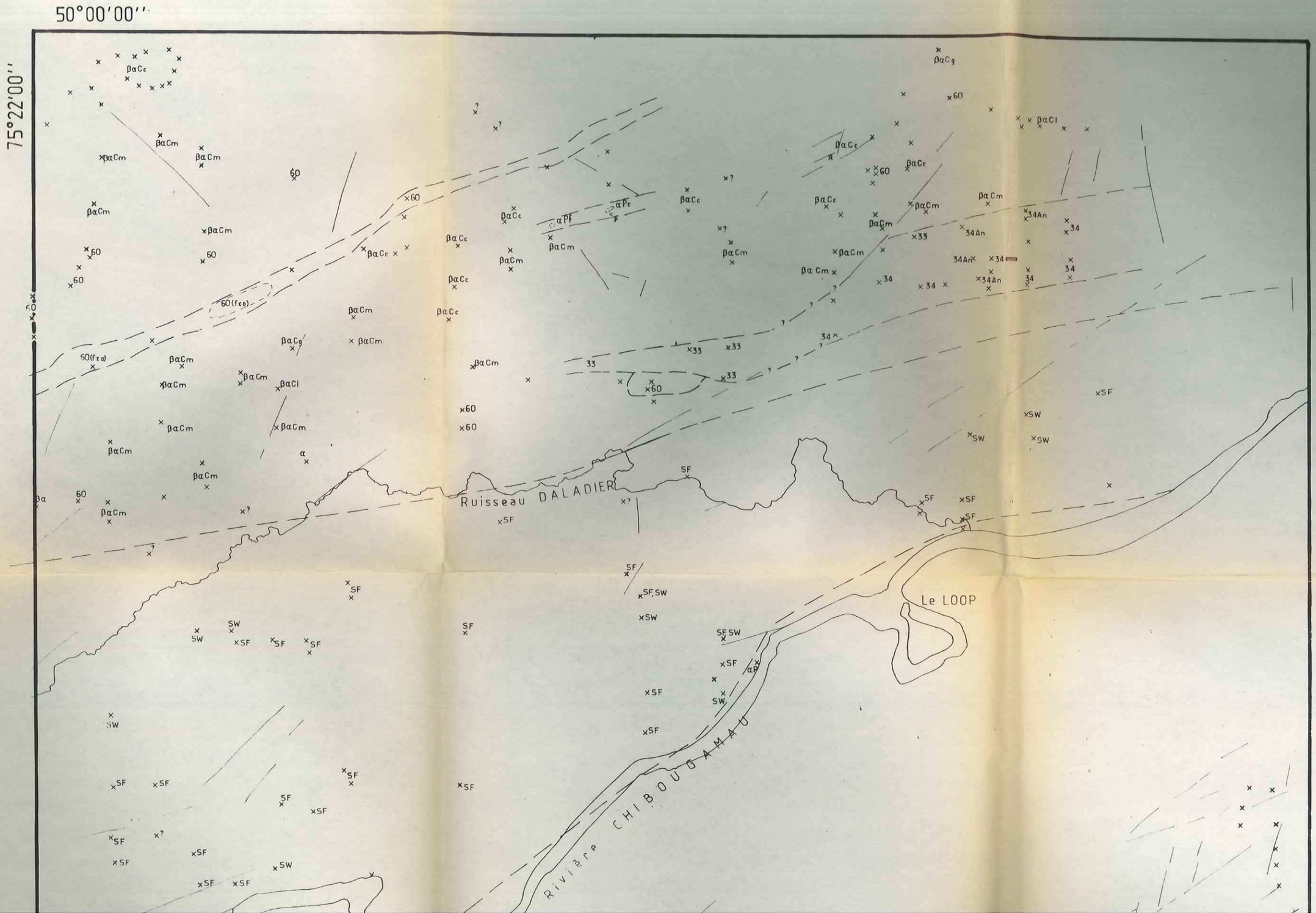
49°52'55''

0 500 1000 mètres

N

Carte d'affleurements: LAMARCK–Est

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



Lac LAMARCK

Ile BAILEY

Ruisseau TRAVAILLEUR

75°15'15''

49°52'55''

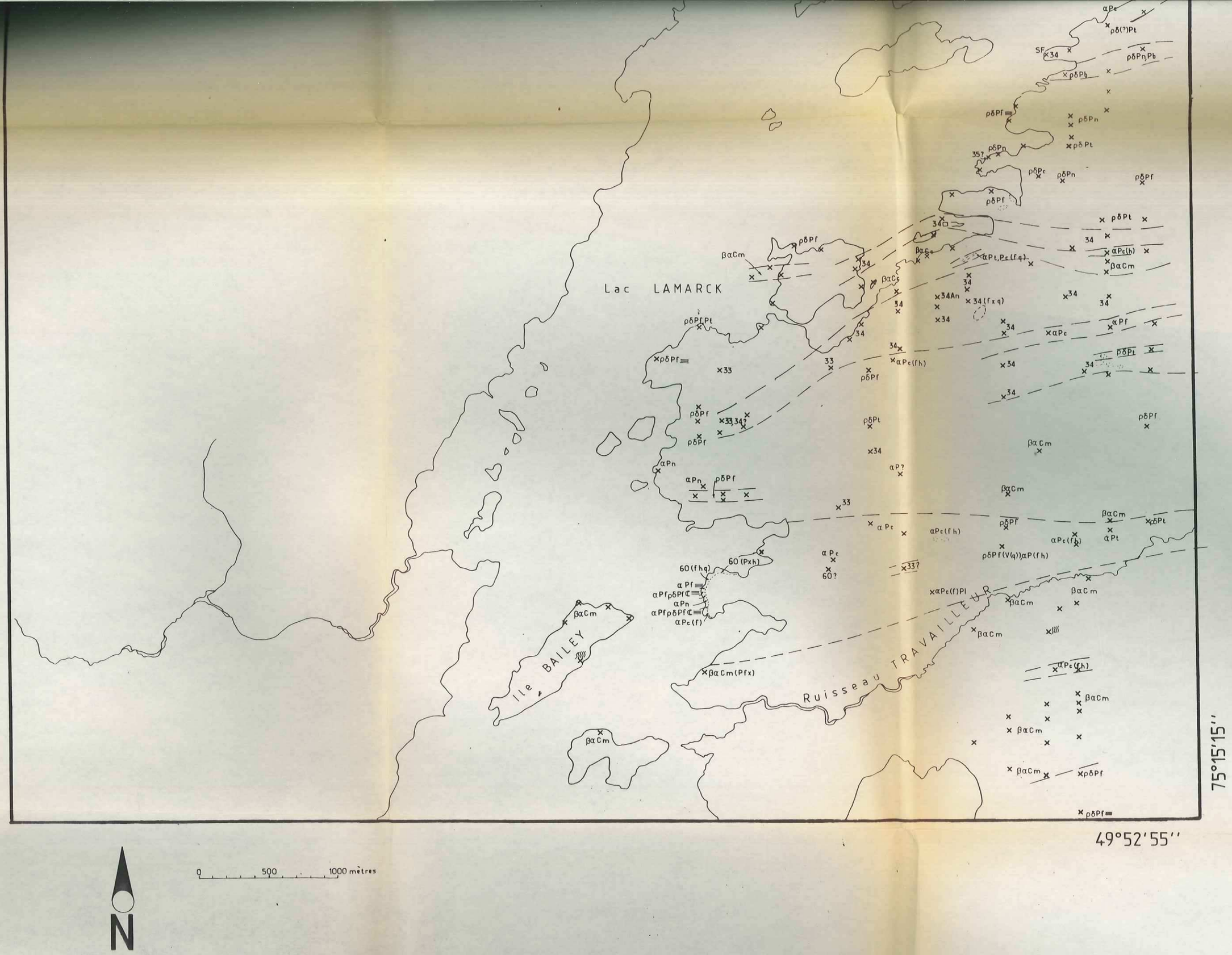
500 1000 mètres

Le LOOP

Rivière CHIBOUGAMAU

Le ZEE

Lac LAMARCK


Lac LAMARCK
Ile BAILEY
Ruisseau TRAVAILLEUR
75°15'15''
49°52'55''
0 500 1000 mètres
N