

# TH 0101

PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE DU FLANC DU SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORE

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

TH 0101

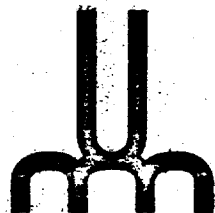
**PÉTROGRAPHIE ET PÉTROLOGIE DU FLANC SUD-EST  
DU COMPLEXE DU LAC DORÉ**

**PAR**

**JEAN LOUIS CATHY**

**Mémoire présenté en vue de l'obtention de la  
maîtrise ès sciences en géologie**

**DEPARTEMENT DE GÉOLOGIE  
FACULTÉ DES SCIENCES  
UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL**



UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL  
BIBLIOTHEQUE

Thèse

QE

446

C368 p

**Pétrographie et Pétrologie du flanc sud-est  
du complexe du Lac Doré**

proposé par

**JEAN LOUIS CATI**

**Mémoire présenté en vue de l'obtention  
de la maîtrise ès sciences en géologie**

**DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE**

**FACULTÉ DES SCIENCES**

**UNIVERSITÉ DE MONTREAL**

avril 70

## TABLE DES MATIERES

	Pages
I. INTRODUCTION.....	1
1.1 Généralités.....	1
1.2 Situation géographique.....	1
1.3 Historique, travaux antérieurs.....	2
1.4 Géologie de la région de Chibougamau.....	5
II. GEOLOGIE DU COMPLEXE DU LAC DCRE.....	8
2.1 Introduction.....	8
2.2 Tectonique.....	9
2.3 Economique.....	10
2.4 Pétrographie et stratigraphie.....	11
2.4.1 Introduction.....	11
2.4.2 Zone anorthositique.....	14
2.4.2.1 Introduction.....	14
2.4.2.2 Minéralogie.....	14
2.4.2.3 Pétrographie.....	16
2.4.3 La zone rubanée.....	22
2.4.3.1 Métapyroxénite I ( $P_1$ ).....	22
2.4.3.1.1 Minéralogie.....	26
2.4.3.1.2 Pétrographie.....	28
2.4.3.2 Métanorthosite I ( $A_1$ ).....	37
2.4.3.2.1 Minéralogie.....	37
2.4.3.2.2 Pétrographie.....	38
2.4.3.3 Métapyroxénite II ( $P_2$ ).....	41

	Pages
2.4.3.3.1 Minéralogie.....	41
2.4.3.3.2 Pétrographie.....	43
2.4.3.4 Métanorthosite II (A <sub>2</sub> ).....	47
2.4.3.4.1 Minéralogie.....	48
2.4.3.4.2 Pétrographie.....	48
2.4.3.5 Métapyroxénite III (P <sub>3</sub> ).....	52
2.4.3.5.1 Minéralogie.....	55
2.4.3.5.2 Pétrographie.....	57
2.4.4 La zone granophyrique.....	64
2.4.4.1 Introduction.....	64
2.4.4.2 Pétrographie.....	65
2.5 Assemblages métamorphiques.....	68
2.5.1 Introduction.....	68
2.5.2 Interprétation des assemblages métamorphiques..	68
2.5.3 Conclusions.....	72
<b>III. RELATIONS MINÉRALOGIQUES ET MÉTAMORPHIQUES.....</b>	<b>74</b>
3.1 Introduction.....	74
3.2 Plagioclase.....	74
3.3 Pyroxènes.....	75
3.4 Olivine.....	79
3.5 Apatite.....	81
3.6 Quartz.....	82
3.7 Magnétite Titanifère.....	82
3.8 Ilménite.....	82
3.9 Conclusions.....	82

	Pages
<b>IV. LES OXYDES DE FER ET DE TITANE DE LA ZONE RUBANEE.....</b>	<b>85</b>
4.1 Introduction.....	85
4.2 Examen microscopique.....	85
4.3 Relations oxydes-silicates.....	88
4.4 Relations texturales entre la magnétite titanifère et l'ilménite.....	89
4.5 Origine de l'ilménite.....	97
4.5.1 Introduction.....	97
4.5.2 Interprétation des relations texturales magnétite-ilménite.....	97
4.5.3 Conclusions.....	100
4.6 Composition chimique des oxydes de fer et de titane.	101
4.6.1 Introduction.....	101
4.6.2 Distribution des oxydes majeurs FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , TiO <sub>2</sub> .....	104
4.6.3 Distribution des oxydes mineurs, MnO, MgO, CaO, Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> , dans les magnétites et ilménites coexistantes.....	107
4.6.4 Distribution des oligo-éléments V, Cr, Ni, Cu, Zn dans les magnétites titanifères et les ilménites coexistantes.....	115
4.6.5 Conclusions.....	121
4.7 Compositions des magnétites et des ilménites dans le système FeO-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> .....	123
4.8 Géothermomètre et géobaromètre.....	126

	Pages
4.3.1 Introduction.....	126
4.3.2 Discussion sur les données.....	128
4.3.3 Conclusions.....	135
V. GEOCHIMIE DE LA ZONE RUBANÉE.....	137
5.1 Introduction.....	137
5.2 Variation des oxydes majeurs à travers les différents membres de la zone rubanée.....	136
5.3 Distribution des éléments au cours de la cristallisation fractionnée.....	151
5.3.1 Introduction.....	151
5.3.2 Groupes I, La, Groupes Ia, E, Pb.....	151
5.3.3 Groupe II, Mg, Groupe IIa Ca, Sr, Ba.....	153
5.3.4 Groupe III, Al.....	155
5.3.5 Groupe IV, Si.....	155
5.3.6 Groupe IVa, Ti.....	156
5.3.7 Groupe Va, V.....	156
5.3.8 Groupe VIIa, Mn.....	157
5.3.9 Groupe VIII, Fe, Ni.....	158
5.3.10 Groupe Ib, Cu.....	158
5.3.11 Groupe V, P.....	160
5.4 Conclusions.....	161
VI. COURSE DE CRISTALLISATION.....	163
6.1 Introduction.....	163
6.2 Course de cristallisation du magma du complexe du Lac Doré.....	163
6.3 Course de cristallisation du magma du complexe du	



	Pages
Lac Doré en fonction de l'état d'oxydation et de la fO <sub>2</sub> .....	170
6.3.1 Origine de la course de cristallisation du complexes du Lac Doré.....	172
6.4 Conclusions.....	175
VII. STRUCTURES ET TEXTURES PRIMAIRES.....	178
7.1 Structures Primaires.....	178
7.1.1 Structures par différenciation gravitationnelle.....	178
7.1.1.1 Description du rubanement rythmique du complexe du Lac Doré.....	180
7.1.2 Structures de déformation.....	186
7.1.3 Conclusions.....	190
7.2 Textures primaires.....	192
7.2.1 Texture "cumulus".....	192
7.2.2 Texture pegmatitique.....	192
7.2.3 Texture interstitielle (intercumulus).....	194
7.2.4 Les néoauristes.....	194
VIII. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉTUDE DE LA PÉTROGRAPHIE ET DE LA PÉTROLOGIE DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ.....	195
APPENDICE I.....	199
APPENDICE II.....	207
REMERCIEMENTS.....	216
RÉFÉRENCES.....	217

CONTENU DES APPENDICES

Pages

APPENDICE I

Analyses chimiques des magnétites titanifères et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.

- 1. Introduction..... 199
- 2. Méthode de séparation..... 199
- 3. Méthode d'analyse..... 199
- 4. Description des échantillons analysés..... 202
- 5. Procédés utilisés pour recalculer les analyses de magnétite et d'ilménite en fonction des solutions solide binaire Magnétite-Olivospinel et Ilménite-Férrite..... 204
- 6. Liste des échantillons analysés avec leur numéro de terrain correspondant..... 204

APPENDICE II

Analyses chimiques des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.

- 1. Introduction..... 207
- 2. Méthode d'analyse..... 207
- 3. Description des échantillons analysés..... 209
- 4. Liste des numéros des échantillons analysés avec leur numéro de terrain correspondant..... 215

	Pages
CONTENU DES APPENDICES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES FIGURES.....	xiv
LISTE DES PLANCHES.....	xix
RESUME.....	xxiii
ABSTRACT.....	xiv

## LISTE DES TABLEAUX

		Pages
Tableau 1	Tableau des formations, région de Chibougamau.....	6
Tableau 2	Sous-divisions du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.....	12
Tableau 3	Analyses modales de roches provenant de la Zone Anorthositique.....	19
Tableau 4	Analyses chimiques de quatre échantillons provenant de la ZONE ANORTHOSSITIQUE. (pourcentage en poids).....	20
Tableau 5	Analyses chimiques de roches anorthositiques du Bushveld.....	21
Tableau 6	Sous-divisions de la zone rubanée.....	24
Tableau 7	Classification des roches de la zone rubanée..	30
Tableau 8	Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à magnétite du membre de Métapyroxénite I. (P <sub>1</sub> ).....	31
Tableau 9	Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à plagioclase et magnétite du membre de Métapyroxénite I. (P <sub>1</sub> ).....	32
Tableau 10	Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à plagioclase, magnétite et pyroxène du membre de Métapyroxénite I. (P <sub>1</sub> ). .....	33
Tableau 11	Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à magnétite, plagioclase, pyroxène, du membre de Métapyroxénite I. (P <sub>1</sub> ). .....	34

		Pages
Tableau 12	Analyses modales, (estimation visuelle) des métaanorthosites, des métagabbros et des métagabbros anorthositiques du membre de Métapyroxénite I. ( $P_1$ ).....	35
Tableau 13	Analyses modales, (estimation visuelle) des métaanorthosites gabbroïques du membre de Métapyroxénite I.....	36
Tableau 14	Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de Métaanorthosite I. ( $A_1$ )..	39
Tableau 15	Analyses chimiques de deux échantillons provenant du membre de Métaanorthosite I. ( $A_1$ ). (pourcentage en poids).....	40
Tableau 16	Analyses chimiques de quatre échantillons du membre de Métapyroxénite II. ( $P_2$ ). (pourcentage en poids.).....	44
Tableau 17	Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de Métapyroxénite II. ( $P_2$ ).	45
Tableau 18	Analyses chimiques de trois échantillons du membre de Métaanorthosite II. ( $a_2$ ). (pourcentage en poids.).....	50
Tableau 19	Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de Métaanorthosite II. ( $A_2$ ).	51
Tableau 20	Classification des roches du membre de Métapyroxénite III.....	57
Tableau 21	Analyses chimiques des métapyroxénites et des métagabbros melanocrates du membre de	

		Pages
	Métapyroxénite III. (P <sub>3</sub> ).....	60
Tableau 22	Analyses chimiques des métapyroxénites et des métagabbros mélanocrates du membre de Métapyroxénite III. (P <sub>3</sub> ) (pour cent en poids.).....	61
Tableau 23	Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de Métapyroxénite III. (P <sub>3</sub> ).	62
Tableau 24	Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de Métapyroxénite III, (P <sub>3</sub> ).	63
Tableau 25	Analyses chimiques des métagranophyres des membres de Métagranophyre sodique I et II. (pourcentage en poids.).....	67
Tableau 26	Assemblages métamorphiques des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.....	71
Tableau 27	Analyses des magnétites titanifères de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. (% poids).....	102
Tableau 28	Analyses des ilménites de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. (% poids).....	103
Tableau 29	Analyses des magnétites du complexe du Skaergaard.....	113
Tableau 30	Analyses des ilménites du complexe du Skaergaard.....	114
Tableau 31	Analyses des ilménites de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.	

	Pages
	(pourcentage moléculaire.)..... 129
Tableau 32	Analyses des magnétites de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. (pourcentage moléculaire.)..... 130
Tableau 33	Température et $fO_2$ de formation des paires de magnétite et d'ilménite coexistantes..... 131
Tableau 34	Compositions des magnétites et des ilménites provenant de zones riches en oxydes de fer et de titane, ainsi que leurs températures et leurs $fO_2$ de formation. (Buddington, p. 335, 1964)..... 134

LISTE DES FIGURES

		Pages
Figure 1	Variation de la composition virtuelle du plagioclase et de l'olivine en fonction de la position stratigraphique des échantillons.....	76
Figure 2	Variation de la composition virtuelle des pyroxènes en fonction de la position stratigraphique des échantillons.....	80
Figure 3	Minéraux présents dans les roches de la zone rubanée avant le métamorphisme.....	84
Figure 4	Phases présentes dans le système FeO-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> .....	87
Figure 5	Variation de la teneur en FeO et TiO <sub>2</sub> des magnétites et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	104
Figure 6	Variation de la teneur en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> et CaO des magnétites et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	105
Figure 7	Variation de la teneur en MnO et MgO des magnétites et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	110



Figure 8	Variation de la teneur en $Al_2O_3$ et $SiO_2$ des magnétites et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	111
Figure 9	Distribution du $MnO$ entre les magnétites titanifères et les ilménites coexistantes.....	112
Figure 10	Variation de la teneur en vanadium et en chrome des magnétites du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	116
Figure 11	Variation du pourcentage en poids en $Fe$ , $TiO_2$ , $V$ , dans des concentrés magnétiques, provenant du forage Jalore No. 1 du rang 6, canton de Rinfret.....	117
Figure 12	Variation du pourcentage en poids en $Fe$ , $TiO_2$ , $V$ , dans des concentrés magnétiques, provenant du forage Jalore No. 2 du rang 7 canton de Rinfret.....	118
Figure 13	Variation de la teneur en $Mn$ des magnétites et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	120
Figure 14	Variation de la teneur en $Cu$ et $Zn$ des magnétites et des ilménites coexistantes du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en	

	Pages
	122
fonction de leur position stratigraphique.....	
<b>Figure 15</b> Champ de stabilité des composés du le système $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ ( $\text{PH}_2\text{O} = 0$ ) d'après Ernst (1947).....	124
<b>Figure 16</b> Représentation des magnétites et ilmérites coexistantes, de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré dans le système $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ .....	124
<b>Figure 17</b> Diagramme du $-\log_{10} f\text{O}_2$ versus la température de formation des paires de magnétite et d'ilmérite coexistantes. (Compositions en pourcentage moléculaire).....	132
<b>Figure 18</b> Variation de la teneur en $\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2$ des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	140
<b>Figure 19</b> Variation de la teneur en $\text{MgO}$ et $\text{MnO}$ des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	142
<b>Figure 20</b> Variation de la teneur en $\text{Sr}$ et $\text{CaO}$ des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	144
<b>Figure 21</b> Variation de la teneur en $\text{Na}_2\text{O}$ et $\text{K}_2\text{O}$ des roches du flanc sud-est du complexe du Lac	

	Pages
Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	145
Figure 22 Variation de la teneur en $P_2O_5$ et V des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	147
Figure 23 Variation de la teneur en $TiO_2$ et Fe total ( $Fe_2O_3$ ) des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	149
Figure 24 Variation de la teneur en $Fe_2O_3/FeO$ et $FeO$ des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	150
Figure 25 Variation de la teneur en Rb et Ba des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	152
Figure 26 Variation de la teneur en Cu et Ni des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, en fonction de leur position stratigraphique.....	159
Figure 27 Diagramme $FeO-MgO$ -alkalis pour le complexe du Skaergaard d'après Wager et Deer (1939).....	165
Figure 28 Diagramme $FeO-MgO$ -alkalis pour les complexes de Stillwater, Bushveld et Duluth d'après Hess (1960), Hall (1932), et Grout (1918).....	166
Figure 29 Diagramme $FeO-MgO$ -alkalis pour les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.....	167

Figure 30	Diagramme $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ pour les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.....	169
-----------	--	-----

## LISTE DES PLANCHES

		Pages
Planche I	Vue aérienne du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. En avant plan, le lac Fern, en arrière plan à droite, le lac Cinq Killes.....	13
Planche II	Rubanement de type "inch scale layering" dans la zone à basse teneur du membre de Métapyroxénite I.....	25
Planche III	Injection de métagranophyre dans une métapyroxénite du membre de Métapyroxénite III.....	53
Planche IV A	Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite. Aussi grains automorphes d'ilménite.....	91
B	Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite, aussi grains automorphes d'ilménite ainsi que des petits grains zénonomorphes d'ilménite dans une fracture du grain de magnétite.....	91
Planche V A	Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite titanifère.....	92
B	Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite titanifère.....	92
Planche VI A	Lamelles encore plus larges d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite titanifère, plus intercroissance micrographique de magnétite et d'ilménite....	93

		Pages	
	B	Grandes lamelles d'ilménite dans les plans (III) de la magnétite titanifère.....	73
Planche VII	AB	Intercroissance micrographique de magnétite titanifère et d'ilménite. (L'ilménite est sous forme de plages gris foncé dans la magnétite.).....	74
Planche VIII	A	Grains isolés de magnétite titanifère et d'ilménite.....	95
	B	Des grains de magnétite titanifère montrant l'intercroissance micrographique ilménite-magnétite, et des grains d'ilménite montrant des lamelles d'hématite.....	95
Planche IX	AB	Lamelles d'hématite dans les grains d'ilménite.....	96
Planche X	A	Eubancement rythmique dans un métagabbro....	179
	B	Eubancement rythmique dans un métagabbro....	179
Planche XI	A	Eubancement normal, membre de l'étapyroxénite I.....	183
	B	Eubancement de type "inch scale layering", membre de l'étapyroxénite I.....	183
Planche XII	A	Eubancement typique, membre de l'étapyroxénite II.....	184
	B	Eubancement typique, membre de l'étapyroxénite III.....	184
Planche XIII	A	Eubancement, zone à haute teneur, membre de l'étapyroxénite I.....	185

		Pages
	B Rubanement, zone a basse teneur, membre de Métapyroxénite I.....	185
Planche XIV	A Affaissement dans un banc de métacumulite à magnétite du membre de Métapyroxénite I.....	187
	B Creusement et remblaiement "scour and fill", membre de Métapyroxénite II.....	187
Planche XV	A Pseudo-stratification entrecroisée, membre de Métapyroxénite I.....	188
	B Pseudo-stratification entrecroisée, membre de Métapyroxénite I.....	188
Planche XVI	Inclusion de métaanorthosite au contact entre une couche de métacumulite à magnétite et une couche de métagabbro, membre de Métapyroxénite I.....	189
Planche XVII	"Emprenites de charge".....	191
Planche XVIII	A Métacumulite à plagioclase et magnétite, zone à haute teneur, membre de Métapyroxénite I.....	193
	B Texture pegmatitique dans un métagabbro, membre de Métaanorthosite II.....	193
Planche XIX	A Mégacristal de plagioclase dans une couche de métacumulite à magnétite, membre de Métapyroxénite I.....	195a
	B Texture intercumulus dans un métagabbro anorthositique, zone anorthositique.....	195a

pages

<b>Planche XX</b>	<b>Mégacrystal de plagioclase et surface d'altération d'une métacumulte à magnétite et plagioclase du nombre de Métapyroxénite I.....</b>	<b>196b</b>
-------------------	---	-------------



RESUME

Le complexe du Lac Boré est un massif stratiforme d'âge Précambrien situé dans la région de Chibougamau. Ce massif peut se diviser en trois zones distinctes, les zones anorthositique, rubanée et granophyrique. Le complexe du Lac Boré possède de nombreuses similitudes avec les massifs stratiformes du Bushveld, du Stillwater et du Skarergard, mais il diffère de ces complexes parce qu'il a subi un métamorphisme régional isochimique allant du faciès des schistes verts au faciès de l'amphibolite à almandin.

L'étude des relations minéralogiques nous a permis d'établir que le plagioclase, le pyroxène, la magnétite, l'ilménite et l'apatite sont les phases cumulus primaires les plus importantes.

Les relations texturales entre la magnétite et l'ilménite indiquent qu'une grande partie de l'ilménite résulte de l'exsolution et de l'oxydation de la phase riche en ulvospinel de la solution solide magnétite-ulvospinel.

La composition des magnétites et des ilménites coexistantes, obtenues par fluorescence X, nous a permis de calculer la température et la  $fO_2$  de formation de ces minéraux. Les valeurs obtenues varient de 600°C à 900°C pour la température et de  $10^{-12}$  à  $10^{-20}$  atm. pour la  $fO_2$ .

L'étude de la distribution des éléments dans ces minéraux nous suggère que la zone rubanée est le résultat d'injections multiples de magma.

L'analyse par fluorescence X d'un groupe d'échantillons représentatifs du flanc sud-est du complexe indique que la distribution de plusieurs éléments est fortement influencée par la cristallisation fractionnée.

Dans les dernières étapes de la cristallisation, l'évolution du magma conduit à la précipitation de la magnétite accompagnée d'un enrichissement en fer des silicates, suivie ensuite d'un enrichissement en silice et en alcalis. Ce type de course de cristallisation s'apparente à la cristallisation fractionnée extrême d'un magma basique à composition totale constante, tel qu'étudié par Presnall (1966).

## ABSTRACT

The Doré Lake complex is a layered igneous intrusion, Precambrian in age, located in the Chibougamau area. The intrusion is sub-divided into three distinct zones, the anorthositic zone, the layered zone and the granophyric zone. There are numerous similarities between the Doré Lake complex and other igneous layered intrusions such as the Bushveld, the Skaergaard and the Stillwater, but the fact that the Doré Lake complex has been subjected to a regional isochemical metamorphism varying in degree from the greenschist to the amphibolite facies, distinguishes the Doré Lake complex from the other layered intrusions.

A mineralogical study has permitted us to establish that the plagioclase, pyroxenes, magnetite, ilmenite and apatite were the major cumulus phases. Textural relationships between coexisting magnetites and ilmenites indicate that a major portion of the ilmenite is a result of exsolution and oxydation of the ulvospinelle rich phase of the magnetite-ulvospinelle solid solution.

The compositions of coexisting magnetites and ilmenites give temperatures of formation, for these pairs of minerals, varying from 600°C to 900°C and a  $fO_2$  of formation varying from  $10^{-12}$  to  $10^{-20}$  atm.

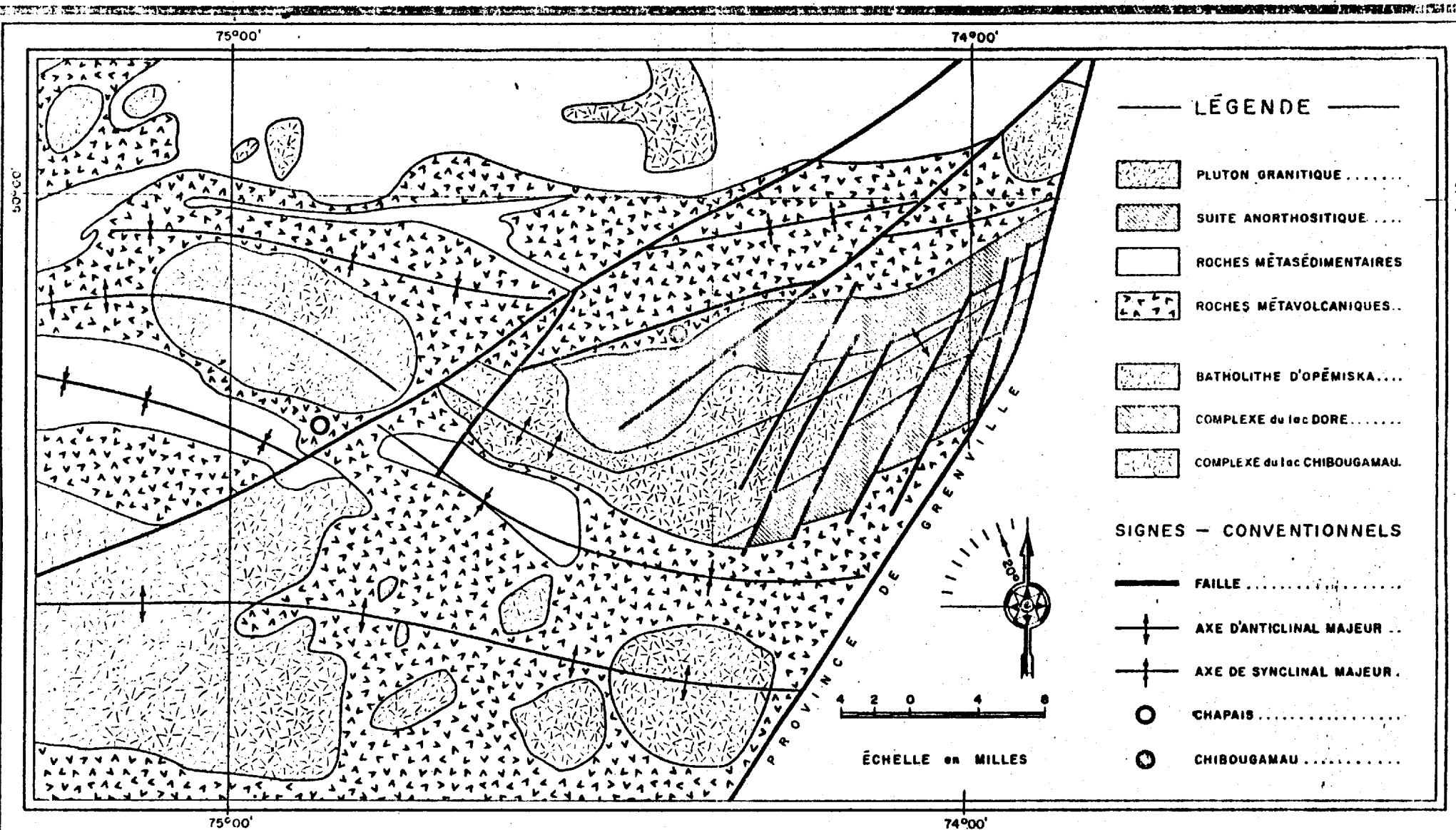
A study of the distribution of elements in the coexisting magnetites and ilmenites reveals that the layered zone is most likely the result of multiple injections of magma.

The analysis, by x-ray fluorescence of a group of samples, typical

of the south-east limb of the Doré Lake complex, indicate that the distribution of most elements is strongly influenced by fractional crystallisation.

During the last stages of crystallisation, the evolution of the magma led to the formation of magnetite simultaneously with a strong iron enrichment of the silicate minerals, followed by a strong enrichment in silica and alkalies.

This type of crystallisation is somewhat similar to the extreme fractional crystallisation of a basaltic magma with constant total composition such as described by Presnall (1966).



CARTE SCHÉMATIQUE MONTRANT LA GÉOLOGIE DU DISTRICT DE CHIBOUGAMAU  
 D'APRÈS UNE COMPILATION DE G. DUQUETTE 1968

## I. INTRODUCTION

### 1.1 Généralités.

A la suite de ses travaux, Allard a reconnu en 1956 que le complexe du Lac Doré était un massif stratiforme. Au cours de l'été 1957, nos travaux de mise en carte dans le canton de Lenoine nous ont permis d'établir la séquence stratigraphique détaillée de ce complexe, plus particulièrement de la zone rubanée. L'un des buts de notre travail est en effet d'élucider la stratigraphie du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.

Une des principales différences entre ce complexe et d'autres du même type est due au fait que les roches du complexe du Lac Doré ont subi l'influence du métamorphisme régional. Nous nous proposons donc d'étudier les effets du métamorphisme sur les divers types de roches et d'établir les différents faciès et sous-faciès de métamorphisme à l'aide des assemblages minéralogiques qui les caractérisent. Enfin, les analyses chimiques des roches et des minéraux nous permettront de suivre les variations de la composition chimique dans la zone rubanée au gré de l'évolution de la cristallisation primaire et de comparer nos résultats à ceux obtenus dans d'autres massifs semblables.

### 1.2 Situation géographique.

Le complexe anorthositique du Lac Doré se situe dans la région de Chibougamau, à environ 300 milles au nord de Montréal. Il traverse les cantons de Roy, Obalski, McKenzie, Scott, Lenoine, Rinfret-

et McKorkill. Le complexe a la forme d'un anticlinal plongeant vers le Nord-Est, et il est limité au sommet par les roches volcaniques de la formation de lac Gillman. La zone axiale de l'anticlinal est envahie par les roches granitiques du complexe du lac Chibougamau. La trace du plan axial mesure environ 30 milles de long et le pli a une largeur moyenne apparente d'environ 12 milles.

La zone rubanée étudiée dans ce travail se situe à environ 3 milles au sud-est du lac Chibougamau. Elle s'étend en direction nord-est sur une distance de près de 9 milles, à travers les cantons de Lemoine et de Rinfret. (Carte schématique.)

### 1.3 Historique, travaux antérieurs.

Les rapports géologiques, datant du début du siècle, mentionnent la présence d'un massif de gabbro anorthositique près du lac Chibougamau. Ce n'est qu'au cours des trente dernières années que les géologues travaillant dans la région ont constaté que cette masse de gabbro anorthositique avait des caractéristiques semblables au massif stratiforme du Bushveld.

En 1906, Low observe ce gabbro anorthositique, et souligne la présence de magnétite dans la roche. Norman et Mawdsley (1935), confirment la complexité de la géologie de la région de Chibougamau: "Le trait saillant de la carte est la variété et l'étendue des roches intrusives". Ils notent l'altération des roches mafiques de la région, cette altération étant due à un métamorphisme régional équivalent au faciès des schistes verts. De plus, ils sont les premiers à faire

le lien entre les roches anorthositiques situées au nord-ouest et au sud-est du lac Chibougamau. Leur rapport fait mention de filons de magnétite au sud-est du lac, ces filons ayant jusqu'à 12 pouces de large et pouvant être suivis sur une distance de 20 pieds.

Derry (1939), est le premier à noter la similitude entre ce complexe et celui du Bushveld.

Longley (1950), en cartographiant la région de Minfret, observe la présence de fortes quantités de magnétite dans les roches anorthositiques. Il suggère que ces horizons riches en oxydes de fer sont l'équivalent de la magnétite de la montagne du Sercier située de l'autre côté du lac Chibougamau.

Graham (1956), lors de sa cartographie dans le canton d'Obalski, subdivise en deux groupes les différentes intrusions de la région. Aux roches intrusives les plus anciennes, il donne le nom de groupe du Lac Doré. Ce groupe est formé de gabbro avec des concentrations de magnétite disséminée, des ségrégations de pyroxénites et d'amphibolites, des gabbros porphyriques, des diorites, des gabbros à grains fins et des anorthosites. Il nomme groupe du lac David les roches riches en quartz plus jeunes que les précédentes. Il est le premier, dans la région de Chibougamau, à proposer une différenciation "in situ" pour expliquer les bandes riches en magnétite dans le gabbro.

Allard (1957), change le nom du groupe du Lac Doré pour celui de complexe du lac Doré, qu'il décrit comme étant une intrusion disposée en bancs et formée de plusieurs types de roches dont la

composition varie d'ultrabasique à très silicique et qui comprend une grande masse d'anorthosite.

En 1954, la compagnie Dominion Gulf, lors d'un relevé au magnétomètre aéroporté, attire l'attention sur les couches riches en magnétite dans les gabbros et les pyroxénites des cantons de Rinfret et de Lemoine. En 1958, la compagnie Jalore fore six trous au travers de ces couches; les résultats d'analyses donnent comme valeur moyenne environ 20 pour cent de Fe et 8 pour cent de  $TiO_2$ .

Allard (1966), cartographie le quart nord-ouest du canton de Rinfret; cette région a permis de constater la régularité des divers horizons et aussi la présence de plusieurs types de textures et de structures primaires. Allard écrit alors: "Le complexe du Lac Doré est un massif stratiforme d'une épaisseur d'environ 12000 pieds, la similitude du complexe du Lac Doré avec celui du Bushveld attire notre attention sur la possibilité de trouver du vanadium dans la magnétite titanifère". Les résultats d'analyses obtenus à l'automne 1966 confirment cette hypothèse.

Duquette (1969), établit la stratigraphie régionale qui, aujourd'hui, nous permet de situer le complexe dans son milieu géologique précis.



#### 1.4 Géologie de la région de Chibougamau.

Selon Duchette (1968), toutes les roches de la région de Chibougamau sont d'âge précambrien et appartiennent en grande partie à la province de Supérieur de l'Archéen. Les roches les plus jeunes sont des dykes de diabase et des roches sédimentaires protérozoïques. Le grain tectonique de la région est Est-Ouest, ce qui caractérise les formations de la province de Supérieur. La région de Chibougamau se termine, à l'est, au front de Grenville. Ce front est défini par le contact entre les roches de la province de Supérieur et celles de la province de Grenville qui ont un style tectonique nord-est.

On peut classifier les roches de la région en quatre groupes principaux:

- a) Le groupe des roches métavolcaniques et des roches métasédimentaires qui comprend les formations du lac Maconichi, du lac Gillman et du lac Elondeau;
- b) Le groupe du complexe mafique composé de trois unités: le filon-couche Ventures, le filon-couche de Chibougamau et le complexe du Lac Doré;
- c) Le groupe du complexe ultramafique, dont l'unité majeure est la bande de roches ultramafiques de Chibougamau;
- d) Le groupe des roches granitiques dont fait partie le complexe du Lac Chibougamau.

Sauf quelques exceptions locales, toutes les roches archéennes de la région ont subi un métamorphisme dont l'intensité atteint le sous-faciès albite-épidote-chlorite du faciès des schistes verts.

Tableau No 1

**TABLEAU DES FORMATIONS, REGION DE CHIBOUGANAU.**

**PLEISTOCENE.**

Série de Mistassini. (dolomie, formation de fer.)

**PROTEROZOIQUE:**

Série de Chibouganau. (grès, conglomérat, ....)



**BATHOLITE D'OPENISKA.**

**COMPLEXE DU LAC CHIBOUGANAU.**

A  
R  
C  
H  
E  
E  
N

**COMPLEXE ULTRAMAFIQUE.** Clinopyroxénite  
Péridotite serpentinisée  
Dunite serpentinisée

**COMPLEXE MAFIQUE.** Gabbro Ventures.  
Série rubanée  
Pyroxénite et Péridotite  
Diorite, Gabbro, Gabbro quartzique.

**COMPLEXE DU LAC DORE.** Zone Granophyrique.  
Zone Fubarée.  
Zone Anorthositique.

**FORMATION DE LAC  
BLONDEAU.** Pyroclastiques Rhyolitiques.  
Tuff, Agglomérat et conglomérat  
et Brèche Intraformationelle.

**FORMATION DU LAC  
GILLMAN.** Laves à coussinets, de  
composition basique à intermédiaire.  
Laves basiques variolitiques.

**FORMATION DU LAC  
WACONICHI.** Pyroclastiques de composition  
intermédiaire à felsique.  
Pyroclastiques Rhyolitiques.  
Tuff.

Les données de la stratigraphie et de la tectonique permettent de généraliser l'histoire géologique de la région comme suit: au début, une activité volcanique considérable, accompagnée d'une sédimentation active donne lieu à la formation des roches volcaniques et sédimentaires qui constituent aujourd'hui les formations du lac Waconichi, du lac Gillman, et du lac Elondeau. Ensuite l'intrusion des complexes mafiques et ultramafiques a pris place. Le complexe mafique stratiforme du Lac Doré, pour sa part, fut introduit à la base de la formation du lac Gillman. Selon Allard, (communication personnelle), le complexe du Lac Doré se serait mis en place sous forme d'une sill sub-horizontale.

Ces roches furent ensuite plissées lors de l'orogénèse kénozoïque de façon à former un synclinorium composé d'une suite de plis isoclinaux et symétriques plongeant de quelques degrés vers l'Est ou vers l'Ouest. Des venues granitiques ont accompagné l'orogénèse, ce qui explique la présence du complexe granitique du lac Chibougamau dans la zone axiale d'un anticlinal dessiné par les versants du complexe du Lac Doré.

Duquette, (communication personnelle 1969), croit que le complexe granitique du lac Chibougamau pourrait être stratiforme. Par ailleurs, comme nous le verrons plus loin, une étude géochimique révèle que le complexe du Lac Doré est dépourvu d'une zone basale ultramafique. Si le complexe du lac Chibougamau était un filon-couche, il serait alors possible que la partie ultramafique manquante du complexe du Lac Doré repose en dessous d'une épaisseur inconnue de roches granitiques du complexe du lac Chibougamau.

11. GEOLOGIE DU COMPLEXE DU LAC DORE.

2.1 Introduction.

Le complexe du Lac Doré est un massif stratiforme composé d'unités concordantes de métaanorthosites, de métagabbros, de métapyroxénites et de métagranophyres. A l'origine, le complexe avait la forme d'une sill sub-horizontale (Allard communication personnelle) qui fut plissée sous forme d'anticlinal. La zone axiale est érodée et il ne reste que les deux flancs de l'anticlinal disposés de part et d'autre du lac Chibougamau.

Au moins deux épisodes de métamorphisme ont affecté le complexe du Lac Doré. Le premier épisode est contemporain de l'orogénèse kénoraniennne. Toutes les roches de la région ont alors subi un métamorphisme équivalent au sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite du faciès des schistes verts. Le deuxième épisode a accompagné l'orogénèse grenvillienne. A cette occasion, les roches du complexe du Lac Doré, au contact de la province de Grenville, ont subi un métamorphisme allant jusqu'au sous-faciès staurotide-almandin du faciès amphibolite à almandin. Ces épisodes métamorphiques ont modifié les associations minéralogiques des roches du complexe sans en détruire les textures et les structures primaires. Nous démontrons plus loin que le métamorphisme fut essentiellement isochimique.

L'étude pétrographique montre que les agrégats d'albite et d'épidote sont des pseudomorphes d'un plagioclase calcique; que la chlorite et l'actinote sont des pseudomorphes de minéraux

ferromagnésiens tels, l'augite, l'hypersthène et possiblement l'olivine. En somme les agrégats des minéraux du métamorphisme sont des pseudomorphes de minéraux primaires cumulus ou intercumulus. Nous utiliserons donc des noms correspondant aux roches primaires du complexe du Lac Doré en y ajoutant le préfixe "méta" pour indiquer qu'elles ont subi un métamorphisme. Dans l'étude qui suit, les hypothèses et les conclusions auxquelles nous arrivons s'appliquent essentiellement au flanc sud-est du complexe. Cette partie du complexe fut partiellement mise en carte par l'auteur au cours de l'été 1967; c'est là que nous retrouvons la section la plus complète du complexe du Lac Doré. De plus, les roches sont moins déformées à cet endroit que sur le flanc nord-ouest.

## 2.2 Tectonique.

La région étudiée est située dans la partie est de la province de Supérieur, au contact avec la province de Grenville. Les roches du complexe furent plissées sous forme d'anticlinal lors de l'orogénèse kénoraniennne. L'axe de ce pli passe à travers le lac Chibouganau (réf. carte schématique). Le flanc sud-est a un pendage d'environ 80° vers le Sud-Est, et le rebanement lui donne une direction variant de N50°E à N70°E. Aucune évidence de plissement complexe n'a été observée sur le terrain.

Une grande quantité de failles de décrochement senestres de direction nord-est caractérisent la tectonique du flanc sud-est. Ces failles, espacées de 1000 à 2000 pieds ont une orientation plus ou

moins parallèle entre elles et parallèle à la direction du contact entre la province de Supérieur et la province de Grenville. Des couches de magnétite titanifère ont servi d'horizons repaires dans la localisation de ces failles. Nous avons aussi observé quelques failles de direction sud-est et une série de zones de cisaillement dont la direction varie de  $N50^{\circ}E$  à  $N70^{\circ}E$ . Selon Allard (1967), ces zones de cisaillement seraient le résultat du glissement des différents membres du complexe l'un sur l'autre, lors de l'orogénèse kénozoïque.

### 2.3 Aspect Economique.

Le complexe du Lac Doré, comme le Bushveld, renferme des bancs de magnétite titanifère, les membres de Métaproxénite I ( $P_1$ ) et de Métaproxénite II ( $P_2$ ), (réf. tableau No. 6), de la zone rubanée.

La teneur en vanadium de ces magnétites se compare favorablement à celle du Bushveld. R. Assad (1968), étudie les aspects économiques de la magnétite titanifère du complexe du Lac Doré. Par ailleurs, d'autres sources mentionnent un minimum de 70 millions de tonnes de minerai titrant en moyenne 33 pour cent de Fe, 9.3 pour cent de  $TiO_2$  et 0.5 pour cent  $V_2O_5$ .

## 2.4 Pétrographie et Stratigraphie.

### 2.4.1 Introduction.

A la suite de la cartographie détaillée accomplie au cours de l'été 1967, nous reconnaissons trois zones principales dans le complexe du Lac Doré: la zone anorthositique, la zone rubanée et la zone granophyrique. Le tableau No. 2 nous illustre l'ensemble de la stratigraphie du complexe.

Avant de procéder à la description de chaque zone, il importe de noter la relation qui existe entre la disposition des zones, et la topographie du flanc sud-est. La zone anorthositique couvre le plateau qui s'étend de la rive sud-est du lac Chibougamau aux collines de direction nord-est situées à 3 milles à l'est du lac. La zone rubanée occupe tout le flanc nord-ouest de ces collines et une bonne partie du sommet, tandis que la zone granophyrique se trouve sur le flanc sud-est des collines. Cette topographie résulte de l'action des glaciers; les formations riches en magnétite titanifère et riches en quartz sont plus résistantes à l'érosion que les roches de la zone anorthositique, composées essentiellement d'albite, d'épidote et de chlorite. La planche I illustre ces relations topographiques.

Tableau No 2

SOUS-DIVISIONS DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORE

---

FORMATION DU LAC GILLMAN.



(Métagabbro à grain fin.)

---

ZONE GRANOPHYRIQUE.....(5200°-6700°)

Métagranophyre sodique II, 1500°-3000°  
MEMBRES: Métagabbro, Métapyroxénite, 1200°.  
Métagranophyre sodique I, 2500°.

ZONE RUBANEE.....(1650°-3200°)

Métapyroxénite III (P3), 500°-1400°  
Métanorthosite II (A2), 1000°-1400°  
MEMBRES: Métapyroxénite II (P2), 30°-0075°  
Métanorthosite I (AI), 20°-0150°  
Métapyroxénite I (PI), 100°-0200°

ZONE ANORTHOSITIQUE.....(10,000°..?)

Métagabbro, oxydes de FE-TI disséminés.  
Métagabbro.  
MEMBRES: Métagabbro anorthositique.  
Métanorthosite gabbroïque.  
Métanorthosite.

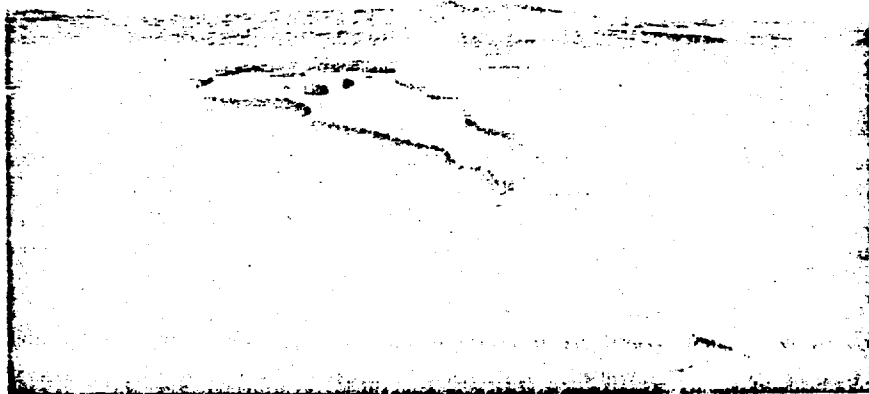


COMPLEXE DU LAC CHIBOUGAMAU.

---



PLANCHE I



Vue aérienne du flanc sud-est du complexe  
du Lac Doré. En avant plan, le lac Born,  
en arrière plan à droite, le lac Cinq Îles.

## 2.4.2 Zone anorthositique.

### 2.4.2.1 Introduction.

La zone anorthositique constitue la partie inférieure du complexe du Lac Doré. La base de cette zone montre le contact entre la partie anorthositique du complexe du Lac Doré et le complexe granitique du Lac Chibougamau. Ce contact consiste en une zone de transition composée d'une série de dykes de composition acide et d'une brèche intrusive composée de blocs de métaanorthosite et de métagabbro dans une matrice dioritique. Le sommet de la zone anorthositique est caractérisé par l'apparition de grains interstitiels de magnétite titanifère dans un métagabbro ou dans une métaanorthosite fortement saussuritisée. La première couche de magnétite titanifère massive marque le début de la zone suivante.

Nous estimons que l'épaisseur de la zone anorthositique peut varier de 8000 à 12,000 pieds. Il nous est difficile de placer une limite maximum à l'épaisseur de la zone car la position du contact inférieur est contrôlée par le niveau de l'intrusion du complexe granitique du lac Chibougamau.

### 2.4.2.2 Minéralogie.

Les principaux minéraux de la zone anorthositique sont: l'albite, l'épidote (clinzoisite), l'actinote et la chlorite. Les minéraux accessoires sont: la magnétite, l'ilménite, le leucoxène, le sphène, la muscovite, la scapolite, la biotite et la pistachite.

L'agrégat d'albite et d'épidote est pseudomorphe d'un plagioclase calcique primaire. Allard (1957), fait mention d'une anorthosite fraîche, sur le flanc nord-ouest du complexe, ayant un plagioclase de composition An 80. Ces agrégats ont conservé des formes bien particulières aux plagioclases; ils sont automorphes à sub-automorphes, leurs dimensions sont généralement de l'ordre de 2 mm, mais peuvent atteindre exceptionnellement 4 cm. Nous pouvons facilement constater sur le terrain que le plagioclase est le mineral "cumulus" le plus important de la zone anorthositique.

La chlorite est toujours présente comme pseudomorphe d'un mineral "intercumulus". Sur une surface altérée, elle est en relief par rapport au plagioclase saussuritisé, donnant à la roche une surface plutôt hérissée. Nous retrouvons fréquemment la chlorite associée à l'actinote. Elle forme alors une bordure entre l'actinote et le plagioclase saussuritisé. Nous la retrouvons aussi sous forme de plages à travers des agrégats d'albite et d'épidote, elle semble alors être le résultat d'une réaction entre la saussurite et la magnétite titanifère adjacente.

L'actinote est pseudomorphe des pyroxènes primaires présents comme phase "cumulus" dans les gabbros originels. L'actinote est rare dans les roches leucocrates de la zone. Les grains d'actinote sont de dimensions moyennes, ils atteignent 2 mm au maximum. En raison de la présence de chlorite et des transformations minéralogiques imposées par le métamorphisme, les grains d'actinote n'ont pas hérité de formes tout à fait automorphes ou sub-automorphes.

Nous pouvons quand même voir que les grains d'actinote sont pseudomorphes des pyroxènes "cumulus", grâce aux reliques de pyroxène présentes dans certains grains d'actinote. Ces reliques semblent être de l'augite bien qu'il ne nous soit pas possible de les identifier avec certitude.

La ravnéite et l'ilménite sont généralement présents comme phase "intercumulus". Dans certains cas le leucoxène est pseudomorphe d'une ilménite d'accumulation. Les oxydes de fer et de titane sont légèrement altérés en anhème et leucoxène. La muscovite se présente sous forme de traces, elle semble provenir d'une altération hydrothermale effective surtout dans les roches cisillées. La biotite est très rare, elle ne se retrouve que dans quelques roches. Enfin la scapolite est un produit d'altération des plagioclases.

#### 2.4.2.3 Pétrographie.

La zone anorthositique se subdivise en deux membres:

La métanorthosite présente une surface d'altération blanchâtre et une surface fraîche qui varie de beige à blanc. Cette roche possède une granulométrie relativement grossière, quelquefois assez difficile à définir en raison de l'altération et des effets de cisaillement que la roche a subis. Le métamorphisme se traduit par une transformation des plagioclases en un agrégat d'albite et d'épidote, et des minéraux ferromagnésiens interstitiels en chlorite

et actinote.

Localement, nous retrouvons des amas d'anorthosite non métamorphisés. Selon Allard (1967), cette anorthosite est caractérisée par une surface d'altération brun foncé et une surface fraîche montrant un plagioclase gris vitreux.

Le rubanement rythmique ramène dans la métaanorthosite une alternance de bancs de métagabbro anorthositique et de métaanorthosite gabbroïque caractéristiques de la série de transition entre la métaanorthosite et le métagabbro.

Le métagabbro se distingue du métagabbro anorthositique par une texture équi-granulaire où les grains ont une dimension moyenne de 2 mm. Il est composé de plagioclase saussuritisé, de chlorite et d'actinote. Cependant, deux petites lentilles de gabbro frais se retrouvent dans les rangs 5 et 6 du canton de Lemoine. Par le truchement du rubanement rythmique, nous retrouvons dans le métagabbro des bancs de métagabbro anorthositique et de métaanorthosite gabbroïque, caractéristiques de la série de transition. Certains bancs de roches très saussuritisées offrent de minces couches riches en leucoxène. Ces cristaux de leucoxène sont des pseudomorphes d'ilménite d'accumulation; ceci est la première évidence que l'ilménite apparaît comme minéral "cumulus", avant la magnétite.

La classification de ces roches se base sur l'importance des pseudomorphes du plagioclase primaire de la façon suivante:

- 90 - 100% plagioclase primaire: METAANORTHOSE
- 70 - 90% plagioclase primaire: METAANORTHOSE  
GABROÏQUE
- 50 - 70% plagioclase primaire: METAGABRO  
ANORTHOSE
- 30 - 50% plagioclase primaire: METAGABRO
- 05 - 30% plagioclase primaire: METAGABRO  
MELANOCRATE
- 00 - 05% plagioclase primaire: METAPYROXENITE

Le tableau No. 3 donne le résultat de cinq analyses modales des roches de la zone anorthositique. Les échantillons riches en oxydes de fer et de titane proviennent du sommet. Tous les échantillons montrent une altération partielle de la magnétite titanifère et de l'ilménite en sphère et leucocrase.

Le tableau No. 4 donne le résultat de quatre analyses chimiques de roches provenant de la zone anorthositique. Les échantillons 7XXX proviennent du canton McKorkill tandis que l'échantillon EL1002 provient de la partie supérieure de la zone anorthositique dans le canton de Lemoine. Nous retrouvons au même tableau les analyses normatives de ces roches. Ces analyses chimiques se comparant d'assez près aux analyses de roches anorthositiques du complexe du Bushveld détaillées au tableau No. 5. (Hall, 1932)

Tableau No 3

Analyses modales de roches provenant de  
la Zone Anorthositique.

	c67125	2635	c67113	c67179	c67300	c67170
Opagues	13.1	tr	1.1	tr	tr	7.6
Alb. Epidote	60.8	99.0	47.2	90.	54.3	70.2
Chlorite	11.7	tr	13.7	tr	3.2	14.8
Actinote	14.2	-	37.6	-	42.4	7.2
Sphène	tr	tr	-	-	tr	-
Leucorène	tr	tr	tr	4.0	tr	-
Muscovite	-	-	-	tr	-	-
Scapolite	-	-	-	tr	-	-
Biotite	-	-	tr	-	-	-
Total	99.8	99.0	99.6	94.0	99.9	99.8
Points	1000	Estimé	1000	Estimé	1000	1000

- c-67-125..... Métagabbro.
- 2-635..... Métaanorthosite.
- c-67-113..... Métagabbro.
- c-67-179..... Métaanorthosite.
- c-67-300..... Métagabbro.
- c-67-170..... Métagabbro anorthositique.

Tableau No 4

Analyses chimiques de quatre échantillons provenant de la  
ZONE ANORTHOSITIQUE. (pourcentage en poids)

	DL 7201	DL 7204	DL 7199	DL 1002
SiO <sub>2</sub>	47.89	47.39	48.75	48.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.09	25.47	22.84	21.65
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	1.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.63	1.16	1.57	4.89
FeO	0.43	2.56	4.21	5.30
K <sub>2</sub> O	0.02	0.05	0.09	.11
MgO	0.57	4.52	5.23	2.92
CaO	14.53	15.79	13.50	13.21
Na <sub>2</sub> O	2.88	1.53	1.81	1.20
K <sub>2</sub> O	0.35	0.12	0.28	0.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.03
Mi ppm	---	---	---	43.7
Cu ppm	---	---	---	70.9
Rb ppm	---	---	---	6.1
Sr ppm	---	---	---	213.9
Ba ppm	---	---	---	116.9
V ppm	---	---	---	379.0
Total	99.33	99.89	99.86	100.00

Compositions normatives. C.P.W. (pourcentage en poids)

Qz	0.00	0.00	0.45	5.47
Or	2.07	0.71	1.65	2.13
Ab	20.79	12.95	15.32	15.15
An	70.87	62.27	53.57	49.59
Di	0.68	9.79	7.43	8.62
Di.ss.				
He	0.13	3.05	3.28	3.76
En	0.00	4.38	9.58	3.22
Hy				
Fe	0.00	1.55	4.86	1.61
Fo	0.77	1.64	0.00	0.00
Ol				
Fa	0.18	0.64	0.00	0.00
Na	0.91	1.63	2.28	6.99
Ti	0.00	0.00	0.00	2.75
Ap	0.00	0.00	0.00	0.07

DL 7201..... Métanorthosite.  
DL 7204..... Métanorthosite gabbroïque.  
DL 7199..... Métagabbro anorthositique.  
DL 1002..... Métagabbro anorthositique.



Tableau No 5

Analyses chimiques de roches anorthositiques du Bushveld.

	AAAAA	BBBBB	CCCCC	DDDDD
SiO <sub>2</sub>	48.54	52.05	49.64	49.15
TiO <sub>2</sub>	0.02	00.21	00.50	00.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.30	17.24	28.72	24.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	00.70	00.65	00.83	00.23
FeO	00.88	06.65	01.26	03.30
MnO	00.06	00.13	00.08	00.00
MgO	00.53	08.98	00.51	07.65
CaO	16.88	11.37	14.94	13.25
Na <sub>2</sub> O	01.45	01.83	02.53	01.50
K <sub>2</sub> O	00.23	00.40	00.63	00.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	000.15	00.12	00.12	00.03
Total	99.64	100.26	100.29	99.68

AAAAA ; moyenne de trois anorthosites de la zone critique.

BBBBB ; norite commune.

CCCCC ; anorthosite commune.

DDDDD ; norite anorthositique commune.

Tiré de Hall, (1932).

### 2.4.3 La zone rubanée.

La zone rubanée se situe entre la zone anorthositique et la zone granophyrique, son épaisseur varie de 1600 à 3300 pieds. Elle est caractérisée par l'abondance de rubanement rythmique, de textures et de structures primaires et par des couches riches en magnétite titanifère et en ilménite. Nous avons défini cinq membres à l'intérieur de la zone rubanée, soit: Le membre de Métapyroxénite I ( $P_1$ ), le membre de Métaanorthosite I ( $A_1$ ), le membre de Métapyroxénite II ( $P_2$ ), le membre de Métaanorthosite II ( $A_2$ ), et le membre de Métapyroxénite III ( $P_3$ ). Nous retrouvons au tableau No. 6, la stratigraphie détaillée de la zone rubanée.

#### 2.4.3.1 Métapyroxénite I ( $P_1$ ).

Le membre de Métapyroxénite I est le plus caractéristique de la zone rubanée. Il se situe à la base de la zone et son épaisseur peut varier de 100 à 300 pieds. Ce membre est très bien exposé dans de nombreuses tranchées et sur de nombreux affleurements dans les rangs 6 et 7 de part et d'autre de la ligne de canton Lemoine-Rinfret. La base de ce membre est bien délimitée, elle est représentée par une série de minces couches de magnétite titanifère séparées par des épaisseurs variables de métagabbro et de métapyroxénite. Le contact supérieur est très net, il s'arrête sur un banc de métaanorthosite gabbroïque contenant très peu d'oxydes de fer et de titane.

Nous avons établi deux sous-membres dans le

membre de Métapyroxénite I. La subdivision est basée sur la quantité de magnétite titanifère et d'ilménite présente dans la roche, et sur le type de textures et de structures primaires.

Le sous-membre inférieur est caractérisé par l'abondance de litage rythmique de type "inch scale layering", (planche II). L'alternance de minces couches de magnétite titanifère, de métapyroxénite et de métagabbro forme ce type de litage rythmique. Nous observons tous les types de contacts possibles entre ces couches: soit un contact net à la base et au sommet, soit un contact graduel à la base et au sommet, soit un contact net à la base et graduel au sommet, soit l'inverse. Lorsque les deux contacts sont graduels, nous pouvons généralement délimiter, à l'intérieur d'une couche, un horizon riche en magnétite titanifère. Les couches de magnétite titanifère sont relativement continues à l'échelle de l'affleurement, mais peuvent être lenticulaires à grande échelle. Nous avons surnommé ce sous-membre la zone à basse teneur, car les couches de magnétite titanifère sont minces et la roche ne contient pas plus de 30 pour cent d'oxydes de fer et de titane par volume. L'épaisseur maximum de ce sous-membre est d'environ 130 pieds.

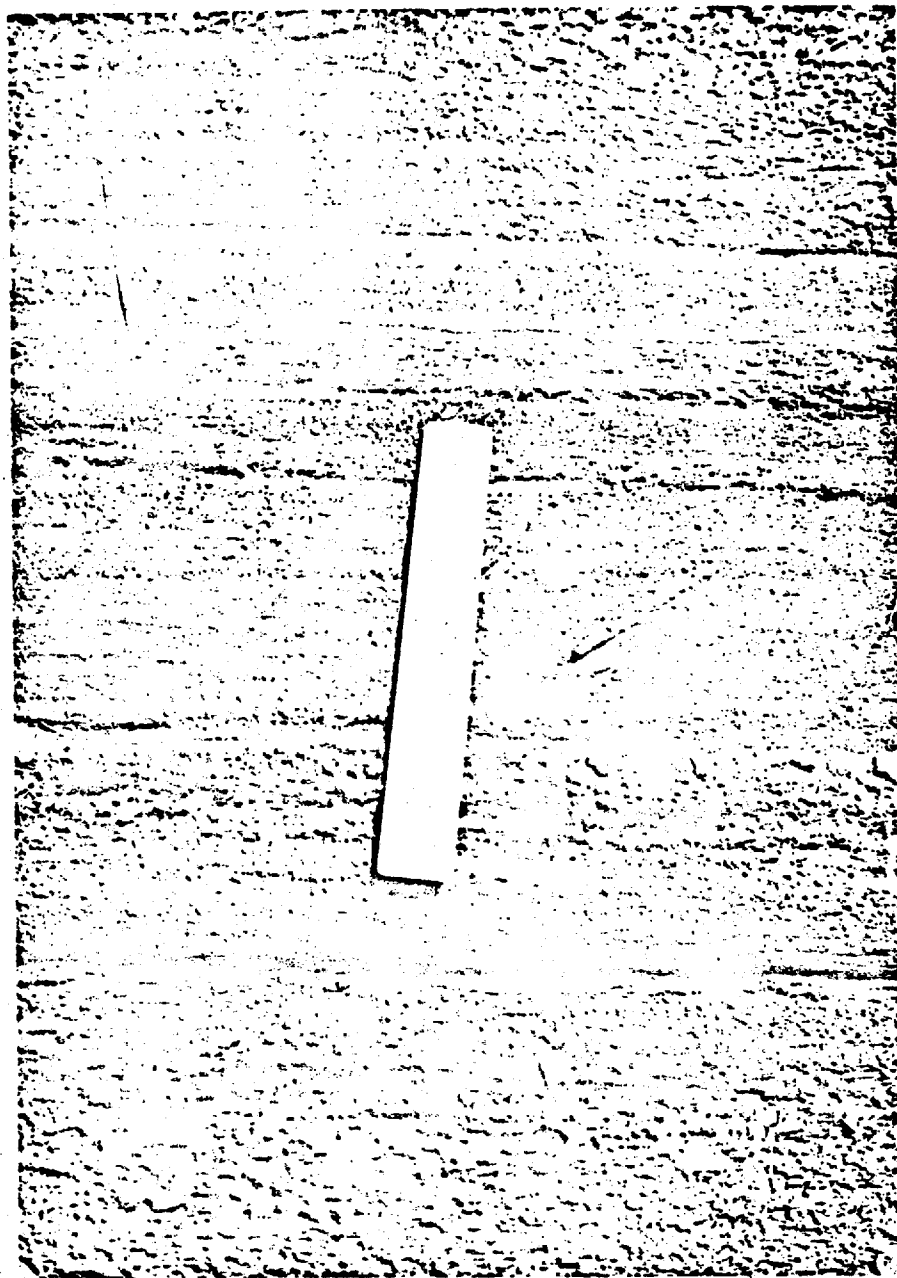
Le sous-membre supérieur est caractérisé par l'abondance de magnétite titanifère disséminée dans une métapyroxénite ou dans un métagabbro. En général, l'épaisseur de ce sous-membre est de l'ordre de 145 pieds. Etant donné la grande quantité d'oxydes de fer et de titane, nous l'avons surnommé la zone à haute teneur.

Tableau No 6

SOUS-DIVISIONS DE LA ZONE RUBANEE.

MEMBRES	SOUS-MEMBRES	UNITES
METAPYROXENITE III (500°-1400°)	quartz apatite magnétite ilménite	Métapyroxénite, métagabbro Métapyroxénite, Métagabbro mélanocrate. Métapyroxénite. Métagabbro mélanocrate. Métapyroxénite
METAANORTHOSITE II (1000°-1400°)		Métagabbro anorthositique. Métaanorthosite gabbroïque. plus ou moins de quartz.
METAPYROXENITE II (30°-75°)	ilménite magnétite	Métagabbro, Métapyroxénite. Métacumulites à plag. et mag. Métagabbro. Métapyroxénite. Métacumulites à plag. et mag.
METAANORTHOSITE I (20°-150°)		Métagabbro Métagabbro anorthositique Métaanorthosite gabbroïque
METAPYROXENITE I (100°-200°)	haute teneur Fe-Ti	Métacumulites à magnétite. Métacumulites à mag. et plag. Métapyroxénite à oxydes de Fe-Ti Métagabbro à oxydes de Fe-Ti Métaanorthosite à oxydes Fe-Ti
	basse teneur Fe-Ti	Métagabbro plus oxydes Métagabbro anorthositique Métaanorthosite Métapyroxénite Métacumulites à magnétite. Métacumulites à mag. et plag.

PLANCHE II



Rubanement de type "inch scale layering"  
dans la zone à basse teneur du membre de  
Métapyroxénite I.

#### 2.4.3.1.1 Minéralogie.

Les principaux minéraux du membre de Métapyroxénite I sont: la magnétite titanifère, un agrégat d'albite et d'épidote, la chlorite, l'ilménite et l'actinote. Comme minéraux accessoires, nous retrouvons: le sphène, le leucoxène, la calcite, la scapolite et la séricite.

La magnétite titanifère est le minéral le plus caractéristique du membre. Nous la retrouvons comme minéral "cumulus" ou "intercumulus". Un problème se pose à savoir si la magnétite titanifère peut être "intercumulus" lorsqu'elle est présente en assez grande quantité dans une roche. Il est difficile de concevoir un liquide résiduel ayant essentiellement la composition d'une magnétite titanifère (Bowen 1956, p. 172). Plusieurs auteurs semblent croire que la magnétite titanifère dans ce cas est un minéral "cumulus", et que l'apparence "intercumulus" de la texture est due à la faible taille des grains et à un effet de compaction. Nous observons à plusieurs endroits une altération en actinote ou en chlorite en bordure des opaques. Les cristaux de magnétite titanifère ont de nombreuses micro-fractures remplies de chlorite.

Les agrégats d'albite et d'épidote sont toujours pseudomorphes des plagioclases calciques primaires. Ces agrégats ont des dimensions variables, ils peuvent avoir jusqu'à 1 cm de longueur et 6 mm de largeur. L'albite est rarement visible au microscope. L'épidote de type clinosoisite est très abondante, elle

possède une réfringence assez élevée et une teinte de polarisation dans les jaunes et les gris bleu. Son  $2V_z$  est près de  $85^\circ$ .

L'actinote est présente dans les néotapyroxénites, elle est alors pseudomorphe des pyroxènes primaires. L'actinote forme également des couronnes réactionnelles autour des magnétites titanifères, elle épouse alors une forme fibreuse orientée perpendiculairement aux grains de magnétite titanifère. L'actinote présente une réfringence moyenne et une biréfringence variable, elle possède un  $2V_x$  de l'ordre de  $60^\circ$ . Sa formule pléochroïque est:

- $H_z$ ; vert bleuâtre,
- $H_y$ ; vert pâle,
- $H_x$ ; vert pâle à incolore.

La chlorite est généralement pseudomorphe d'un minéral ferromagnésien primaire "intercumulus", elle est alors fréquemment associée aux opaques. Nous la retrouvons aussi sous forme de plages dans les agrégats d'albite et d'épidote.

L'ilménite est intimement liée aux magnétites titanifères, sous forme de lamelles d'exsolution ou de granules en bordure de la magnétite. Elle se présente aussi sous forme de grains isolés. Les relations entre les oxydes de fer et de titane feront l'objet d'une discussion dans un chapitre subséquent.

Les minéraux accessoires tels le sphène, le leucoxène, la calcite sont associés aux oxydes de fer et de titane, tandis que la muscovite, la scapolite et la séricite sont associées aux pseudomorphes des plagioclases.

### 2.4.3.1.2 Pétrographie.

Etant donné l'abondance d'oxydes de fer et de titane dans ces roches, nous avons utilisé une classification double. Pour les roches contenant moins de 20 pour cent de minéraux opaques nous utilisons une classification basée sur le pourcentage de pseudomorphe de plagioclase primaire dans la roche. Pour les roches contenant plus de 20 pour cent de minéraux opaques, nous utilisons une classification basée sur l'ordre d'importance des minéraux "cumulus". Le tableau No. 7 nous donne une idée de ces deux types de classification.

Le type de roche le plus commun est la rétaaccumulite à plagioclase et magnétite. Dans cette roche, nous retrouvons environ 50 pour cent de pseudomorphes de plagioclases euhédraux à subeuhédraux dans une matrice de magnétite titanifère où les cristaux sont euhédraux à subeuhédraux. Les plagioclases ont des dimensions de l'ordre de 6 mm par 15 mm. Les grains de magnétite titanifère ont en moyenne de .5 mm à 1 mm de diamètre. Dans les interstices, nous retrouvons de la chlorite et de l'actinote, pseudomorphes des minéraux ferromagnésiens.

La rétaaccumulite à magnétite est une roche qui contient plus de 70 pour cent de cristaux de magnétite euhédraux à subeuhédraux. Comme matériel "intercumulus", nous retrouvons essentiellement de la chlorite pseudomorphe des minéraux ferromagnésiens interstitiels. Ce type de roche se retrouve dans des couches dont l'épaisseur dépasse rarement un pied.



Nous retrouvons aussi des métacumulites

à plagioclase, magnétite et pyroxène, ainsi que des métaorthosites gabbroïques, des métaorthosites, des métagabbros et des métagabbros anorthositiques. Dans tous ces derniers types de roches, l'agrégat d'albite et d'épidote est pseudomorphe d'un plagioclase calcique "cumulus"; l'actinote dans les métagabbros est pseudomorphe d'un pyroxène "cumulus" tandis que l'agrégat de chlorite et d'actinote est pseudomorphe de minéraux ferromagnésiens "intercumulus". La magnétite titanifère et l'ilménite sont généralement "intercumulus". Les tableaux No 8 à 14, nous donnent les analyses modales des différents types de roches de ce membre.

Tableau No 7

CLASSIFICATION DES ROCHES DE LA ZONE RUBANEE.

A) Roches contenant moins de 20% de magnétite et d'ilménite.

- 90 - 100% de plagioclase\* : métaanorthosite.
- 70 - 90% de plagioclase\* : métaanorthosite gabbroïque.
- 50 - 70% de plagioclase\* : métagabbro anorthositique.
- 30 - 50% de plagioclase\* : métagabbro.
- 05 - 30% de plagioclase\* : métagabbro mélanocrate.
- 00 - 05% de plagioclase\* : métapyroxénite.

B) Roches contenant plus de 20% de magnétite et d'ilménite.

Minéraux "cumulus" par ordre d'importance.

- Métacumulite à : plagioclase\*, magnétite\*, pyroxène\*.
- Métacumulite à : magnétite\*, plagioclase\*, pyroxène\*.
- Métacumulite à : magnétite\*, pyroxène\*, plagioclase\*.
- Métacumulite à : plagioclase\* et magnétite.
- Métacumulite à : magnétite et plagioclase\*.
- Métacumulite à : magnétite et pyroxène\*.
- Métacumulite à : pyroxène\* et magnétite.
- Métacumulite à : magnétite.

- \* plagioclase : pseudomorphe de plagioclase.
- pyroxène : pseudomorphe de pyroxène.

Tableau No 8

Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites  
à magnétite du nombre de Métapyroxénite I. (P<sub>1</sub>).

	J2 279	J1 285	J2 167	J2 227	J2 395
Opaques	80	75	60	75	70
Chlorite	20	15	30	20	30
Actinote		-	10		
Albite Epidote		10	-	-	
Leucoxène	-		-	-	-
Hornblende			-		
Calcite				-	-

-: Traces seulement.

Opaques: Magnétite titanifère plus ilménite.

Albite, Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Tableau No 9

Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à plagioclase et magnétite du membre de l'étapyroxénite I. (P<sub>1</sub>).

	J1 213	J1 225	J1 341	J1 356	J1 431
Opagues	20	35	25	25	25
Albite Epidote	65	50	55	45	55
Chlorite	05	10	10	25	15
Actinote	10	05	-		
Sphène	-				
Leucoxène	-				-
Muscovite		-	10	-	-
Scapolite				-	

	J2 435	J2 558	J2 559	J2 600	J5 297
Opagues	25	35	30	30	30
Albite Epidote	55	45	50	50	60
Chlorite	20	20	20	15	10
Actinote					-
Calcite		-		-	
Sphène		-	-		
Leucoxène			-		
Sericite					-
Muscovite				-	-
Tourmaline				-	
Scapolite				-	

Opagues: Magnétite titanifère et ilménite.

Albite et Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Chlorite: Pseudomorphe des pyroxènes.

-: Traces seulement.

Tableau No 10

Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à  
plagioclase, magnétite et pyroxène du membre de Métapyroxénite I. (P<sub>1</sub>).

J5	J5 72	J2 221	J2 422	J2 621
Opagues	40	20	30	35
Chlorite	12	25	15	15
Actinote	03	15	15	03
Albite Epidote	45	40	40	45
Muscovite	-			
Sphère		-		
Leucoxène		-		
Augite		-		
Quartz				-
Calcite				-

Opagues: Magnétite titanifère et ilménite.

Albite et Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Chlorite, Actinote: Pseudomorphe des pyroxènes.

-: Traces seulement.

Tableau No 11

Analyses modales, (estimation visuelle) des métacumulites à  
magnétite, plagioclase, pyroxène, du membre de Métapyroxénite I. (P<sub>1</sub>)

	J1 425	J2 288	J5 72a
Opaques	45	70	50
Albite Epidote	25		35
Chlorite Actinote	30	30	15
Muscovite.	-		

Opaques: Magnétite titanifère et Ilménite.

Albite et Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Chlorite et Actinote: Pseudomorphe des pyroxènes.

-: Traces seulement.

Tableau No 12

Analyses modales, (estimation visuelle) des métaanorthosites, des métagabbros et des métagabbros anorthositiques du membre de Métapyroxénite I. (F<sub>1</sub>).

	J5 293	J1 298	J1 334	J1 312	J1 265	J1 243	
Opagues	03		10	15	15	10	
Albite Epidote	90	90	35	40	65	60	
Chlorite	06	08	20	10	10	10	
Actinote			35	35	10	20	
Sphène	-				-		
Leucoxène	-						
Muscovite		-		-	-		
Scapolite		-					
Calcite				-	-		
NOM	:	MA	MA	MG	MG	MGA	MGA

Opagues: Magnétite titanifère et ilménite.

Albite et Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Chlorite, Actinote: Pseudomorphe des pyroxènes.

MA.....: Métaanorthosite.

MGA.....: Métagabbro anorthositique.

MG.....: Métagabbro.

Tableau No 13

Analyses modales, (estimation visuelle) des métaanorthosites  
gabbroïques du nombre de Métapyroxénite I.

	C57 106	J1 183	J5 120	J1 406	J1 412	J1 424	J1 449
Cpaques	02	07	05	15	-	15	07
Albite Epidote	80	80	85	65	80	70	70
Chlorite	15	13	10	20	20	15	23
Actinote			-				
Calcite	*		-	-			
Scapolite	*				*		*
Muscovite	*			-		-	
Sphène			-		-		-
Leucoxène		-	-		-		

Cpaques: Magnétite titanifère et ilménite.

Albite et Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Chlorite, Actinote: Pseudomorphe des pyroxènes.

\*: de 1 à 5%.

-: Traces seulement.



### 2.4.3.2 Métaanorthosite I (A<sub>1</sub>).

Le membre de Métaanorthosite I se situe entre deux membres riches en minéraux opaques, les membres de Métapyroxénites I et II. L'épaisseur du membre varie de 20 à 150 pieds. Il se présente sous forme lenticulaire, et il devient difficile d'établir le contact entre les membres de Métapyroxénites I et II à l'endroit où le membre de Métaanorthosite est absent. La base du membre de Métaanorthosite I est marquée par l'apparition d'un banc de métagabbro anorthositique contenant moins de 5 pour cent d'opaques; tandis que le sommet est annoncé par l'apparition d'un rubanement du type "inch scale layering", composé de couches de métagabbro et de magnétite titanifère en interlits.

#### 2.4.3.2.1 Minéralogie.

Les principaux minéraux de ce membre sont: l'agrégat d'albite et d'épidote, la chlorite et l'actinote. Comme minéraux accessoires nous retrouvons la magnétite titanifère, l'ilménite, le sphène, le leucoxène, la biotite et la calcite.

L'agrégat d'albite et d'épidote se présente sous forme euhédrale à subeuhédrale, il est pseudomorphe d'un plagioclase calcique primaire "cumulus" et a une dimension moyenne de 5 mm. Nous observons localement une réaction entre l'agrégat d'albite et d'épidote et l'actinote adjacente, cette

réaction est marquée par la formation de chlorite.

L'actinote, relativement commune dans ces roches, est généralement pseudomorphe d'un pyroxène primaire "cumulus", dont nous retrouvons occasionnellement des reliques apparentées à l'augite. Cette actinote a un pléochroïsme très marqué et ses dimensions sont de l'ordre de 2 à 3 mm.

La chlorite est toujours pseudomorphe de minéraux ferromagnésiens "intercumulus". Nous la retrouvons en place dans les pseudomorphes de plagioclase, et au contact entre ceux-ci et l'actinote. La chlorite est faiblement pléochroïque, elle possède une réfringence faible et une biréfringence gris bleu du premier ordre.

Les minéraux accessoires, sphène, leucoxène, et calcite sont associés aux minéraux opaques, tandis que la biotite est associée aux silicates.

#### 2.4.3.2.2 Pétrographie.

Les roches du membre de Métaanorthosite I sont essentiellement des métagabbros anorthositiques et des métaanorthosites gabbroïques. La roche est à grain grossier; les pseudomorphes de plagioclases peuvent avoir des dimensions de près d'un centimètre. Nous observons dans ce membre un litage rythmique qui offre plusieurs petites couches riches en oxydes de fer et de titane. Ces couches sont des métacumulites à magnétite et à pyroxène.

Tableau No 14

Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du nombre de  
Métanorthosite I. (A<sub>1</sub>).

	J1 134	J1 145	J1 153	J1 157	J2 112	J2 135	C67 159
Opaques		"	30	35	20	55	05
Chlorite	45	"	20	15	30	40	50
Actinote		"		50			
Albite Epidote	55	"	50		40	-	45
Séricite	-						
Muscovite		-	-				-
Scapolite			-				
Quartz					-		
Amphibole					-		
Sphène					-	-	
Leucoxène						-	-
Biotite						-	-
Calcite					-		-
Nom	A		B	C	B	D	E

-: Traces.

Opaques: Magnétite titanifère et ilménite.

Albite et Epidote: Pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Chlorite et Actinote: Pseudomorphe des pyroxènes.

A : Métagabbro anorthositique

B : Métacumulite à plagioclase et magnétite.

C : Métacumulite à pyroxène et magnétite.

D : Métacumulite à magnétite et pyroxène.

E : Métagabbro.

Tableau No 15

Analyses chimiques de deux échantillons provenant du nombre de  
Étaanorthosite I. (A<sub>1</sub>). (pourcentage en poids)

	DL 1003	DL 1004
SiO <sub>2</sub>	48.68	52.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.18	22.64
TiO <sub>2</sub>	2.39	1.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.76	2.97
FeO	10.60	3.20
MnO	.21	0.09
MgO	4.63	1.05
CaO	10.66	10.84
Na <sub>2</sub> O	2.66	4.23
K <sub>2</sub> O	0.14	1.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.01
Bi ppm	29.2	8.4
Cu ppm	101.2	27.7
Rb ppm	0.9	24.7
Sr ppm	263.5	281.7
Ba ppm	0.0	221.5
V ppm	435.0	223.0
<b>Total</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

Compositions normatives. C. I. P. W. (pourcentage en poids.)

Qz	1.57	0.88
Or	0.83	7.09
Ab	22.17	35.62
An	31.40	39.12
Di	8.48	5.64
Di.ss.		
Ho	8.47	3.46
En	7.43	0.00
Hy		
Fe	8.51	0.00
Fo	0.00	0.00
Ol		
Fa	0.00	0.00
Ma	5.29	4.16
Il	4.48	2.28
Ap	0.14	0.05

Nous avons analysé chimiquement deux roches provenant de ce membre, l'échantillon DL1003 est un métagabbro anorthositique et l'échantillon DL1004 est une métaanorthosite gabbroïque. Les résultats des analyses chimiques de ces échantillons apparaissent au tableau No. 15.

#### 2.4.3.3 Métapyroxénite II (P<sub>2</sub>).

Le membre de Métapyroxénite II se compose essentiellement d'un métagabbro et d'une métapyroxénite à magnétite titanifère. Il ressemble fortement au membre de Métapyroxénite I, (P<sub>1</sub>), mais il s'en distingue par un pourcentage plus faible en magnétite et un pourcentage d'ilménite croissant vers le sommet. Le membre de Métapyroxénite II possède un très bon rubanement de type "inch scale layering", caractérisé par une alternance de couches de magnétite titanifère, de métagabbro et de métapyroxénite. La partie inférieure du membre est un métagabbro, tandis que la partie supérieure est une métapyroxénite. L'épaisseur du membre de Métapyroxénite II varie de 30 à 100 pieds; son contact inférieur montre un litage de type "inch scale layering", tandis que son contact supérieur est marqué par l'apparition d'un banc de métagabbro anorthositique ou de métaanorthosite gabbroïque à grains grossiers contenant moins de cinq pour cent de minéraux opaques.

##### 2.4.3.3.1 Minéralogie.

Les principaux minéraux de ce membre sont; l'actinote, la chlorite, la magnétite, l'ilménite et

l'agrégat d'albite et d'épidote. Les minéraux accessoires sont le sphène, le leucoxène, la calcite, le grenat et l'apatite.

L'actinote est surtout présente comme pseudomorphe d'un pyroxène primaire "cumulus" les contours sont généralement indentés et intimement associés à la chlorite. L'actinote offre aussi des formes aciculaires ayant environ .5 mm de longueur, orientées perpendiculairement aux parois de granules de l'autre forme d'actinote. Cette actinote possède un pléochroïsme très marqué, qui la rend alors impossible à distinguer de la hornblende verte .

La chlorite est le silicate le plus commun des roches du membre de Métapyroxénite II. Intimement liée aux oxydes de fer et de titane, elle est de ce fait toujours pseudomorphe de minéraux ferromagnésiens "intercumulus". La chlorite possède un pléochroïsme vert prononcé et une biréfringence gris bleu.

La magnétite titanifère et l'ilménite sont toujours associées, particulièrement dans la partie supérieure du membre. Les grains sont automorphes à subautomorphes et leur dimension varie de 0.5 à 1 mm.

L'agrégat d'albite et de clinzoisite se présente comme pseudomorphe de plagioclase calcique primaire. Cet agrégat se retrouve surtout dans la partie inférieure du membre de Métapyroxénite II. Les agrégats conservent les formes automorphes à subautomorphes des plagioclases et ont une dimension moyenne de 5 mm.

Les épidotes de type pistachite

provenant des pyroxènes sont idiomorphes. Nous les retrouvons, soit à l'état libre entre les grains d'actinotes et de pseudomorphes de plagioclases, soit orientées aléatoirement dans des actinote ou des chlorites.

Certains échantillons montrent une forte altération en sphène et en leucosène des oxydes de fer et de titane; ces minéraux opaques sont entourés de sphène et de calcite, et montrent des signes de résorption.

L'apatite et le grenat sont rares dans ces roches. Nous avons cependant observé quelques petits grains d'apatite dans deux lames-minces, et du grenat dans une lame-mince.

#### 2.4.3.3.2 Pétrographie.

Dans la partie inférieure, du membre de Métapyroxénite II, nous trouvons trois types de roches, le métagabbro, le métagabbro anorthositique et la métacumulite à magnétite titanifère. Dans la partie supérieure, la métapyroxénite et la métacumulite à magnétite titanifère prédominent.

Les couches riches en magnétite titanifère des membres de Métapyroxénite I et de Métapyroxénite II, se distinguent par le critère suivant: le membre de Métapyroxénite I renferme des métacumulites à magnétite et plagioclase tandis que le membre de Métapyroxénite II a surtout des métacumulites à magnétite et pyroxène.

Nous avons soumis quatre

Tableau No 16

Analyses chimiques de quatre échantillons du membre de  
Métaproxénite II. (P<sub>2</sub>). (pourcentage en poids.)

	DL 1031	DL 1032	DL 1030	DL 1013
SiO <sub>2</sub>	36.07	28.34	35.91	24.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.14	10.92	3.92	8.87
TiO <sub>2</sub>	5.12	9.50	5.52	10.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.28	14.52	18.19	19.64
FeO	20.40	25.50	19.80	27.00
MnO	0.31	0.27	0.24	0.32
MgO	7.45	3.37	9.44	4.65
CaO	9.22	6.05	6.47	3.92
Na <sub>2</sub> O	0.71	0.98	0.34	0.76
K <sub>2</sub> O	0.22	0.43	0.02	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.10	0.06	0.11
HI ppm	21.6	47.6	21.0	55.2
Cu ppm	134.9	108.8	113.8	126.9
Rb ppm	1.7	2.6	0.8	2.5
Sr ppm	67.6	62.1	8.4	19.1
Ba ppm	61.0	59.3	42.7	49.2
V ppm	733.0	1574.0	714.0	1615.0
Total	100.00	100.00	100.00	100.00

Compositions normatives. C.I.P.W. (pourcentage en poids.)

Qz	00.00	00.00	4.62	00.00
Or	1.24	2.42	0.12	0.47
Ab	5.84	7.95	2.79	6.09
An	17.67	23.25	8.86	17.93
Di	11.04	1.31	11.84	0.00
Di.ss.				
He	10.71	2.93	6.01	0.00
En	7.34	1.63	17.37	5.46
Hy				
Fo	8.17	4.19	10.12	9.09
Fo	3.91	4.03	0.00	3.96
Ol				
Fa	4.79	11.55	0.00	7.26
Ma	17.22	20.21	25.59	27.29
Il	9.44	17.23	10.31	18.52
Ap	0.14	0.24	0.14	0.26



Tableau No 17

Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de  
Métapyroxénite II. (P<sub>2</sub>).

	J2 18	J2 38	J2 103	J1 89	C67 183	C67 207	C67 182
Opagues	25	35	65	05	20	20	*
Chlorite	20	20	25	25	15	20	*
Actinote	02	45	10	15	60	50	*
Albite				55			*
Clinozoisite							
Sphère	40			-	-	-	-
Leucoxène	-	-	-	-	-	-	-
Grenat						10	
Apatite					-		
Calcite	05			-			
Pistachite.	05				-		
Noms:	A	B	A	C	B	B	C

A: Métacumulite à magnétite et pyroxène.  
B: Métacumulite à pyroxène et magnétite.  
C: Métagabbro anorthositique.

Opagues: Magnétite titanifère et Ilménite.  
Chlorite et Actinote: Pseudomorphe des pyroxènes  
Albite et clinozoisite: Pseudomorphe des plagioclases.  
-: Traces seulement.  
\*: Présent, quantité non déterminée.

échantillons provenant de ce membre à l'analyse chimique par fluorescence-X. Les résultats des analyses chimiques apparaissent au tableau No. 16. Ces échantillons sont caractérisés par leur faible teneur en  $SiO_2$ , soit moins de 35 pour cent, et leur forte teneur en oxydes de fer, soit plus de 35 pour cent. Dans l'analyse normative de ces roches, l'effet de la quantité élevée d'oxyde de fer se manifeste par l'abondance de magnétite et d'ilménite. De plus, le rapport des phases normatives magnétite/ilménite diminue vers le sommet du membre. Ceci est conforme aux observations faites sur le terrain, où la quantité d'ilménite croissait vers le sommet du membre de Métaproxénite II. Le tableau No. 17 montre le résultat des analyses modales de ces roches.

#### 2.4.3.4 Métaanorthosite II (A<sub>2</sub>).

La présence de quartz bleu, dans une roche qui a toutes les apparences d'un métagabbro anorthositique ou d'une métaanorthosite gabbroïque, caractérise le membre de Métaanorthosite II. Ce membre est généralement faillé, de sorte que son épaisseur, qui varie de 1000 à 1400 pieds, peut être doublée par le truchement des failles. Aux endroits où ce membre est absent, une faille marque le contact entre les membres de Métapyroxénite II, et de Métapyroxénite III, (P<sub>3</sub>). Dans le canton de Rinfret, le membre de Métaanorthosite II se retrouve à la fois au dessus et en dessous du membre de Métapyroxénite III; ce phénomène peut être dû soit à l'action des failles, soit à une répétition primaire lors de la cristallisation.

La quantité de quartz, ainsi que sa distribution, semblent totalement aléatoires. Ainsi, nous retrouvons des roches, ne contenant pas de quartz, en contact net avec des roches contenant de 1 à 50 pour cent de quartz.

A l'intérieur de ce membre, le rubanement est peu apparent, en raison surtout de la dimension restreinte des affleurements. Le contenu en oxydes de fer et de titane est faible, sauf à la base où nous retrouvons quelques minces couches contenant de 10 à 20 pour cent de magnétite titanifère et d'ilménite.

Les deux contacts inférieur et supérieur sont très nets. En effet à la base, la séquence passe brusquement d'une métapyroxénite à un métagabbro anorthositique et, au sommet, d'un métagabbro anorthositique à une métapyroxénite.

#### 2.4.3.4.1 Minéralogie.

Les principaux minéraux de ce nombre sont; l'agrégat d'albite et d'épidote, le quartz, la chlorite et l'actinote. Comme minéraux accessoires nous retrouvons la magnétite et l'ilménite, l'orthose, le sphène, le leucoxène, la muscovite, la biotite et le zircon.

L'agrégat d'albite et d'épidote est le constituant le plus important du nombre de Métanorthosite II. Ces agrégats ont des dimensions moyennes de 5 mm, et constituent des pseudomorphes d'un plagioclase calcique de type "cumulus".

L'actinote est pseudomorphe d'un pyroxène "cumulus" dans les roches gabbroïques, et d'un pyroxène "intercumulus" dans les roches anorthositiques. Des reliques de pyroxène sont encore visibles dans certaines actinotes.

La chlorite, partout interstitielle, est pseudomorphe d'un pyroxène intercumulus. Dans les roches leucocrates cette chlorite est beaucoup plus abondante que l'actinote.

Le quartz est présent en tant que minéral primaire. La grosseur des grains est variable, mais ne dépasse pas 5 mm. Aux endroits où le pourcentage de quartz est élevé, l'orthose lui est intimement associé.

#### 2.4.3.4.2 Pétrographie.

Si nous faisons abstraction du quartz, nous retrouvons encore dans le nombre de Métanorthosite II,

103.

les quatre unités familières aux roches anorthositiques de la région soit: la métaanorthosite, la métaanorthosite gabbroïque, le métagabbro anorthositique et le métagabbro. Ce membre a tendance à devenir de plus en plus mélanocrate vers le sommet.

La roche est généralement grenue, et les agrégats d'albite et d'épidote qui composent la plus grande partie de la roche mesurent de 3 mm à 1 cm. Localement, les métagabbros offrent même une texture pegmatitique.

Nous avons soumis à l'analyse chimique par fluorescence-X trois échantillons provenant du membre de Métaanorthosite II. Les résultats des analyses chimiques figurent au tableau No. 18. L'échantillon DL1001 est une roche composée de pseudomorphes de plagioclase et de quartz, tandis que les échantillons DL1005 et DL1006 sont des métagabbros. Le tableau No. 19 représente les analyses modales des différents types de roches de ce membre.

Tableau No 18

Analyses chimiques de trois échantillons du membre de  
Mélanorthosite II. (A<sub>2</sub>). (pourcentage en poids.)

	DL 1001	DL 1006	DL 1005
SiO <sub>2</sub>	74.91	49.35	49.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.06	19.11	21.92
TiO <sub>2</sub>	0.42	1.66	1.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.26	3.59	3.60
FeO	3.70	7.80	5.00
MnO	0.03	0.17	0.11
MgO	1.03	2.83	1.66
CaO	5.09	12.44	11.62
Na <sub>2</sub> O	2.03	2.71	4.63
K <sub>2</sub> O	0.34	0.23	0.20
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08	0.01
Ni ppm	7.9	11.2	6.1
Cu ppm	17.9	42.2	17.0
Rb ppm	12.9	2.0	4.6
Sr ppm	106.1	221.0	298.8
Ba ppm	86.8	105.0	79.8
V ppm	46.0	282.0	190.0
<b>Total:</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

Compositions normatives, C.I.P.W. (pourcentage en poids.)

Qz	48.93	2.50	0.00
Cr	2.01	1.36	1.18
Ab	17.09	22.76	32.30
An	17.24	38.90	38.22
Di	2.54	8.42	8.69
Di, ss.			
He	3.79	9.71	7.00
En	1.39	3.07	0.00
Hy			
Fe	2.37	4.06	0.00
Fo	0.00	0.00	0.06
Ol			
Fa	0.00	0.00	0.06
Ma	3.26	5.02	5.07
Il	0.80	3.13	3.23
Ap	0.14	0.19	0.02

Tableau No 19

Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du membre de  
Métanorthosite II. (A<sub>2</sub>)

	C67 73	C67 152	C67 153	J2 5	C67 154	J1 7	C67 157
Magnétite Ilménite *		10	*	*	*	*	
Chlorite Actinote *		*	40	20	40	30	40
Albite	40	75	55	75	55	68	55
Clinozoisite							
Quartz	50	10		*	*		
Sphène	-			-	-	-	
Leucoxène	-			-	-		
Orthose	05	03					
Muscovite		-	-		-		-
Biotite	-						
Scapolite					-		
Augite			03				
Calcite				-			
Zircon	-						
Nom:	A	A	B	C	B	B	B

A: Métaleucotonalite  
B: Métagabbro anorthositique  
C: Métanorthosite gabbroïque.

\*: de 1 à 3 pour cent.  
-: Traces seulement.

### 2.4.3.5 Métapyroxénite III (P<sub>3</sub>).

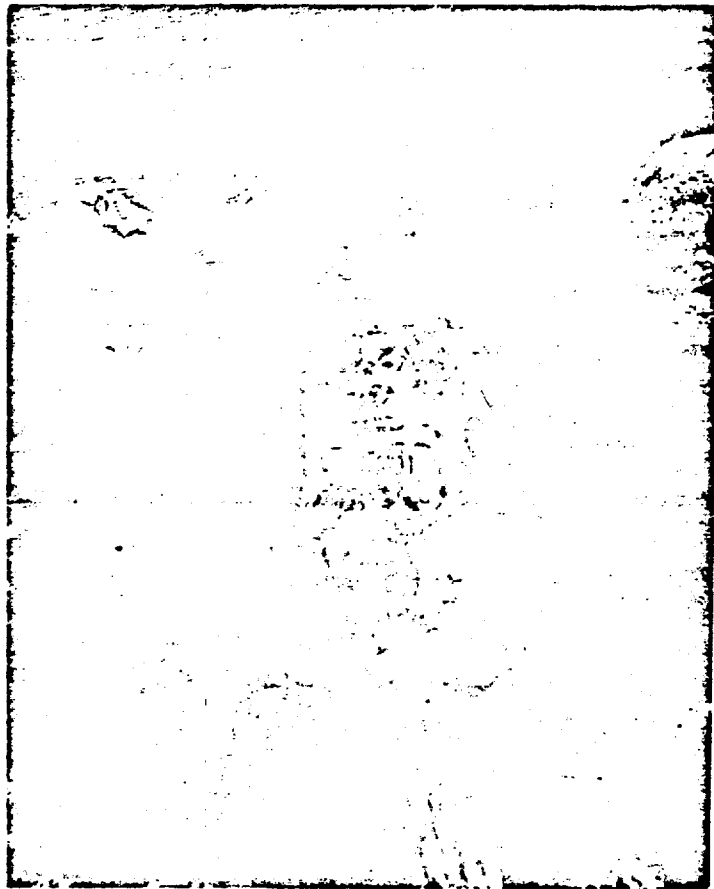
Le membre de Métapyroxénite III est le plus puissant des trois membres de métapyroxénites, son épaisseur varie de 600 à 1200 pieds et il se situe au sommet de la zone rubanée. Son contact inférieur est très net; il s'agit d'un passage brusque d'un métagabbro anorthositique à une métapyroxénite ou un métagabbro mélanocrate porteur de fines lamelles d'oxydes de fer et de titane. Le contact supérieur consiste en une zone de transition d'épaisseur variable caractérisée en maint endroit par des injections de métagranophyre dans la métapyroxénite, (planche III) ceci nous donne une zone de transition d'épaisseur variable. En général, le membre de Métapyroxénite III se compose de métapyroxénite ou de métagabbro mélanocrate contenant des quantités variables de plagioclase, d'albite, d'épidote, d'actinote, de chlorite, de hornblende, d'ilménite, de magnétite, d'apatite, de grenat et de quartz. Il convient de définir quatre sous-membres selon les variations de la composition minéralogique du membre de Métapyroxénite III, ce sont:

- (1) Le sous-membre à magnétite
- (2) Le sous-membre à ilménite
- (3) Le sous-membre à apatite
- (4) Le sous-membre à quartz bleu.

Le sous-membre à magnétite, localisé à la base, forme un banc dont l'épaisseur maximum est de 100 pieds. Il est composé de minces couches de métapyroxénite et de métagabbro, en interlits avec de très fines couches de magnétite titanifère.



PLANCHE III



Injection de métagranophyre dans une  
métoproxénite du membre de métapyroxénite III.

Le sous-membre à l'ilménite, a une épaisseur qui varie de 200 à 800 pieds. La roche est une métapyroxénite ou un métagabbro mélanocrate contenant environ 10 à 20 pour cent d'ilménite disséminée. Un rubanement très net caractérise ce sous-membre; il est occasionné par des ségrégations de plagioclases en petites couches de métaorthosite. En général, ces couches de quelques pouces d'épaisseur sont continues sur plus d'un affleurement.

Le sous-membre à apatite est caractérisé par l'abondance d'apatite d'accumulation. La roche a essentiellement les mêmes caractéristiques que le sous-membre précédent, sauf qu'elle contient jusqu'à 20 pour cent de cristaux d'apatite automorphes, d'environ 1 mm de largeur par 2 à 3 mm de longueur. L'épaisseur de ce sous-membre varie de 200 à 800 pieds.

Le sous-membre à quartz bleu se trouve au sommet du membre de Métapyroxénite III ( $P_3$ ); il marque ainsi le sommet de la zone rubanée. Comme son nom l'indique, il se signale par la présence de quartz bleu, dans une roche qui est essentiellement une métapyroxénite. La quantité de quartz croît de la base au sommet, à tel point que le quartz constitue jusqu'à environ 50 pour cent du volume de la roche. Dans la région du lac Cinq Mille, à proximité du sommet, l'épaisseur de ce sous-membre varie de 300 à 400 pieds: Ailleurs, ce sous-membre est moins bien connu et son épaisseur en général semble inférieure à 100 pieds. En plus de cette possibilité de subdivision en 4 sous-membres, le membre de Métapyroxénite III

recèle d'autres particularités notables. L'une des plus importantes est la présence du grenat almandin. L'isograde du grenat divise ce membre en deux, et sa position est fonction de la proximité de la province de Grenville. Ainsi dans le canton de Rinfret, tout le membre de Métapyroxénite III se situe à l'intérieur de l'isograde du grenat, tandis que dans la région étudiée, les rangs 4,5,6 et 7 du canton de Lemoine, l'isograde du grenat passe à travers le membre de Métapyroxénite III.

Une autre particularité à noter est la présence, près du sommet, de lentilles de métagabbros à grains très grossiers. Ces lentilles que nous qualifions de pegmatitiques peuvent contenir jusqu'à 20 pour cent de quartz.

#### 2.4.3.5.1 Minéralogie.

Les constituants majeurs des métapyroxénites sont; l'actinote, la chlorite, la hornblende, l'ilménite, l'apatite, et, au sommet, le quartz. Les constituants mineurs sont la magnétite, le plagioclase calcique ou l'agrégat d'albite et d'épidote, le sphène, le leucoxène, le grenat et la cummingtonite.

Les constituants majeurs des métagabbros siliceux et des métagabbros sont l'actinote, la chlorite, la hornblende, le plagioclase calcique ou l'agrégat d'albite et d'épidote, l'ilménite et l'apatite. Les constituants mineurs sont le grenat, la magnétite, le sphène, le leucoxène, la calcite, le zircon, la biotite et la cummingtonite.

L'actinote (ou hornblende), se présente généralement comme pseudomorphe d'un pyroxène "cumulus", elle est alors subautomorphe à xénomorphe et mesure de 1 à 3 mm de longueur. Elle se présente aussi sous forme de cristaux prismatiques allongés, elle est alors associée à la chlorite. De plus, elle existe sur l'agrégat d'albite et d'épidote ou sur le plagioclase calcique. L'actinote est vert pâle à incolore en lumière naturelle. Cependant, elle porte une enveloppe fortement pléochroïque qui a l'apparence d'une hornblende commune.

La chlorite, vert pâle et faiblement pléochroïque forme des agrégats dans les interstices entre les cristaux prismatiques d'actinote. Elle occupe des plages en bordure des grains d'ilménite.

L'agrégat d'albite et d'épidote se retrouve surtout dans les métagabbros mélanocrates elle est pseudomorphe d'un plagioclase calcique "cumulus".

Le plagioclase calcique s'observe dans les métagabbros mélanocrates de la partie supérieure. Il est automorphe à subautomorphe et mesure en moyenne 2 mm. Ce plagioclase a une calcicité moyenne de An 44 et il est associé au grenat almandin, à l'apatite et à l'ensemble actinote-hornblende.

L'ilménite est interstitielle entre les pseudomorphes de plagioclase et l'actinote. Ceci n'implique pas qu'elle est "intercumulus", mais plutôt que sa granulométrie était de beaucoup inférieure à celle des pyroxènes et des pseudomorphes des plagioclases. Une altération en sphène et leucoxène se manifeste quelquefois en bordure des grains d'ilménite.

L'apatite peut former jusqu'à 20 pour cent du volume de la roche dans le sous-membre à apatite. Les cristaux sont automorphes, de forme prismatique, ils ont de 2 à 3 mm de longueur et environ 1 mm de largeur. Généralement, l'axe cristallographique "c" de l'apatite repose dans le plan du rubanement.

Le quartz de couleur bleu foncé se trouve dans une roche dont la composition ressemble beaucoup à celle d'une métapyroxénite. Les grains, légèrement arrondis, ont une dimension moyenne d'environ 2 mm.

Le grenat almandin est d'origine métamorphique. Nous l'observons dans la partie supérieure du membre de Métapyroxénite III. Il est automorphe et sa grosseur moyenne est de 1 mm. Il apparaît généralement soit en inclusions dans le plagioclase ou l'actinote, soit dans les interstices entre les cristaux d'actinote.

La cumingtonite fut remarquée dans deux lames-minces de roches provenant du membre de Métapyroxénite III, (P<sub>3</sub>). Elle se présente généralement sous forme de plages à l'intérieur des grains d'actinote-hornblende, ou occasionnellement à la périphérie de ces grains. Dans quatre autres lames-minces, nous avons observé une amphibole incolore intimement associée à l'actinote-hornblende et qui semble être également de la cumingtonite.

#### 2.4.3.5.2 Pétrographie.

Nous nous sommes basés, selon l'intensité du métamorphisme, sur le pourcentage d'albite et d'épidote

pseudomorphe de plagioclase calcique, ou sur le pourcentage de plagioclase calcique, pour classifier les roches du membre de Métapyroxénite III. Le tableau No 20 montre la classification utilisée pour ces roches.

Nous avons effectué des analyses chimiques par fluorescence-X de 9 échantillons provenant de ce membre. Les résultats les plus significatifs issus de ces analyses sont la faible quantité de  $\text{SiO}_2$  et le fort pourcentage de  $\text{FeO}$  et de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Il faut noter ici que ces roches contiennent de 0.5 - 20 pour cent d'oxydes de fer et de titane; ceci a pour effet de fausser l'interprétation des résultats d'analyses chimiques lors de la comparaison avec d'autres roches de massifs semblables. Les résultats des analyses chimiques de ces roches se trouvent aux tableaux No 21 et No 22. Nous constatons qu'à l'exception de l'analyse DL1014, qui révèle du quartz modal, toutes les analyses sont semblables quoiqu'il existe une faible variation de la base au sommet. Dans un chapitre subséquent, nous discuterons de ces variations chimiques mineures. Les tableaux, No 23 et 24, donnant les analyses modales de roches provenant du membre de Métapyroxénite III.

Tableau No 20

Classification des roches du nombre de Métapyroxénite III.

Sous-membre à APATITE.		
	Métapyroxénite	Métagabbro mélanocrate.
Ilménite Magnétite	02-10%	02-10%
Amphiboles	40-60%	30-45%
Chlorite	15-30%	10-20%
Plagioclase ou Albite plus Clinozoisite.	00-05%	05-30%
Apatite.	02-15%	02-15%

Sous-membre : à MAGNETITE et ILMENITE.		
	Métapyroxénite	Métagabbro mélanocrate.
Ilménite Magnétite	02-15%	02-15%
Amphiboles	50-80%	40-60%
Chlorite	10-30%	05-20%
Plagioclase ou Albite plus Clinozoisite.	00-05%	05-30%

Tableau No 21

Analyses chimiques des métapyroxénites et des métagabbros  
sélanocrates du membre de Métapyroxénite III. (P<sub>3</sub>)

	DL 1012	DL 1022	DL 1011	DL 1010
SiO <sub>2</sub>	41.67	42.45	44.73	39.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.86	14.53	11.94	11.29
TiO <sub>2</sub>	3.54	3.52	4.47	4.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	9.16	4.44	4.74
FeO	22.10	14.60	19.51	23.10
MnO	0.31	0.25	0.32	0.33
MgO	6.46	3.58	4.37	4.03
CaO	8.11	8.55	7.68	8.02
Na <sub>2</sub> O	1.73	3.05	1.94	2.09
K <sub>2</sub> O	0.14	0.24	0.30	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.14	0.29	1.54
Ki ppm	9.7	3.2	2.3	1.9
Cu ppm	59.1	31.4	67.9	34.0
Rb ppm	2.3	3.1	2.5	3.7
Sr ppm	131.2	252.1	84.6	116.1
Ba ppm	63.1	85.5	68.1	77.4
V ppm	310.0	---	298.0	252.0
<b>Total:</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

Compositions normatives. C.I.P.W. (pourcentage en poids.)

Qz	00.00	00.00	1.03	0.00
Or	0.83	1.42	1.71	1.06
Ab	14.22	25.38	15.91	17.09
An	23.40	23.89	22.41	20.17
Di	4.49	5.79	3.50	1.90
Di, ss.				
Ho	8.13	8.37	7.40	5.44
En	4.02	2.31	8.96	4.27
Hy				
Fe	8.36	3.83	21.70	13.97
Fo	6.63	2.65	0.00	3.18
Ol				
Fa	15.18	4.83	0.00	11.48
Ma	5.52	13.01	6.25	6.52
Il	6.51	6.55	8.26	8.55
Ap	0.26	0.33	0.68	3.52



Tableau No 22

Analyses chimiques des métapyroxénites et des métagabbros  
 mélanocrates du membre de Métapyroxénite III. (P<sub>3</sub>) (pourcent en poids.)

	DL 1020	DL 1023	DL 1016	DL 1015	DL 1014
SiO <sub>2</sub>	45.24	45.74	44.83	45.53	55.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.04	12.61	13.00	12.02	8.33
TiO <sub>2</sub>	3.20	1.99	2.25	2.36	1.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.31	5.58	3.72	4.22	5.10
FeO	18.30	19.30	19.60	19.40	17.50
MnO	0.34	0.40	0.35	0.39	0.48
MgO	2.85	1.47	2.98	2.09	0.78
CaO	8.83	9.03	9.93	10.19	8.24
Na <sub>2</sub> O	2.58	2.77	2.07	2.44	0.99
K <sub>2</sub> O	0.40	0.33	0.15	0.22	0.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.88	0.76	1.09	1.13	0.86
Ni ppm	3.9	3.7	2.8	6.7	4.4
Cu ppm	38.4	52.9	40.5	51.6	45.0
Rb ppm	3.9	0.2	4.1	3.2	8.9
Sr ppm	119.3	193.7	164.9	221.6	77.1
Ba ppm	98.2	105.3	72.9	78.7	140.4
V ppm	173.0	135.0	152.0	159.0	159.0
<b>Total:</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

Compositions normatives. C.I.P.W. (pourcentage en poids.)

Qz	2.30	0.00	0.00	0.00	22.55
Cr	2.30	1.89	0.89	1.24	3.01
Ab	21.24	22.85	17.01	20.05	8.12
An	16.94	20.42	25.02	20.64	16.40
Di	2.87	2.01	2.98	3.08	1.24
Di,ss.					
Ho	8.97	14.07	10.83	15.54	14.68
En	5.59	2.47	5.11	3.51	1.32
Hy					
Fe	20.04	19.83	21.32	20.28	18.00
Fo	0.00	0.11	0.49	0.10	0.00
Ol					
Fa	0.00	1.01	2.27	0.65	0.00
Na	7.50	7.79	5.23	5.81	7.22
Il	5.93	3.68	4.18	4.35	3.55
Ap	4.34	1.75	2.50	2.60	1.98

Tableau No 23

Analyses modales, (estimation visuelle), des roches  
du membre de Métapyroxénite III, (P<sub>3</sub>).

	c67 202	c67 201	c67 134	c67 200	c67 191	c67 186	c67 192
Opagues	10	10	5	10	-	5	7
Chlorite	15	5	-	20	-	5	10
Albite Epidote	30					30	
Plagioclase		45	20		-		17
Actinote	40	25	30	50	-	30	40
Grenat		5	20	-	-	10	10
Cumingtonite		-			-		
Biotite			-			10	-
Hornblende		5	15	5		10	10
Apatite	1	5	3	15	-	10	3
Quartz	5					2	
Sphère			-			-	-
Leucosane			-			-	-
Zircon							-
Calcite	-						
Pistachite		-	-			-	-
Muscovite					-		
<b>Faciès:</b>	<b>sv</b>	<b>aa</b>	<b>aa</b>	<b>sv</b>	<b>aa</b>	<b>sv</b>	<b>aa</b>
<b>Nom:</b>	<b>nga</b>	<b>nga</b>	<b>ngna</b>	<b>mpa</b>	<b>ngna</b>	<b>nga</b>	<b>ngna</b>

- Opagues: Magnétite et Ilménite.  
 - : Présent, quantité faible ou non déterminée.  
 nga : Métagabbro melanocrate.  
 nga : Métagabbro amphibolite.  
 ngna : Métagabbro melanocrate amphibolite.  
 s.v : Faciès des schistes verts.  
 a.a : Faciès de l'amphibolite à almandin.

Tableau No 24

Analyses modales, (estimation visuelle), des roches du  
 membre de Métapyroxénite III, (P<sub>3</sub>).

	c67 206	c67 205	c67 204	c67 95	c67 197	c67 203	c67 199	c67
Opagues	15	12	15	5	10	6	5	
Chlorite	20	7	15	10	10	6	15	
Actinote	60	40	40	50	70	43	45	
Albite Epidote	4	30	20			45	35	
Plagioclase				5	5			
Grenat				5				
Cumingtonite				1	-			
Hornblende		10	10	15				
Apatite	-	-		10			-	
Sphère				-	-	-		
Leucoxène					-	-		
Calcite	-					-	-	
Augite			-	-				
Facies:	sv	sv	sv	aa	aa	sv	sv	
Nom:	mp	nga	nga	mpa	mpa	ng	ng	

- Opagues : Magnétite et Ilménite.  
 - : Présent en traces seulement.  
 S.v : Faciès des schistes verts.  
 A.a : Faciès de l'ambolite à almandin.  
 mp : Métapyroxénite.  
 mpa : Métapyroxénite amphibolite.  
 ng : Métagabbro.  
 nga : Métagabbro melanocrate.

## 2.4.4 La zone granophyrique.

### 2.4.4.1 Introduction.

Au dessus de la zone rubanée apparaît une zone qui fut qualifiée de zone granophyrique à cause de la présence de textures granophyriques observées, en particulier par Allard (communication personnelle), dans cette partie du complexe du Lac Doré. Le contact entre cette zone granophyrique et la zone rubanée est généralement graduel. Nous y trouvons en effet une zone de transition composée de quantités variables de métapyroxénite et de métagranophyre.

L'épaisseur de la zone granophyrique varie de 5200 à 6700 pieds, et comporte trois membres: le membre de Métagranophyre I, le membre de Métagabbro et de Métapyroxénite et le membre de Métagranophyre II.

#### Membre de Métagranophyre sodique I.

Le sommet de la zone rubanée est caractérisé par la présence de quartz bleu et un accroissement du volume de plagioclase dans la roche. La quantité de chlorite et d'actinote diminue graduellement par rapport à la quantité de quartz et de plagioclase. Lorsque la roche contient moins de 20 pour cent de minéraux ferromagnésiens, elle est considérée comme appartenant à la zone granophyrique et constitue le membre de Métagranophyre sodique I. Ce membre présente une surface d'altération de couleur beige à grisâtre. Une très grande quantité de quartz fait saillie sur la

surface d'altération. Sur une cassure fraîche, le Métagranophyre sodique I a toutes les apparences d'un granite. L'épaisseur du Métagranophyre sodique I varie de 2300 à 2700 pieds.

Membre de Métagabbro et de Métapyroxénite.

Le membre de Métagranophyre sodique I passe à un métagabbro ou une métapyroxénite portense de quartz bleu. Ce membre est mal connu en raison de la faible quantité d'affleurements qui le montre. Nous estimons cependant que son épaisseur peut varier de 1000 à 1400 pieds.

Membre de Métagranophyre sodique II.

Le membre de Métagranophyre sodique II se compare à un porphyre quartzofeldspathique ayant une texture bien distincte. De gros grains de quartz bleu automorphes à subautomorphes sont distribués dans une matrice de quartz, de plagioclase et de chlorite. En surface altérée, cette roche est de couleur beige, tandis qu'en surface fraîche, elle est de couleur gris verdâtre. Dans les deux cas, les phénocristaux de quartz bleu, sont bien en évidence.

2.4.4.2 Pétrographie.

Le tableau, No 25, représente les analyses chimiques de quatre échantillons provenant de la zone granophyrique. Les échantillons 1L54 et DL1040 proviennent du membre de Métagranophyre sodique I, tandis que les échantillons 2B12 et 2L33 proviennent du

nombre de Métagranophyre sodique II. Les premières analyses montrent environ 40 pour cent de quartz normatif, les autres en montrent 30 pour cent. Cette distinction entre les quantités de quartz normatif dans les deux métagranophyres se manifeste également sur le terrain par une plus grande abondance de quartz dans le Métagranophyre sodique I que dans le Métagranophyre sodique II.

Le résultat moyen de douze analyses chimiques de granophyres dans le tableau de Washington (1917), donne  $\text{Na}_2\text{O}$ : 4.16 pour cent et  $\text{K}_2\text{O}$ : 2.77 pour cent. Bowen (1956), note que le pourcentage de  $\text{Na}_2\text{O}$  est toujours beaucoup plus grand que le pourcentage de  $\text{K}_2\text{O}$  dans les granophyres, ce qui n'est pas le cas dans les granites. Les résultats d'analyses chimiques de Métagranophyre I donnent des valeurs moyennes de 4.43 pour cent de  $\text{Na}_2\text{O}$  et 0.67 pour cent de  $\text{K}_2\text{O}$ , tandis que les analyses chimiques pour le Métagranophyre II donnent des valeurs moyennes de 5.75 pour cent de  $\text{Na}_2\text{O}$  et 0.27 pour cent de  $\text{K}_2\text{O}$ .

Nous arrivons donc à des constatations semblables à celles de Bowen (1956), sauf que dans les métagranophyres du complexe du Lac Boré, le rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  s'avère beaucoup plus élevé que celui obtenu des analyses de Washington (1917). C'est la raison pour laquelle nous avons qualifié ces métagranophyres de métagranophyres sodiques.

Tableau No 25

Analyses chimiques des métagranophyres des membres de  
Métagranophyre sodique I et II. (pourcentage en poids.)

	DL 1151 I	DL 1040 I	DL 2133 II	DL 2818 II
SiO <sub>2</sub>	73.67	79.32	73.68	71.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.61	10.85	12.20	12.56
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.17	0.39	0.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.00	1.43	2.00	2.00
FeO	6.37	0.90	3.77	3.89
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	0.54	0.22	0.95	0.95
CaO	1.65	1.09	1.56	1.95
Na <sub>2</sub> O	4.20	4.67	5.50	6.00
K <sub>2</sub> O	0.05	1.30	0.27	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.20	0.00	0.00
Ni ppm	---	0.00	---	---
Cu ppm	---	13.4	---	---
Rb ppm	---	11.6	---	---
Sr ppm	---	43.9	---	---
Ba ppm	---	245.5	---	---
V ppm	---	94.0	---	---
Total:	100.00	100.00	100.00	100.00

Compositions normatives. C.I.P.W. (pourcentage en poids.)

Cz	40.34	44.49	33.79	29.07
Or	.30	7.63	1.60	1.18
Ab	35.54	39.43	46.54	50.77
An	8.19	4.82	7.74	6.75
Di	0.00	0.24	0.00	0.90
Di, ss.				
He	0.00	0.13	0.00	1.58
En	1.34	0.44	2.37	1.95
Ey				
Fe	9.58	0.27	4.63	3.96
Fo	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol				
Fa	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	2.90	2.00	2.90	2.90
Il	0.53	0.32	0.74	0.80
Ap	0.00	0.05	0.00	0.00

## 2.5 Assemblages métamorphiques.

### 2.5.1 Introduction.

Les échantillons étudiés proviennent essentiellement de la moitié est du canton de Lemoine, et de deux trous de forage situés dans le canton de Rinfret, près de la ligne de canton Lemoine-Rinfret. Ces échantillons nous donnent une bonne vue d'ensemble des effets du métamorphisme sur les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.

Comme nous l'avons déjà mentionné, les roches de la région de Chibougamau ont subi deux épisodes de métamorphisme régional. Les critères suivants servent à établir les différents faciès de métamorphisme. L'association, chlorite-quartz-albite-épidote, caractérise le faciès des schistes verts (Winkler 1967, p. 22).

La présence d'un plagioclase de composition plus grande que An 17 identifie le faciès de l'amphibolite à almandin (Fyfe, Turner, Verhoogen 1958, p. 218). La présence de cummingtonite, dans certaines roches, est un autre critère caractéristique de ce faciès.

### 2.5.2 Interprétation des assemblages Métamorphiques.

Le tableau No 26 représente tous les assemblages métamorphiques observés dans les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ces assemblages forment trois groupes distincts, soit:



- (1) Le groupe caractérisé par la présence de l'albite, la clinozoisite, la chlorite et l'actinote, avec ou sans biotite.
- (2) Le groupe caractérisé par la présence de la hornblende et du grenat.
- (3) Le groupe caractérisé par la présence de la hornblende, du grenat, de la cummingtonite et du plagioclase calcique.

L'assemblage caractéristique du premier groupe est: albite-clinozoisite-chlorite-actinote. Selon Winkler (1967, p. 22), cet assemblage caractérise le faciès des schistes verts. Nous avons observé de la biotite dans trois de ces roches, cette biotite indique au moins un métamorphisme équivalent au sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite du faciès des schistes verts. Toutefois, les roches du flanc sud-est étant très pauvres en  $H_2O$ , la formation de la biotite n'y est pas favorisée. Ainsi, il est plausible de penser que toutes les roches, représentées par l'assemblage albite-clinozoisite-chlorite-actinote, ont subi un métamorphisme équivalent au sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite.

L'assemblage caractéristique du deuxième groupe est représenté par la hornblende, le grenat almandin, l'agrégat d'albite et de clinozoisite, la chlorite et l'actinote. Selon Winkler (1967, p. 102), la présence de la hornblende, au lieu de l'actinote, et la présence du grenat almandin caractérise le sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin du faciès des schistes verts.

Tous les assemblages dans le deuxième groupe contiennent de la hornblende, de l'actinote et de la chlorite. Le

remplacement de l'actinote par la hornblende n'est pas complet, ceci peut être dû au fait qu'il existe probablement une lacune de miscibilité entre l'actinote et la hornblende. Dans cet assemblage, le grenat almandin est le seul minéral indicateur d'un accroissement du métamorphisme.

Le troisième groupe est caractérisé par l'assemblage, grenat-cummingtonite-plagioclase calcique-biotite-hornblende-chlorite-actinote. Selon Winkler (1967, p. 106), le plagioclase calcique (An 44) et la cummingtonite sont des critères positifs de l'appartenance de ces roches au faciès de l'amphibolite à almandin.

Nous avons tracé l'isograde du grenat sur la carte accompagnant ce travail. Les deuxième et troisième groupes d'assemblages se situent dans la zone du grenat. L'assemblage hornblende-grenat se situe près de l'isograde, tandis que l'assemblage plagioclase calcique-cummingtonite se situe plus à l'est. Ainsi, la limite entre le faciès des schistes verts et le faciès de l'amphibolite à almandin se trouve au sud-est de l'isograde du grenat du côté de la province de Grenville.

Ne trouvant aucun indice de l'appartenance des roches de la zone granophyrique au faciès des schistes verts, considérant de plus le caractère particulier de la composition minéralogique et chimique de ces roches ainsi que leur localisation à proximité de la province de Grenville, nous estimons que, dans la zone étudiée, ces roches font partie du faciès de l'amphibolite à almandin.

La chlorite présente dans le troisième groupe est métastable.

Tableau No 26

Assemblages métamorphiques des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.

Albite Clivage alite	Chlorite	Actinolite	Motite	Hornblende	Grenat	Cumingtonite	Plagioclase	Quartz	Magnétite Ilménite	Nombre d'échantillons	Foibles
*	*	*	*					*	*	1	
*	*	*	*					*	*	4	
*	*	*	*						*	2	
*	*	*	*						*	36	
*	*	*	*						*	18	
*	*	*	*						*	5	
*	*	*	*						*	2	
*	*	*	*	*					*	2	
*	*	*	*	*	*				*	1	SCHISTES
*	*	*	*	*	*			*	*	1	
*	*	*	*	*	*				*	1	
	*	*	*	*	*	*	*		*	2	ANTHIBOLITE ALMANDIN
	*	*	*	*	*	*	*		*	1	
	*	*	*	*	*	*	*		*	1	

### 2.5.3 Conclusions.

À la suite de l'examen des assemblages minéralogiques des roches d'une section au travers du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, nous arrivons aux conclusions suivantes:

- (1) Nous pouvons établir avec certitude qu'il existe, du moins dans la partie étudiée du complexe du Lac Doré, un accroissement du métamorphisme régional, allant du faciès des schistes verts au faciès de l'amphibolite à almandin. De plus, cet accroissement du métamorphisme se fait en direction de la province de Grenville.
- (2) Etant donné la diversité de composition chimique et minéralogique de ces roches, il est possible que plusieurs réactions métamorphiques n'aient pu se produire. Ainsi certaines roches du faciès des schistes verts pourraient appartenir au sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin: l'absence de grenat almandin serait simplement due au fait que la composition chimique et minéralogique de ces roches ne se prête pas à la formation de ce minéral.
- (3) Le manque d'échantillons, ainsi que l'absence d'une étude régionale complète du métamorphisme, rendent imprécise notre étude de l'accroissement du degré de métamorphisme.
- (4) L'isograde du grenat, le plagioclase de composition moyenne An 44 et la présence de cummingtonite, sont les seuls indices d'une croissance de l'intensité du métamorphisme en s'approchant de la province de Grenville.
- (5) Le fait que nos échantillons ne proviennent que d'une section à travers le flanc sud-est nous empêche d'appliquer nos conclusions

au flanc en entier. Le flanc sud-est n'est pas parallèle à la province de Granville, ni parallèle à la ligne de l'isograde du grenat. Ainsi, dans le secteur nord-est du quart nord-ouest du canton de Finfret, tous les membres de la zone rubanée appartiennent à la zone du grenat, tandis que dans le secteur du lac Cinq Milles, tous les membres sont à l'extérieur de la zone du grenat.

### III RELATIONS MINÉRALOGIQUES ET MÉTAMORPHIQUES.

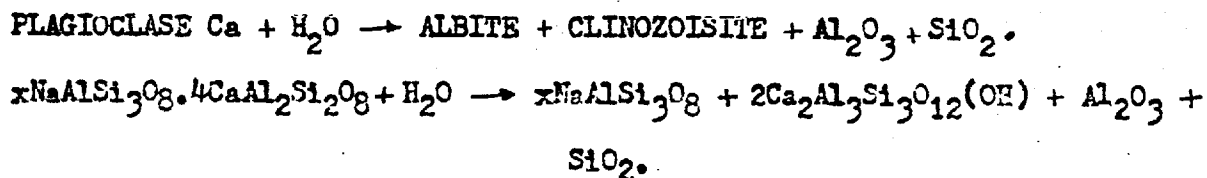
#### 3.1 Introduction.

Malgré que les roches du complexe du Lac Doré aient subi un métamorphisme régional dynamothermique, il nous est quand même possible de retracer les minéraux primaires à partir de leurs pseudomorphes, et de calculer la composition des minéraux primaires virtuels.

Les minéraux cumulus de la zone rubanée étaient le plagioclase, un ou deux pyroxènes, la magnétite titanifère, l'ilménite et l'apatite.

#### 3.2 Plagioclase.

Lors du métamorphisme équivalant au faciès des schistes verts, le plagioclase calcique subit la transformation suivante:



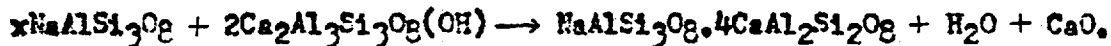
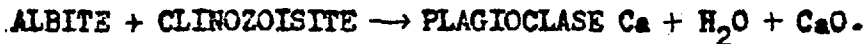
Ainsi, l'agrégat d'albite et d'épidote est pseudomorphe d'un plagioclase calcique.

Le plagioclase est le minéral "cumulus" le plus important de la zone anorthositique. Dans la zone rubanée, il est encore le principal constituant, mais il est alors accompagné des oxydes de fer et de titane.

Allard (1957), rapporte l'existence d'un plagioclase non

altéré de composition An 80. La figure 1 représente graphiquement la variation de la composition virtuelle des plagioclases de la zone rubanée. De la base au sommet, la calcicité du plagioclase passe de An 77 à An 68. Dans la zone granophyrique, la calcicité des plagioclases virtuels est inférieure à An 20.

L'agrégat d'albite et de clinzoisite, lorsque soumis à un métamorphisme équivalent au faciès de l'amphibolite, subit une transformation selon la réaction suivante:



Cette réaction a eu lieu dans les roches de la partie supérieure du membre de Métapyroxénite III situé dans les rangs cinq et six du canton de Lemoine. Nous avons étudié des plagioclases de cet endroit dont la composition moyenne est de An 44.

A la suite de l'étude des plagioclases et de leurs pseudomorphes, nous constatons qu'il existe une augmentation dans le pourcentage de la molécule albite, de la base au sommet de la zone rubanée, et nous croyons que cette variation est fonction de la différenciation magmatique.

### 3.3 Pyroxènes.

A la suite de notre étude sommaire, il est impossible de dire si les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré contiennent un ou deux pyroxènes.

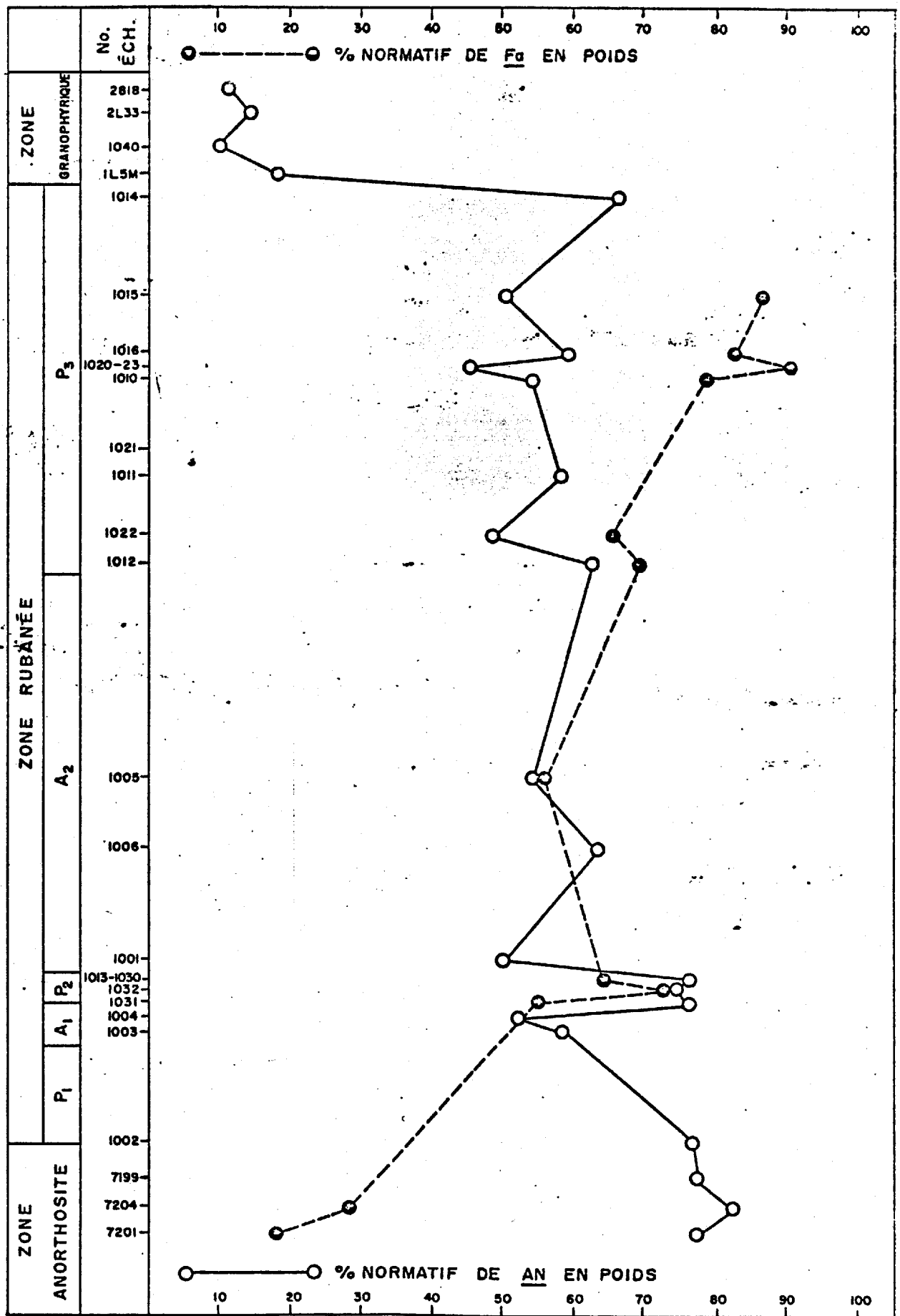


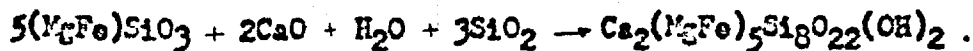
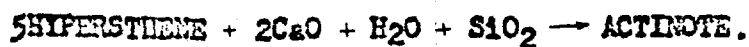
Fig. No. 1  
ÉCHELLE  
1" = 500'

VARIATION DE LA COMPOSITION VIRTUELLE DU PLAGIOCLASE ET DE L'OLIVINE EN FONCTION DE LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS

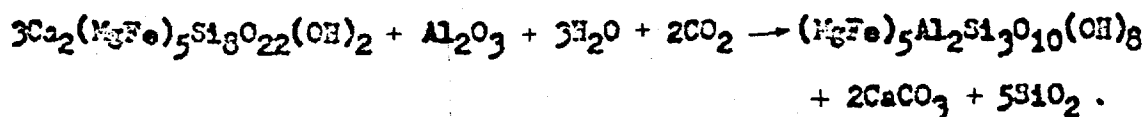
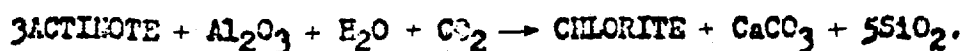


Toutefois, nous savons que l'actinote est pseudomorphe d'un pyroxène "cumulus". Ce pseudomorphe d'un pyroxène "cumulus" n'apparaît pas dans tous les bancs du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ainsi, dans la zone anorthositique, l'actinote, pseudomorphe d'un pyroxène "cumulus", ne se retrouve que dans les métagabbros et les métagabbros anorthositiques. Dans certaines couches mélanocrates des membres de Métapyroxénite I, Métaanorthosite I, Métapyroxénite II et Métaanorthosite II, nous retrouvons des actinotes pseudomorphes de pyroxènes cumulus. Dans le membre de Métapyroxénite III, le pyroxène était une des phases "cumulus" principales.

Lors du métamorphisme au faciès des schistes verts, les pyroxènes subissent les transformations suivantes:



L'actinote ainsi formée peut réagir avec l'excès de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  provenant de la transformation des plagioclases pour donner de la chlorite; l'équation suivante exprime cette transformation:



Ainsi, la chlorite et l'actinote sont des produits de transformation des pyroxènes lors du métamorphisme.

Sauvé (1957, p 192), note que le rapport chlorite/actinote est plus élevé dans les roches anorthositiques que dans les roches gabbroïques. Allard (1957) note que les minéraux mafiques des anorthosites, sont transformés en chlorite, tandis qu'ils sont transformés en amphibole dans les gabbros. D'après Wiseman (1934) et Hutton (1940), les chlorites du faciès des schistes verts sont relativement riches en alumine. Une grande partie de cette alumine provient sans doute de l'anorthite présente en grande quantité dans les roches leucocrates.

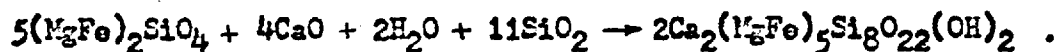
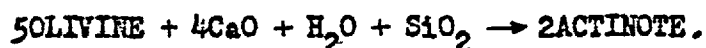
Nous constatons que la chlorite n'est jamais en contact avec les reliques de pyroxènes, tandis que nous trouvons toujours l'actinote en contact avec ces reliques. Sauvé (1957, p. 168) a observé ce même phénomène.

Nous avons noté des couronnes réactionnelles de chlorite ou d'actinote à la périphérie des oxydes de fer et de titane. Hall (1932) décrit de l'hypersthène en couronne de réaction autour des minéraux opaques dans le complexe du Bushveld. Il explique son observation comme étant le produit d'une réaction entre le liquide interstitiel et les minéraux opaques. Le même genre de phénomène, observé dans certaines roches de la zone rubanée du complexe du Lac Doré, serait le résultat d'une réaction entre le liquide et les cristaux "cumulus" de magnétite titanifère, et non pas simplement une réaction entre les oxydes et les silicates lors du métamorphisme.

La composition virtuelle des pyroxènes est portée en fonction de la position stratigraphique des échantillons à la figure No 2. Les deux pyroxènes montrent un enrichissement très marqué en fer vers le sommet de la zone rubanée.

### 3.4 Olivine.

Nous n'avons pas observé d'évidences directes de la présence d'olivine dans les roches originelles du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ce manque d'évidence n'exclut pas la possibilité de sa présence. Elle a pu subir une transformation, lors du métamorphisme, selon l'équation suivante:



Si l'olivine était présente dans les roches de la zone rubanée, elle a dû être transformée en actinote ou en chlorite lors du métamorphisme; car nous ne retrouvons aucune relique d'olivine ou de serpentine. En l'absence de CaO, la réaction "OLIVINE + H<sub>2</sub>O + SiO<sub>2</sub>" produit de la serpentine. Du à une quantité considérable de CaO libérée des clinopyroxènes lors des réactions métamorphiques, l'olivine aurait pu être transformée en actinote.

Sur le flanc nord-ouest du complexe du Lac Doré, nous retrouvons des bancs de magnétite dans des dunites serpentinisées, l'olivine était donc présente dans le complexe du Lac Doré.

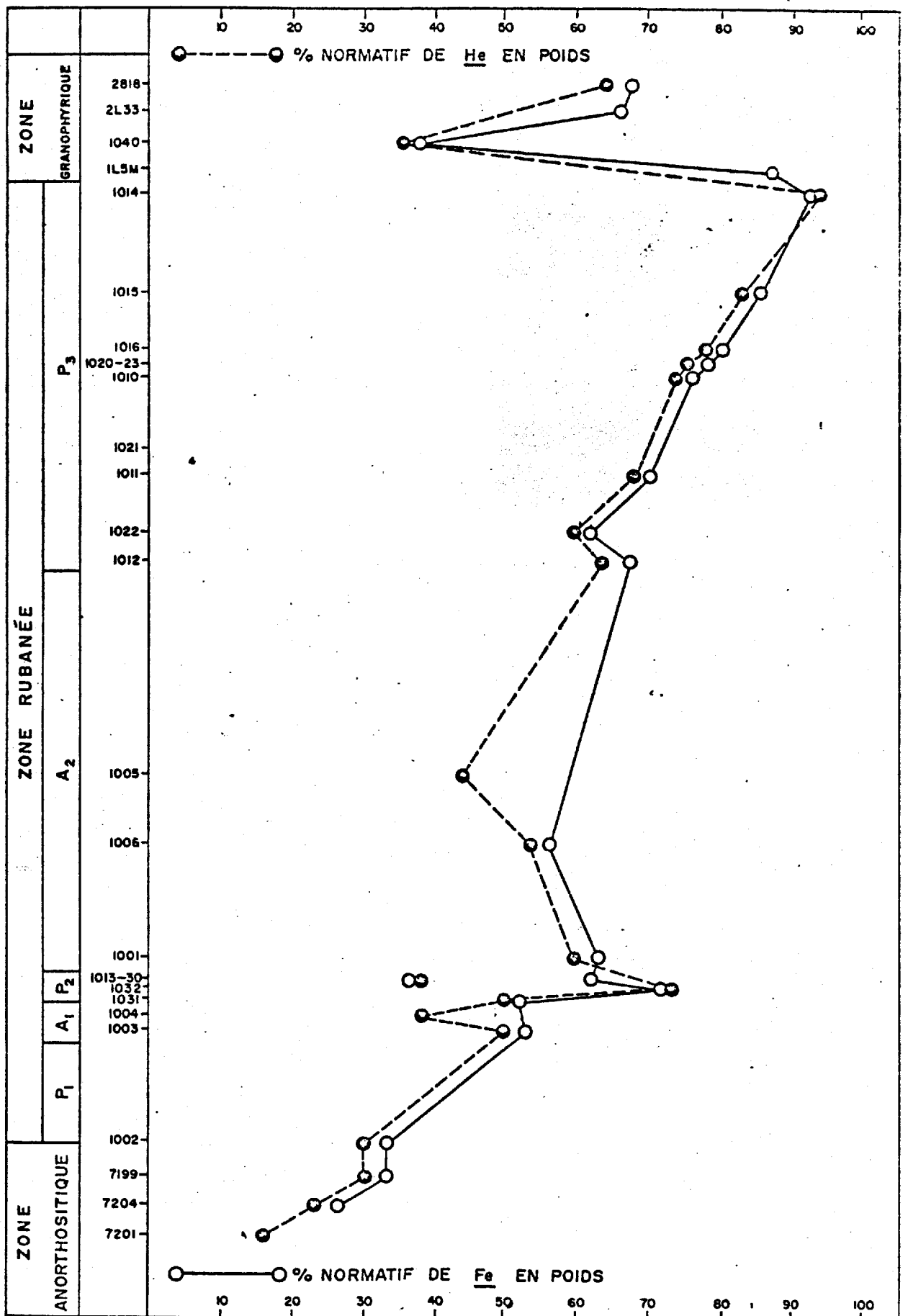


Fig. No. 2  
ÉCHELLE  
1" = 500'

VARIATION DE LA COMPOSITION VIRTUELLE DES PYROXÈNE EN FONCTION DE LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS

Présentement, nous ne connaissons pas la relation exacte entre ces bancs de magnétite et ceux du flanc sud-est, mais il semble que la magnétite soit un résultat du métamorphisme.

La composition virtuelle des olivines est portée en fonction de la position stratigraphique des échantillons à la figure 1. Nous constatons que l'apparition de l'olivine est erratique; de plus, elle montre un enrichissement marqué en fer vers le sommet de la zone rubanée.

### 3.5 Apatite.

L'apatite est le minéral "cumulus" caractéristique du sous-membre à apatite du membre de Métapyroxénite III.

La distribution de l'apatite est très importante au point de vue pétrologique. Le phosphore n'est pas un constituant normal des plagioclases, des pyroxènes, ou des olivines. Aussi, presque tout le phosphore dans un magma contribue à la formation de l'apatite. Dans presque tous les massifs stratiformes, l'apatite sert d'indice de solidification, car elle n'apparaît que vers la fin de la cristallisation.

Dans le complexe du Lac Doré, nous ne retrouvons que des traces d'apatite dans la partie inférieure de la zone rubanée. A la base du membre de Métapyroxénite III, nous observons un peu plus d'apatite. Ce n'est que vers le milieu de ce membre que l'apatite devient un minéral "cumulus" majeur, formant alors le sous-membre à apatite.

### 3.6 Quartz.

Le quartz est un minéral primaire dans le membre de Métanorthosite II et au sommet du membre de Métapyroxénite III. C'est le minéral caractéristique de la zone granophyrique.

### 3.7 Magnétite Titanifère.

La magnétite titanifère se retrouve comme phase "intercumulus" au sommet de la zone anorthositique. C'est l'un des minéraux "cumulus" majeurs des membres de Métapyroxénite I et Métapyroxénite II de la zone rubanée du complexe du Lac Doré.

### 3.8 Ilménite.

L'ilménite forme une phase "cumulus" au sommet de la zone anorthositique. Nous observons alors des cristaux de leucoxène pseudomorphes de l'ilménite. Ainsi, comme dans le Skaergaard, l'ilménite est "cumulus" avant la magnétite.

Dans un chapitre subséquent, nous discuterons plus longuement des relations entre la magnétite titanifère et l'ilménite.

### 3.9 Conclusions

Dans toutes les réactions métamorphiques utilisées pour expliquer les transformations minéralogiques dans le complexe du Lac Doré, l'eau et le CO<sub>2</sub> sont les seuls constituants nécessaires qui n'appartiennent pas au milieu. C'est un critère additionnel en

faveur de l'hypothèse que le métamorphisme fut essentiellement isochimique.

Nous arrivons aux mêmes conclusions que Allard (1957) qui invoque une très faible migration des éléments lors du métamorphisme du complexe du Lac Doré. Il apporte à l'appui de cette hypothèse le fait que l'actinote et l'agrégat d'albite et d'épidote sont respectivement pseudomorphes des pyroxènes et du plagioclase.

A la suite de toutes ces observations, il est raisonnable d'affirmer que le métamorphisme du complexe du Lac Doré fut essentiellement isochimique. Ainsi, toute étude de la différenciation, basée sur les analyses chimiques totales des roches du complexe, serait conforme à la réalité.

Le diagramme de la figure 3 nous montre les minéraux présents dans les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré avant le métamorphisme. Parmi tous ces minéraux, seuls le quartz et l'apatite sont stables lors du métamorphisme; les oxydes de fer et titane ont localement subi une altération partielle en sphène et leucocrènes.

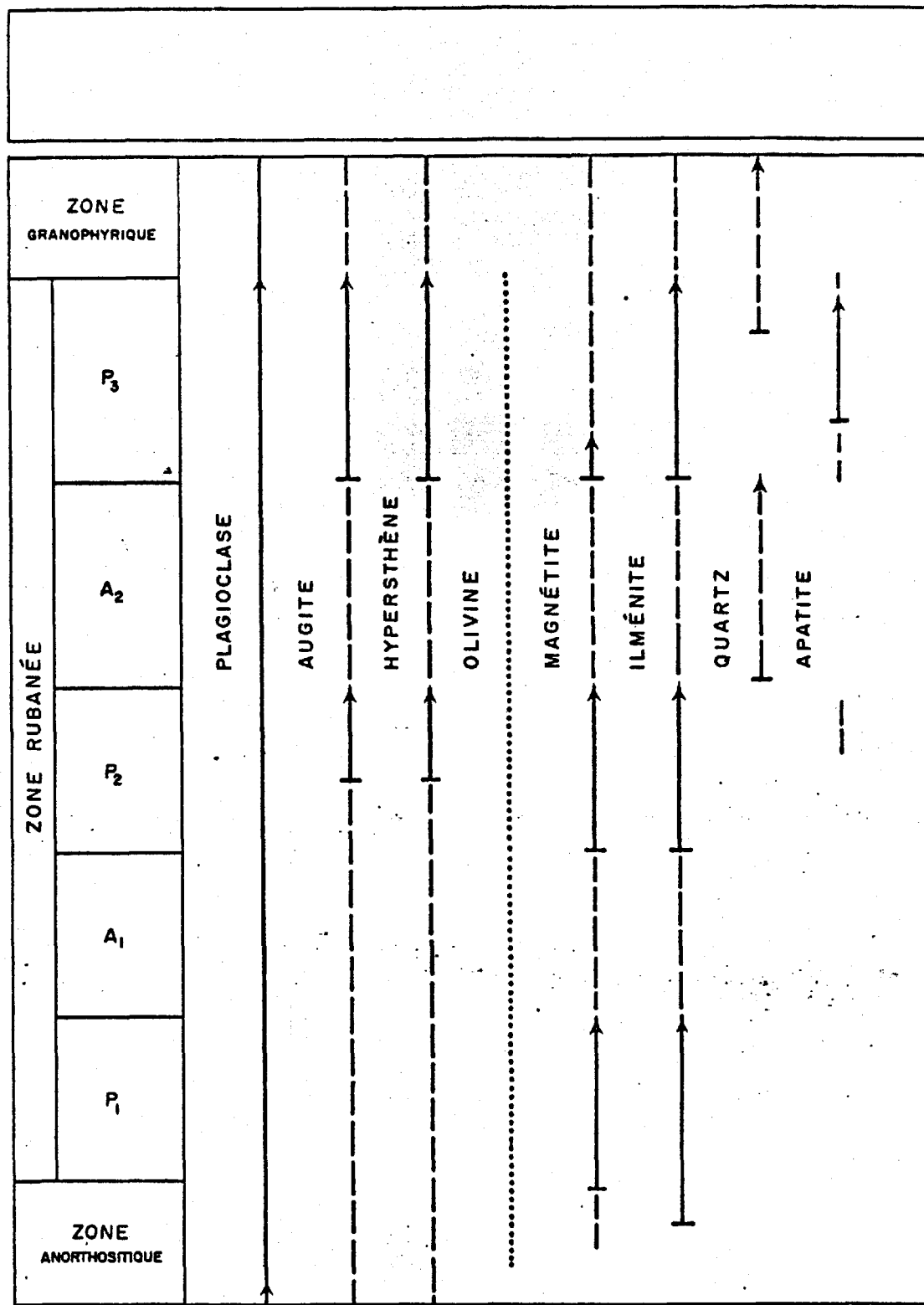


Fig. No. 3

MINÉRAUX PRÉSENTS DANS LES ROCHES DE LA ZONE RUBANÉE AVANT LE MÉTAMORPHISME

- LÉGENDE
- PHASE CUMULUS.....
  - - - STATUT INDÉTERMINÉ, CUMULUS OU INTERCUMULUS
  - ..... VIRTUELLE SEULEMENT.....



#### IV LES OXYDES DE FER ET DE TITANE DE LA ZONE RUBANÉE.

##### 4.1 Introduction.

Les oxydes de fer et de titane, magnétite titanifère et ilménite, sont les oxydes caractéristiques de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ces minéraux nous informent sur la paragenèse des roches qui les contiennent; de plus, ils peuvent servir de géothermomètre et de géobaromètre pour évaluer la fugacité d'oxygène qui a contrôlé la cristallisation des roches.

Nous avons fait une étude détaillée de la magnétite titanifère et de l'ilménite afin d'y soutirer toutes ces informations. En plus, nous utiliserons les analyses chimiques de ces minéraux pour étudier la distribution des éléments durant la cristallisation fractionnée.

##### 4.2 Examen microscopique.

Au cours de notre étude, nous employons les termes utilisés par Buddington et Lindsley (1964) et E.R. Rose (1969), pour les différents oxydes de fer et de titane. Ces termes sont les suivants:

Magnétite titanifères: C'est un terme général, référant à un minéral qui contient une forte proportion de fer et de titane, mais où le fer est prédominant.

Ilménite ( $FeO.TiO_2$ ): Ce terme réfère au minéral ilménite de composition  $FeTiO_3$ , et aussi au minéral qui, sous observation microscopique, s'avère être

une intercroissance d'hématite et d'ilménite.

"Ferrian-ilménite" : C'est une ilménite qui contient en solution solide de 6 à 13 pour cent de  $Fe_2O_3$  de la solution solide ilménite-hématite.

"Héno-ilménite" : C'est une "ferrian-ilménite" avec des intercroissances de "titanhématite" (hématite titanifère).

Titano-magnétite : C'est une magnétite qui contient de 1 à 15 pour cent d'oxyde de titane ( $TiO_2$ ).

Ilménomagnétite : C'est une titano-magnétite avec des intercroissances d'ilménite ou de "ferrian-ilménite".

Ulrospinel ( $2FeO.TiO_2$ ) : C'est un minéral de composition intermédiaire entre l'ilménite et la magnétite.

La figure 4 situe ces différents oxydes de fer et de titane dans le diagramme triangulaire  $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ .

Les phases suivantes ont été observées au microscope:

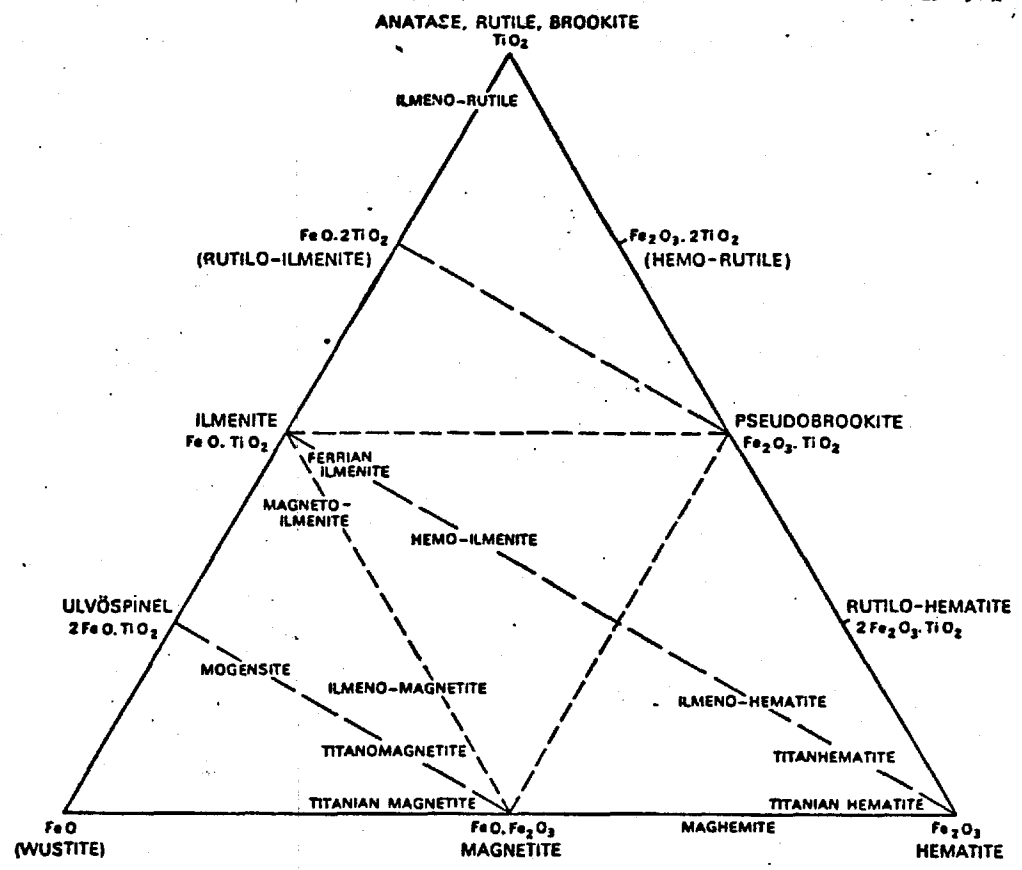
Magnétite titanifère (titano-magnétite): Elle est de couleur grise, isotrope, contenant en plus des intercroissances d'ilménite.

Ilménite ("ferrian-ilménite") : Elle est de couleur gris brun, fortement anisotrope, soit sous forme de grain discret ou en intercroissance dans la magnétite titanifère.

Figure 4

Phases présentes dans le système  $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ .

(Tiré de E.R. Rose, 1969.)



Hématite ("hémé-ilménite")

: Elle est de couleur gris blanc, fortament anisotrope, sous forme de lamelles dans l'ilménite.

La magnétite titanifère, avec lamelles d'ilménite, constitue environ 70 pour cent des minéraux opaques, alors que l'ilménite en grains isolés, contenant parfois des lamelles d'hématite, forme 30 pour cent des minéraux opaques.

#### 4.3 Relations oxydes-silicates.

Les oxydes de fer et de titane se retrouvent comme minéraux "cumulus" au travers de la zone rubanée. Au contact de ces minéraux, nous observons de la chlorite et de l'actinote. Nous pouvons observer quelques évidences de réactions entre les silicates et les oxydes, ces évidences sont manifestées par la crénulation des contacts. Les photos des planches VI et VII illustrent ces phénomènes; nous remarquons que ces réactions se limitent à la périphérie des grains de minéraux opaques.

Nous retrouvons rarement l'agrégat de minéraux pseudomorphes du plagioclase en contact direct avec la magnétite titanifère et l'ilménite même dans les métacumulites à plagioclase et magnétite. Dans ces métacumulites nous observons, entre les oxydes et le plagioclase, une faible quantité de chlorite qui est en grande partie pseudomorphe de pyroxènes interstitiels. Cette enveloppe de chlorite et d'actinote, autour des oxydes, peut expliquer pourquoi l'ilménite n'est pas

transformés en leucocrase lors du métamorphisme; car, normalement, le CaO libéré des clinopyroxènes, lors de leur transformation en actinote et en chlorite, réagit avec l'ilménite pour former du leucocrase.

Dans les roches que nous étudions, lorsque le CaO est présent, nous croyons qu'il va préférentiellement aux transformations des hypersthènes et des olivines et parfois aux plagioclases calciques, selon les réactions suivantes:

- (1)  $X\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaO} \rightarrow X\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ .
- (2)  $5\text{HYPERSTHENE} + 2\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{ACTINOTE}$ .
- (3)  $\text{OLIVINE} + \text{CaO} + \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{ACTINOTE}$ .

#### 4.4 Relations texturales entre la magnétite titanifère et l'ilménite.

Nous avons observé toute une gamme de relations texturales entre la magnétite titanifère et l'ilménite. Nous avons particulièrement étudié une série de sections polies provenant d'un trou de forage qui intersecte les membres de Métapyroxénite II, de Métaanorthosite I et de Métapyroxénite I. La série de planches IV à IX illustre les diverses relations observées.

Les photos "a" et "b" de la planche IV nous montrent de très fines lamelles d'ilménite dans les plans (III) de la magnétite titanifère (ilméno-magnétite). La photo "b" illustre aussi de gros grains d'ilménite "cumulus" ainsi que des petits grains xénomorphes d'ilménite contenus dans une fracture du grain de magnétite titanifère.

Les photos "a" et "b" de la planche V nous montrent un autre type de lamelles d'ilménite dans les plans (III) de la magnétite

titanifère. Ces lamelles sont un peu plus grossières que celles de la planche précédente. Nous voyons aussi quelques petites plages d'ilménite dans la magnétite titanifère (ilméno-magnétite).

Les photos "a" et "b" de la planche VI montrent des lamelles encore plus larges dans les plans (III) de la magnétite titanifère. De plus, sur la photo "a", nous notons une intercroissance micrographique d'ilménite et de magnétite titanifère.

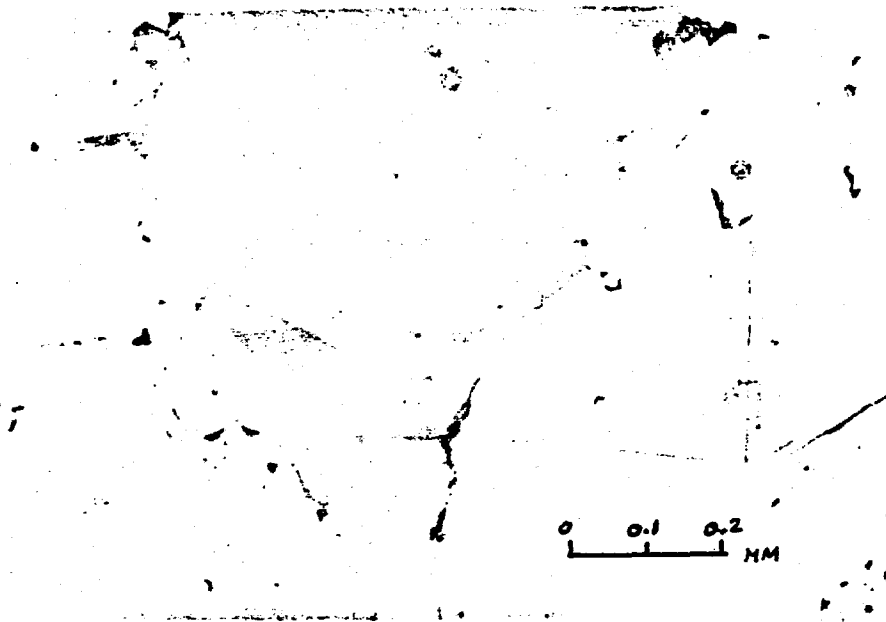
Les photos "a" et "b" de la planche VII montrent deux cas d'intercroissance micrographique d'ilménite et de magnétite titanifère. Sur la photo "b", nous pouvons distinguer les différents grains grâce à la différence d'orientation des minéraux en intercroissance.

La photo "a" de la planche VIII montre un agrégat de grains d'ilménite et de magnétite titanifère (ilméno-magnétite). Cette photo indique que la magnétite titanifère et l'ilménite sont tous deux des minéraux "cumulus".

La photo "b" de la planche VIII nous montre la même relation que précédemment et, de plus, elle illustre une exsolution de lamelles d'hématite dans le grain d'ilménite à la base de la photo.

Les photos "a" et "b" de la planche IX illustrent d'autres types de lamelles d'hématite dans les cristaux d'ilménite.

## PLANCHE IV.

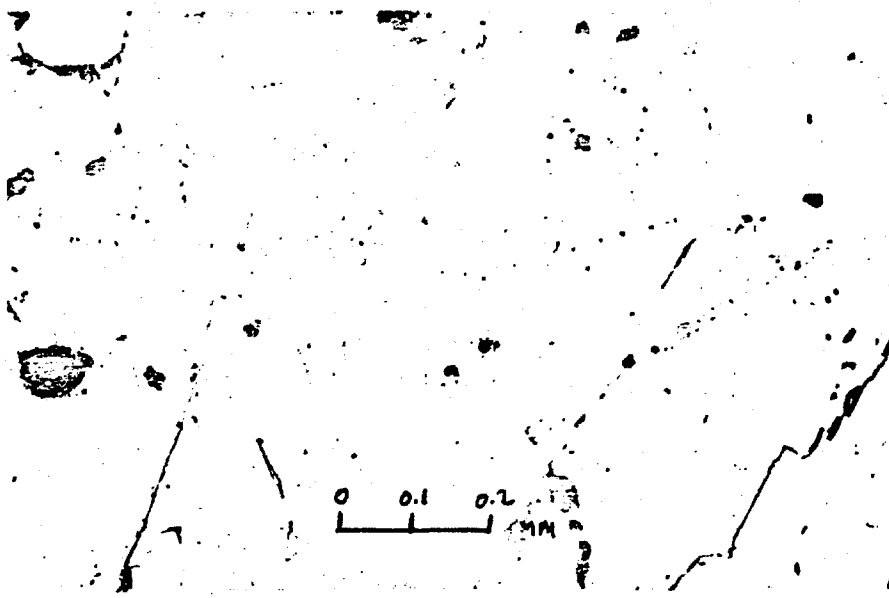


A) Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite. Aussi grains automorphes d'ilménite.

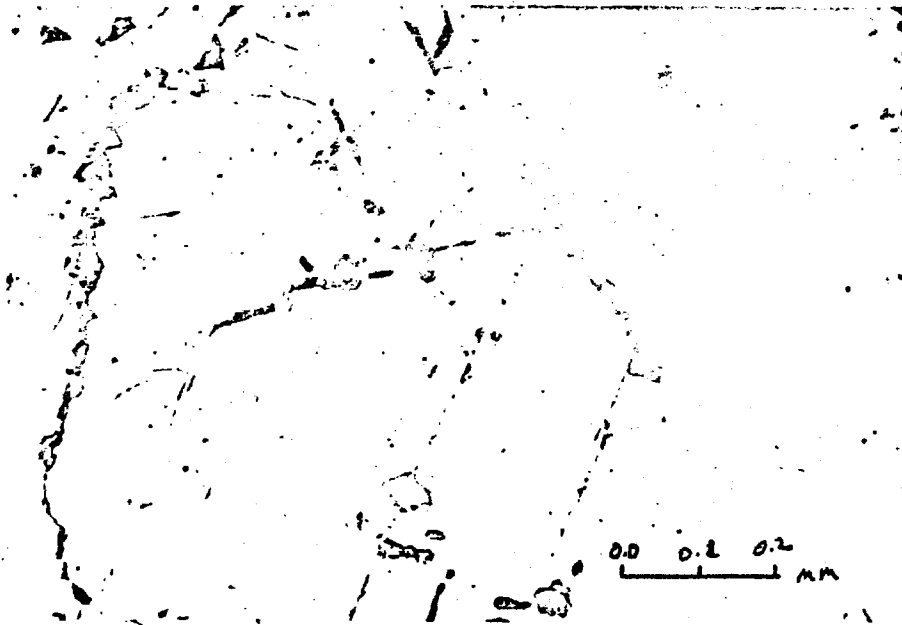


B) Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite, aussi grains automorphes d'ilménite ainsi que des petits grains xénomorphes d'ilménite dans une fracture du grain de magnétite.

## PLANCHE V.



A) Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite titanifère.



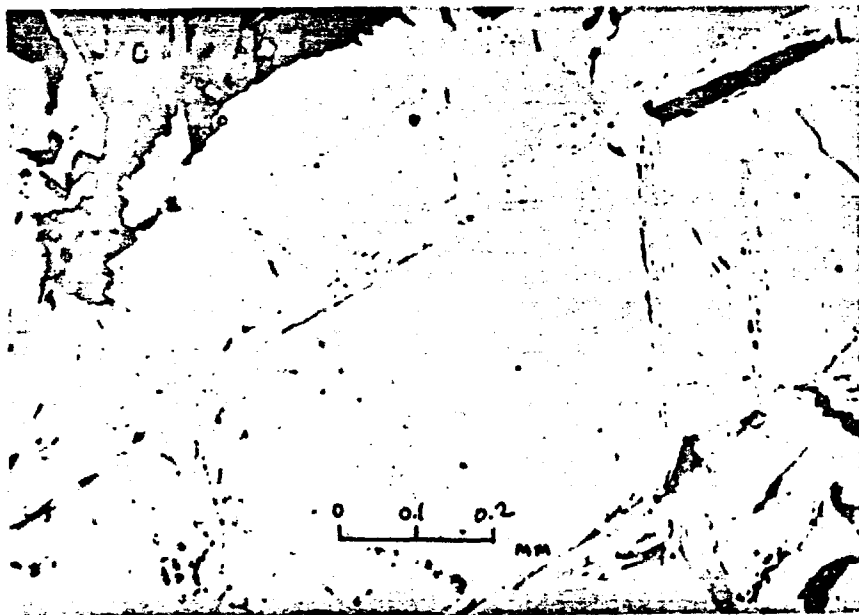
B) Lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite titanifère.



## PLANCHE VI.

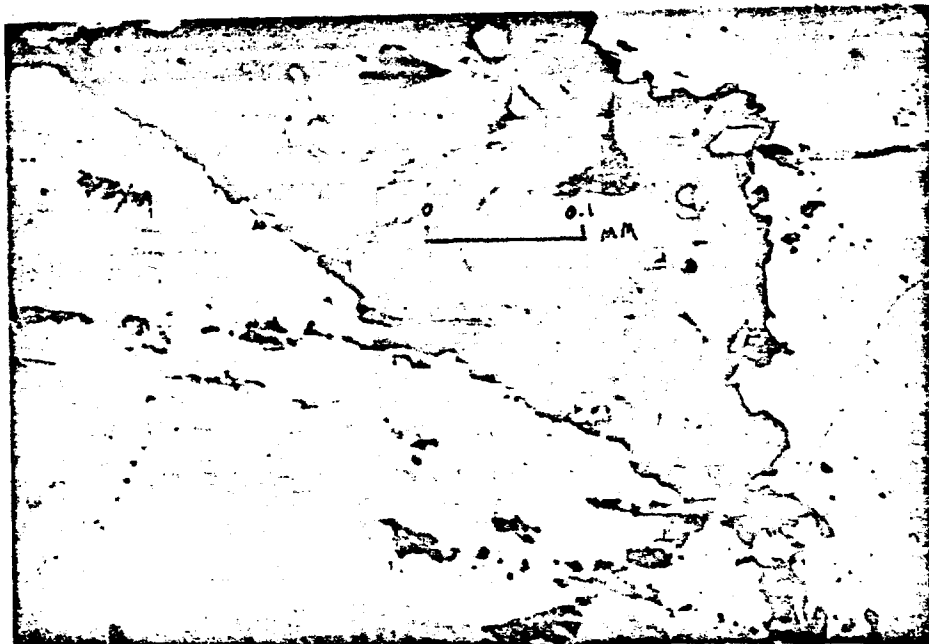
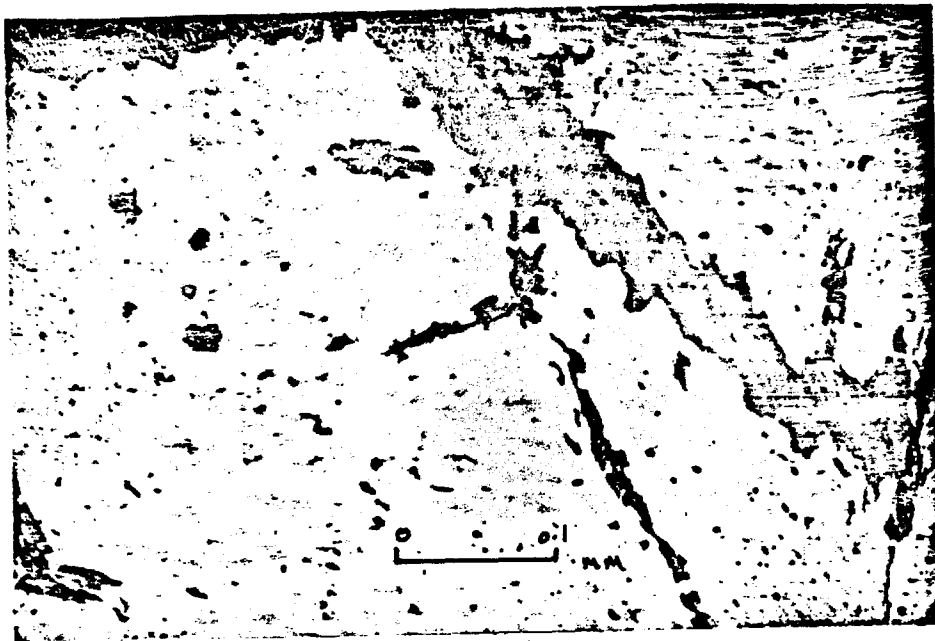


A) Lamelles encore plus larges d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite titanifère, plus intercroissance micrographique de magnétite et d'ilménite.



B) Grandes lamelles d'ilménite dans les plans (III) de la magnétite titanifère.

PLANCHE VII.

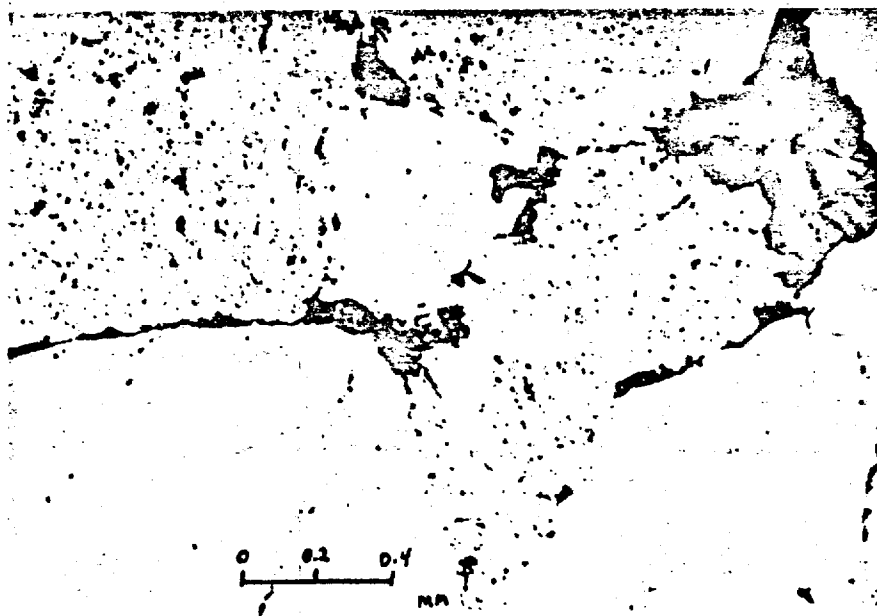


A B) Intercroissance micrographique de magnétite titanifère et d'ilménite. (L'ilménite est sous forme de plages gris foncé dans la magnétite.)

PLANCHE VIII.

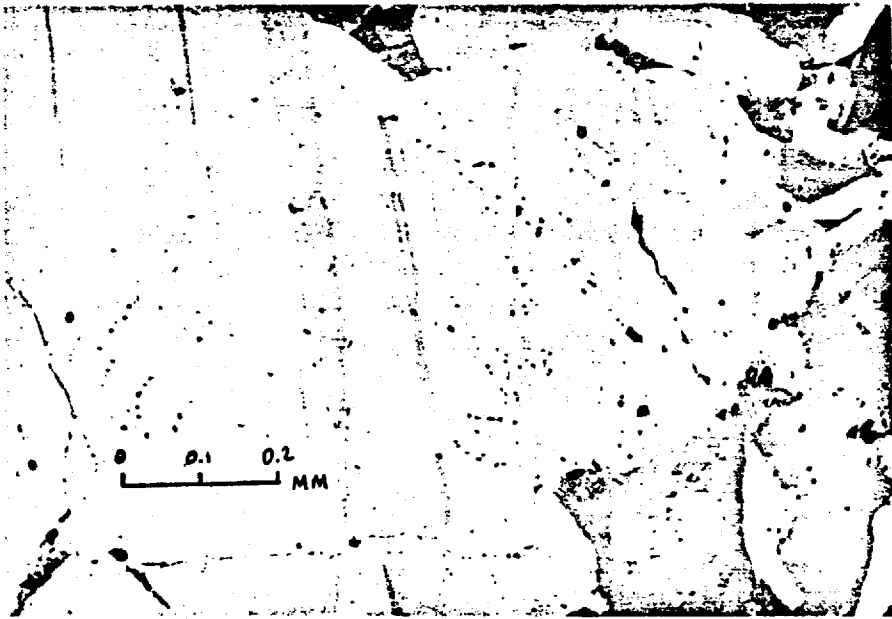


A) Grains isolés de magnétite titanifère et d'ilménite.



B) Des grains de magnétite titanifère montrant l'intercroissance micrographique ilménite-magnétite, et des grains d'ilménite montrant des lamelles d'hématite.

## PLANCHE IX.



A B) Lamelles d'hématite dans les grains  
d'ilménite.

## 4.5 Origine de l'ilménite.

### 4.5.1 Introduction.

A la suite de nos observations texturales entre la magnétite titanifère et l'ilménite, nous constatons qu'il existe quatre types d'ilménite dans les roches de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Trois de ces types sont reliés directement à la magnétite titanifère et sont le résultat de différents degrés d'exsolutions à partir de cette magnétite, la quatrième type est une ilménite "cumulus".

Les trois types d'ilménite reliée à la magnétite titanifère sont:

- (1) Les lamelles d'exsolutions selon les plans (III) de la magnétite titanifère.
- (2) Les intercroissances micrographiques d'ilménite et de magnétite titanifère.
- (3) Des grains d'ilménite exsudés de la magnétite titanifère.

### 4.5.2 Interprétation des relations texturales magnétite-ilménite.

Les relations texturales observées indiquent que l'ilménite résulte en majeure partie d'un phénomène d'exsolution et d'oxydation, avec en plus un peu d'ilménite primaire.

Dans le cas de l'ilménite primaire, nous observons de gros grains automorphes d'ilménite complètement isolés de la magnétite titanifère, planche VIII. Ces grains d'ilménite isolés montrent souvent une exsolution d'hématite résultant de l'oxydation de l'ilménite.

Presque tous les grains de magnétite titanifère montrent des relations texturales conformes aux trois cas décrits précédemment. Selon Vincent et Phillips (1954), les différents types d'ilménite représentent des étapes successives d'exsolution. En effet, les petits grains d'ilménite à contours irréguliers, associés à la magnétite, résultent d'une exsolution complète des cristaux à haute température, alors que les lamelles résultent d'une exsolution à température plus basse où la diffusion à l'état solide est plus restreinte. La photo "b" de la planche IV nous montre les deux types d'exolutions, à haute et basse température.

Selon Buddington et Lindsley (1954, p. 317), il existe plusieurs raisons de douter de l'existence d'une solution solide complète ou même avancée entre la magnétite et l'ilménite. Entre 600°C et 1300°C, la solubilité de la solution solide hématite-ilménite dans la solution solide magnétite-ulvospinel est inférieure à celle requise pour produire une quantité importante d'intercroissances naturelles de magnétite et d'ilménite par exsolution. Cependant, une solution solide complète entre la magnétite et l'ulvospinel est possible dans le même intervalle de température. De plus, ces solutions solides magnétite-ulvospinel peuvent être oxydées à basse température, entre 400°C et 500°C, pour former une solution solide entre la solution solide magnétite-ulvospinel et la solution solide hématite-ilménite.

Suivant le mécanisme d'oxydation suggéré par Buddington et Lindsley (1954), lors de leur cristallisation les

magnétites titanifères sont composées, en majeure partie, d'une solution solide de magnétite et d'ulvospinel et, d'une quantité mineure d'ilménite. Des conditions réductrices anormales telles que celles résultant d'un haut contenu en hydrogène ou en soufre dans les liquides interstitiels, ou encore un excès de FeO par rapport aux liquides interstitiels, sont requises pour maintenir l'ulvospinel en solution solide avec la magnétite lors du refroidissement lent jusqu'au solvus magnétite-ulvospinel. Une phase riche en ulvospinel peut alors s'exsuder dans les plans (I<sub>2</sub>O) de la magnétite porteuse. Un refroidissement rapide agirait de la même façon.

Selon Buddington et Lindsley (op. cit.), dans des conditions plus normales, où les liquides riches en eau sont plus abondants par rapport aux minéraux ferreux, la majeure partie du Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub> en solution solide est oxydée directement en deux phases; l'ilménite et la magnétite, la première se séparant sous forme de lamelles dans les plans (III) de la seconde.

Encore selon Buddington et Lindsley (op. cit.), avec un degré d'oxydation et de diffusion croissant, nous allons obtenir une série de microtextures telles que:

- (1) un seul spinel homogène.
- (2) des fines lamelles d'ilménite en treillis dans les plans (III) de la magnétite.
- (3) des lamelles d'ilménite un peu plus large prédominant dans un plan (III) de la magnétite.
- (4) des granules d'ilménite dans la magnétite.

(5) un agrégat grossier d'ilménite et de magnétite résultant d'une recristallisation.

Chaque type peut exister seul, les types 2 et 3, 3 et 4, ou 2,3 et 4 peuvent coexister dans le même grain ou la même roche.

En ce qui concerne l'effet du métamorphisme sur les magnétites et les ilménites, Buddington et Lindsley (1964, p. 325) semblent croire que les oxydes de fer et de titane dans des roches métamorphiques ne pourraient refléter les conditions du métamorphisme que s'ils ont subi une recristallisation complète.

#### 4.5.3 Conclusions.

En nous basant sur nos observations texturales ainsi que sur les travaux de Vincent et Phillips (1954) et de Buddington et Lindsley (1964), il semble qu'une bonne partie de l'ilménite de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré provient d'un phénomène d'exsolution et d'oxydation de l'ulvospinel en solution solide avec la magnétite. De plus, l'étude des textures semble indiquer que le degré d'oxydation des oxydes de fer et de titane est très variable. Nous avons observé dans les sections polies étudiées les textures de type 2, 3 et 4 rapportées par Buddington et Lindsley. Si nous utilisons ces textures pour indiquer le degré d'oxydation, nous constatons que les textures de type 2 et 3 prédominent dans la partie inférieure de la zone rubanée, tandis que les textures de type 3-4 prédominent près du sommet. A partir de ces observations, nous croyons que le degré d'oxydation croît de la base au sommet de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.



#### 4.6 Composition chimique des oxydes de fer et de titane.

##### 4.6.1 Introduction.

Afin d'étudier les oxydes de fer et de titane, nous avons procédé à la séparation et à l'analyse chimique de sept échantillons de magnétite titanifère et d'ilménite coexistants de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. La méthode de séparation ainsi que la méthode d'analyse se retrouvent aux appendices I et II. Les résultats de ces analyses sont donnés aux tableaux No 27 et No 28.

D'après les résultats de ces analyses, nous concluons que la pureté des échantillons analysés est supérieure à 96 pour cent. De plus, nous jugeons que les valeurs obtenues pour la silice, l'alumine et le calcium ne sont pas représentatives à cause de la contamination apportée par la chlorite. Nous croyons que les autres valeurs ont été très peu affectées par la contamination due à la chlorite. Ainsi, les quantités de  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ , étant déjà assez fortes dans les magnétites et les ilménites, les quantités de ces oxydes présents dans la chlorite ne peuvent influencer grandement leurs rapports. Pour les autres éléments, Mn, Mg, Cr, Ni, Cu, Zn et V, nous constatons que les valeurs obtenues pour ces éléments sont dans les limites normales pour des analyses de magnétite et d'ilménite dans la littérature: ainsi nous arrivons à la conclusion que ces résultats sont très peu affectés par une contamination due à la chlorite.

Les sept échantillons analysés ont été choisis afin de donner une section représentative à travers la zone rubanée.

Tableau No 27

Analyzes des magnétites titanifères de la zone rubanée du flanc sud-est  
du complexe du Lac Doré. (3 poids)

	3001	3002	3003	3004	3005	3006	3007
FeO	34.05	37.14	36.37	39.04	36.72	34.93	28.47
MgO	.24	.53	.19	.20	.23	.21	.60
MnO	.07	.35	.26	.39	.15	.08	.12
CaO	.09	.11	.12	.10	.09	.10	.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60.27	41.61	46.66	41.13	52.45	56.82	59.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.79	1.47	1.16	1.24	1.15	.95	1.68
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.82	.73	.88	.89	1.27	1.33	1.36
TiO <sub>2</sub>	2.67	16.84	13.39	16.26	7.02	4.65	5.72
SiO <sub>2</sub>	.97	1.20	.95	.83	.92	.91	2.37
Ni ppm	35.0	38.5	37.6	58.8	81.5	275.0	350.0
Cu ppm	167.0	13.2	18.8	110.8	63.4	19.6	8.6
Zn ppm	181.8	135.2	490.2	517.4	159.6	102.0	118.4
Cr ppm	nil	nil	398.0	nil	204.0	5950.0	12234.0
Total:	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	1.77	1.15	1.29	1.05	1.42	1.62	2.08

Tableau No 28

Analyses des illesmites de la zone rubanée du flanc sud-est  
du complexe du Lac Doré. (% poids)

	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
FeO	45.13	45.22	40.89	44.90	45.74	40.40	38.36
K <sub>2</sub> O	.17	.18	.07	.08	.20	.43	.25
MnO	1.24	1.18	1.03	1.01	1.08	.97	.93
CaO	.21	.08	.09	.09	.15	.44	.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.63	5.78	6.46	3.15	3.41	5.50	11.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	.95	.39	.84	.99	1.68	1.28
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	nil	nil	nil	nil	nil	.34	.03
TiO <sub>2</sub>	47.35	45.99	50.13	48.89	47.21	46.08	44.65
SiO <sub>2</sub>	.98	.58	.92	1.04	1.20	4.15	2.16
Ml ppm	12.2	24.2	165.3	26.8	27.4	23.0	72.5
Cu ppm	45.7	5.3	172.0	25.1	34.4	75.6	265.3
Zn ppm	109.4	149.1	138.7	116.8	164.8	44.8	165.7
Cr ppm	nil	nil	nil	nil	nil	379.0	931.0
Total:	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99	99.99
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	.08	.12	.15	.07	.08	.13	.31

Nous reportons les descriptions pétrographiques de ces échantillons à l'appendice I.

#### 4.6.2 Distribution des oxydes majeurs FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>.

Les figures 5 et 6 illustrent la distribution des oxydes majeurs, en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

Tout d'abord, la quantité de TiO<sub>2</sub> dans les magnétites croît de la base au sommet du membre de Métapyroxénite I. Dans le membre de Métaorthosite I, cette quantité de TiO<sub>2</sub> décroît pour ensuite augmenter de nouveau dans le membre de Métapyroxénite II. Dans les ilménites, la quantité de TiO<sub>2</sub> croît de la base jusqu'au membre de Métaorthosite I; mais elle diminue à la base du membre de Métapyroxénite II et augmente par la suite.

En ce qui concerne le fer ferreux et le fer ferrique, nous avons établi le rapport Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO qui nous donne le degré d'oxydation (tableau 27 et 28).

Nous constatons alors que le degré d'oxydation des magnétites et des ilménites est élevé à la base du membre de Métapyroxénite I et diminue vers le sommet du membre de Métapyroxénite I. Dans le membre de Métaorthosite I, le degré d'oxydation est de nouveau assez élevé, mais il diminue par la suite à travers le membre de Métapyroxénite II.

De ceci nous retirons deux faits:

- (1) Que la quantité de titane dans les magnétites titanifères et dans les ilménites est fonction de l'oxydation. C'est-à-dire que,

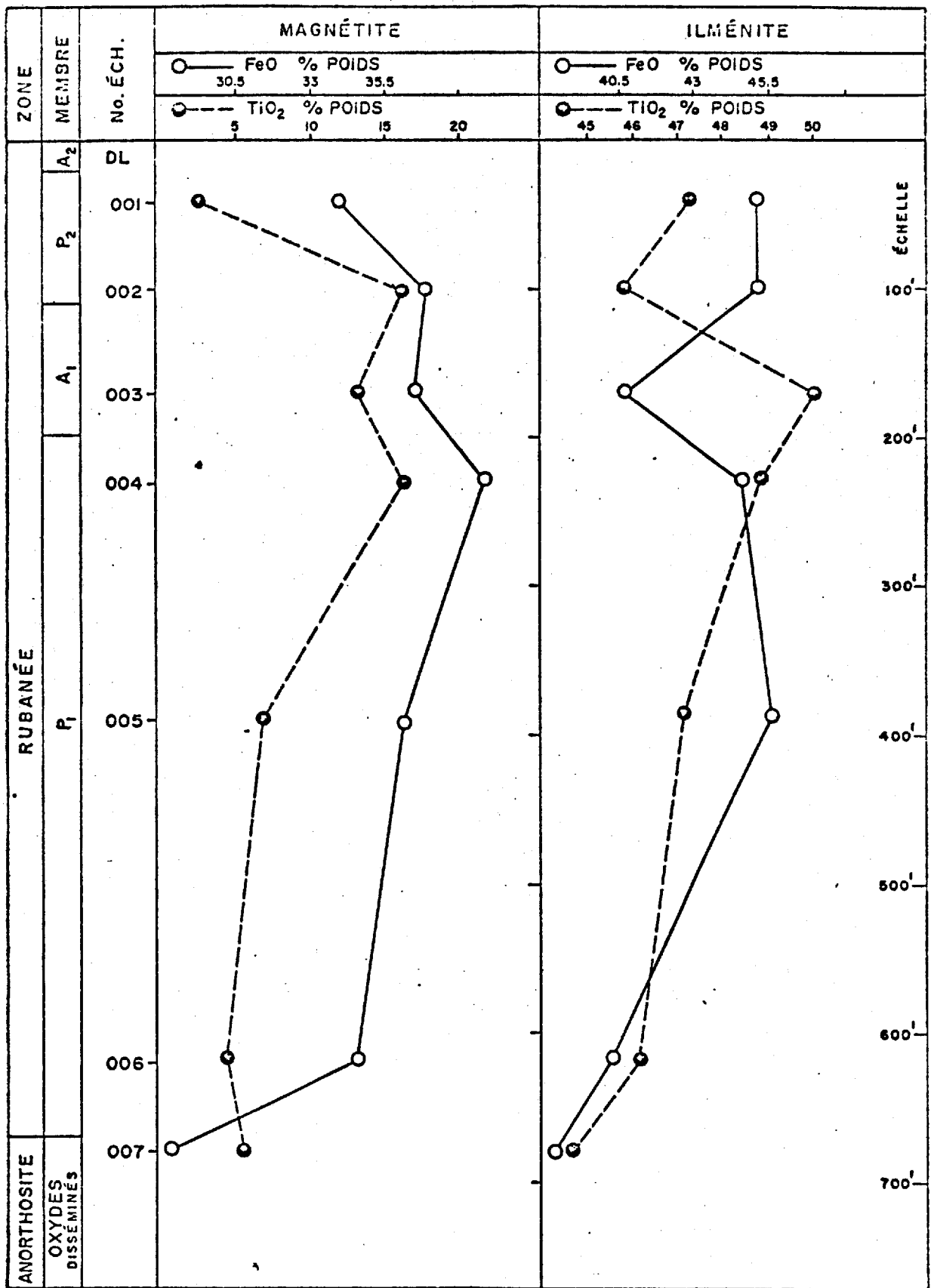


Fig. No. 5

VARIATION DE LA TENEUR EN FeO ET TiO<sub>2</sub>  
 DES MAGNÉTITES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES DU FLANC  
 SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR  
 POSITION STRATIGRAPHIQUE.

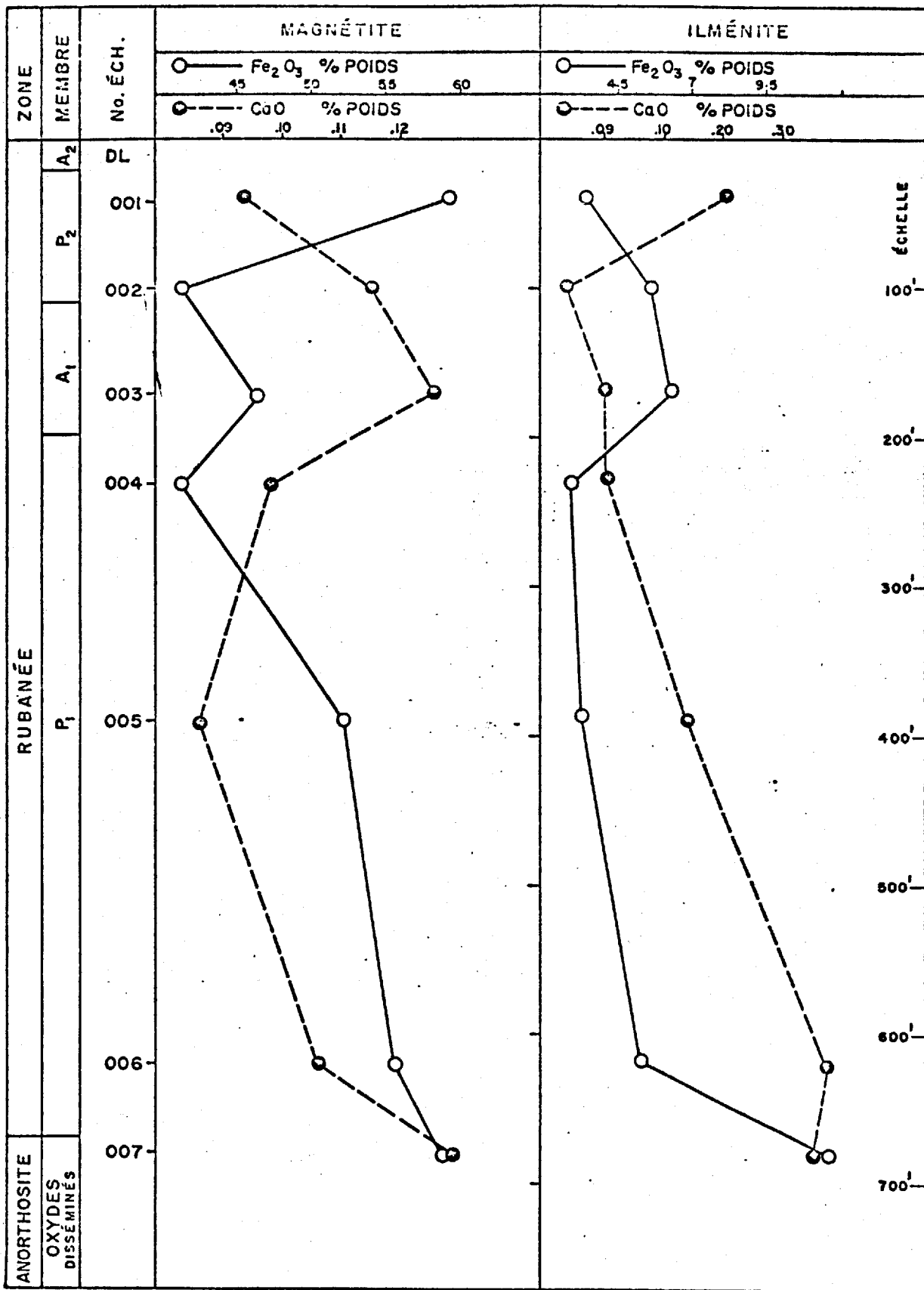


Fig. No. 6

VARIATION DE LA TENEUR EN Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ET CaO  
DES MAGNÉTITES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES DU FLANC  
SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR  
POSITION STRATIGRAPHIQUE.

lorsque le degré d'oxydation est élevé, la magnétite et l'ilménite reçoivent une quantité minimum de  $TiO_2$  dans leur structure.

Ceci explique alors la concentration de  $TiO_2$  au sommet des membres de Métaproxénite I et de Métaproxénite II.

- (2) Les échantillons analysés proviennent des membres de Métaproxénite II, de Métaanorthosite I et de Métaproxénite I de la zone rubanée, et un échantillon (007) provient du sommet de la zone anorthositique.

Nous constatons que le degré d'oxydation est plus élevé dans l'échantillon (007) du sommet de la zone anorthositique et dans l'échantillon du membre de Métaanorthosite I. Il existe alors un lien entre la position de l'échantillon et le degré d'oxydation.

Comme nous verrons plus loin, il semble que le complexe du Lac Doré soit le résultat d'intrusions multiples de magma. Ainsi, ces variations dans le degré d'oxydation des magnétites et des ilménites sont liées à ces intrusions multiples de magma d'une façon que nous ne saurions expliquer.

#### 4.6.3 Distribution des oxydes mineurs, $MnO$ , $MgO$ , $CaO$ , $Al_2O_3$ , $SiO_2$ ,

dans les magnétites et ilménites coexistantes.

Les figures 6 à 8 donnent la distribution des oxydes mineurs en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

$MnO$ :

La quantité d'oxyde de manganèse dans les magnétites et les ilménites augmente progressivement au cours de la cristallisation fractionnée, sauf vers le sommet du membre de Métaproxénite II où la

quantité de MnO dans la magnétite diminue abruptement. Dans les deux cas, nous remarquons que cet accroissement n'est pas régulier mais ponctué par des bris dans la distribution.

Selon Ringwood (1955), le Mn se substitue au Fe<sup>++</sup>. Nous observons une quantité plus considérable de manganèse dans l'ilménite que dans la magnétite: en effet, le rapport est d'environ 3 à 1.

Nous avons porté les résultats des analyses de MnO des magnétites et des ilménites coexistantes sur un diagramme, figure 9. Ce diagramme montre le pourcentage en poids de MnO dans l'ilménite, en ordonnée, et dans la magnétite en abscisse. Sur ce même diagramme se trouvent les données de Buddington et Lindsley (1964) pour différents types de magnétites titanifères et d'ilménites coexistantes. Nos résultats s'approchent beaucoup de ceux obtenus pour les roches gabbroïques et les minerais associés. Buddington et Lindsley (Op. Cit.) ont conclu, à partir de ce diagramme, que la température était un facteur important dans la distribution du manganèse entre la magnétite titanifère et l'ilménite. En effet, la température de cristallisation des ensembles magnétite titanifère et ilménite coexistant dans chaque groupe de roches représentées sur ce diagramme (Buddington et Lindsley, 1964, fig. 12) couvre des intervalles différents, par exemple 700°-890°C dans les gabbros et les minerais associés, 630°-675°C dans les roches granitiques, et 550°-635°C dans les roches métamorphiques.



MgO:

La quantité d'oxyde de magnésium décroît de la base au sommet dans les ilménites et dans les magnétites. La distribution de MgO est aussi irrégulière que celle du MnO. Nous avons obtenu un rapport d'environ 1.5 à 1 pour la quantité de MgO dans la magnétite et l'ilménite. Comme dans le Skaergaard, la quantité de MgO dans la magnétite est très faible, ceci est dû en partie à l'appauvrissement graduel du magma en MgO au cours de la cristallisation fractionnée, puisque le magnésium est presque tout incorporé dans les pyroxènes et les olivines de la partie inférieure du massif.

CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>:

Ces trois oxydes sont présents en quantités variables dans les magnétites et les ilménites. La quantité de CaO variant de .09 à .30 pour cent en poids dans les magnétites titanifères et de .07 à .44 dans les ilménites, la quantité de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variant de .79 à 1.68 pour cent en poids dans les magnétites titanifères et de .39 à 1.68 pour cent en poids dans les ilménites, tandis que la quantité de SiO<sub>2</sub> varie de .63 à 2.37 pour cent en poids dans les magnétites titanifères et de .53 à 4.15 pour cent en poids dans les ilménites.

Il est évident qu'une grande partie de ces oxydes provient d'une contamination due aux silicates. Il n'en demeure pas moins que la magnétite titanifère et l'ilménite peuvent recevoir une certaine quantité de ces oxydes dans leur structure. Avec les moyens que nous possédons actuellement, il nous est impossible de déterminer quelle partie de ces oxydes appartient à la magnétite et à l'ilménite.

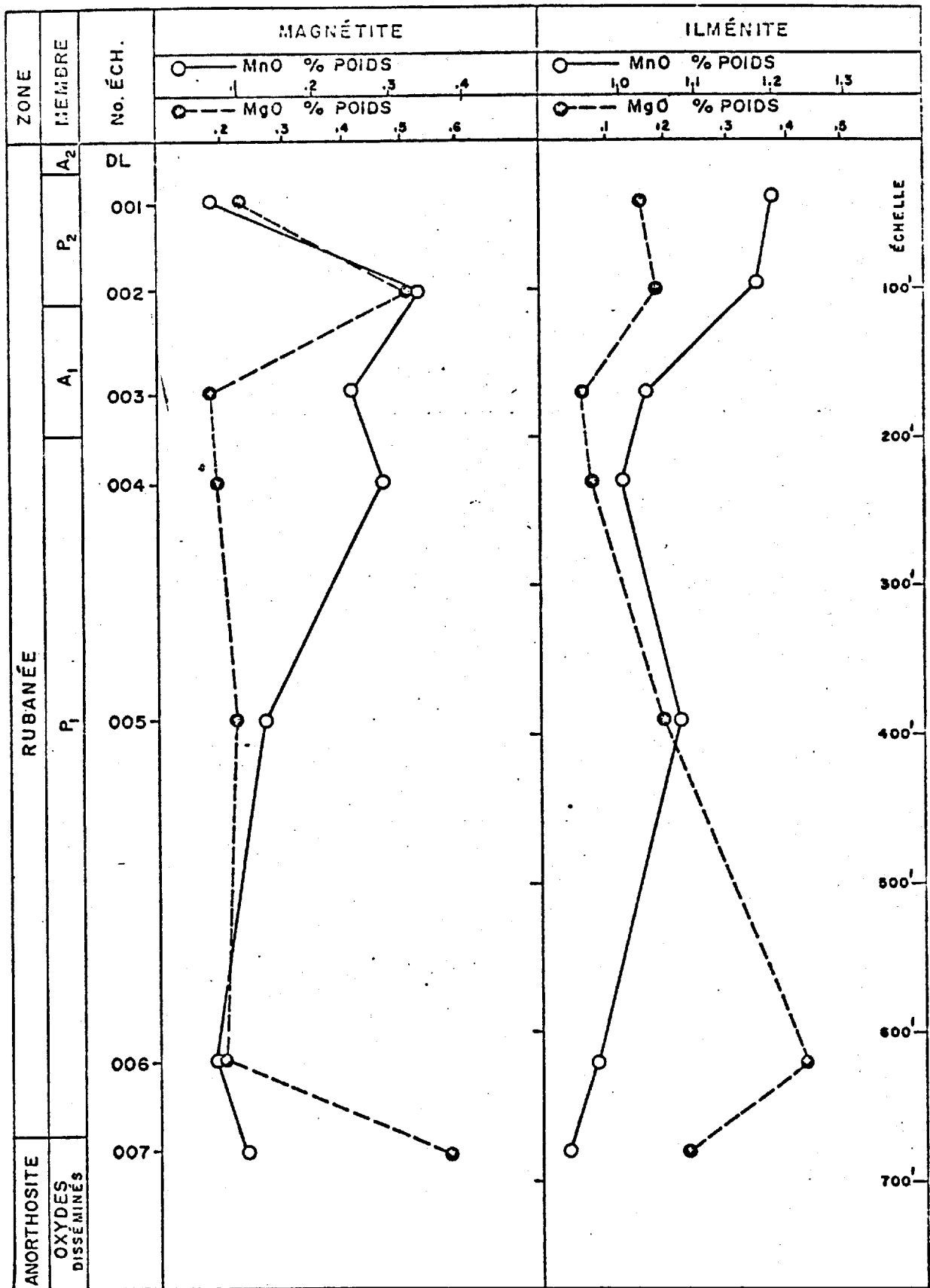


Fig. No. 7

VARIATION DE LA TENEUR EN MnO ET MgO  
DES MAGNÉTITES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES DU FLANC  
SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR  
POSITION STRATIGRAPHIQUE.

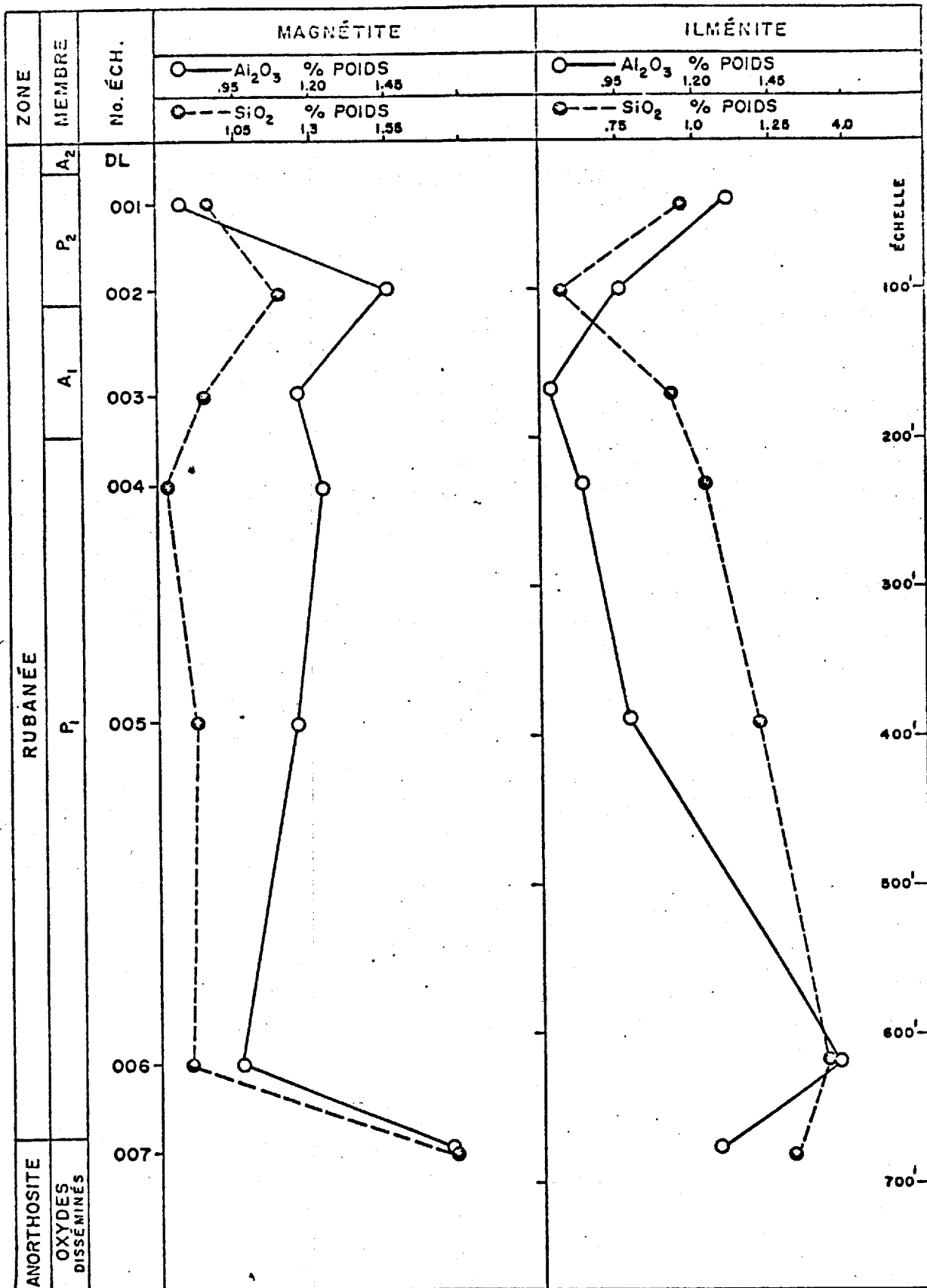


Fig. No. 8

VARIATION DE LA TENEUR EN  $Al_2O_3$  ET  $SiO_2$  DES MAGNÉTITES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

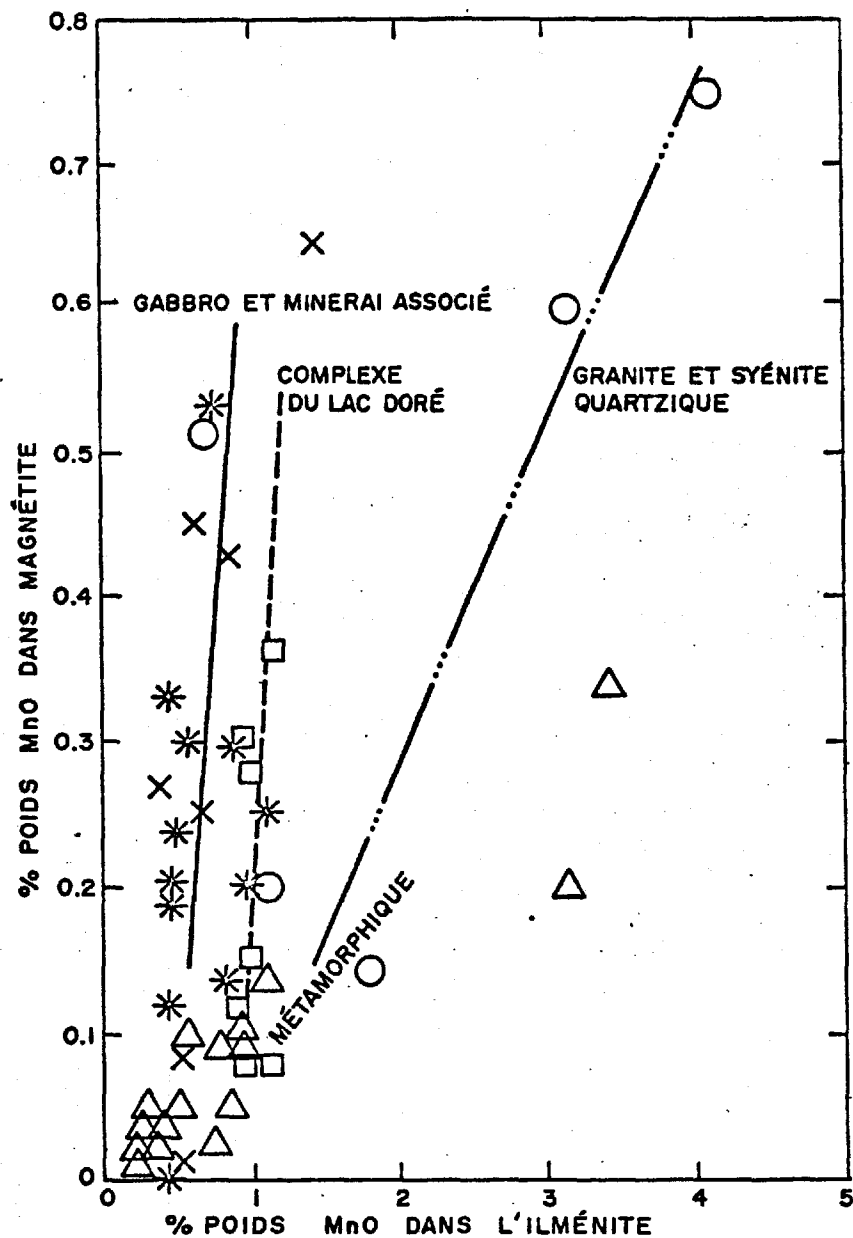


Fig.No. 9

DISTRIBUTION DU MnO ENTRE LES MAGNÉTITES TITANIFÈRES ET LES ILMÉNITES COEXISTANTES.

- MAGNÉTITE TITANIFÈRE. ET ILMÉNITE COEXISTANTES DE LA ZONE RUBANÉE DU COMPLEXE DU LAC DORÉ
- X GABBRO ET DIABASE
- \* ILMÉNITE ET MAGNÉTITE TITANIFÈRE PROVENANT DE MINÉRAI DE SÉGRÉGATION
- GRANITE ET SYÉNITE QUARTZIQUE
- △ GNEISS MÉTAMORPHIQUES ET MINÉRAI DE SÉGRÉGATION MÉTAMORPHIQUE

Tableau No 29

Analyses des magnétites du complexe du Skaergaard.

% poids.	2308	3551	2559	4147	4142
FeO	43.07	35.68	41.69	35.69	37.01
K <sub>2</sub> O	1.98	1.19	1.21	0.77	0.06
K <sub>2</sub> O	0.33	0.27	0.45	0.25	0.64
CaO	0.42	0.30	tr	0.93	0.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.27	42.95	31.26	45.86	39.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	1.16	0.91	0.67	0.41
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	1.61	0.40	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	19.28	16.28	23.74	15.08	19.68
SiO <sub>2</sub>	0.24	0.35	0.23	0.66	1.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04
Zn, ppm	1200	950	750	1300	650
Cu, ppm	100	100	350	400	200

Tiré de Vincent et Phillips (1954).

Tableau No 30

Analyses des ilménites du complexe du Skaergaard.

% poids.	2308	3661	2569	4147	4142
FeO	39.64	40.39	42.72	43.30	42.18
K <sub>2</sub> O	3.27	2.27	1.48	0.62	0.46
MnO	0.47	0.41	0.62	0.65	1.44
CaO	0.37	0.34	0.48	0.46	0.71
TiO <sub>2</sub>	51.19	49.89	51.97	50.31	50.02
SiO <sub>2</sub>	0.09	0.14	0.23	0.57	0.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.25	6.26	2.58	3.92	4.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.02	-	tr	-
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.18	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-
Zn, ppm	120	140	120	220	-
Cu, ppm	70	130	400	150	-

Tiré de Vincent et Phillips (1954).

En somme, seuls le MgO et le FeO montrent des variations intéressantes dans les magnétites titanifères et les ilménites, puisqu'ils sont fortement affectés par la cristallisation fractionnée.

Le tableau No 29 nous permet de comparer nos valeurs à celles obtenues par Vincent et Phillips (1954) pour le massif du Skaergaard.

#### 4.6.4 Distribution des oligo-éléments V, Cr, Ni, Cu, Zn dans les magnétites titanifères et les ilménites coexistantes.

Nous avons déterminé la teneur en V, Cr, Ni, Cu, Zn des magnétites titanifères et des ilménites coexistantes. Les résultats de ces analyses se trouvent aux tableaux No 27 et 28. De plus nous avons porté les résultats de ces analyses en fonction de la position stratigraphique des échantillons, figures 10 à 14.

##### Vanadium:

La distribution du vanadium que nous avons enregistrée est caractéristique de la plupart des massifs différenciés. Dans les sept échantillons analysés, nous constatons que la teneur en vanadium, très élevée à la base, diminue progressivement vers le sommet. De plus, nous remarquons que le vanadium s'incorpore préférentiellement à la structure des premières magnétites d'accumulation où il se substitue au fer ferrique. Ces observations sont conformes à celles faites dans le Skaergaard par Wager et Mitchell (1951) et Vincent et Phillips (1954).

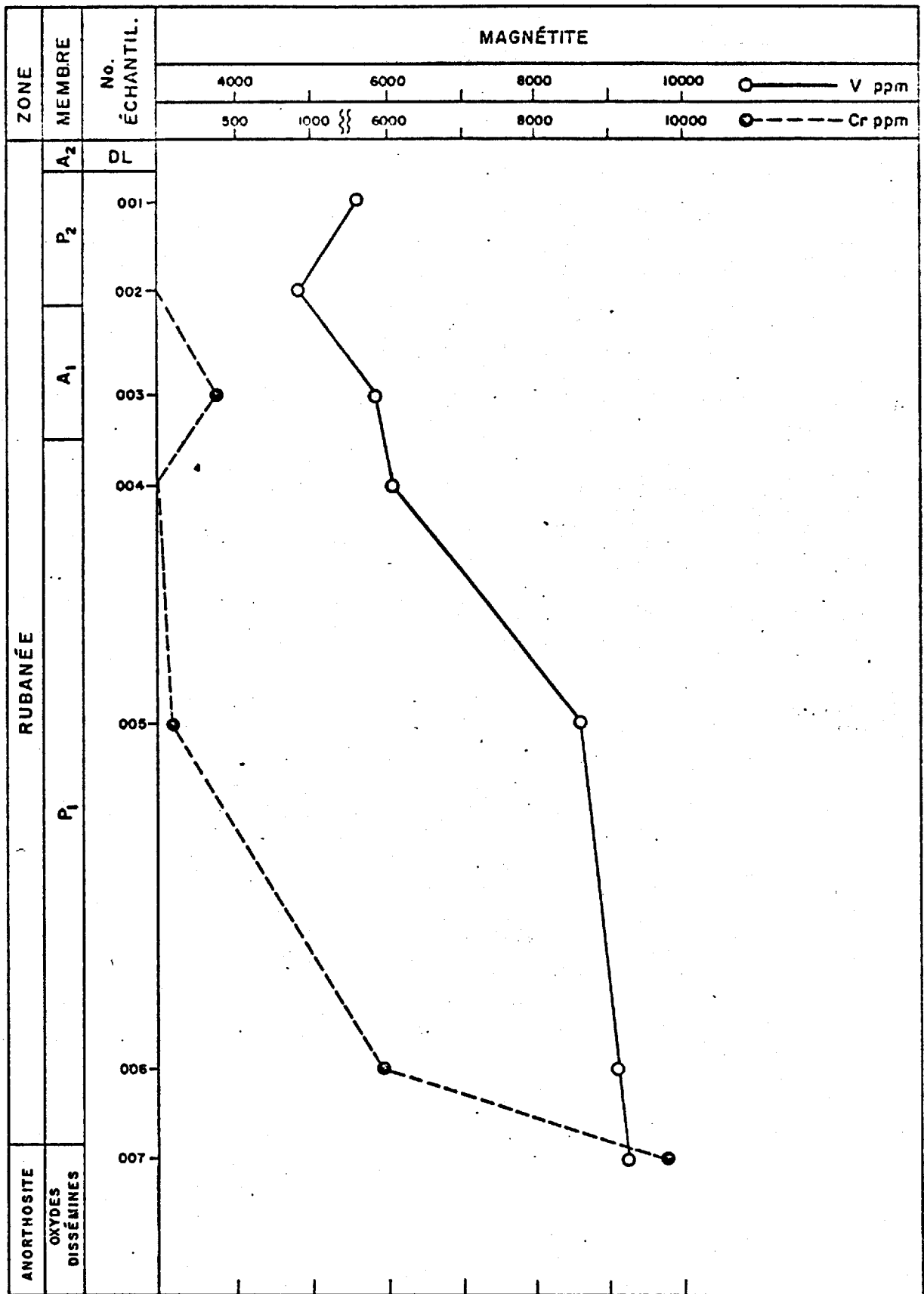


Fig. No.10 VARIATION DE LA TENEUR EN VANADIUM ET EN CHROME DES MAGNÉTITES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE

1" = 100'



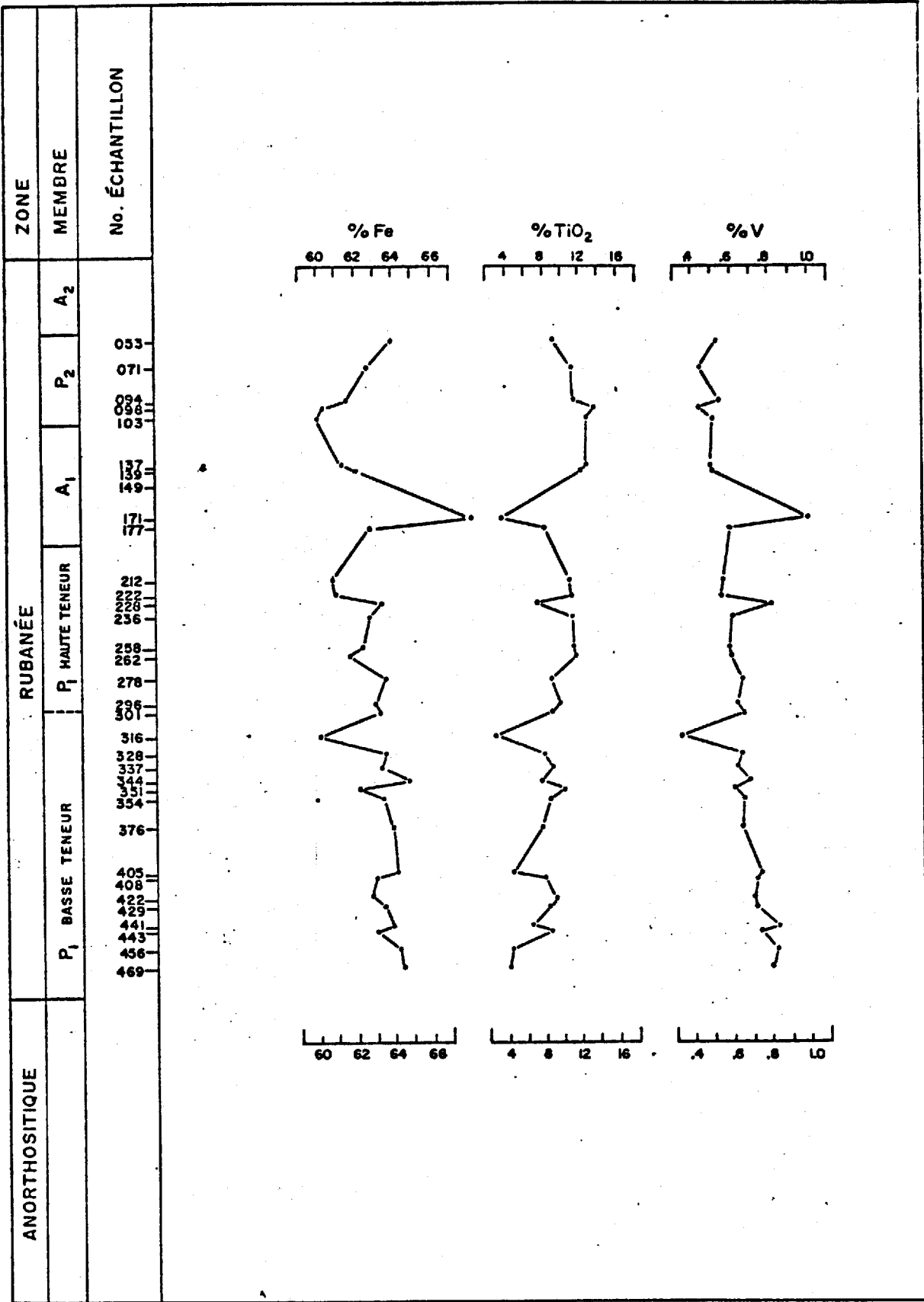


Fig. No. II  
 1" = 100'

VARIATION DU POURCENTAGE EN POIDS EN Fe, TiO<sub>2</sub>, V, DANS DES CONCENTRÉS MAGNÉTIQUES, PROVENANT DU FORAGE JALORE No.1 DU RANG 6, CANTON DE RINFRET.



Nous avons aussi une série d'analyses de concentrés de magnétite provenant des forages no 1 et 2. Ces concentrés furent analysés pour le Fe, le  $TiO_2$  et le V, et les résultats sont portés sur les figures 11 et 12. Nous pouvons voir sur ces figures que le vanadium a une corrélation positive avec le fer, et négative avec le titane. De plus, nous remarquons un bris très marqué dans la distribution du vanadium au sommet du membre de Métaproxénite I et à la base du membre de Métanorthosite I. Ce bris n'est pas une coïncidence, car il s'observe aux mêmes horizons dans les deux trous de forage.

Dans les sept échantillons analysés de la figure 10, nous n'observons pas ce bris, mais nous enregistrons une très faible diminution dans la quantité de vanadium lorsque nous passons des membres de Métaproxénite I à Métanorthosite I. L'observation de ces bris dans la distribution du vanadium apporte un appui à l'hypothèse d'une nouvelle intrusion de magma à la hauteur du membre de Métanorthosite I.

#### Chrome:

Nous n'avons pu détecter le chrome que dans les échantillons provenant de la partie inférieure de la zone rubanée. La teneur en chrome est très élevée à la base, elle diminue ensuite abruptement jusqu'à disparition au sommet. Dans les ilménites, le Cr n'est détecté que dans les deux échantillons de la base du membre de Métaproxénite I. Dans les magnétites, nous détectons le chrome dans les trois échantillons de la base et dans l'échantillon (003) qui se situe dans le membre de Métanorthosite I. Ici encore, nous avons la suggestion d'une nouvelle intrusion de magma à la hauteur du membre de Métanorthosite I.

La distribution du chrome est contrôlée par la cristallisation fractionnée. En effet, tout le chrome du magma fut très rapidement épuisé dans les premières phases de la cristallisation. Comme dans le Skaergaard, le chrome qui se substitue au fer ferrique se retrouve essentiellement dans la magnétite.

Une interférence possible entre la raie  $K_{\beta}$  du vanadium et la raie  $K_{\alpha}$  du chrome a entaché la détermination du chrome d'une légère erreur.

#### Nickel:

Le nickel est en grande partie incorporé dans la structure des olivines qui se sont formées dès les premières étapes de la cristallisation. Ainsi, la quantité de nickel détecté dans les magnétites et les ilménites formées lors des dernières étapes de la cristallisation est assez faible. De fait, dans les magnétites, le nickel montre une diminution assez abrupte de 350 ppm à la base à 35 ppm au sommet. Ainsi, la distribution du nickel est fortement influencée par la cristallisation fractionnée de sorte que le nickel est presque totalement épuisé du magma lors des dernières étapes de la cristallisation.

Selon Wager et Mitchell (1951), le nickel se substitue au fer ferreux des magnétites. Dans les ilménites, le nickel suit à peu près la même course que dans la magnétite, sauf dans l'échantillon (003) où nous observons une augmentation marquée de la teneur en nickel. Cette augmentation peut s'expliquer par une contamination ou par une nouvelle injection de magma.

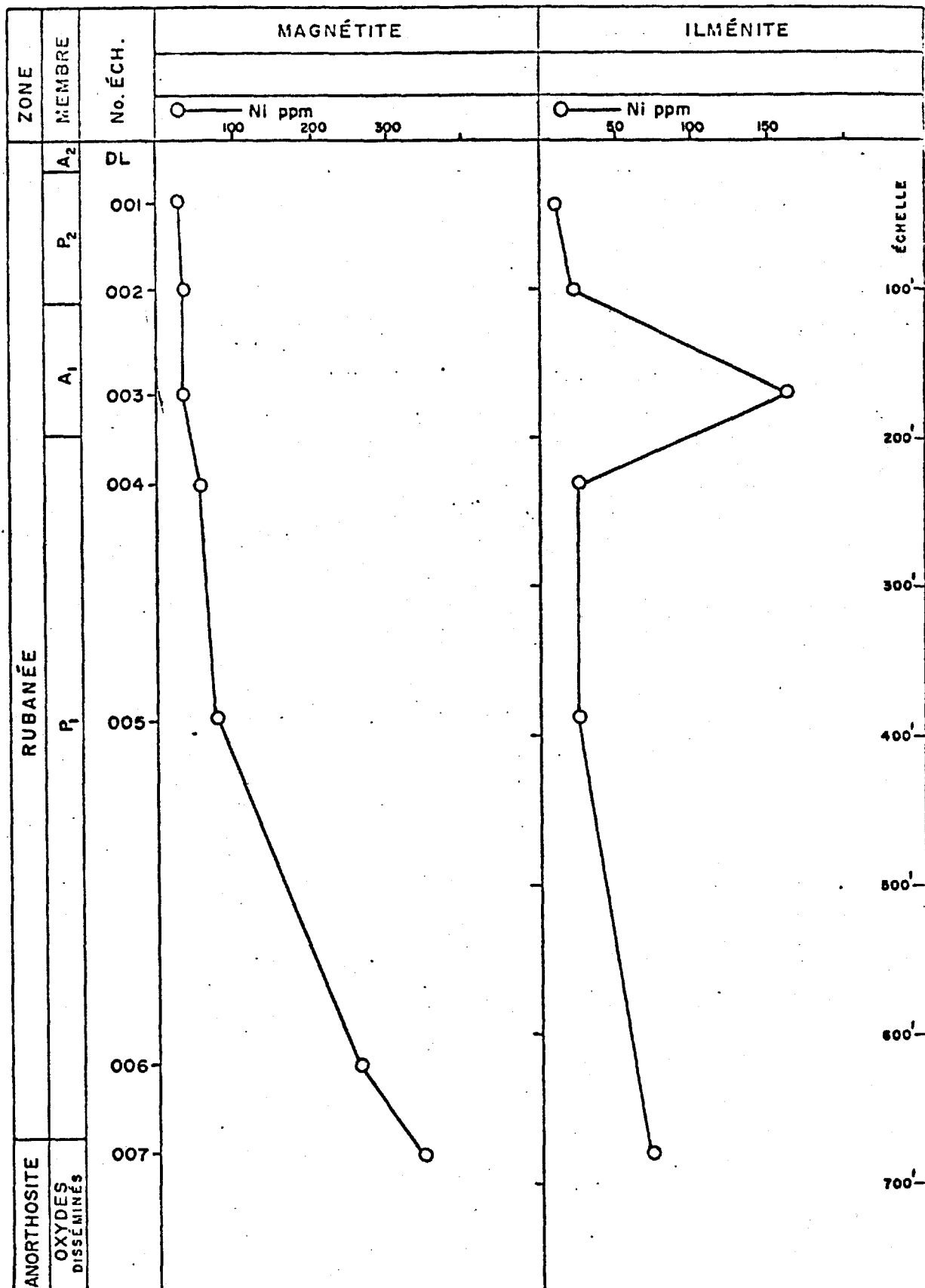


Fig. No. 13

VARIATION DE LA TENEUR EN NI  
DES MAGNÉTITES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES DU FLANC  
SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR  
POSITION STRATIGRAPHIQUE.

Le nickel est incorporé à la structure de la magnétite de préférence à la structure de l'ilménite, dans un rapport de 4 à 1.

#### Cuivre:

En allant vers le sommet, la teneur en cuivre a tendance à augmenter dans la magnétite, mais à diminuer dans l'ilménite. La distribution du cuivre, dans les magnétites et les ilménites, montre un bris très marqué à l'endroit de l'échantillon (003). Cette observation penche encore en faveur de l'hypothèse d'une nouvelle injection de magma à l'endroit du membre de Métanorthosite I, puisque l'échantillon (003) se situe dans ce membre.

Nous constatons une corrélation négative dans la distribution du cuivre entre l'ilménite et la magnétite.

#### Zinc:

Le zinc a une distribution semblable à celle du cuivre; nous enregistrons un bris très marqué à l'endroit de l'échantillon (003) et, de plus, il existe une corrélation négative entre la teneur en zinc des magnétites et la teneur en zinc des ilménites.

#### 4.6.5 Conclusions.

Les éléments Ni, Cr, V, Zn, Mg s'incorporent préférentiellement dans la structure de la magnétite, tandis que le Mn s'incorpore de préférence dans la structure de l'ilménite. Nous avons tenté de faire une étude de la répartition des éléments entre la magnétite et l'ilménite selon la métho.

(1959),  
de établie par Kretz

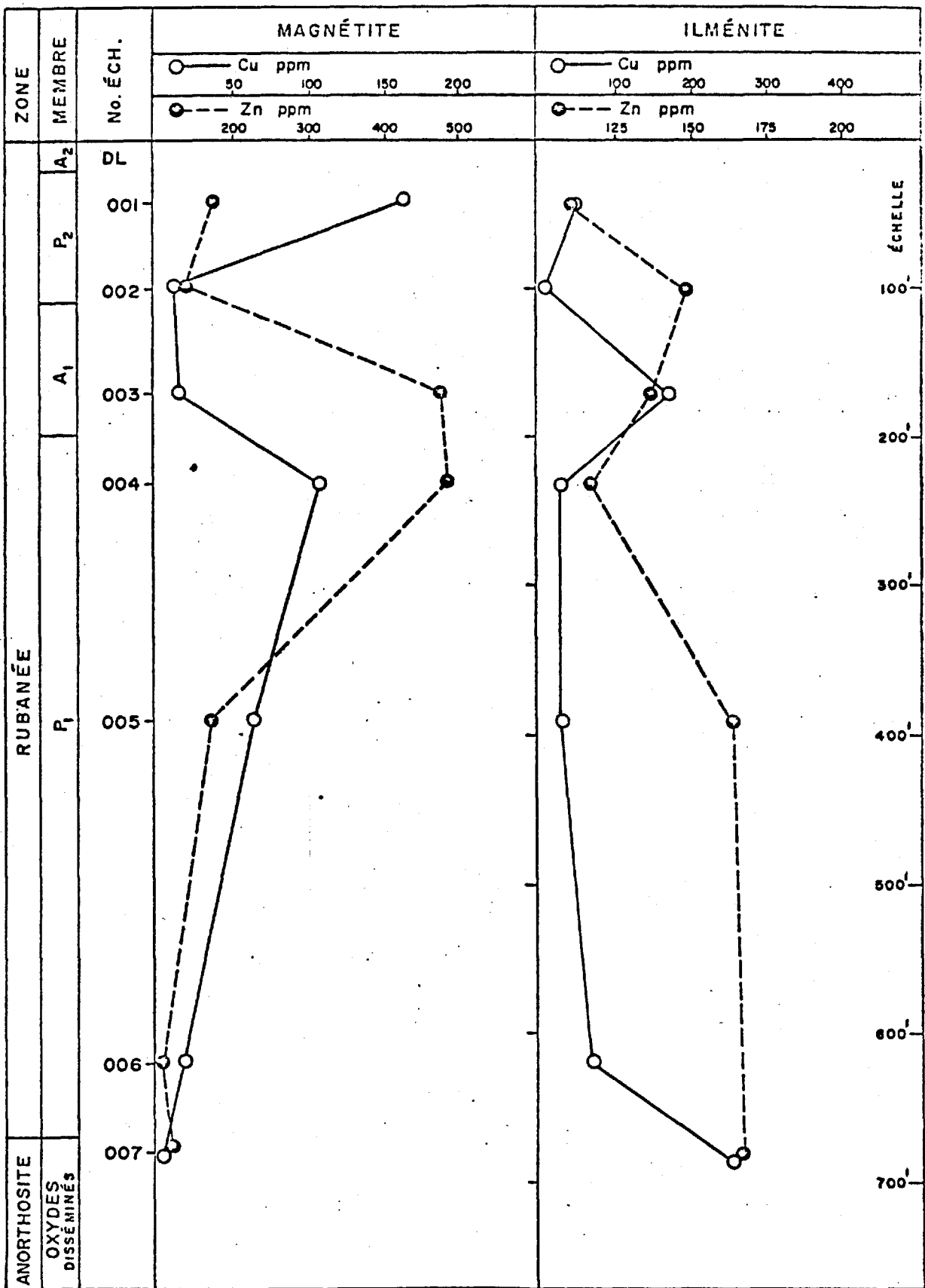


Fig. No. 16

VARIATION DE LA TENEUR EN Cu ET Zn  
 DES MAGNÉTITES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES DU FLANC  
 SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR  
 POSITION STRATIGRAPHIQUE.

mais cette méthode fut infructueuse à cause de la faible quantité d'échantillons analysés. Tous les éléments ont une distribution contrôlée par la cristallisation fractionnée. De plus, les éléments, Hf, Cu, Zn, V, Cr montrent un bris dans leur distribution à l'endroit de l'échantillon (003) qui se situe dans le membre de Métaanorthosite I. Ceci semble indiquer qu'il y eut une nouvelle injection de magma à la hauteur du membre de Métaanorthosite I. Aussi, la quantité de titane dans les magnétites et les ilménites dépend du degré d'oxydation qui, lui, est probablement relié à ces injections multiples de magma.

#### 4.7 Compositions des magnétites et des ilménites dans le système $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ .

Nous retrouvons dans la littérature géologique très peu de données sur le système ternaire  $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ . Le diagramme de la figure 15 provient du travail de Vincent et Phillips (1954), il est inspiré des travaux de Ernst (1943), Grieve et White (1939), et Grieg (1935). Ce diagramme donne une image des limites probables entre les champs de stabilité des différentes phases présentes dans le système.

Nous avons porté sur ce diagramme les résultats des analyses des magnétites et des ilménites du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ces analyses sont portées en termes de pourcentage moléculaire des groupes d'oxydes, FeO, MgO, MnO, CaO au sommet marqué "FeO";  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{V}_2\text{O}_3$  au sommet marqué " $\text{Fe}_2\text{O}_3$ "; et  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  au sommet marqué " $\text{TiO}_2$ ". La position sur le diagramme, (figure 16), de



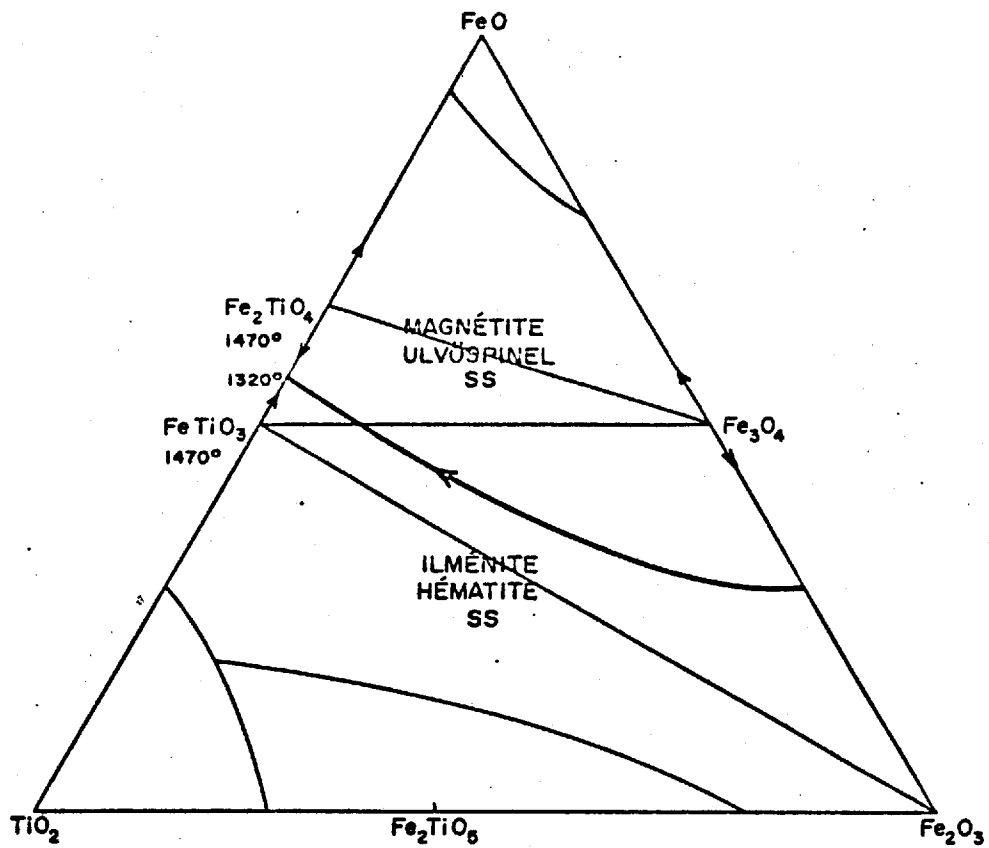


Fig. No. I5

CHAMP DE STABILITÉ DES COMPOSÉS DANS LE SYSTÈME  $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$  ( $P_{H_2O} = 0$ ) D'APRÈS ERNST (1943)

% MOLÉCULAIRE

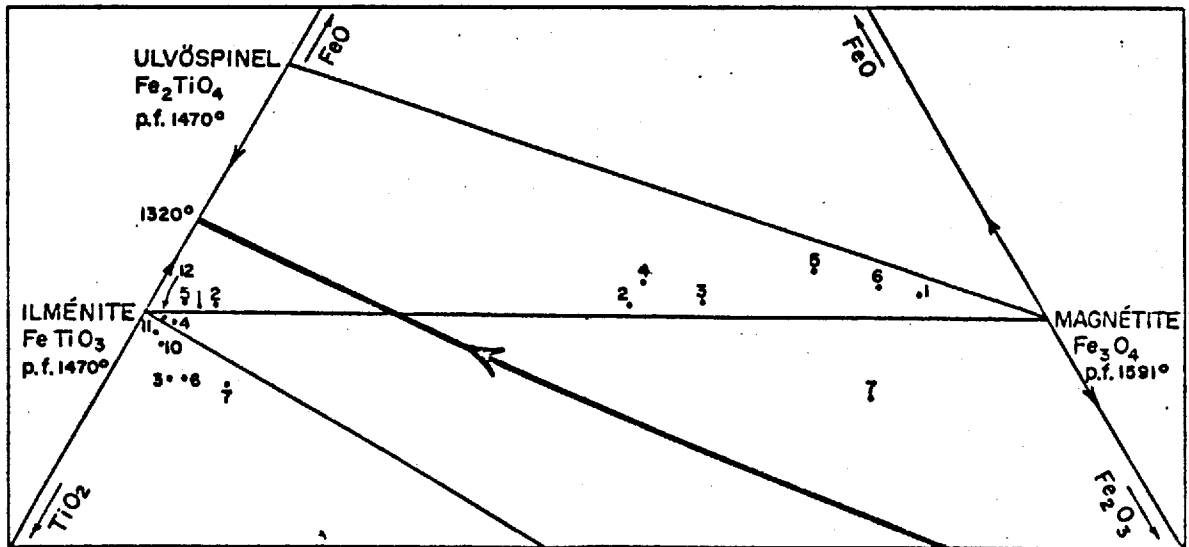


Fig. No. I6

REPRÉSENTATION DES MAGNÉTITES ET ILMÉNITES COEXISTANTES, DE LA ZONE RUBANÉE DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ DANS LE SYSTÈME  $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$

l'agglomération de points représentatifs des ilménites analysées est en évidence la proximité de la composition de ces ilménites avec celle de l'ilménite pure  $\text{FeTiO}_3$ .

Entre le domaine de stabilité de l'ilménite et celui de la magnétite, il existe une vallée thermique. Cette vallée thermique rejoint l'eutectique  $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$  à  $1320^\circ\text{C}$ . La position exacte, ainsi que la pente de cette vallée thermique ne sont pas encore tout à fait connues. Comme ce fut le cas dans le Skaergaard, les sept échantillons de magnétite du complexe du Lac Doré se situent sur la pente de la surface thermique, en bas de la crête formée par le joint  $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$  sur le diagramme dessiné par Vincent et Phillips (1954), pour des conditions sèches. La position des analyses de magnétites indique que ces minéraux ont subi des réactions subsolides influencées par la  $\text{fO}_2$ .

#### 4.8 Géothermomètre et géobaromètre.

##### 4.8.1 Introduction.

Précédemment, nous avons discuté de la composition des magnétites et des ilménites. Lorsque ce sera possible, nous déterminerons la température et la  $fO_2$  de formation de ces minéraux par le procédé utilisé par Buddington et Lindsley (1964).

Pour utiliser ce procédé nous devons recalculer les analyses en fonction de la solution solide binaire magnétite-ulvospinele pour les magnétites titanifères, et de la solution solide binaire ilménite-hématite pour les ilménites. Nous supposons au début que toute contamination est due à la chlorite. Ainsi, nous allouons toute l'alumine et la silice, ainsi qu'une partie du fer ferreux des analyses de magnétites titanifères et d'ilménites, à la formation de la chlorite. Pour ce faire, nous avons déterminé le nombre d'atomes lourds dans les couches octaédriques de la chlorite. En nous basant sur les travaux de Petruk (1964, fig. 4), nous avons déterminé qu'il y avait 3.6 atomes lourds dans les couches octaédriques de la chlorite. Une chlorite arbitraire, contenant 3.6 atomes lourds en position octaédrique, est formée d'environ 25 pour cent de  $SiO_2$ , 20 pour cent de  $Al_2O_3$  et de 30 pour cent de  $FeO$ , (Petruk 1964 tableau 1). Tout le  $SiO_2$ , le  $Al_2O_3$  et une partie du  $FeO$  de l'analyse sont calculés selon ce rapport sous forme de chlorite et les valeurs obtenues sont retirées de l'analyse globale. Cette opération s'applique aussi bien aux magnétites titanifères qu'aux ilménites.

Ensuite, dans les analyses de magnétite, tous les autres constituants mineurs sont groupés sous forme  $RO$  et  $R_2O_3$  et combinés pour former un spinel arbitraire  $R_2O_3$ ; une certaine quantité de  $Fe_2O_3$  ou de  $FeO$  sera accordée, si nécessaire, à cette opération. Toutes les valeurs accordées à ces opérations sont rejetées de l'analyse globale de magnétite titanifère et il ne reste que du  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  et  $TiO_2$  qui sont les constituants majeurs. Ces quantités sont semblables aux quantités originales, mais les proportions sont changées à cause des combinaisons avec les constituants mineurs qui furent rejetés. Tout le  $TiO_2$  est combiné avec  $2FeO$  pour former de l'ulvospinel. Le  $FeO$  et le  $Fe_2O_3$  en surplus sont combinés selon la formule  $3(FeO + \frac{1}{2}Fe_2O_3) = 1Fe_3O_4$  pour former de la magnétite. Nous retrouvons en appendice un schéma représentant graphiquement les opérations nécessaires pour transformer une analyse de magnétite titanifère donnée en pourcentage moléculaire, en un rapport magnétite-ulvospinel de la solution solide.

Dans les analyses d'ilménite, tous les constituants mineurs, à l'exception du  $SiO_2$  et du  $Al_2O_3$ , sont groupés sous forme de  $RO$  et  $R_2O_3$ , combinés avec du  $TiO_2$  et le tout est retiré de l'analyse globale. Il ne reste donc que du  $TiO_2$ , du  $FeO$  et du  $Fe_2O_3$ . Tout le  $FeO$  est combiné avec du  $TiO_2$  pour former de l'ilménite et l'excédent de  $TiO_2$  est rejeté car il est considéré, selon Lindley (1963), comme le résultat de l'oxydation de l'ilménite. Tout le  $Fe_2O_3$  contribue à la formation de l'hématite. Après ces opérations, les quantités de magnétite et d'ulvospinel, ainsi que les quantités d'ilménite et d'hématite, sont recalculées à 100 pour cent et utilisées telles quelles. Nous retrouvons en appendice un schéma indiquant les

opérations à suivre pour transformer l'analyse d'ilménite donnée en pourcentage moléculaire en un rapport ilménite-hématite de la solution solide.

#### 4.8.2 Discussion sur les données.

Les tableaux No 31 et No 32 donnent en pourcentage moléculaire les compositions des magnétites et des ilménites coexistantes. Nous y trouvons aussi les compositions sous forme de solution solide magnétite-ulvospinel et de solution solide ilménite-hématite. Au tableau No 33 nous retrouvons la  $fO_2$  et la température de formation des magnétites et des ilménites coexistantes. Ces valeurs sont déterminées à l'aide de la figure 17 tirée de Lindsley (1963). Les solutions solides furent déterminées de trois façons:

- (1) En tenant compte des constituants mineurs et de l'influence de la contamination sur l'analyse.
- (2) Sans tenir compte des constituants mineurs et de l'influence de la contamination sur l'analyse.
- (3) En tenant compte des constituants mineurs et de la contamination pour les magnétites seulement; la teneur en hématite de la solution solide ilménite-hématite étant déterminée par diffraction selon une méthode mise au point par Lindsley (1963).

Nous constatons que les valeurs obtenues pour la température et la  $fO_2$  de formation des oxydes diffèrent très peu, que l'on tienne compte ou non de l'influence des constituants mineurs sur les analyses des magnétites et des ilménites. Cette constatation

Tableau No 31

Analyses des ilménites de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. (pourcentage moléculaire.)

	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
FeO	48.40	49.05	44.66	48.08	48.91	43.47	42.93
MgO	.31	.36	.14	.15	.38	.83	.47
MnO	1.32	1.30	1.14	1.09	1.17	1.05	1.06
CaO	.29	.12	.13	.12	.21	.60	.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	2.82	3.18	1.52	1.64	2.66	6.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.99	.73	.31	.63	.74	1.27	1.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	.	.	.	.	.17	.02
TiO <sub>2</sub>	45.63	44.86	49.24	47.08	45.39	44.60	44.99
SiO <sub>2</sub>	1.26	.76	1.20	1.32	1.54	5.34	2.90
<b>Total:</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>
Hématite:	5.64	8.94	3.55	2.54	5.89	3.47	3.41
Ilménite:	94.36	91.06	96.45	97.46	94.11	96.53	96.59
Composition normative des analyses précédentes							
en fonction de (FeTiO <sub>3</sub> ) Ilménite et (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) Hématite.							

Tableau No 32

Analyses des magnétites de la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. (pourcentage moléculaire.)

	3001	3002	3003	3004	3005	3006	3007
FeO	51.35	49.35	50.13	51.88	52.60	51.61	42.93
MgO	.63	1.25	.47	.48	.50	.55	1.60
MnO	.11	.48	.37	.41	.20	.13	.17
CaO	.18	.20	.22	.16	.16	.20	.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.90	24.86	28.94	24.60	33.80	37.78	40.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.85	1.38	1.13	1.16	1.16	1.00	1.78
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.60	.46	.58	.56	.86	.95	.97
TiO <sub>2</sub>	3.63	20.11	16.59	19.42	9.05	6.18	7.76
SiO <sub>2</sub>	1.75	1.91	1.57	1.33	1.57	1.60	4.28
<b>Total:</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>
Ulvospinel:	4.97	50.08	29.35	44.61	15.40	9.89	14.95
Magnétite:	95.03	49.92	70.65	55.29	84.60	90.11	84.05
Composition normative des analyses précédentes							
en fonction de (Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> ) Ulvospinel, et (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> ) magnétite.							

Tableau No 33

Température et  $fO_2$  de formation des paires de  
magnétite et d'ilémnite coexistantes.

éché. No	cas 1		$fO_2$ $10^{-2}$ atm	cas 2		$fO_2$ $10^{-2}$ atm	cas 3		$fO_2$ $10^{-2}$ atm
	T°C ±50	% mol.		T°C ±50	% mol.		T°C ±50	% mol.	
3001	M 95			H 94			M 95		
	U 05			U 06			U 05		
2001	I 94			I 95			I 93		
	H 06			H 05			H 02		
3002	M 50	930	12.0	M 52	900	12.5	M 50		
	U 50			U 48			U 50		
2002	I 91			I 92			I 99		
	H 09			H 08			H 01		
3003	M 71	700	17.8	M 65	696	18.3	M 71	700	17.8
	U 29			U 35			U 29		
2003	I 96			I 97			I 96		
	H 04			H 03			H 04		
3004	M 55	730	17.4	M 57	720	17.20	M 55	810	17.7
	U 45			U 43			U 45		
2004	I 97			I 97			I 93		
	H 03			H 03			H 07		
3005	M 85	620	18.3	M 85	620	18.3	M 85		
	U 15			U 15			U 15		
2005	I 94			I 94			I 99		
	H 06			H 06			H 01		
3006	M 90	590	20.8	M 90	586	21.4	M 90		
	U 10			U 10			U 10		
2006	I 96			I 97			I 98		
	H 04			H 03			H 02		
3007	M 85	610	20.2	M 86	606	20.3	M 85	620	19.5
	U 15			U 14			U 15		
2007	I 95			I 96			I 95		
	H 04			H 04			H 05		

cas 1: Analyses recalculées en formant de la chlorite.

cas 2: Analyses recalculées en tenant compte des éléments majeurs seulement.

cas 3: % ilémnite et % hémnite déterminés par diffraction.

M: magnétite, U: ulvospinel. (solution solide)

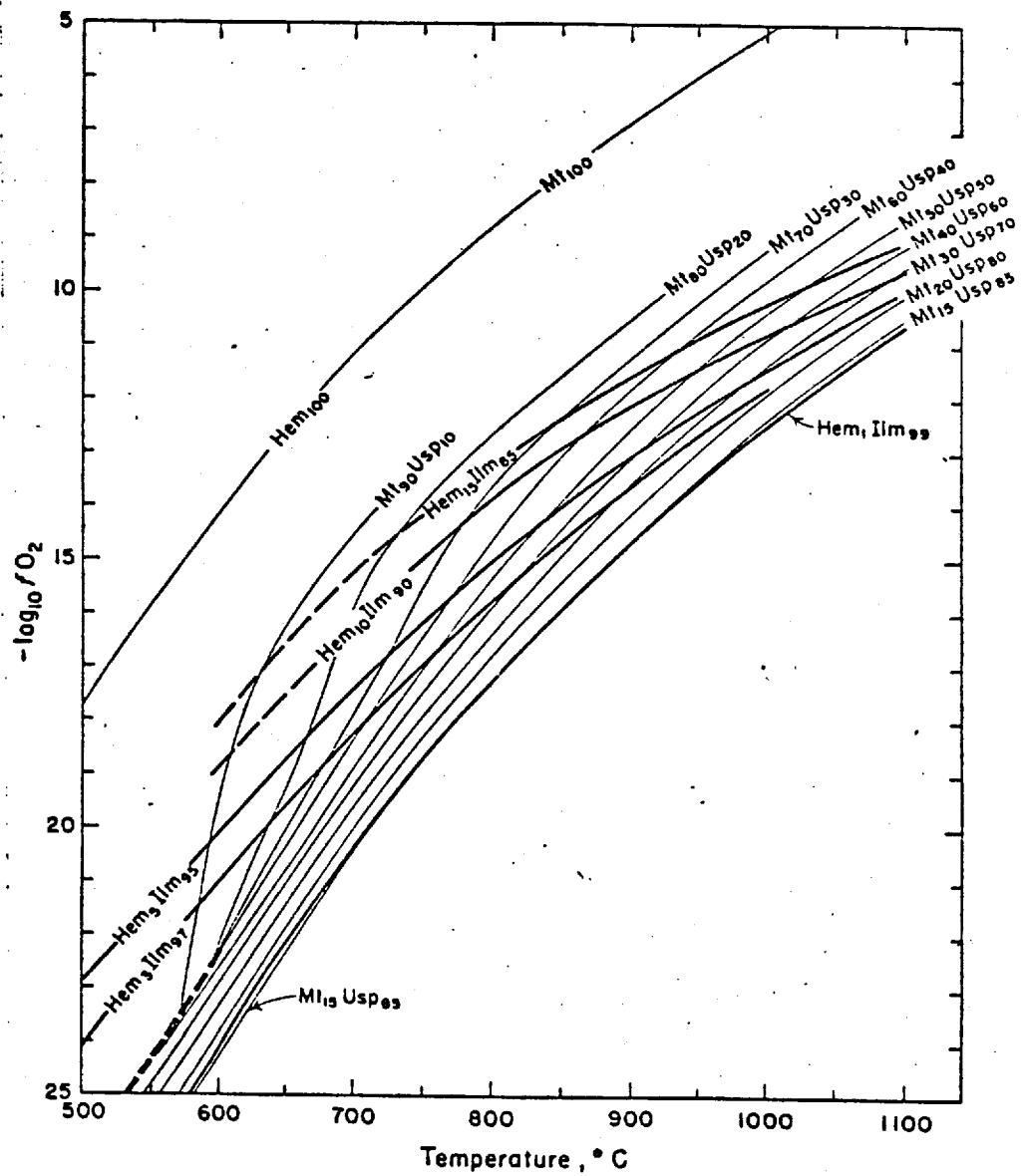
I: ilémnite, H: hémnite. (solution solide)



Figure 17

Diagramme du  $-\log_{10} f_{O_2}$  versus la température de formation  
des paires de magnétite et d'ilménite coexistantes.

(Compositions en pourcentage moléculaire)



est conforme à celle faite par Duddington et Lindsley (1964 p. 329).

Un premier fait à remarquer est la variation de 600°C à 900°C pour les températures de formation des oxydes. Ces valeurs sont inférieures aux températures de cristallisation généralement considérées comme normales pour un magma basique, soit de 1000°C à 1200°C. Duddington et Lindsley (1964) obtiennent des résultats semblables en utilisant les mêmes méthodes sur les magnétites et les ilménites du complexe de Skaergaard, soit de 760°C à 900°C, tandis que les valeurs obtenues par d'autres méthodes sont de 1000°C à 1150°C.

La présence de métacumulites à plagioclase et magnétite, de couches riches en oxydes de fer et de titane et les évidences texturales suggèrent que la magnétite titanifère et l'ilménite ont cristallisé à la même température et en même temps que la majorité des silicates. Cette simultanéité de cristallisation indique alors que les oxydes de fer et de titane se sont rééquilibrés à des températures sub-solidus, ce qui explique les basses valeurs obtenues pour la température de formation de ces oxydes. Ce résultat est conforme aux conclusions de Vincent et Phillips (1954) et Wright (1961), à savoir qu'une recristallisation sous forme d'un agrégat de magnétite et d'ilménite a eu lieu dans les magnétites titanifères du Skaergaard. Ainsi, les températures indiquées sont celles auxquelles l'ilménite cesse de diffuser de la magnétite titanifère à l'extérieur, (Duddington et Lindsley, 1964 p. 330). Subséquemment, l'exsolution et l'oxydation peuvent continuer comme l'indique la présence d'ilménite dans les plans (III) de la magnétite.

Tableau No 34

Compositions des magnétites et des ilménites  
 provenant de zones riches en oxydes de fer et  
 de titane, ainsi que leurs températures et  
 leurs  $fO_2$  de formation. (Buddington et Lindsley, p. 335, 1964)

Ref. no. and field no.	Rock and locality	Magnetite						Ilmenite-hemo-ilmenite			Estimated $T, ^\circ C \pm 50'$	$\log_{10} fO_2$ (atm) $\pm 1.0$
		Wt % TiO <sub>2</sub>	Mole %					Mole %				
			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>5</sub>	FeTiO <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Equivalent Fe <sub>2</sub> TiO <sub>5</sub>	FeTiO <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>		
1 (2569)	Melanocratic titaniferous magnetite-rich (21.4%) hornofelsite gabbro with ilmenite (5.8%), Skaergaard; Vincent & Phillips, 1954	24.6	43.0	23.0	34.0	—	69.3	89.2	2.4	8.4	860	-14.6
2 (2308)	Melanocratic oxide mineral-rich layer (36.3% magnetite, 13.8% ilmenite) in hypersthene-olivine gabbro, Skaergaard; Vincent & Phillips, 1954	20.4	45.2	54.8	—	—	58.3	82.8	4.0	13.2	870	-13.7
3 (SM-1106)	Oxide mineral-rich ferrogabbro, Ovre Roddal, Norway; Gjelsvik, 1957	14.8	60.4	26.1	13.5	—	41.3	94.3	2.4	3.3	710	-18.1
4 (83)	Ilmeno-magnetite (60%) ilmenite (22%) ore body in anorthosite, Sanford Hill, Adirondacks	13.0	62.0	—	32.6	5.4	36.8	83.5	4.8	11.7	750	-16.1
5 (203)	Ilmeno-magnetite (70%) ilmenite (17%) ore body in anorthosite, Sanford Hill, Adirondacks	9.0	71.1	—	23.6	5.3	25.8	82.8	6.2	11.0	710	-16.7
6 (SR-153)	Melanocratic oxide mineral-rich noritic pyroxenite layer in anorthosite, Derrick, Adirondacks; Davis, 1962	—	71.3	1.4	27.3	—	31.9	80.9	9.4	9.7	810	-13.6
7 (230)	Feldspathic oxide mineral-rich (20% magnetite, 30% ilmenite) pyroxenitic rock, N. of Calamity Mill, Adirondacks	8.0	73.5	—	20.6	5.9	22.9	75.0	8.4	16.6	710	-16.0
8	Titanomagnetite gabbro, Tsaginsk gabbro-labradorite massif, USSR; Yudin, 1960	—	65.2	—	33.8	1.0	38.0	88.0	6.4	5.6	790	-14.6
9 (204)	Oxide mineral-rich norite (12% magnetite, 12% ilmenite) in anorthosite, Sanford Hill, Adirondacks	6.0	80.8	16.9	—	2.3*	17.1	82.8	6.2	11.0	650	-18.2
10 (H-211) (H-265)	Oxide mineral- and apatite-rich norite sheet in anorthosite, Allard Lake, Quebec; Hargraves (personal communication)	—	93.2	—	6.7	—	6.7	76.9	18.4	4.8	600	17.0
11 (A-128)	Oxide mineral-rich diorite in anorthosite, Suait-aux-Cochons complex, Quebec; Anderson, 1963	3.94	85.9	—	10.8	3.3	11.3	98.3	9.1	12.6	615	-18.5
12	Oxide mineral-rich crustified zoned vein with bronzite borders within anorthosite, Hayes prospect, western Newfoundland	3.16	—	—	—	—	9	—	18	—	650	-15.8

Les valeurs obtenues pour la  $fO_2$  varient de  $10^{-12}$  à  $10^{-20}$  atm. Ces chiffres indiquent que la  $fO_2$  était très faible et de plus qu'elle était variable au cours de la cristallisation des oxydes de fer et de titane. Le tableau no 33, tiré du travail de Buddington et Lindsley (1964), donne les compositions des magnétites titanifères et des ilménites coexistantes provenant de bancs riches en oxyde de fer et de titane de différents massifs. Ce tableau expose également les conditions de température et de  $fO_2$  qui ont prévalu au cours de la formation de ces oxydes. Nous pouvons alors constater que les valeurs de températures et de  $fO_2$  qui caractérisent les magnétites et les ilménites du flanc sud-est du complexe du Lac Doré se comparent d'assez près à celles d'autres massifs du même type.

#### 4.8.3 Conclusions.

Nous avons établi précédemment que les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré furent métamorphisées. Les roches d'où furent prélevés les échantillons pour les analyses de magnétite et d'ilménite appartiennent au faciès des schistes verts. Selon (Winkler 1967, p. 128), la limite supérieure de température du faciès des schistes verts est de  $550^{\circ}C$  pour des conditions de pression maximum. Toutes les valeurs obtenues pour la température de formation des paires de magnétite et d'ilménite du complexe du Lac Doré sont supérieures à cette limite de température notée par Winkler pour le maximum du faciès des schistes verts. Nous pouvons donc conclure que ces minéraux sont des reliques réelles des roches primaires,

et que tout travail les utilisant comme composants d'origine ignée est conforme aux conditions qui prévalaient avant le métamorphisme, au moment de leur formation.

## V GÉOCHIMIE DE LA ZONE RUBANÉE.

### 5.1 Introduction.

Lorsque nous séparons les cristaux "cumulus" de différents échantillons, et que nous analysons leur composition chimique, nous observons des variations très régulières de la composition en fonction de leur position dans l'échelle stratigraphique. Par contre, si nous portons les résultats des analyses totales de ces roches cumulatives en fonction de leur position dans le massif, nous n'obtenons pas des relations aussi simples; car ces roches ont des proportions variables de minéraux "cumulus" et une quantité variable de liquide interstitiel.

L'analyse d'un échantillon de la zone de trempe permettrait de faire une étude de la géochimie du complexe du Lac Doré en tenant compte de l'évolution de la composition du liquide au cours de la cristallisation.

Tel n'est pas notre cas, puisque les résultats d'analyses que nous portons en fonction de leur position dans l'échelle stratigraphique sont représentatifs de types de roches plutôt que d'un liquide. Cependant une série d'analyses provenant de roches de composition minéralogique semblable dans le membre de Métapyroxénite III offre des variations sans doute représentatives des étapes de la différenciation magmatique.

Les résultats des analyses chimiques sont portés en fonction de la position stratigraphique des échantillons. La discussion qui suit tient compte du caractère "cumulus" de ces roches.

13.

Nous retrouvons aux tableaux Nos 4, 15, 16, 18, 21 et 22 les analyses chimiques des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ces résultats sont utilisés dans la discussion qui suit.

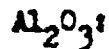
### 5.2 Variation des oxydes majeurs à travers les différents membres de la zone rubanée.

$SiO_2$

La silice montre une distribution assez remarquable. Cette distribution s'explique par la minéralogie des divers types de roches. Ainsi, les métagabbros et les métaorthosites donnent des valeurs assez constantes entre 48 et 52 pour cent en poids de  $SiO_2$ , à l'exception de l'échantillon DL1001 qui contient du quartz modal et qui titre plus de 70 pour cent en poids de  $SiO_2$ . Le  $SiO_2$  dans les métapyroxénites du membre de Métapyroxénite II passent de 35 à 25 pour cent en poids parallèlement à une augmentation des oxydes de fer et de titane de 25 à 50 pour cent en poids. Les métapyroxénites et les métagabbros mélanocrates du membre P<sub>2</sub> montrent une augmentation graduelle de  $SiO_2$  vers le sommet. Ainsi, à la base, ces roches ont un contenu appréciable en oxydes de fer et titane, plus haut dans la séquence, elles deviennent de plus en plus gabbroïques, et au sommet le quartz figure dans l'analyse modale. Le membre de Métapyroxénite III (P<sub>3</sub>) est le seul qui montre un enrichissement graduel en  $SiO_2$  vers le sommet.

Plus haut dans le massif nous passons à la zone granophyrique, où l'échantillon DL1040 représente un métagranophyre contenant plus de 60 pour cent de quartz modal.

La figure 18 présente la distribution du  $\text{SiO}_2$  à travers la zone rubanée du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.



Le pourcentage de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les roches de la zone rubanée s'explique à l'aide de la composition minéralogique primaire de ces roches. Les échantillons, DL1002, DL1003, DL1004, DL1005, DL1006, représentent des métagabbros anorthositiques. La quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varie de 16 à 22 pour cent en poids, cette variation est fonction essentiellement de la quantité originelle de plagioclase dans ces roches. L'échantillon DL1001, qui contient 50 pour cent de quartz modal, ne contient que 10 pour cent en poids de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Dans le membre de Métapyroxénite II, nous retrouvons surtout des métapyroxénites avec des oxydes de fer et de titane; la petite quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est due à une faible proportion de plagioclase dans ces roches. La quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans ce membre varie de 8 à 10 pour cent en poids.

Dans le membre de Métapyroxénite III, la quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diminue vers le sommet, avec l'augmentation du pourcentage de quartz modal. Dans la partie inférieure du membre de Métapyroxénite III, la quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est variable, et fonction des différentes proportions de plagioclase dans les roches primaires. La quantité de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les roches de ce membre varie de 8 à 14 pour cent en poids.

Nous avons porté, à la figure 18 les résultats des analyses pour l'alumine en fonction de la position stratigraphique de ces roches.



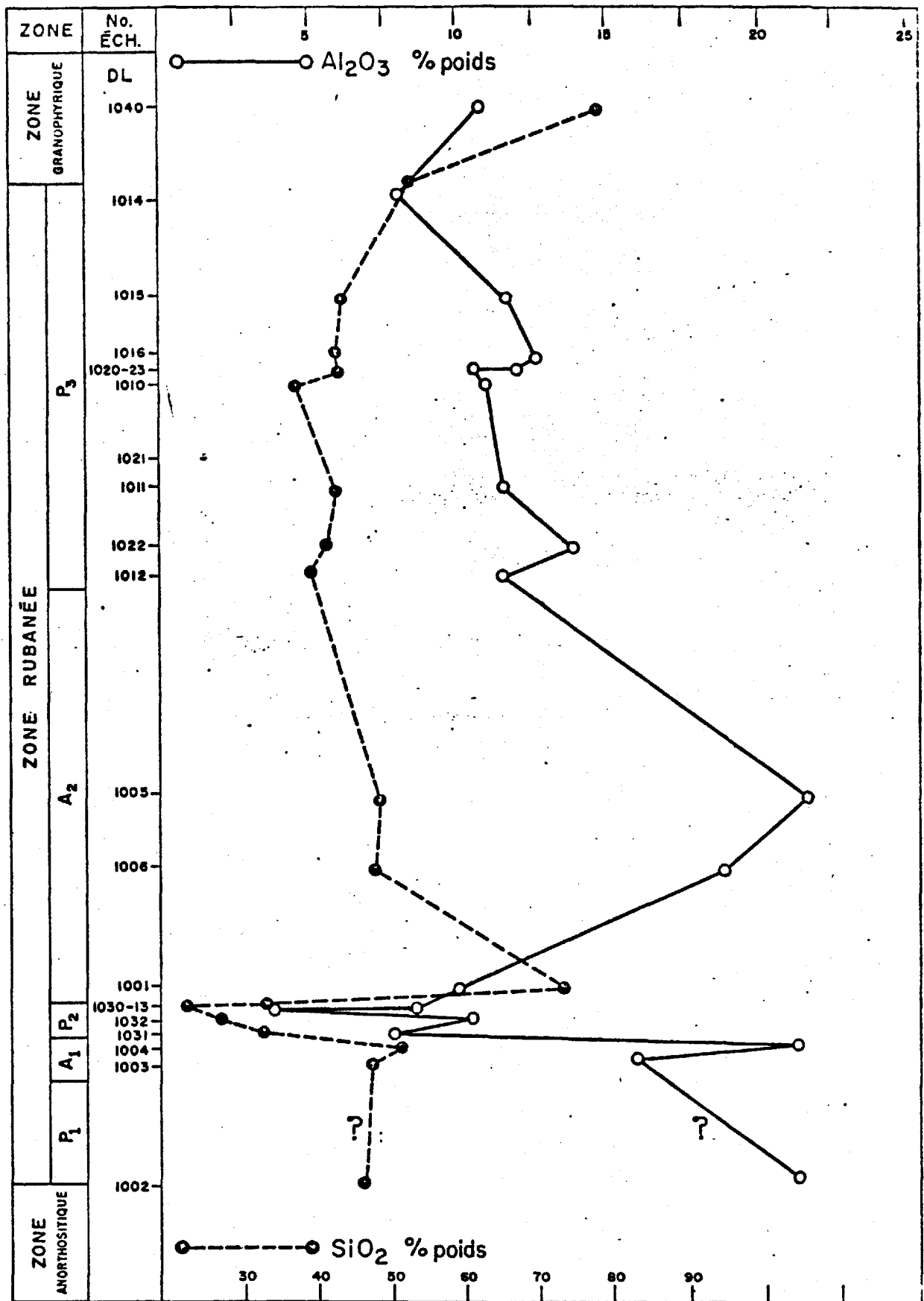


Fig. No. 18 VARIATION DE LA TENEUR EN Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ET SiO<sub>2</sub> DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

— ÉCHELLE —  
1" = 500'

**MgO:**

La teneur en MgO dans les roches anorthositiques est proportionnelle au pourcentage de minéraux ferromagnésiens présents dans ces roches. Dans les roches mafiques de la zone rubanée, la quantité de MgO est variable.

Dans le membre de Métapyroxénite II, la quantité de MgO varie de 3 à 9 pour cent en poids. Cette variation est fonction de la teneur en oxydes de fer et de titane de ces roches.

Dans le membre de Métapyroxénite III, le MgO varie de 6.25 pour cent en poids à la base à 0.76 pour cent en poids au sommet. Cette variation est attribuable à la différenciation magmatique qui entraîne une diminution progressive du MgO dans les minéraux ferromagnésiens à mesure que la cristallisation évolue.

**MnO:**

Dans la partie inférieure de la zone rubanée, la quantité de MnO présente dans les roches est très variable. Dans le membre de Métapyroxénite III, la quantité de MnO augmente progressivement vers le sommet. Cette augmentation est attribuable à l'enrichissement du magma en MnO dans les dernières phases de la différenciation.

La figure 19 nous fait voir la distribution du MgO et du MnO en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

**CaO:**

La quantité de CaO dans les roches de la zone rubanée est très erratique. Sa distribution est fonction de la calcicité et de la quantité de plagioclases, et de la quantité de pyroxène monoclinique

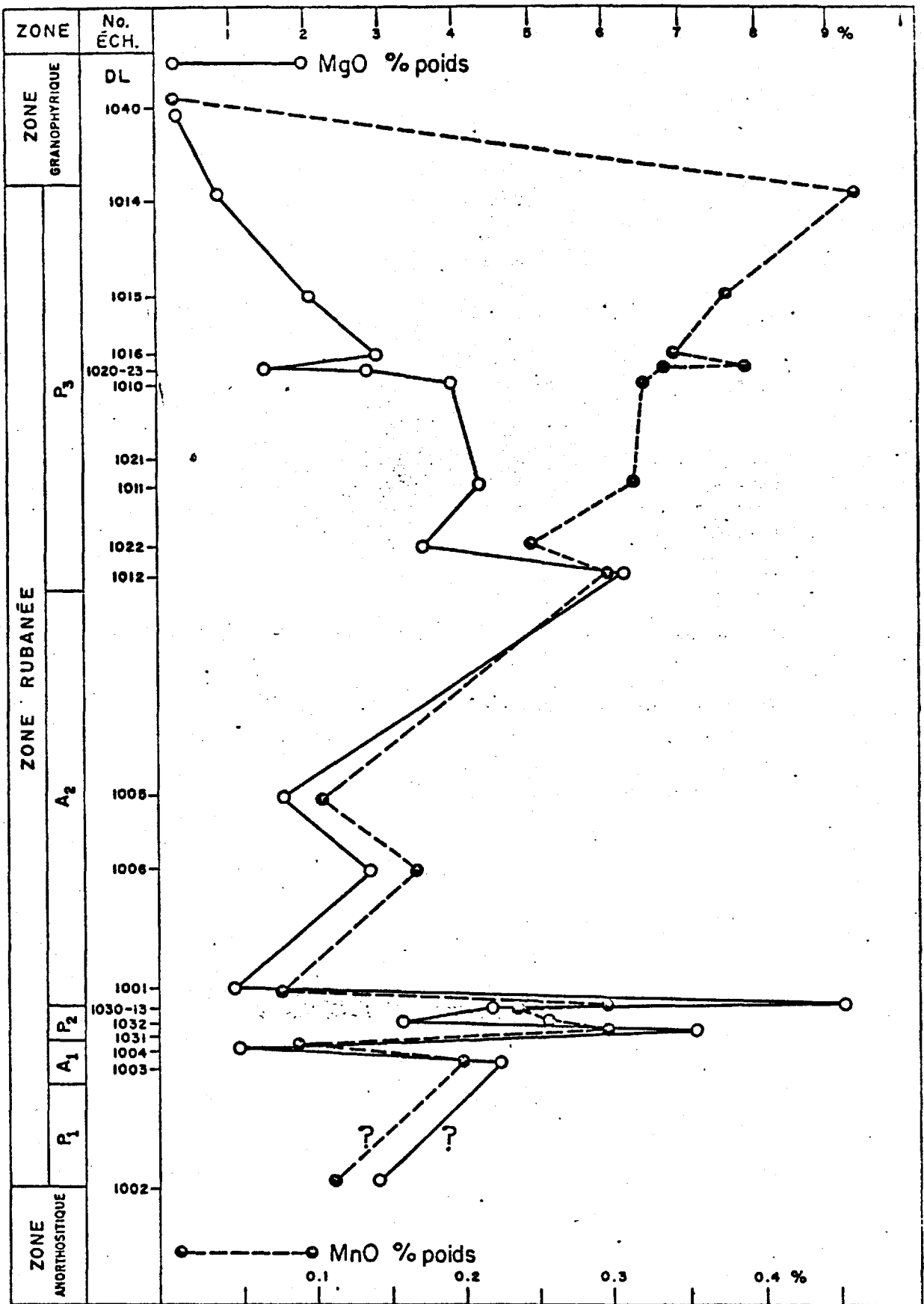


Fig. No. I9 VARIATION DE LA TENEUR EN MgO ET MnO  
 — ÉCHELLE —  
 1" = 500' DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

présent dans les roches primaires. Dans la zone granophyrique, la quantité de CaO diminue abruptement, avec l'apparition de l'albite primaire dans cette zone.

La figure 20 montre la distribution du CaO en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

$\text{Na}_2\text{O}$ :

Dans la partie inférieure de la zone rubanée, la quantité de  $\text{Na}_2\text{O}$  est très variable. Comme pour le CaO, sa distribution est fonction de la quantité et de la calcicité du plagioclase présent dans la roche primaire.

Dans le membre de Métapyroxénite III, la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  des roches augmente graduellement vers le sommet; c'est un effet de la cristallisation fractionnée qui donne lieu à un plagioclase de plus en plus sodique à l'approche des dernières phases de cristallisation.

La forte teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  dans la zone granophyrique correspond à la présence d'un plagioclase de type albite.

La figure 21 présente la distribution du  $\text{Na}_2\text{O}$  en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

$\text{K}_2\text{O}$ :

La quantité de  $\text{K}_2\text{O}$  est inférieure à 1 pour cent dans les roches de la zone rubanée. Nous observons vers le sommet une faible augmentation en  $\text{K}_2\text{O}$  attribuable à l'enrichissement du magma en alcalis à la faveur de la cristallisation fractionnée.

La figure 21 montre la distribution du  $\text{K}_2\text{O}$  en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

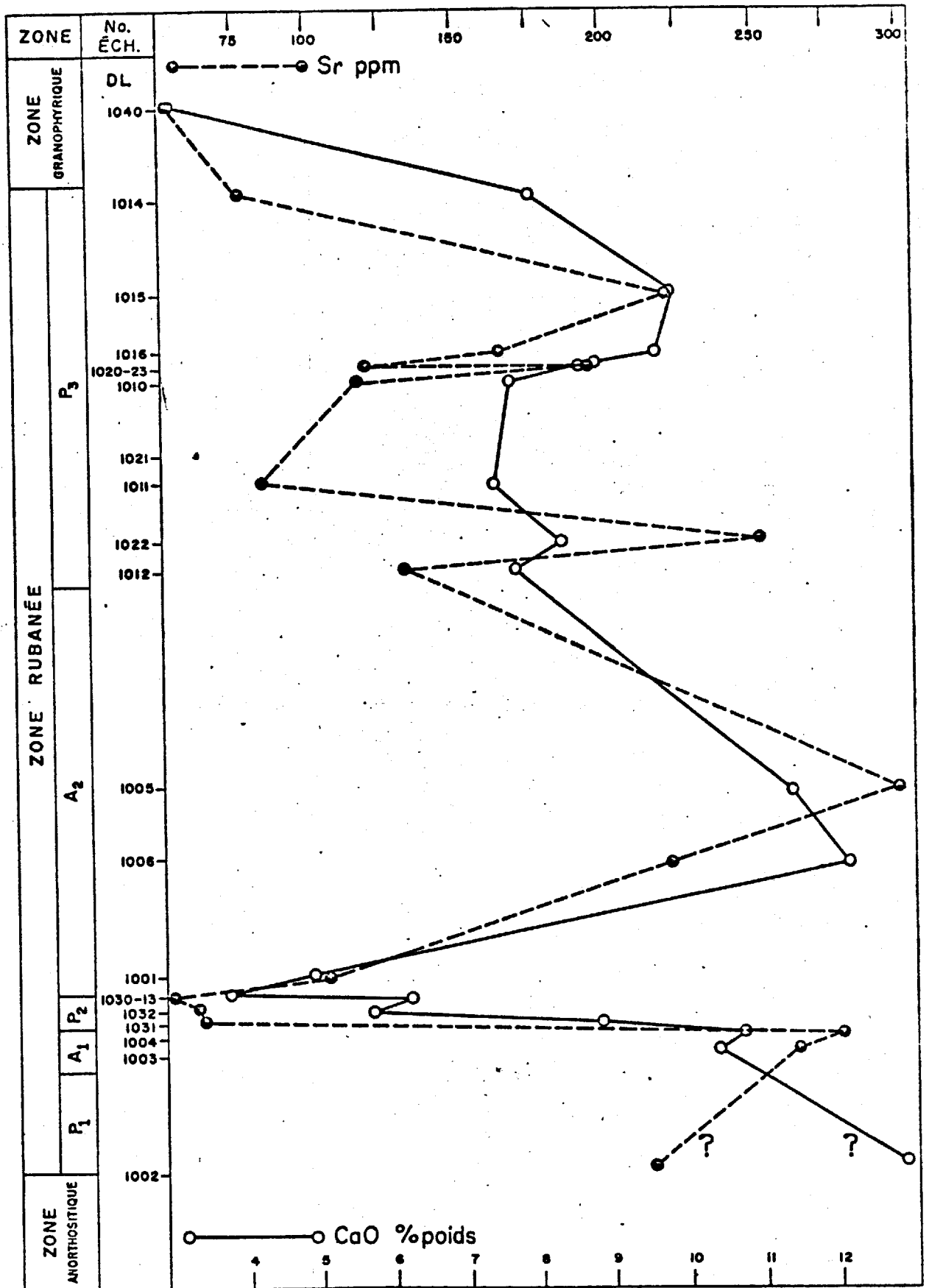


Fig. No. 20 VARIATION DE LA TENEUR EN Sr ET CaO DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

— ÉCHELLE —  
1" = 500'

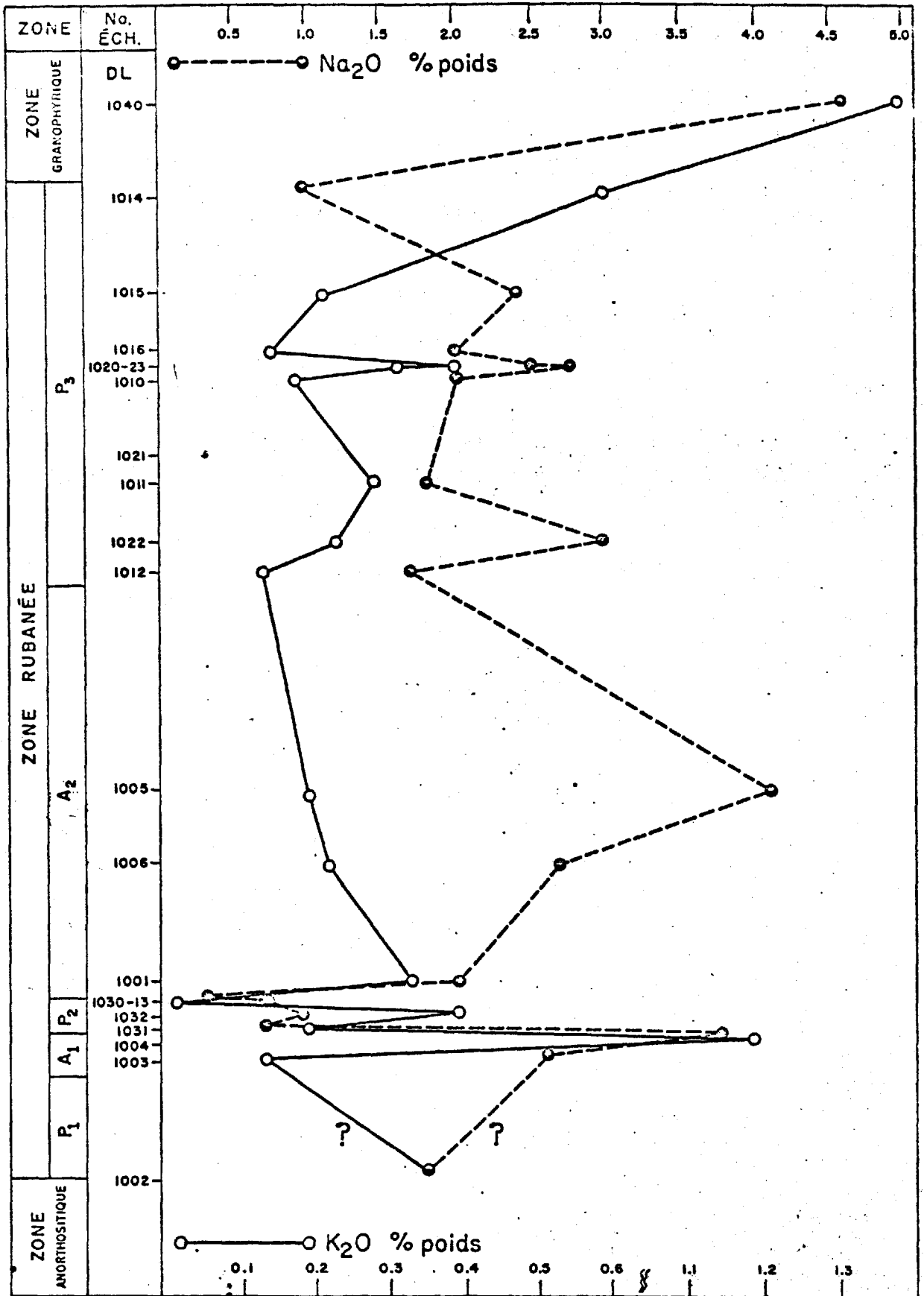


Fig. No.2I  
 —ÉCHELLE—  
 1" = 500'

VARIATION DE LA TENEUR EN Na<sub>2</sub>O. ET K<sub>2</sub>O  
 DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN  
 FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

$P_2O_5$ :

Parmi tous les éléments majeurs présents dans les roches de la zone rubanée, le phosphore montre la distribution la plus remarquable.

Dans la partie inférieure de la zone rubanée nous retrouvons une très faible quantité de  $P_2O_5$ . Dès l'apparition de l'apatite comme phase "cumulus", le contenu en  $P_2O_5$  monte jusqu'à 2 pour cent environ. Par la suite il diminue progressivement pour revenir à des valeurs très faibles.

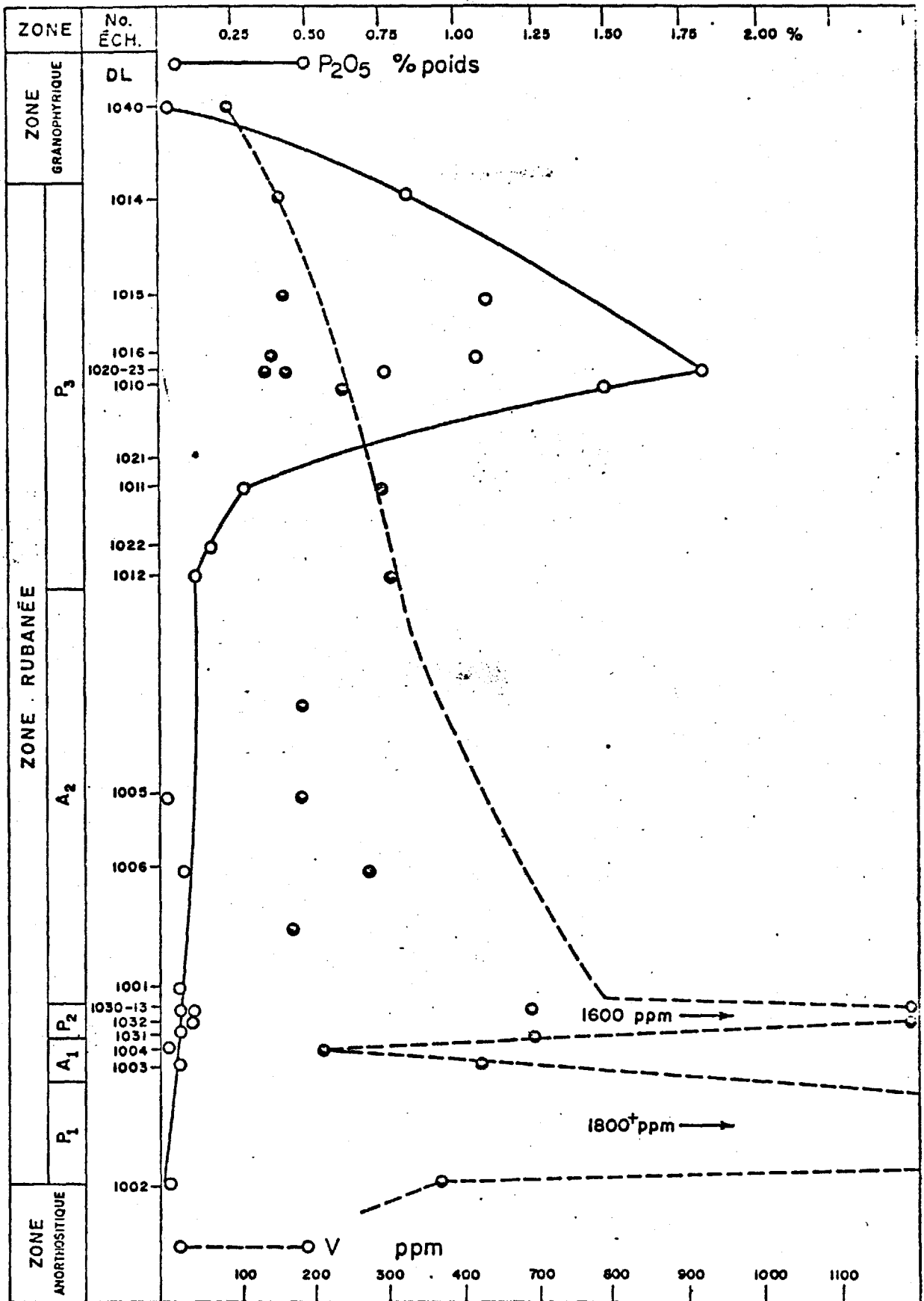
Lorsque les analyses de  $P_2O_5$  sont portées en fonction de leur position dans l'échelle stratigraphique figure 22, nous obtenons le même type de courbe de distribution que celle des roches du Skaergaard (Wager, Brown, 1968).

$TiO_2$ :

Lors de l'apparition de la magnétite titanifère à la base du membre de Métapyroxénite I, la quantité de  $TiO_2$  présente dans la roche est de 1.5 pour cent en poids.

Par la suite, cette quantité de  $TiO_2$  augmente très rapidement, pouvant atteindre jusqu'à 10 pour cent en poids dans le membre de Métapyroxénite I. Dans le membre de Métaanorthosite I, la quantité de  $TiO_2$  diminue à environ 2 pour cent en poids. Dans le membre de Métapyroxénite II, elle augmente encore jusqu'à 10 pour cent en poids, tandis que dans le membre de Métaanorthosite II, elle diminue à environ 3 pour cent en poids.

Dans le membre de Métapyroxénite III, la quantité de  $TiO_2$  augmente rapidement à partir de la base, pour atteindre environ 8





pour cent en poids vers le milieu du membre, par la suite, cette quantité diminue progressivement pour atteindre environ 0.5 pour cent en poids dans la zone granophyrique. Cette diminution au sommet du membre de Métaproxénite III est due à l'appauvrissement du magma résiduel en  $TiO_2$ . Pour les autres roches de la zone rubanée, la quantité de  $TiO_2$  varie avec le pourcentage de magnétite titanifère et d'ilménite dans les roches.

La figure 23 montre la distribution du  $TiO_2$  dans la zone rubanée.

$FeO$ :

Le  $FeO$  suit la même distribution que le  $TiO_2$ . Les graphiques représentant la distribution de ces deux oxydes montrent bien le parallélisme entre les deux.

La figure 24 montre la distribution du  $FeO$  à travers la zone rubanée.

$Fe_2O_3$ :

Le  $Fe_2O_3$  suit essentiellement la même distribution que le  $FeO$  et le  $TiO_2$  dans la partie inférieure de la zone rubanée. Dans le membre de Métaproxénite III, la teneur en  $Fe_2O_3$  augmente légèrement vers le sommet; cette augmentation peut être attribuable à l'oxydation de  $FeO$ .

La figure 23 illustre la distribution du fer total à travers la zone rubanée.

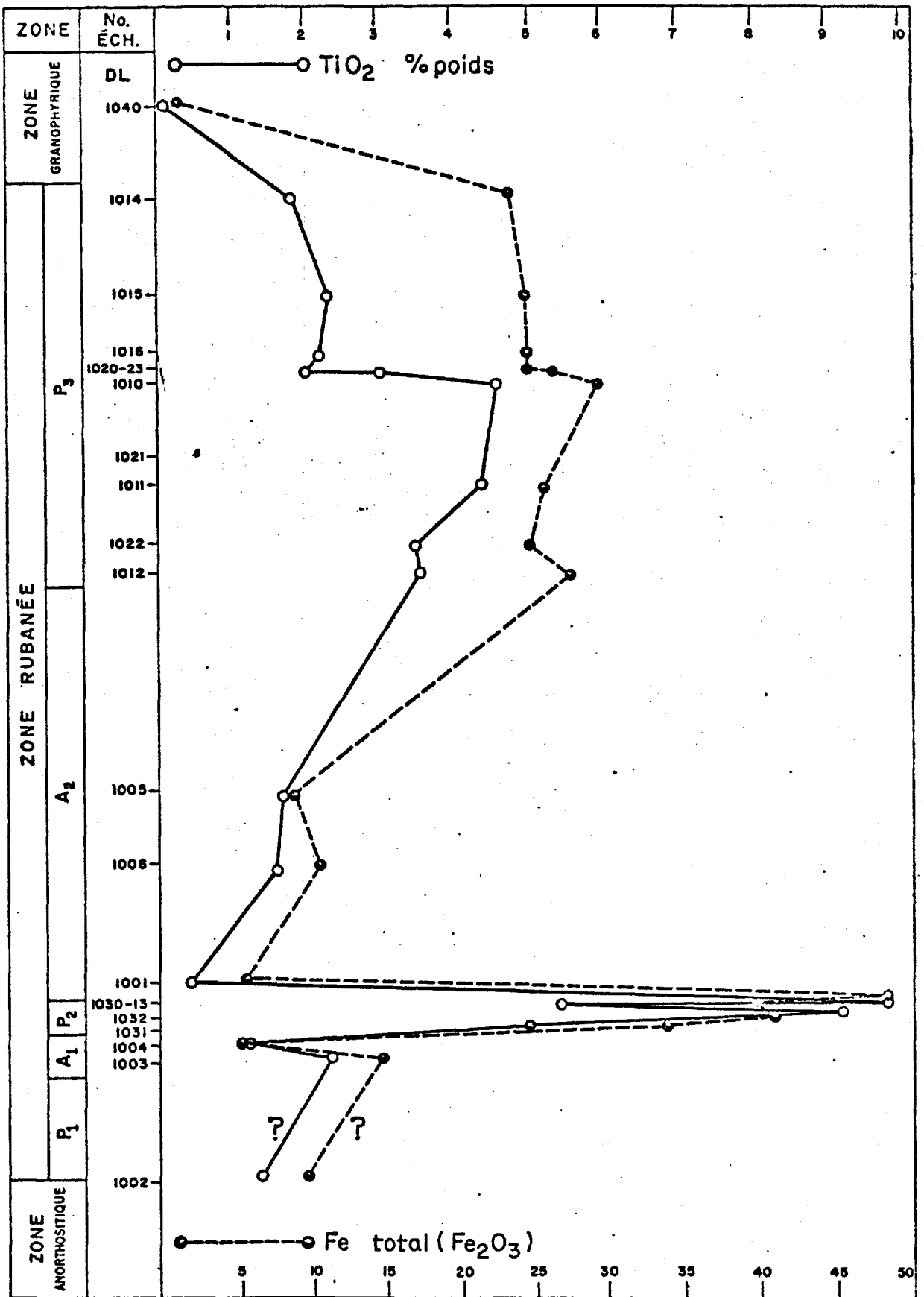


Fig. No.23  
 —ÉCHELLE—  
 1" = 500'

VARIATION DE LA TENEUR EN TiO<sub>2</sub> ET Fe total (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)  
 DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN  
 FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

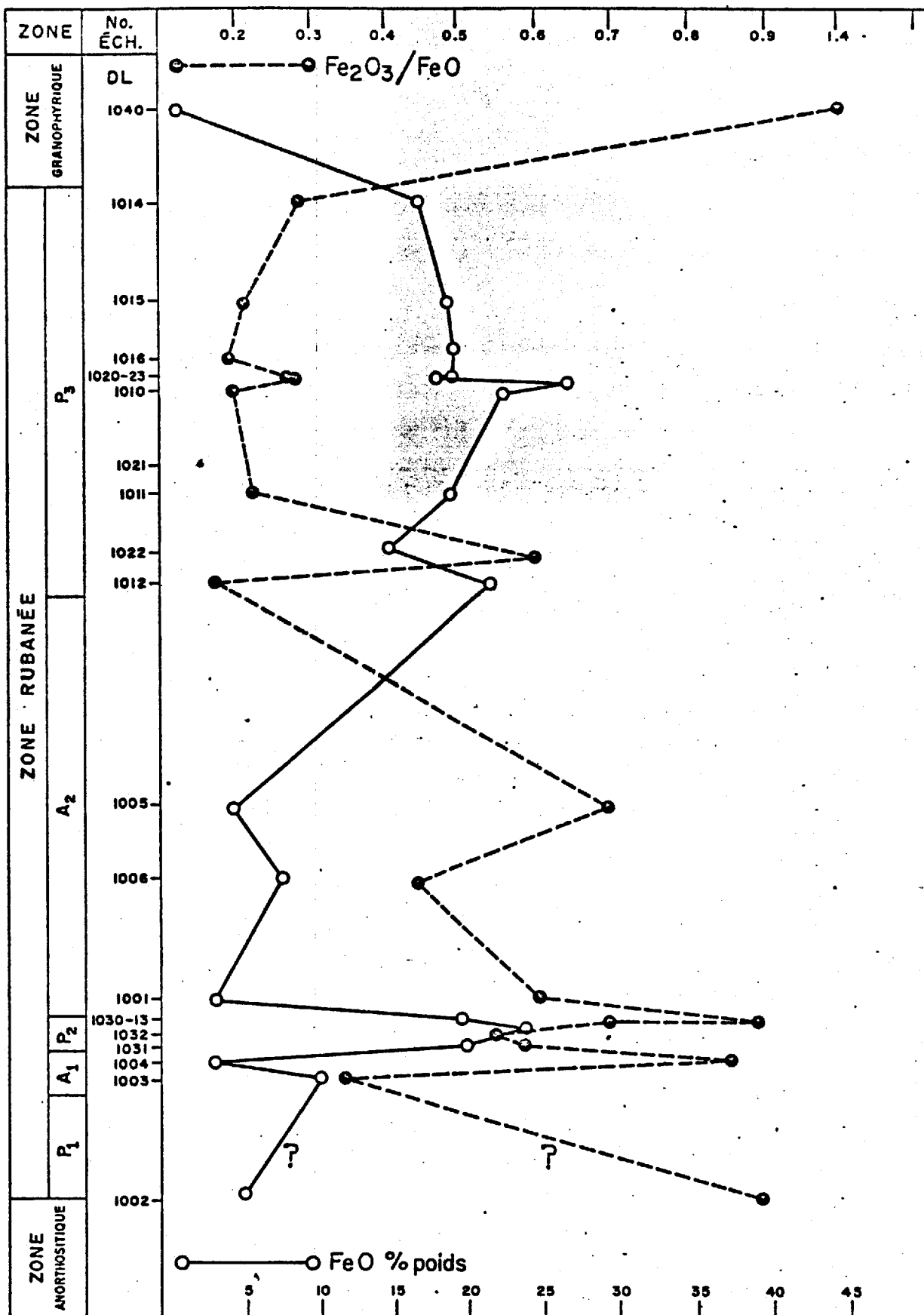


Fig. No. 24

—ÉCHELLE—  
1" = 500'

VARIATION DE LA TENEUR EN  $Fe_2O_3/FeO$  ET FeO  
DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN  
FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

### 5.3 Distribution des éléments au cours de la cristallisation fractionnée.

#### 5.3.1 Introduction.

Précédemment nous avons examiné la distribution des oxydes majeurs en fonction de la composition minéralogique et de la position stratigraphique des échantillons analysés.

Nous complétons maintenant cette étude en examinant la distribution des éléments au cours de la cristallisation fractionnée.

#### 5.3.2 Groupe I, Na, Groupe Ia, K, Rb.

Le sodium est un des éléments majeurs des plagioclases. Avant le métamorphisme, le plagioclase est présent dans presque toutes les roches de la zone rubanée. Toutefois, la distribution du sodium ne montre pas une très grande variation lors de la cristallisation fractionnée. A la fin seulement de la cristallisation, lorsque le magma résiduel atteint une composition de plus en plus acide, nous observons une augmentation dans le contenu en sodium des roches de la zone rubanée.

Le potassium est toujours présent dans les roches de la zone rubanée, même s'il est en très faible quantité. Selon Wager et Brown, (1968 p. 193), le potassium se substitue probablement au calcium et au sodium des plagioclases.

Le rubidium suit la même distribution que le potassium. La quantité de rubidium dans les roches de la zone rubanée varie de

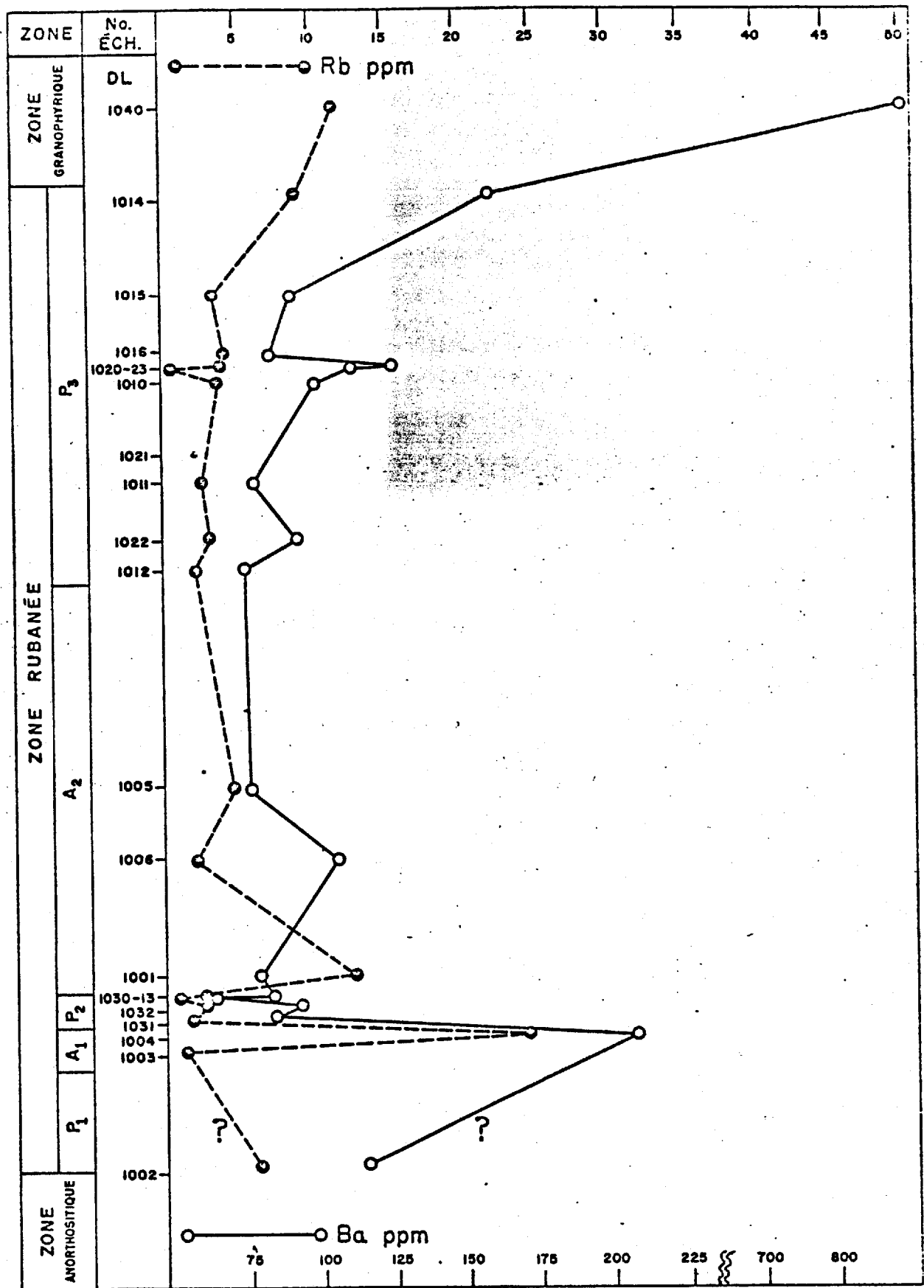


Fig. No. 25

—ÉCHELLE—  
1" = 500'

VARIATION DE LA TENEUR EN Rb ET Ba  
DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN  
FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

0.2 à 24 ppm. Vers le sommet, nous observons une légère augmentation de la quantité de rubidium. Cette augmentation est due au fractionnement du rubidium qui se substitue préférentiellement au potassium des orthoses des derniers liquides, et au potassium des minéraux hydrothermaux.

La quantité de muscovite hydrothermale semble assez grande dans les roches de la zone rubanée. Lorsque nous observons le rapport  $K/Rb$  de ces roches, nous constatons des valeurs très érratiques. Il semble alors que le magma primaire était pauvre en rubidium, et que l'apport de rubidium par voie hydrothermale est négligeable.

La figure 25 illustre la distribution du rubidium en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

### 5.3.3 Groupe II Mg, Groupe IIIa Ca, Sr, Ba.

Le magnésium: Les roches que nous avons analysées proviennent de la partie supérieure du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Il nous manque toute la partie ultramafique du complexe qui est cachée par le complexe du lac Chibougamau. Ainsi, dans le secteur analysé, le contenu en magnésium est déjà assez faible, car le magnésium entre de préférence au fer dans la structure des premiers minéraux ferromagnésiens. Ainsi, dans le membre de Métapyroxénite III, la quantité de magnésium dans les roches diminue progressivement vers le sommet. Ceci s'explique par la grande quantité de magnésium déjà entrée dans la structure des minéraux ferromagnésiens à la base du complexe.

Le comportement du magnésium, dans les roches de la zone rubanée, est attribuable à sa distribution lors de la cristallisation fractionnée.

Le calcium est un des éléments majeurs des plagioclases et des clinopyroxènes. Sa distribution à travers la zone rubanée est très variable et n'est fonction que des proportions de plagioclases et de pyroxènes primaires. Cependant, près du sommet de la zone rubanée, nous remarquons une diminution rapide du contenu en calcium dans les roches; cette diminution est le résultat de l'appauvrissement du magma en calcium au cours de la cristallisation fractionnée.

Le strontium se substitue au calcium dans la structure du plagioclase et de l'apatite. Un examen des diagrammes CaO, Sr (ppm) et  $P_2O_5$  en fonction de leur distribution dans la séquence stratigraphique nous confirme cette relation. Ainsi, le contenu en strontium sera élevé dans les roches qui, originellement, avaient un fort pourcentage de plagioclase calcique et dans les métapyroxénites à apatite.

De plus, nous constatons que la teneur en strontium diminue vers le sommet de la zone rubanée. Ceci s'explique par l'appauvrissement du magma en strontium lors de la cristallisation fractionnée, étant donné que le strontium se substitue au calcium de minéraux précipités avant la cristallisation totale du magma.

La figure 20 montre la distribution du strontium en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

Selon Wager, (1968 p. 194), le barium se comporte essentiellement de la même façon que le strontium, sauf qu'il se trouve en faible quantité dans l'apatite. Toutefois, nous constatons que, dans les roches riches en apatite du complexe du Lac Doré, la teneur en barium est quand même assez élevée.

Dans les liquides résiduels, le barium augmente progressivement pour atteindre près de 850 ppm dans les métagranophyres. Il est probable que dans ces roches le barium se substitue plutôt au potassium, ce qui est le cas normal (Mason, 1966, p. 134).

En somme, dans les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, le barium a une distribution semblable à celle du complexe du Skaergaard, si nous exceptons l'apatite.

La figure 25 montre la distribution du barium à travers la zone rubanée.

#### 5.3.4 Groupe III Al.

L'aluminium ne varie pas tellement lors de la cristallisation fractionnée, car cet élément est un des principaux constituants des plagioclases toujours présents dans les roches primaires.

#### 5.3.5 Groupe IV Si.

Le silicium varie peu lors de la cristallisation fractionnée, sauf à la fin, où la quantité de  $\text{SiO}_2$  dans les roches passe de 60 à 75 pour cent en poids. Toutes les autres variations



sont dues aux proportions variables d'oxydes de fer et de titane dans les roches de la zone rubanée.

5.3.6 Groupe IVa Ti.

Le titane précipite au début sous forme d'ilménite.

Par la suite, le titane s'accumule dans le liquide résiduel, et il ne précipite que lors de l'apparition de la magnétite titanifère et de l'ilménite coexistante.

La quantité de titane dans le magma s'épuise graduellement lors de la précipitation des oxydes de fer et de titane. Ainsi, vers le sommet du membre de Métapyroxénite III, nous observons de moins en moins de titane dans les analyses.

Le titane peut aussi entrer dans la structure des pyroxènes, mais cette quantité est négligeable dans les roches du complexe du Lac Doré, étant donné la grande quantité d'oxydes de fer et de titane.

5.3.7 Groupe Va, V.

Selon Wager, (1968), le patron de la distribution du vanadium dans les roches du Skaergaard est très net. Le vanadium entre dans la structure des premiers pyroxènes, des premières ilménites et de préférence dans les premières magnétites titanifères. Il se substitue probablement au Fe<sup>+++</sup> de ces minéraux. Le contenu en vanadium des premières magnétites titanifères est très élevé, par la suite il diminue appréciablement, à mesure que la cristallisation fractionnée se poursuit.

Dans le complexe du Lac Doré, nous notons un phénomène identique. De très fortes quantités de vanadium sont présentes dans les roches, à la base du membre de Métapyroxénite I. Par la suite, cette quantité diminue constamment pour arriver à des valeurs de 100 à 300 ppm dans les roches des membres de Métaorthosite II et de Métapyroxénite III.

La figure 22 montre la distribution du vanadium en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

### 5.3.8 Groupe VIIa, Mn.

La quantité de manganèse dans les roches de la zone rubanée varie de 0.1 à 0.3 pour cent en poids. Dans le membre de Métapyroxénite III, la quantité de manganèse augmente progressivement vers le sommet. Selon Wager (1968), le manganèse ( $Mn^{++}$ ) se substitue au fer ferreux des magnétites, des ilménites, des olivines et des pyroxènes; de tous ces minéraux, il semble que le manganèse a une préférence pour la structure de l'ilménite. De plus, Wager observe que la substitution du manganèse pour le fer ferreux augmente dans les dernières étapes de la cristallisation.

Nous remarquons, dans les roches du membre de Métapyroxénite III, une substitution marquée du manganèse pour le fer ferreux vers le sommet, mais il semble que le manganèse se substitue au fer ferreux des pyroxènes plutôt que de l'ilménite, car la quantité d'ilménite diminue vers le sommet du membre de Métapyroxénite III.

Le manganèse est un excellent indicateur de la cristallisation fractionnée, particulièrement dans le membre de Métapyroxénite III.

#### 5.3.9 Groupe VIII Fe, Al.

Les roches que nous avons analysées proviennent d'un complexe dans lequel l'évolution de la cristallisation fut fortement marquée par un enrichissement en fer. Ainsi, la majorité des échantillons analysés contiennent une forte proportion d'oxydes de fer et de titane. Nous trouvons trois membres principaux marqués d'un enrichissement en fer, soit les membres de Métapyroxénite I, II et III.

Le nickel entre dans la structure de la magnétite, de l'ilménite, des pyroxènes et de l'olivine. Nous voyons sur la figure 26 la distribution du nickel en fonction du niveau stratigraphique de la zone rubanée. Nous constatons que le nickel est plus abondant dans les premières cumlites (50 ppm) que dans les dernières (7 ppm). Ainsi, le magma s'épuise rapidement en nickel au cours de la cristallisation fractionnée.

#### 5.3.10 Groupe Ib Cu.

La distribution du cuivre dans les roches de la zone rubanée est plutôt irrégulière. Comme dans le cas du Skaergaard, cette distribution est due à une proportion variable de sulfures primaires dans ces roches. Nous observons quand même une diminution

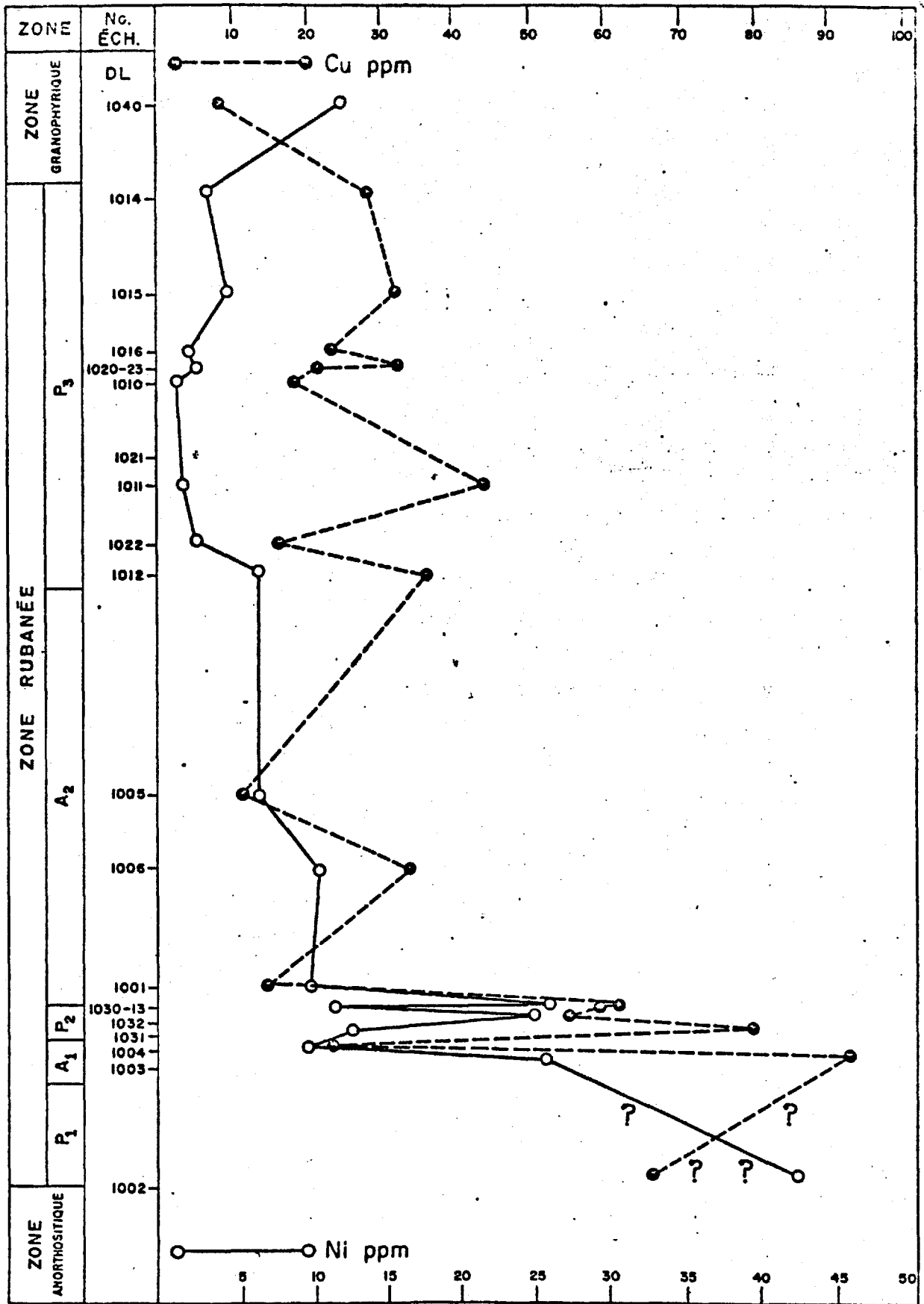


Fig. No. 26

— ÉCHELLE —  
1" = 500'

VARIATION DE LA TENEUR EN Cu ET Ni  
DES ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ, EN  
FONCTION DE LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE.

100.

progressive du cuivre de la base au sommet. Cette diminution va de 120 à 50 ppm.

La figure 26 montre la distribution du cuivre en fonction de la position stratigraphique des échantillons analysés.

### 5.3.11 Groupe V, P.

Le phosphore n'entre qu'en très faible quantité dans les premiers minéraux "cumulus". Selon Wager (1968), la quantité de phosphore dans une roche, avant la précipitation de l'apatite, est proportionnelle à la quantité de liquide interstitiel.

Dans les premières roches mises en place du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, nous observons une très faible quantité de phosphore. Nous notons un léger maximum pour le phosphore dans le membre de Métapyroxénite II, ce qui pourrait être interprété comme un indice d'injection multiple, mais, pour le moment nos informations sont insuffisantes pour le confirmer. Nous retrouvons une très faible quantité de phosphore dans le membre de Métaanorthosite II, tandis que dans le membre de Métapyroxénite III le phosphore augmente avec l'apparition de l'apatite en tant que minéral "cumulus". Nous observons un maximum pour le phosphore dans le sous-membre à apatite, par la suite, la quantité de phosphore diminue rapidement. Dans le Skaergaard, Wager (1968) explique les fluctuations dans la quantité de phosphore, avant l'apparition de l'apatite d'accumulation, par la porosité de la roche. Dans le complexe du Lac Doré, nous observons des relations semblables, sauf

dans le membre de Métapyroxénite II où l'apatite peut être un minéral d'accumulation.

Encore selon Wager (1968), lorsque l'apatite est "cumulus", le liquide est saturé en phosphore, à mesure que la cristallisation se poursuit, la teneur en phosphore diminue. Le phosphore est un excellent indicateur du sommet d'un massif stratiforme, car il n'apparaît en grande quantité que lorsque l'apatite précipite dans les derniers stades de la cristallisation fractionnée.

#### 5.4 Conclusions.

Lors de l'étude pétrographique des roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, nous avons constaté que les plagioclases et les pyroxènes étaient les silicates primaires majeurs de ces roches. De plus, ces deux minéraux, avec les oxydes de fer et de titane, composent la totalité de ces roches.

Lors de l'étude géochimique, nous avons constaté que les plagioclases et les pyroxènes influencent la distribution de la majorité des éléments. Aussi, nous notons que, lorsque nous considérons l'ensemble du flanc sud-est, la différenciation a contrôlé la distribution des éléments, et que cette différenciation est le résultat de la séparation des pyroxènes et des plagioclases par gravité.

Les éléments Mg, Mn, P, V et Ni sont des excellents indicateurs de la cristallisation fractionnée du complexe du Lac Doré, tandis que les éléments Ca, Na, K, Fe, Ti, Al, Sr, Nb, Ba, Cu

sont des indicateurs de second ordre. Nous avons aussi remarqué une grande similitude dans la distribution des éléments entre le complexe du Lac Doré et le Skaergaard, particulièrement pour le vanadium et le phosphore.

Nous allons maintenant démontrer que le complexe du Lac Doré est un massif différencié résultant de la cristallisation fractionnée poussée à l'extrême d'un magma basaltique. Son processus de différenciation est comparable à celui du Skaergaard, du Bushveld, du Stillwater et de Duluth.

VI. COURSE DE CRISTALLISATION.

6.1 Introduction.

Hess (1960, p. 175) résume les conséquences d'une cristallisation fractionnée extrême d'un magma basaltique, par les faits suivants:

- (1) La composition des plagioclases devient plus sodique vers la fin de la cristallisation.
- (2) Les pyroxènes subissent un enrichissement en fer vers la fin de la cristallisation.
- (3) Les proportions de plagioclase à pyroxène et de clinopyroxène à orthopyroxène varient peu.
- (4) Même avec une cristallisation fractionnée extrême, les roches et les magmas produits lors de la différenciation de 95 pour cent du Skaergaard et peut-être de 100 pour cent du Bushveld et du Stillwater, peuvent être considérés comme étant de composition basaltique. Mais, à l'intérieur des séries, il existe quand même une variation relativement grande de la composition chimique globale.

6.2 Course de cristallisation du magma du complexe du Lac Doré.

Nous notons que les mêmes caractéristiques, énumérées par Hess, s'appliquent aux roches du complexe du Lac Doré. A partir de l'étude de la composition virtuelle des minéraux, nous constatons:

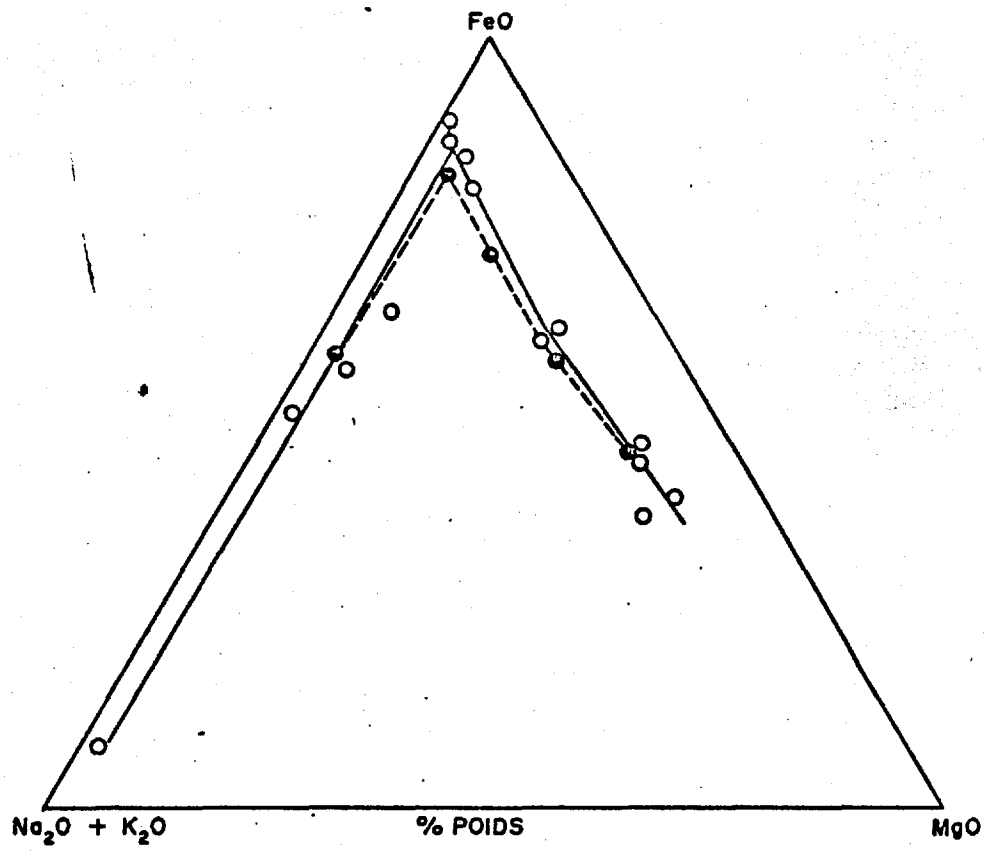


- (1) Que le plagioclase devient plus sodique à la fin de la cristallisation.
- (2) Que les pyroxènes et les olivines subissent un enrichissement très marqué en fer dans les dernières étapes de la cristallisation.

Nous avons aussi noté au cours de notre travail que les plagioclases et les pyroxènes étaient les phases prédominantes. Même si les oxydes de fer et de titane sont localement très abondants, ils ne représentent qu'un faible pourcentage de la masse totale. De plus, lors de notre étude géochimique, nous avons constaté des variations chimiques importantes à l'intérieur du complexe.

Le diagramme  $MgO-FeO-Na_2O+K_2O$  donne une vue simplifiée de la course de cristallisation. Les figures 27 et 28 montrent ces diagrammes A.F.M pour la Skaergaard, le Bushveld, le Stillwater et le gabbro de Duluth. Nous nous devons de considérer les variations dans la course de cristallisation en fonction de la composition des liquides. Toutefois, c'est seulement dans le cas du massif du Skaergaard, figure 27, que nous possédons une information suffisante. Nous constatons cependant, dans les autres complexes, que les roches homogènes sont représentées par des points qui suivent de près la course du liquide. Nous entendons par roches homogènes celles qui ont un rapport plagioclase à ferromagnésiens conforme à la moyenne des roches représentatives d'un ensemble. Ainsi nous pouvons dire que les complexes du Stillwater, du Bushveld et de Duluth, ont des courses de cristallisation semblables à celle du massif du Skaergaard.

Nous avons porté, sur un diagramme triangulaire, figure 29,



**Fig.No27** DIAGRAMME FeO - MgO - ALKALIS POUR LE COMPLEXE DU SKAERGAARD D'APRÈS WAGER ET DEER (1939)

- LÉGENDE —————
- LIQUIDES DU SKAERGAARD
  - ROCHES DU SKAERGAARD

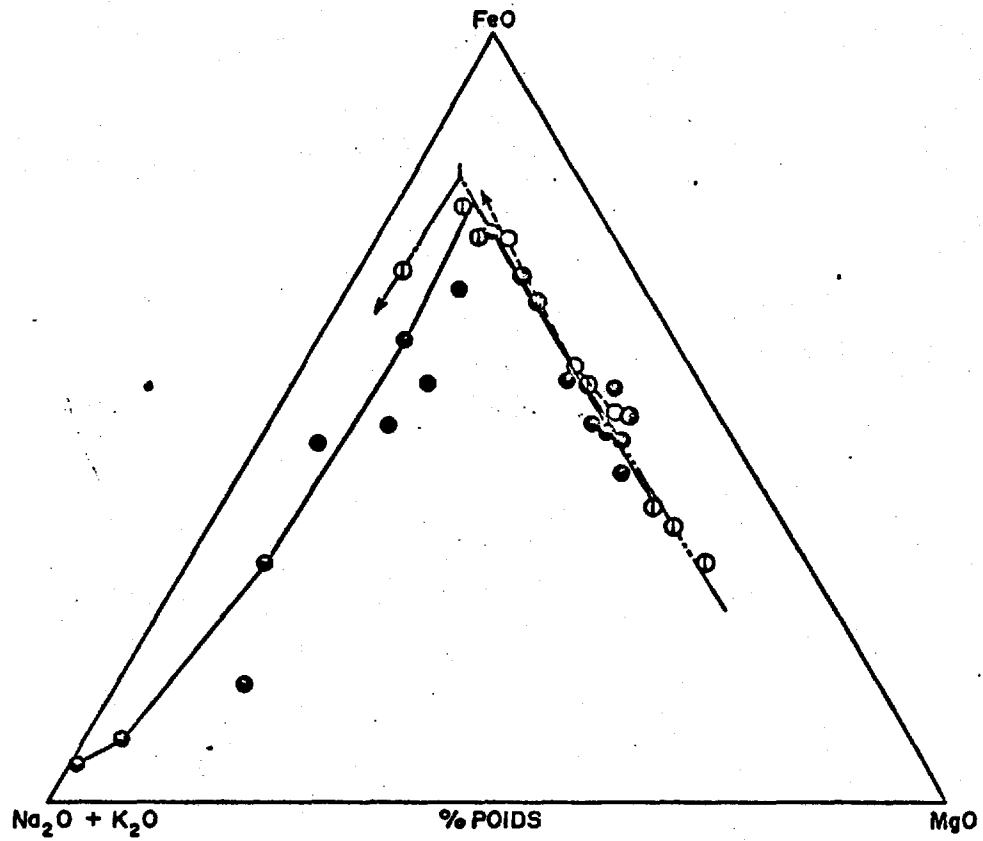


Fig.No28 DIAGRAMME FeO - MgO - ALKALIS POUR LES COMPLEXES DE STILLWATER, BUSHWELD ET DULUTH D'APRÈS HESS (1960), HALL (1932), ET GROUT (1918)

————— LÉGENDE —————

- ROCHES DE DULUTH
- LIQUIDES STILLWATER
- ⊙ ROCHES BUSHWELD
- ⊙ LIQUIDES BUSHWELD

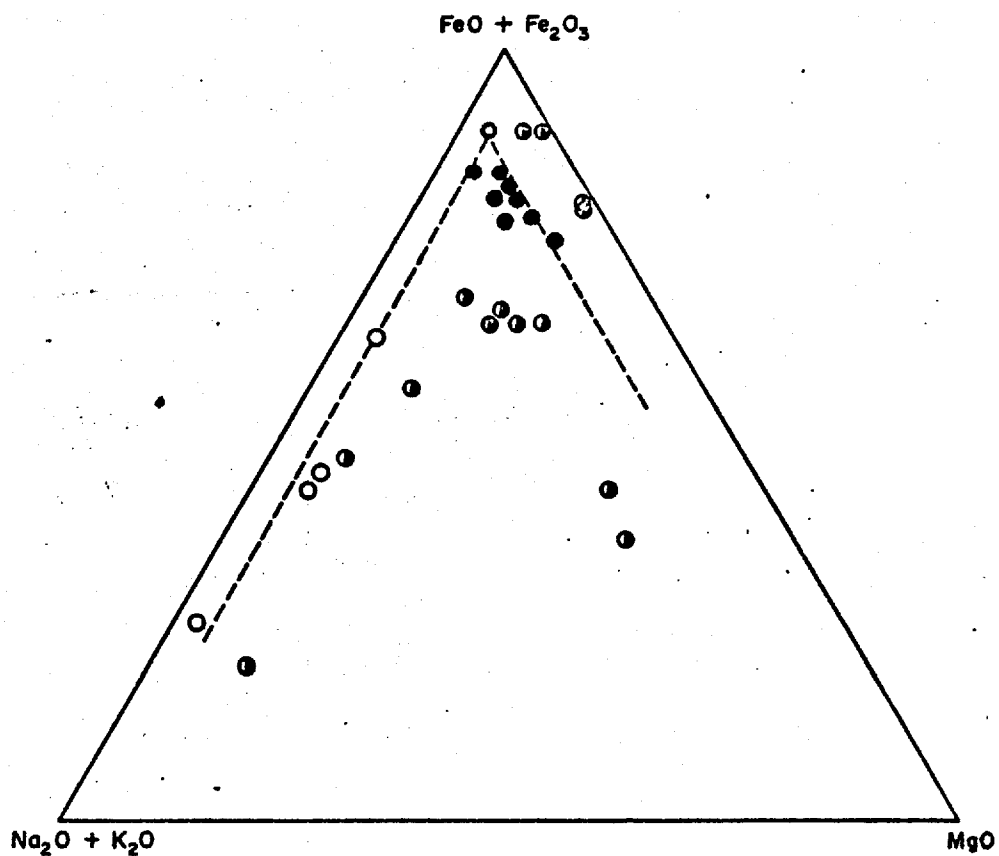


Fig.No.29 DIAGRAMME FeO-MgO-ALKALIS POUR LES  
ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE  
DU LAC DORÉ

————— LÉGENDE —————

- MÉTAGABBROS, MEMBRE MÉTAPYROXÉNITE  
III ROCHES HOMOGÈNES
- MÉTAGRANOPHYRES
- ⊙ MÉTACUMULATIVES. PLAGIOCLASE, PYROXÈNE,  
MAGNÉTITE

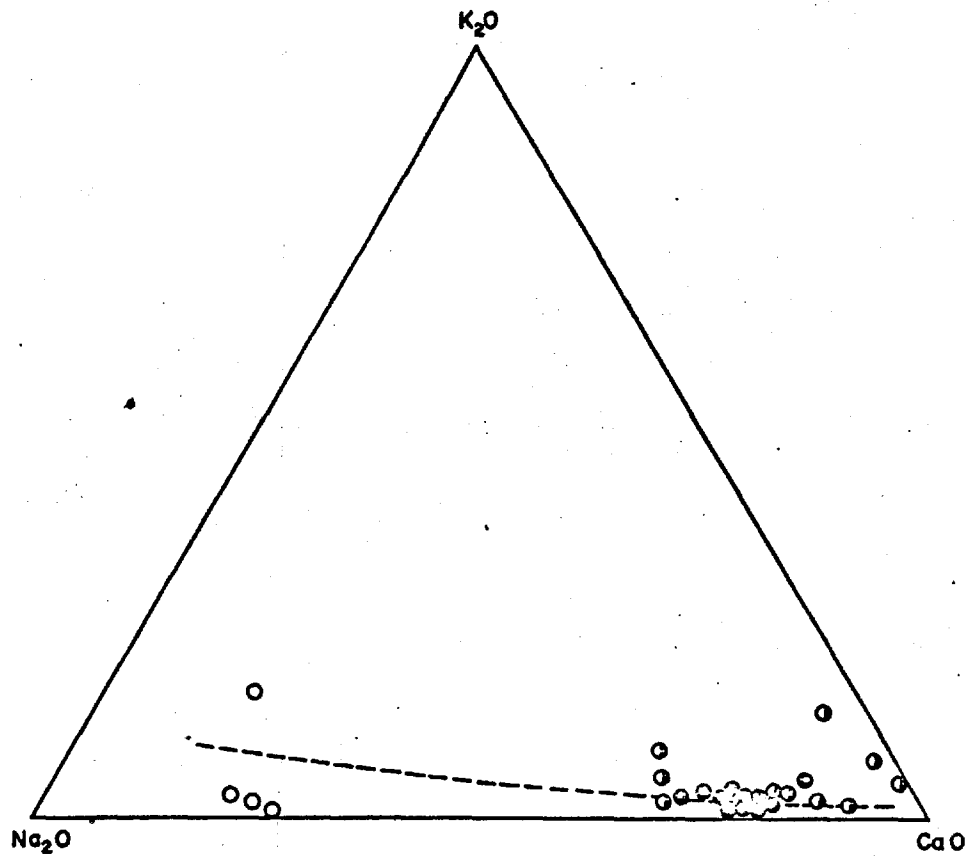


Fig. No. 30 DIAGRAMME  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  POUR LES  
ROCHES DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE  
DU LAC DORÉ

————— LÉGENDE —————

- MÉTAGABBROS
- MÉTAGRANOPHYRES
- ROCHES CUMULATIVES

les coordonnées A.F.M de toutes les analyses de roches provenant du flanc sud-est du complexe du Lac Boré. Les métagabbros et les métagabbros représentatifs du membre de l'atopyroxène III sont les seules roches utilisées pour représenter la course de cristallisation du magma. Nous voyons que ces roches donnent une course de cristallisation comparable à celle des autres massifs stratiformes, soit un enrichissement marqué en fer dans les dernières étapes de la cristallisation, suivi d'un enrichissement très marqué en alcalis.

Nous avons porté sur un diagramme triangulaire, figure 30, les composantes Ca-Na-K de ces mêmes roches. Nous constatons alors que l'enrichissement en alcalis dans les liquides résiduels se traduit surtout par un enrichissement en  $\text{Na}_2\text{O}$ . La faible proportion de  $\text{K}_2\text{O}$  s'observe aussi dans les autres massifs stratiformes.

Ces évidences montrent que le complexe du Lac Boré est de la même catégorie que les complexes de Skaergaard, de Bushveld, de Stillwater et de Duluth.

### 6.3 Course de cristallisation du magma du complexe du Lac Doré en fonction de l'état d'oxydation et de la $PO_2$ .

La course de cristallisation du magma du complexe du Lac Doré illustre le cas d'une précipitation de magnétite comme à un enrichissement en fer. A la fin de la cristallisation, nous observons un enrichissement en silice et en alcalis. Selon Kager (1968), ce type de course de cristallisation est dû au fractionnement extrême d'un magma basique possédant un état initial d'oxydation assez faible.

La figure 24 représente la variation du rapport  $Fe_2O_3/FeO$  à travers le secteur étudié. Etant donné que les roches analysées sont essentiellement des cumulites contenant des quantités variables de magnétite titanifère et d'ilménite, le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  n'est pas tout à fait représentatif des conditions d'oxydation du magma. Par contre, les rapports de  $Fe_2O_3/FeO$  obtenus des magnétites titanifères et des ilménites analysées de la zone rubanée sont plus représentatifs des conditions d'oxydation du magma. Même si ces minéraux ont subi une oxydation à la suite de leur formation, nous croyons que les rapports  $Fe_2O_3/FeO$ , obtenus à partir de ces minéraux, sont quand même représentatif des conditions d'oxydation du magma.

Ces rapports figurent aux tableaux No 27 et 28. Nous constatons alors que les rapports  $Fe_2O_3/FeO$  donnés par les minéraux magnétite et ilménite sont très variables à l'intérieure de la zone rubanée. Ainsi ce rapport est élevé au sommet de la zone anorthositique et il diminue par la suite à travers le membre de l'otopyroxénite I. Le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  est de nouveau élevé dans le membre de l'itaanorthosite I

et il diminue par la suite à travers le membre de Métapyroxénite III. Il est à noter ici que nous observons un bris dans le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  à l'endroit du membre de Métaanorthosite I. Nous croyons que ce bris est le résultat d'une nouvelle injection de magma, comme ce fut le cas lors de l'analyse de la distribution des oligo-éléments dans les magnétites titanifères et les ilménites.

De plus, nous constatons que l'ilménite est présente dans la zone anorthositique, ceci indique que le magma, lors de la formation de la partie inférieure du complexe, possédait un degré d'oxydation relativement faible et ce n'est que dans les dernières étapes que le degré d'oxydation du magma augmente, causant ainsi l'apparition de grandes quantités de magnétite titanifère.

Malgré la précipitation d'une grande quantité d'oxydes de fer et de titane, les silicates montrent quand même un enrichissement en fer.

Wager et Deer (1939, p. 220) rapportent que la précipitation de la magnétite lors de la cristallisation fractionnée est tout à fait compatible avec un enrichissement simultané en fer du liquide résiduel. Encore selon Wager (1960), la magnétite précipita à partir du magma du Skaergaard, longtemps avant l'apogée de l'enrichissement en fer. Selon Fresnall (1966), ceci indique que le Skaergaard a cristallisé à composition totale constante, c'est à dire à  $Fe_2$  variable. Wager (1968) mentionne que le faible degré d'oxydation du Skaergaard causa la précipitation d'une quantité mineure de magnétite, événement qui mène à la formation de ferrodiorites. Wager (1968) conclut que la course de cristallisation du magma du Skaergaard, course qui mène d'abord à un enrichissement en fer et par la suite à un granophyre,



est due à la cristallisation fractionnée extrême d'un magma de composition basique placé dans un état d'oxydation relativement faible.

Nous constatons de nombreuses similitudes entre la course de cristallisation du magma du Skaergaard et celui du complexe du Lac Doré. Dans les deux cas, nous avons précipitation de magnétite connexe à un enrichissement en fer, suivi par la formation de granophyre. Ceci suggère que le magma du complexe du Lac Doré possédait un état initial d'oxydation faible, et que la cristallisation procéda à composition totale constante, dans des conditions de  $fO_2$  variables.

Il existe quand même des différences très marquées entre la cristallisation du Skaergaard et la cristallisation du complexe du Lac Doré. Tout d'abord, la quantité de magnétite dans le complexe du Lac Doré est beaucoup plus considérable que la quantité de magnétite dans le Skaergaard; ceci indique que le degré d'oxydation du magma du complexe du Lac Doré devint très élevé, contrairement à celui du Skaergaard, dans les dernières étapes de la cristallisation. De plus, nous observons la présence de quartz libre dans le membre de Métaanorthosite II; ce quartz précède l'enrichissement en fer très marqué du membre de Métapyroxénite III. Finalement, la quantité de granophyre est beaucoup plus considérable dans le complexe du Lac Doré que dans le Skaergaard. Aussi cette grande quantité de granophyre ne coïncide pas avec les produits normaux d'une cristallisation fractionnée à composition totale constante.

### 6.3.1 Origine de la course de cristallisation du complexe du Lac Doré.

Il n'existe aucun doute que le degré d'oxydation a joué un rôle primordial dans la course de cristallisation du complexe du Lac Doré. Cependant, les variations du degré d'oxydation appellent une explication.

Au cours de notre étude, nous avons noté plusieurs observations suggérant que le complexe du Lac Doré fut probablement constitué d'une série d'injections multiples. Ces observations sont les suivantes:

- (1) Il est difficile de concevoir qu'une seule poussée de magma, suivie de différenciation en place, aurait pu donner naissance à un complexe aussi vaste que celui du Lac Doré qui fait un minimum de 300 milles carrés et qui possède une épaisseur minimum de 15,000 pieds.
- (2) La présence de séquences cycliques dans la zone rubanée, soit le sommet de la zone anorthositique et le membre de Métapyroxénite I, les membres de Métaanorthosite I et de Métapyroxénite II, et les membres de Métaanorthosite II et de Métapyroxénite III.
- (3) La distribution des éléments, Cr, Mn, Cu, Zn, V, dans les magnétites et les ilménites montre des bris marqués entre les membres de Métapyroxénite I et de Métaanorthosite I.
- (4) Les fluctuations dans le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  dans les magnétites et les ilménites de la zone rubanée.
- (5) La présence de quartz libre à la base du membre de Métaanorthosite II.

(2) La présence d'une très faible quantité d'apatite dans le membre de Mitapyromérite II, ainsi que la très faible anomalie en  $P_2O_5$  de ce membre, semblent indiquer que le magma à ce point commençait à être saturé en  $P_2O_5$  et que, par la suite, la disparition de cette saturation aurait pour origine un nouvel apport de magma.

Ces faits ne sont que des critères d'injections multiples. Il faudrait une étude plus complète pour établir l'authenticité et le nombre des injections multiples.

Il existe deux faits qui ne semblent pas corroborer l'hypothèse d'injections multiples, mais ces faits sont à grande échelle et ils servent surtout à établir le lien de parenté entre les divers membres de la zone rubanée. Il s'agit de la distribution du vanadium et du phosphore. Ces deux éléments ont une distribution semblable à celle observée dans le Skaergaard (figure 8); ce qui suggère que le flanc sud-est du complexe du Lac Doré est le produit d'une intrusion unique de magma.

Nous avons tenté d'expliquer l'origine de la zone rubanée du complexe du Lac Doré par des injections multiples de magma causant un rapport  $Fe_2O_3/FeO$  variable. En plus du phénomène d'injections multiples de magma, nous croyons que la formation de la zone rubanée est aussi le résultat des processus d'accumulation des différents minéraux par gravité sous l'action des courants de convections dans le magma; ces phénomènes sont étudiés plus en détail au chapitre VII. Il nous reste maintenant à expliquer l'origine de la grande quantité de granophyre dans la zone granophyrique du flanc sud-est du complexe du Lac Doré.

Normalement, après la cristallisation fractionnée

extrême d'un magma basique à composition totale constante, nous devrions nous attendre à la formation d'une faible quantité de granophyre. Ce cas peut s'appliquer à une partie du granophyre du flanc sud-est du complexe du Lac Doré, mais la majeure partie de ce granophyre est probablement due à l'assimilation des roches encaissantes, qui sont des métatuffes et des roches métasédimentaires mal définies de la Formation du lac Gillman. De plus, il est possible qu'une grande partie du liquide résiduel, vu sa mobilité, se soit concentré dans une partie de la chambre magmatique donnant ainsi lieu, sur le flanc sud-est du complexe, à une grande étendue de granophyre comparativement au flanc nord-ouest.

#### 6.4 Conclusions.

Nous avons tenté de montrer que le flanc sud-est du complexe du Lac Doré est le résultat de la cristallisation fractionnée extrême d'un magma ayant, du moins pour la partie inférieure, un degré initial d'oxydation assez faible. Nous croyons que la partie supérieure du complexe est constituée d'injections multiples occasionnant des fluctuations dans le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  du magma, fluctuations susceptibles de favoriser l'apparition de grandes quantités de magnétite titanifère et simultanément de silicates enrichis en fer. Nous croyons aussi que la formation de la zone granophyrique est le résultat d'une cristallisation fractionnée extrême accompagnée de la mobilité des liquides résiduels et d'un phénomène d'assimilation des roches encaissantes.

À la suite de ces hypothèses, nous interprétons la formation du flanc sud-est du complexe du Lac Doré de la façon suivante:

(1) Au début, un rapport  $Fe_2O_3/FeO$  faible favorise la formation d'une

grande partie de la zone anorthositique. Vers le sommet de cette zone l'augmentation du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  provoque la première apparition de la magnétite titanifère.

- (2) La formation du membre de Métaaproxénite I. Le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  très élevé conduit à la précipitation d'une grande quantité de magnétite titanifère.
- (3) Un renouvellement du magma et la diminution du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  arrêtent la cristallisation de la magnétite titanifère; c'est la formation du membre de Métaanorthosite I.
- (4) Par la suite, l'augmentation du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  accompagne la formation du membre de Métaaproxénite II et favorise l'apparition de grandes quantités de magnétite titanifère.
- (5) L'appauvrissement du magma en fer et en magnésium et l'apparition de quartz libre annoncent le début de la formation du membre de Métaanorthosite II, caractérisé par un rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  très faible.
- (6) Un renouvellement du magma amène la formation de la partie supérieure du membre de Métaanorthosite II. Vers le sommet, l'augmentation du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  provoque la précipitation de la magnétite titanifère donnant naissance à la partie inférieure du membre de Métaaproxénite III.
- (7) Par la suite, le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  diminue et arrive la formation du reste du membre de Métaaproxénite III, dans des conditions qui favorisent un enrichissement très marqué en fer des silicates.
- (8) Vers le sommet du membre de Métaaproxénite III, l'appauvrissement du magma en fer et en magnésium s'accompagne de l'apparition du quartz bleu, l'enrichissement progressif du magma en silice et en

177.  
alcalis et la formation de la zone granophyrique.

(9) Lors de la formation de la zone granophyrique, le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  augmente de nouveau et occasionne la précipitation de quelques petits grains disséminés de magnétite.

Comme nous venons de constater, le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  est très variable dans la partie supérieure du complexe. Nous savons qu'il existe un lien entre ces variations du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  et les nouvelles injections de magma. Nous ne pouvons, cependant, établir quel est ce lien et à quel moment précis les nouvelles injections de magma ont pris place.

Nous savons aussi que le phénomène d'accumulation des minéraux par gravité ainsi que les courants de convections ont joué un rôle important dans la formation de la zone rubanée.

## VII STRUCTURES ET TEXTURES PRIMAIRES.

### 7.1 Structures Primaires.

Nous avons observé plusieurs types de structures primaires dans les roches du complexe du Lac Doré. Ces structures sont classifiées en deux groupes, soit les structures dues à la différenciation gravitationnelle, soit les structures de déformation causées par un courant magmatique ou par un phénomène de charge.

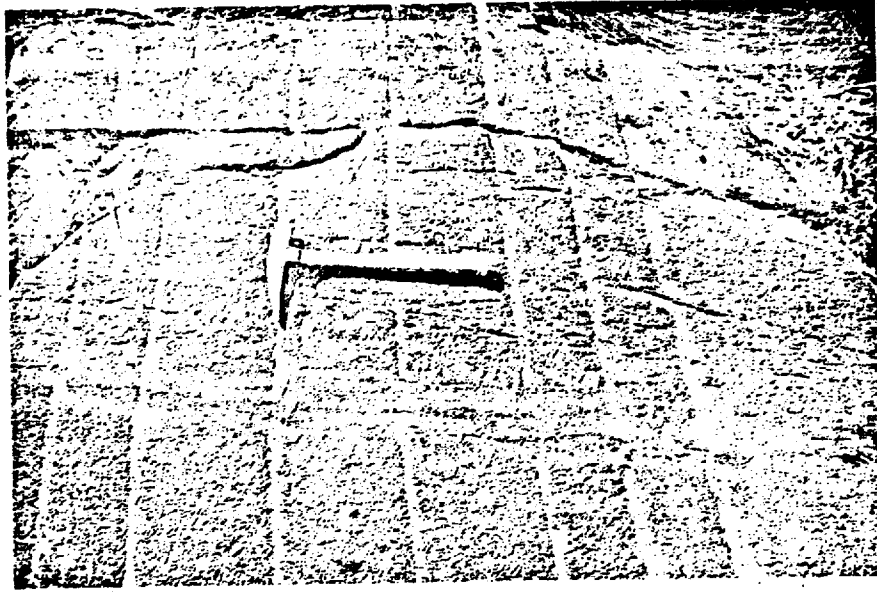
#### 7.1.1 Structures par différenciation gravitationnelle.

Le rubanement rythmique caractérise les structures de différenciation gravitationnelle. Nous considérons cette structure comme un équivalent igné de la stratification dans les roches sédimentaires. Ce type de structure est caractéristique de la zone rubanée.

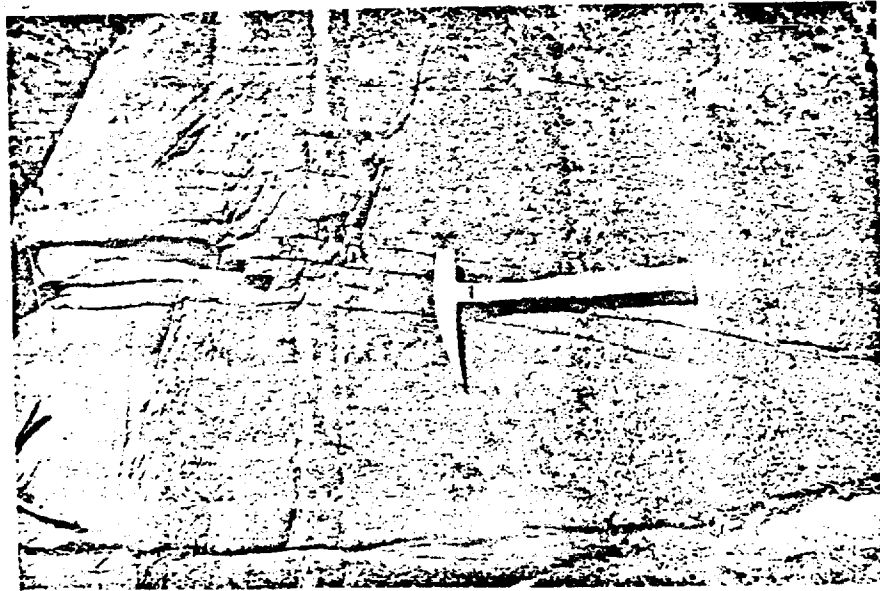
La définition de Wager et Deer (1939, p. 36-37) du rubanement rythmique est basée sur des différences dans les assemblages minéralogiques de couches successives. Ces différences dans les assemblages minéralogiques peuvent être dues, soit à des proportions variables de minéraux, soit à l'apparition ou la disparition d'un minéral.

Dans le complexe du Lac Doré, nous observons ces deux types de rubanement rythmique. La photo "a" de la planche X montre le cas où le rubanement est dû à la disparition des minéraux ferromagnésiens. Il ne reste alors que le plagioclase donnant de

## PLANCHE X



A) Rubanement rythmique dans un métagabbro.



B) Rubanement rythmique dans un métagabbro.



minces couches de métagabbro dans un métagabbro. La photo "b" de la planche I montre le cas où nous avons des proportions variables des différents minéraux présents.

#### 7.1.1.1 Description du rubanement rythmique du complexe du Lac Doré.

En examinant une série d'affleurements de la zone rubanée, nous constatons que les différentes "bandes" peuvent avoir des épaisseurs variables. Ainsi, lorsque l'épaisseur d'une bande est de l'ordre de quelques pouces, nous la nommons "couche", et lorsque l'épaisseur d'une bande a plus de dix pouces, nous lui donnons le nom de "banc".

Les couches et les bancs s'observent généralement sur des distances de plus de cent pieds; toutefois nous observons des couches lenticulaires de quelques dizaines de pieds de longueur. L'attitude des couches et des bancs indique qu'ils se sont déposés sur un fond horizontal à sub-horizontale. Dans les cas où il y eut érosion par un courant magmatique, nous constatons des attitudes discordantes entre les couches ou les bancs.

Nous observons quatre types de contacts entre les couches ou les bancs, soit:

- 1- Un contact net à la base et graduel au sommet.
- 2- Un contact graduel à la base et net au sommet.
- 3- Un contact net à la base et net au sommet.
- 4- Un contact graduel à la base et graduel au sommet.

La photo "a" de la planche XI montre un rubanement qualifié de normal. Un banc de magnétite titanifère de dix pouces a un contact net à la base et passe graduellement à un banc de dix pouces de métagabbro anorthositique, caractérisé par un contact très net au sommet. Le banc de métagabbro anorthositique repose sous un banc de magnétite titanifère qui passe graduellement à un banc de métacumulte à magnétite et plagioclase. La photo "b" de la planche XI illustre un type de rubanement que Jackson (1961, p. 133) a nommé "inch scale layering". Sur cette photo huit couches successives couvrent une épaisseur totale de quatorze pouces. Du sommet à la base, nous retrouvons:

- un banc de métacumulte à magnétite et plagioclase,
- une couche de métagabbro mélanocrate de 2 pouces,
- une couche de métacumulte à magnétite et plagioclase de  $1\frac{1}{2}$  pouces,
- une couche de métagabbro mélanocrate de 1 pouce,
- une couche de métacumulte à magnétite et plagioclase de  $\frac{1}{2}$  pouce,
- une couche de métapyroxénite de 5 pouces,
- une couche de métacumulte à magnétite et plagioclase de 1 pouce,
- une couche de métacumulte à plagioclase et magnétite de 1 pouce,
- une couche de métagabbro mélanocrate de  $1\frac{1}{2}$  pouces,
- un banc de métacumulte à magnétite et plagioclase.

Dans les bancs riches en magnétite titanifère, nous constatons que les pseudomorphes de plagioclases apparaissent en lattes disposées dans le plan de rubanement.

Les photos des planches XII et XIII

illustrent d'autres caractéristiques du rubanement rythmique de la zone rubanée.

La photo "a" de la planche XII montre le rubanement net du membre de Métapyroxénite II. Il convient de noter la continuité latérale, l'épaisseur constante et les types de contacts entre les couches.

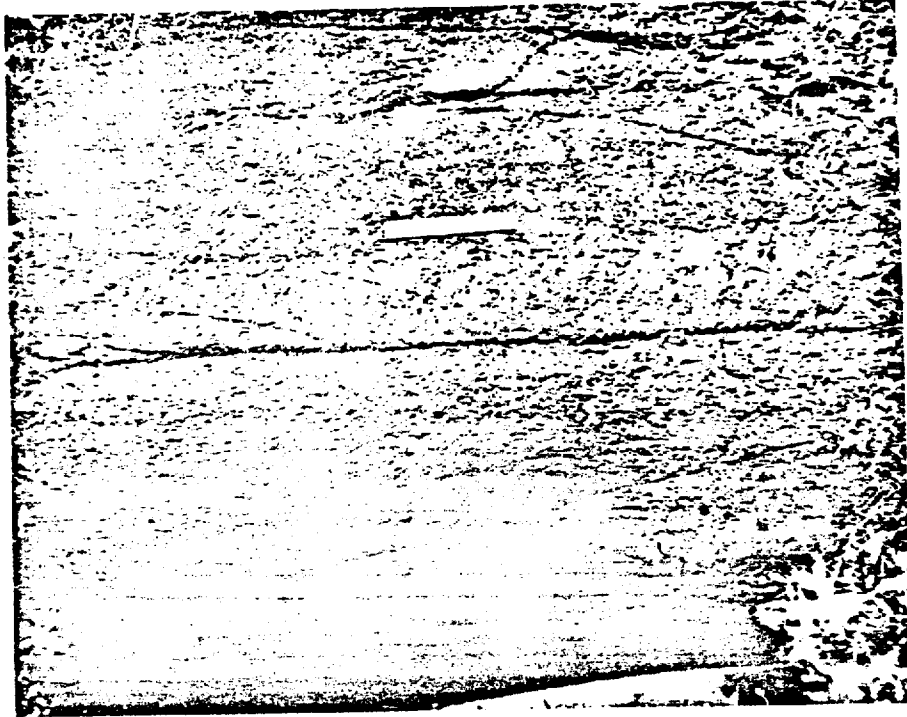
La photo "b" de la planche XII met en évidence le rubanement typique du membre de Métapyroxénite III; les ségrégations de pseudomorphes de plagioclases donnant des couches de métaanorthosite dans une métapyroxénite ou un métagabbro mélanocrate.

La photo "a" de la planche XIII montre le type de rubanement caractéristique de la zone à haute teneur du membre de Métapyroxénite I, nous y retrouvons des métacumulites à magnétite, des métacumulites à magnétite et plagioclase et des métacumulites à plagioclase et magnétite.

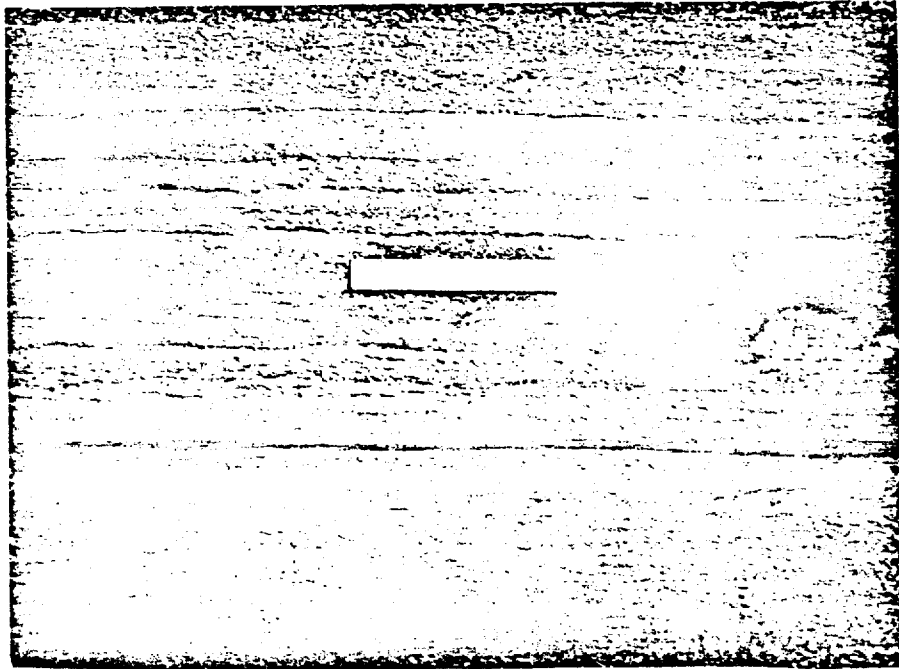
La photo "b" de la planche XIII illustre les divers types de contacts entre les couches. Nous y remarquons de plus une inversion dans la séquence de gauche à droite, soit:

- 1- métapyroxénite.
- 2- métacumulite à magnétite.
- 3- métacumulite à magnétite et plagioclase.
- 4- métapyroxénite.
- 3- métacumulite à magnétite et plagioclase.
- 2- métacumulite à magnétite.
- 1- métapyroxénite.

## PLANCHE XI

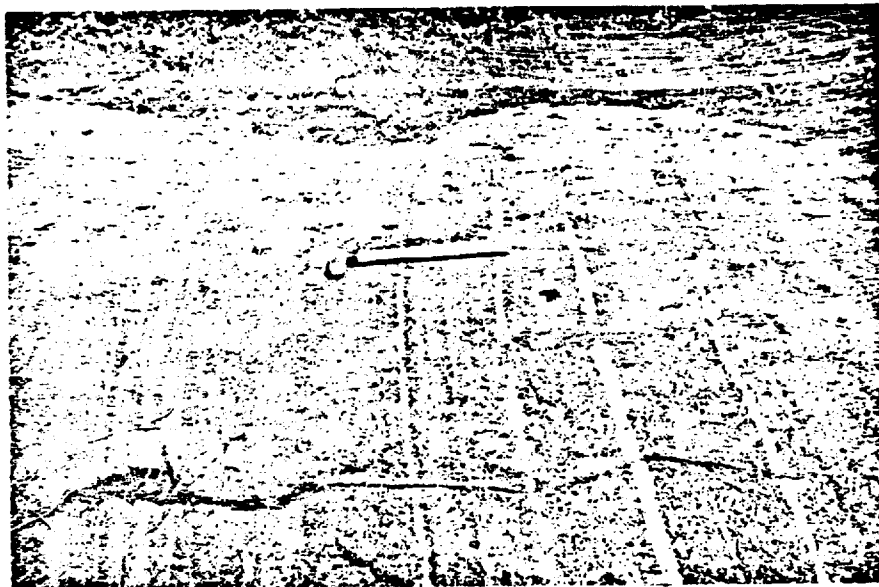


A) Rubanement normal, membre de Métapyroxénite I.



B) Rubanement de type, "inch scale layering", membre de Métapyroxénite I.

PLANCHE XII

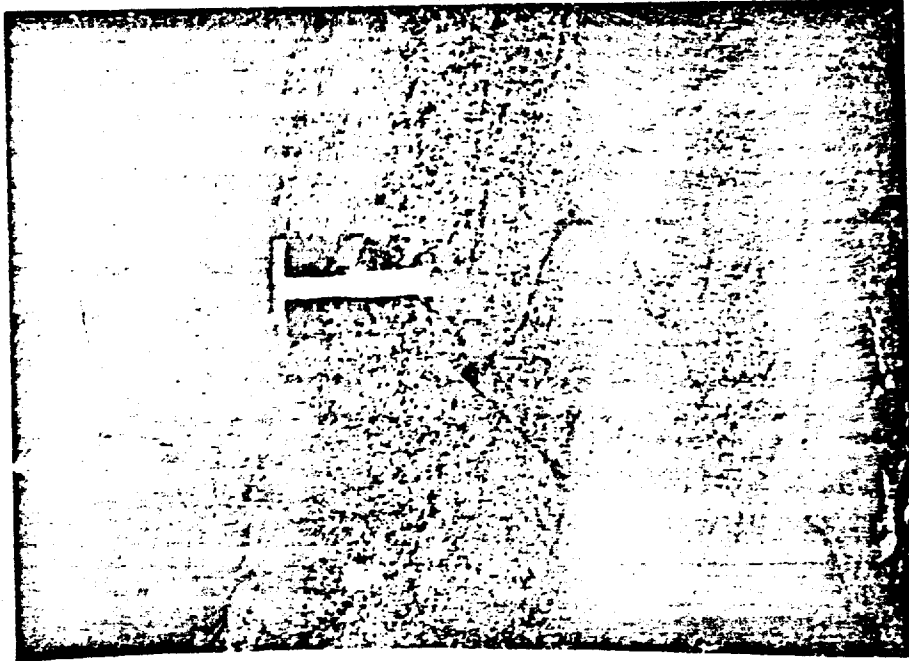


A) Rubanement typique, membre de Métapyroxénite II.

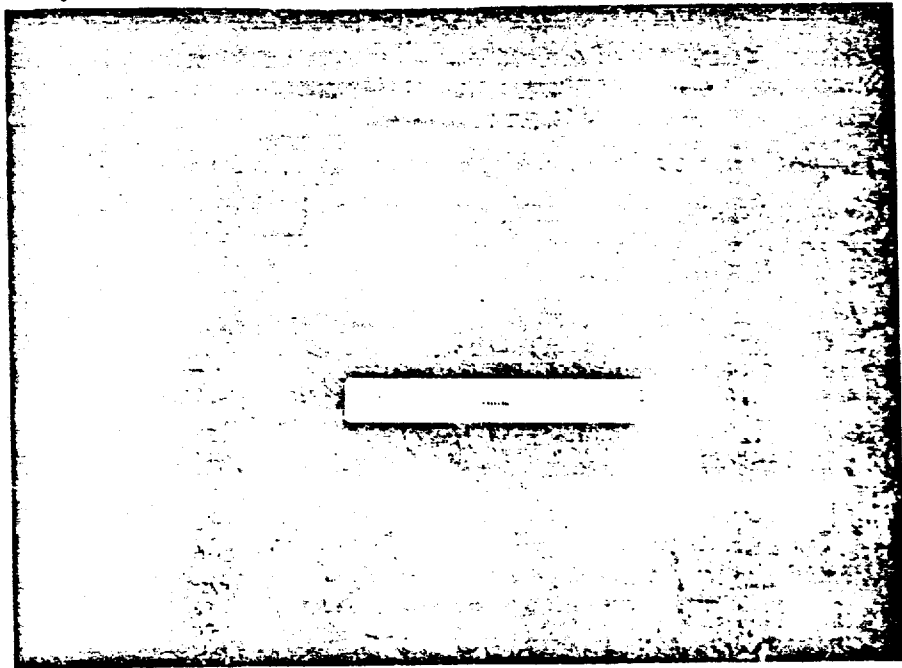


B) Rubanement typique, membre de Métapyroxénite III.

PLANCHE XIII



A) Rubanement, zone à haute teneur, membre de Métapyroxénite I.



B) Rubanement, zone à basse teneur, membre de Métapyroxénite I.

### 7.1.2 Structures de déformation.

Les structures de déformation les plus communes, sont celles dues à des courants magmatiques.

La photo "b" de la planche XIV illustre un phénomène de "creusement et remblaiement", "scour and fill". Nous y retrouvons un rubanement irrégulier, causé par un courant magmatique qui a partiellement érodé les couches déjà formées, et favorisé la déposition d'un matériel de composition différente. Ce type de structure s'observe à plusieurs endroits dans le membre de Métapyroxénite II.

La photo "a" de la planche XV est un bon exemple d'un phénomène décrit par Irvine (1968). Il s'agit d'une discordance angulaire due à l'érosion des couches par un courant magmatique, suivi de la formation de nouvelles couches. Ce mécanisme donne un type de stratification entrecroisée qui fut décrit également par Wager (1968, p. 16) pour le complexe du Skaergaard.

La photo "b" de la planche XV montre l'effet combiné des deux phénomènes précédents, une pseudo-stratification entrecroisée qui résulte du "creusement et remblaiement".

La photo "a" de la planche XVI illustre une structure de déformation causée par une enclave de matériel étranger au milieu de la formation. Nous retrouvons à plusieurs endroits des enclaves de métaorthosites, de 6 à 8 pouces de longueur et de 2 à 3 pouces de largeur, au contact entre deux bancs ou même à l'intérieur d'un banc de métacumulite à magnétite et plagioclase. Ces enclaves déforment

PLANCHE XIV



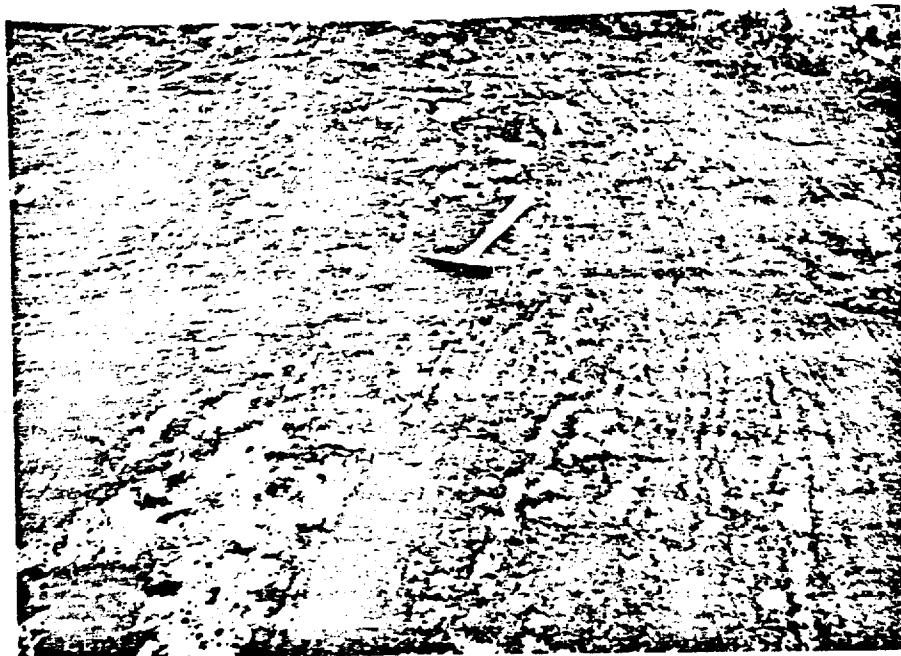
A) Affaissement dans un banc de métacumulte à magnétite du membre de Métapyroxénite I.



B) Creusement et remblaiement "scour and fill", membre de Métapyroxénite II.



## PLANCHE XV

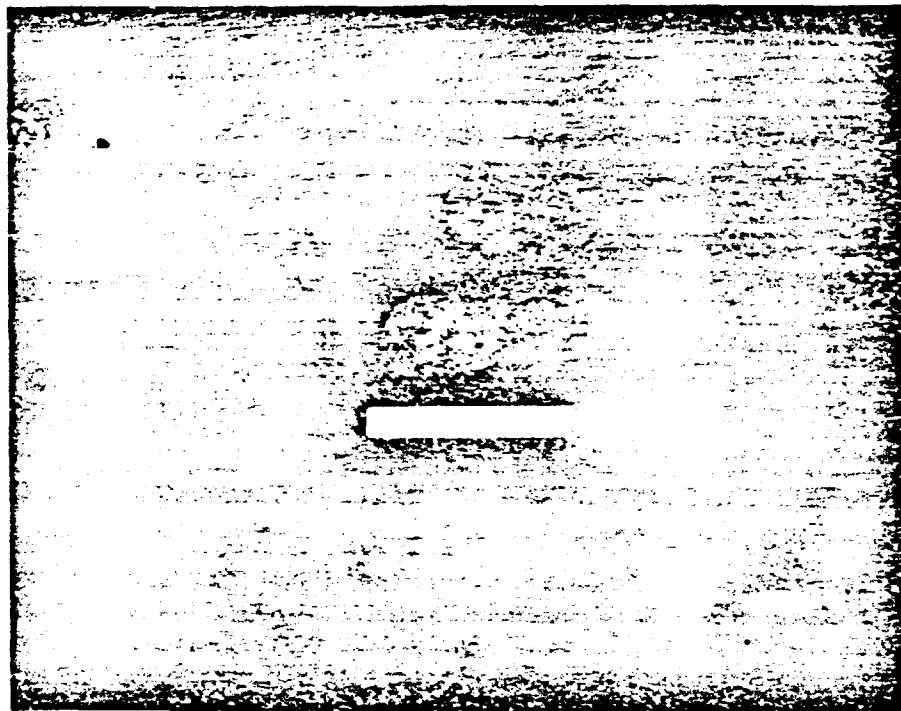


A) Pseudo-stratification entrecroisée, membre de Métapyroxénite I.



B) Pseudo-stratification entrecroisée, membre de Métapyroxénite I.

PLANCHE XVI



- A) Inclusion de métanorthosite au contact entre une couche de métacumulite à magnétite et une couche de métagabbro, membre de Métapyroxénite I.

les couches supérieures de façon à détruire la symétrie du rubanement. Ces enclaves dessinent des structures d'écoulement, elles sont allongées parallèlement au rubanement. Ces phénomènes sont les équivalents des structures donnant du "disturbed layering" dans le complexe du Stillwater, (Jackson 1961).

Les autres types de structures de déformation sont les empreintes de charge, "load cast", et les phénomènes d'affaissement "slumping".

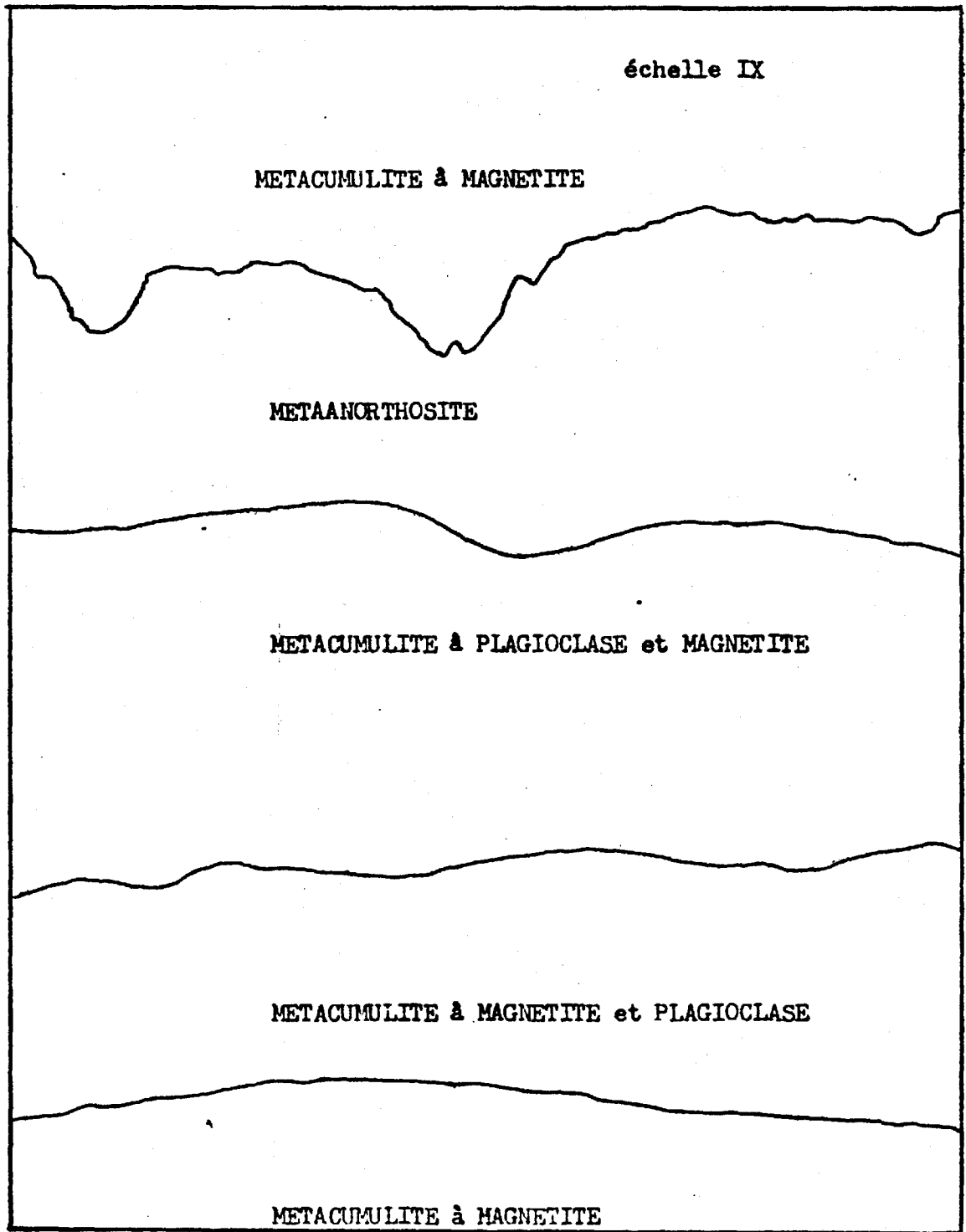
La planche XVII montre une structure de déformation de type "load cast". La couche supérieure est une métacumulite à magnétite, tandis que la couche déformée est une métaanorthosite. Le "load cast" est dû à la densité supérieure de la couche de métacumulite à magnétite, agissant sur la densité inférieure de la couche de métaanorthosite.

La photo "a" de la planche XIV illustre un phénomène d'affaissement, "slumping", produit dans un banc de métacumulite à magnétite titanifère. La déformation a causé une petite fracture dans laquelle s'est introduit du matériel anorthositique.

### 7.1.3 Conclusions.

A la suite de l'étude des structures primaires, nous concluons que le phénomène de gravité a joué un rôle primordial dans la différenciation du complexe du Lac Doré. De plus, nous avons noté plusieurs évidences montrant qu'il existait des courants dans la chambre magnétique au moment de la cristallisation.

PLANCHE XVII



"Empruntes de charge"

## 7.2 Textures primaires.

Dans la zone rubanée les textures primaires sont très abondantes. Plusieurs d'entre elles sont visibles mégascopiquement. Parmi les textures mégascopiques, nous observons, la texture cumulus, la texture pegmatitique, les mégacristaux et la texture interstitielle (intercumulus).

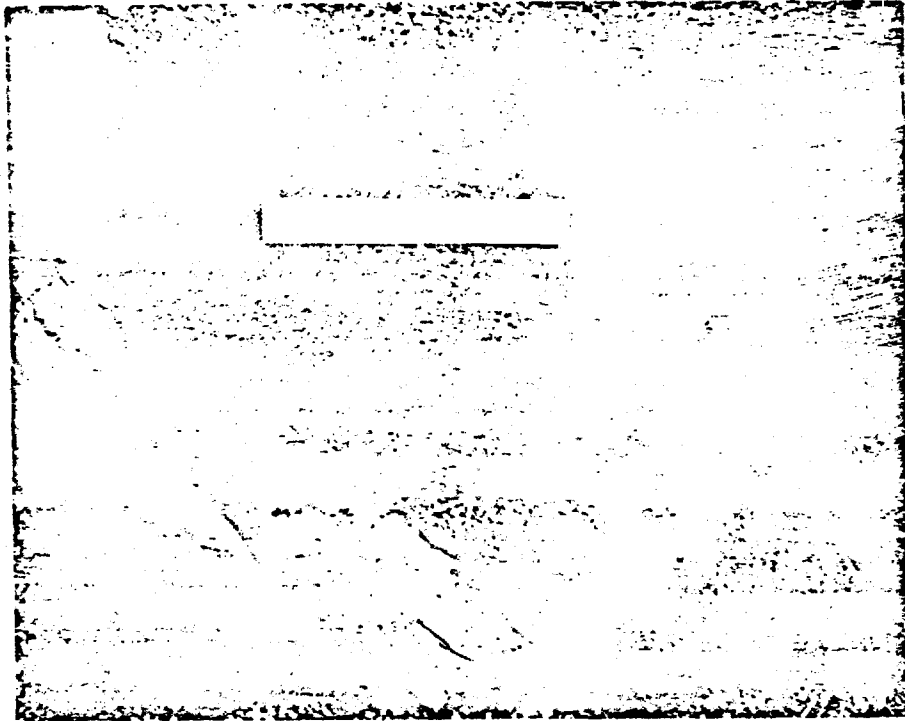
### 7.2.1 Texture "cumulus".

Ce type de texture est particulièrement abondant dans le membre de métapyroxénite I. La photo "a" de la planche XVIII présente un exemple de ce type de texture. Nous voyons des cristaux euhédraux de pseudomorphes de plagioclase, de dimension moyenne de 5 mm, flottant dans une matrice de cristaux de magnétite titanifère dont la dimension moyenne est de l'ordre de 1 mm. La différence de granulométrie entre les deux types de minéraux fait sortir l'aspect cumulus des pseudomorphes de plagioclase.

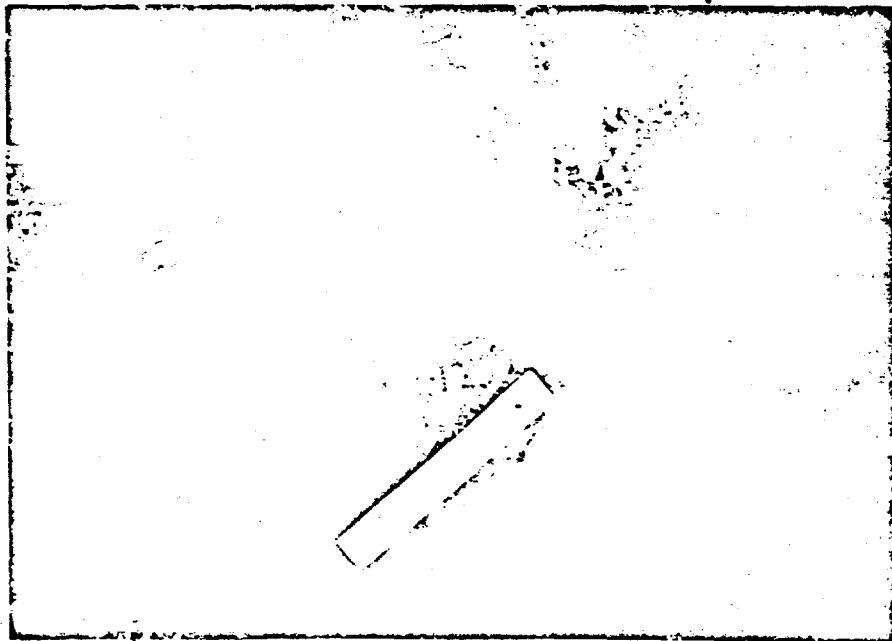
### 7.2.2 Texture pegmatitique.

Ce type de texture est particulièrement abondant dans le membre de Métaanorthosite II. Les pseudomorphes de plagioclase et de pyroxènes ont des dimensions moyennes de 1 à 2 cm. Le quartz est familier dans ce type de roche. La photo "b" de la planche XVIII illustre cette texture.

PLANCHE XVIII



A) Métacummélite à plagioclase et magnétite, zone à haute teneur, membre de Métapyroxénite I.



B) Texture pegmatitique dans un métagabbro, membre de Metaorthosite II.

### 7.2.3 Texture interstitielle (intercumulus).

Ce type de texture est fréquent dans les métaanorthosites gabbroïques et les métagabbros anorthositiques. Les pseudomorphes de plagioclases sont "cumulus", tandis que les pseudomorphes de pyroxènes sont généralement intercumulus. L'altération superficielle fait ressortir la chlorite et l'actinote, nous pouvons encore distinguer les caractères cumulus ou intercumulus des minéraux. La photo "b" de la planche XIX illustre cette texture, les pseudomorphes de plagioclases, en blanc, sont cumulus, tandis que les pseudomorphes des pyroxènes, en noir, sont généralement intercumulus.

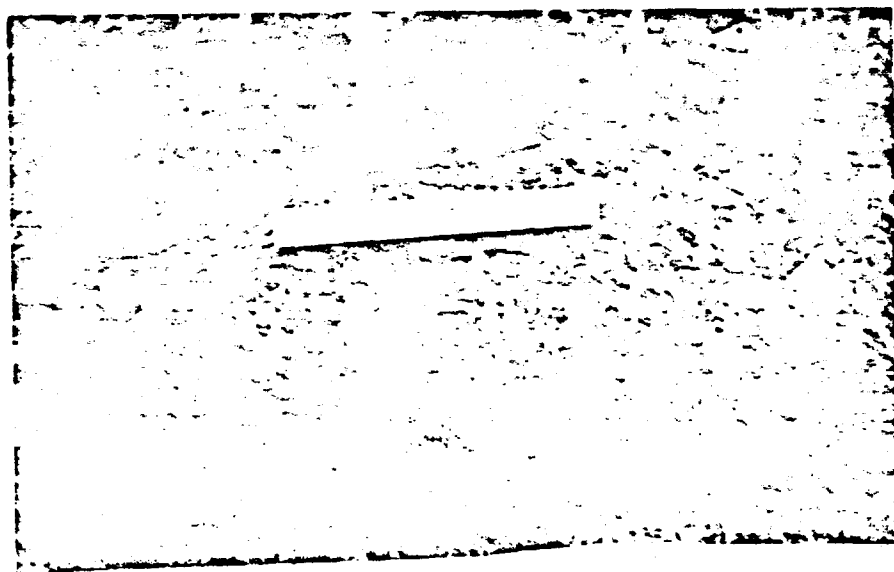
### 7.2.4 Les mégacristaux.

Nous retrouvons fréquemment, dans les couches ou les bancs riches en magnétite titanifère, des mégacristaux de pseudomorphes de plagioclases. Ces cristaux ont généralement une dimension de l'ordre du pouce et sont totalement inclus dans les couches ou les bancs. Contrairement aux inclusions anorthositiques décrites précédemment, ces cristaux ne montrent aucun signe d'écoulement et ne déforment aucunement la symétrie des couches ou des bancs. Ceci laisse supposer qu'ils sont descendus par gravité. La planche XX et la photo "a" de la planche XIX illustrent ce phénomène.

## PLANCHE XIX



A) Mégacristal de plagioclase dans une couche de métacumulte à magnétite, membre de Métapyroxénite I.



B) Texture intercumulus dans un métagabbro anorthositique, zone anorthositique.



## VIII CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉTUDE DE LA PÉTROGRAPHIE ET DE LA PÉTROLOGIE DU FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ.

L'étude de la pétrographie du flanc sud-est du complexe du Lac Doré nous a permis de mieux différencier les diverses zones du complexe. Les différences observées au microscope sont les mêmes que celles constatées sur le terrain. C'est ainsi que nous avons pu confirmer l'existence de trois zones distinctes, les zones anorthositique, rubanée et granophyrique. De plus, nous avons confirmé la présence de cinq membres à l'intérieur de la zone rubanée, soit les membres de Métapyroxénite I, de Métaanorthosite I, de Métapyroxénite II, de Métaanorthosite II, et de Métapyroxénite III.

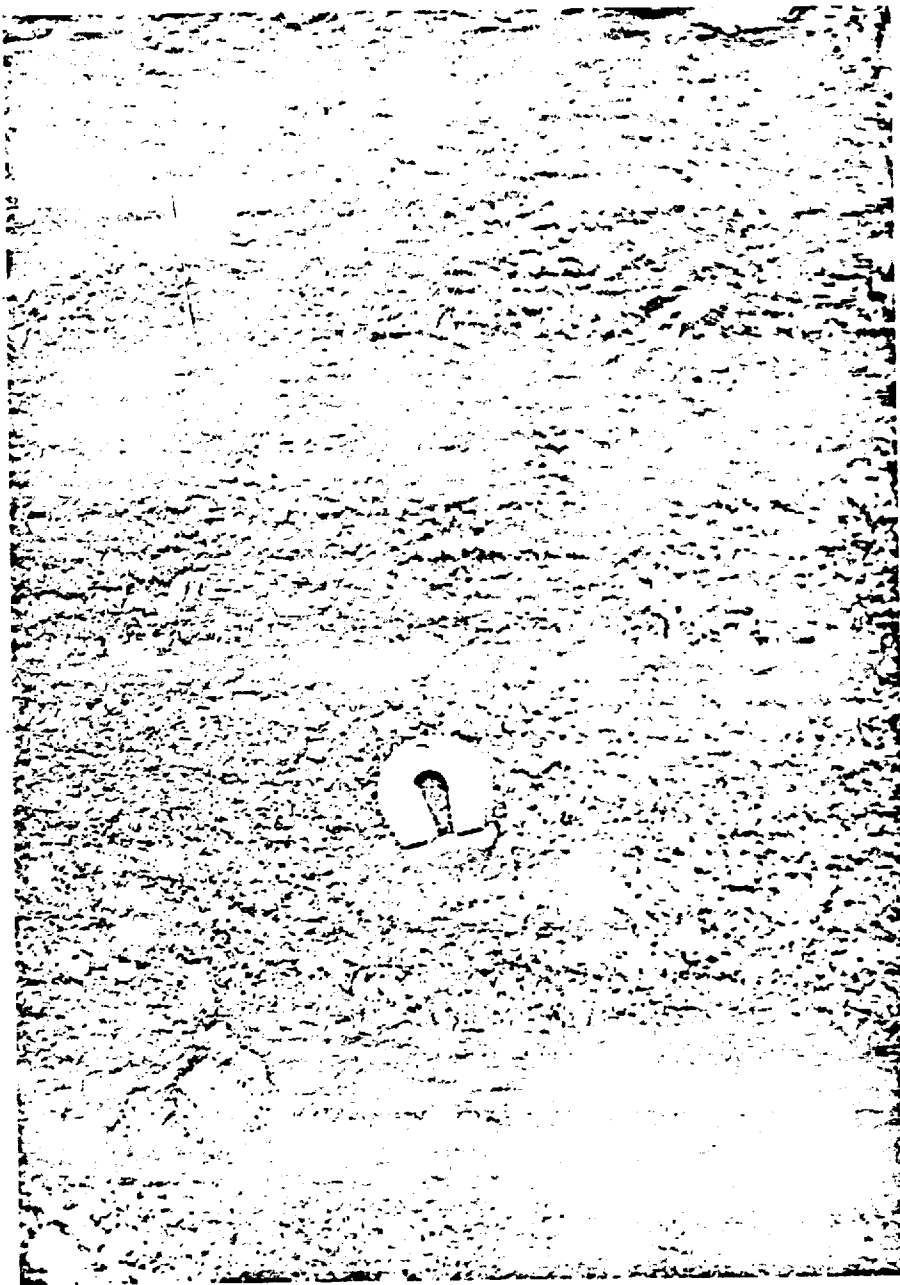
L'étude des assemblages minéralogiques nous a permis de définir l'intensité du métamorphisme régional qui affecta les roches du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Ainsi, la plus grande partie du complexe a subi un métamorphisme régional équivalent au faciès des schistes verts, tandis que la partie supérieure du complexe a subi localement, à proximité de la province de Grenville, un métamorphisme équivalent au faciès de l'amphibolite à almandin. L'étude des relations minéralogiques, ainsi que l'état de préservation des textures et des structures primaires nous ont permis de conclure que le métamorphisme fut essentiellement isochimique. En effet, les seuls constituants externes nécessaires aux réactions métamorphiques furent l'eau et le  $\text{CO}_2$ .

L'étude des relations texturales entre la magnétite titanifère et l'ilménite nous a conduit à la conclusion qu'une grande partie de

l'ilménite, exception faite de l'ilménite "cumulus", provient de l'exsolution et de l'oxydation de la phase riche en ulvospinel. A l'aide des compositions des magnétites titanifères et des ilménites coexistantes, nous avons trouvé, pour ces paires de minéraux, une température de formation qui varie entre 600°C et 900°C. Ces résultats indiquent qu'il y eut réaction sub-solidus lors de la formation de ces minéraux. De plus, ces valeurs étant supérieures à la température maximale indiquée par le métamorphisme de ces roches, il en découle que la magnétite titanifère et l'ilménite sont des reliques des roches primaires. Nous avons aussi calculé à partir de ces analyses la  $fO_2$  de formation pour ces paires de minéraux; elle varie de  $10^{-12}$  à  $10^{-20}$  atm. La  $fO_2$  fut donc variable et très faible lors de la formation de la zone rubanée. Nous avons calculé le rapport  $Fe_2O_3/FeO$  dans les analyses de magnétite titanifère et d'ilménite; ce rapport indique une grande variation du degré d'oxydation au cours de la formation de la zone rubanée. De plus, ce rapport montre un bris très marqué à l'endroit du membre de Métanorthosite I.

L'étude de la distribution des éléments en fonction de la position stratigraphique, dans les magnétites et les ilménites, a conduit aux conclusions suivantes:

- (1) La distribution des éléments est fortement contrôlée par la cristallisation fractionnée.
- (2) La distribution des éléments, Ti, Cr, V, Ni, Cu, Zn indique qu'il y eut une nouvelle injection de magma à la hauteur du membre de Métanorthosite I.



Mégacristal de plagioclase et surface d'altération d'une  
métaactinolite à magnétite et plagioclase du membre de  
Métaproxénite I.

177.

L'étude de la géochimie avalué notre décision de subdiviser la zone rubanée en cinq membres différents. Tous les éléments analysés montrent, à divers degrés, une distribution contrôlée par la cristallisation fractionnée. Le phosphore et le vanadium, en particulier, montrent dans le complexe du Lac Doré des distributions fortement semblables à celle du complexe du Skaergaard. Nous pouvons voir un enrichissement très marqué en FeO et MnO ainsi qu'un appauvrissement très marqué en MgO dans les dernières étapes de la cristallisation. De plus, la composition virtuelle des minéraux ferromagnésiens confirme cet enrichissement très marqué en fer dans les dernières étapes de la cristallisation.

La zone granophyrique, pour sa part, témoigne d'un arrêt de l'enrichissement en fer, remplacé par un enrichissement en silice et alcalis.

Les diagrammes A.F.M. et Na, Ca, K confirment l'enrichissement en fer suivi de l'enrichissement en alcalis dans les dernières étapes de la cristallisation du flanc sud-est du complexe du Lac Doré. Nous constatons à l'aide de ces diagrammes que le complexe du Lac Doré a une course de cristallisation semblable à celle d'autres massifs stratiformes, comme le Skaergaard, le Stillwater, le Bushveld et le complexe de Duluth.

Nous avons constaté qu'il manquait au complexe du Lac Doré une partie ultrabasique; cependant nous croyons que cette partie du complexe existe et qu'elle est enfouie sous le complexe granitique du lac Chibougamau.

Nous avons maintenant assez d'informations pour conclure que le complexe du Lac Doré est un massif stratiforme résultant de la cristallisation fractionnée extrême d'un magma basique dans les conditions où la composition totale reste constante, tel qu'étudié par Fresnall (1966). Dans sa phase initiale, ce magma possédait un degré d'oxydation assez faible, mais dans les dernières étapes de la cristallisation, relié d'une façon ou d'une autre aux injections multiples de magma, le degré d'oxydation devint très variable, provoquant la précipitation de grandes quantités de magnétite titanifère et d'ilménite.

Cette évolution magmatique conduit donc à une précipitation de magnétite titanifère accompagnée d'un enrichissement en fer des silicates, le tout suivi d'un enrichissement en silice et en alcalis du liquide résiduel générateur de la zone granophyrique.

## APPENDICE I

ANALYSES CHIMIQUES DES MAGNÉTITES TITANIFÈRES ET DES ILMÉNITES COEXISTANTES  
DU FLANK SUBJECT DU COMPLEXE DU LAC LORE.

## 1. Introduction.

Nous avons séparé et analysé sept échantillons de magnétites titanifères et d'ilménites coexistantes. L'un des buts de ces analyses est d'étudier le comportement des éléments dans ces minéraux au cours de la formation de la zone rubanée. Ainsi les sept échantillons choisis représentent une section au travers des membres de Métapyroxénite II, de Métaanorthosite I et de Métapyroxénite I. Aussi à partir de ces analyses nous avons pu calculer la température et la  $fO_2$  de formation de ces paires de minéraux.

## 2. Méthode de séparation.

La figure 31 donne le cheminement utilisé pour procéder à la séparation de la magnétite et l'ilménite coexistante.

## 3. Méthode d'analyse.

Les analyses des magnétites titanifères et des ilménites coexistantes ont été effectuées par l'auteur au département de géologie de l'Université de Montréal sous la direction du professeur B. Gunn. Nous avons utilisé la fluorescence X pour la détermination de tous les éléments, sauf le Fe qui fut déterminé par voie humide.

Les pastilles pour la fluorescence X ont été préparées suivant la méthode de Welday et Al. (1964): les déterminations de tous les

Figure 31

Mode de séparation de la magnétite titanifère et de l'ilménite des échantillons riches en oxydes de fer et de titane du flanc sud-est du complexe du Lac Éowé.

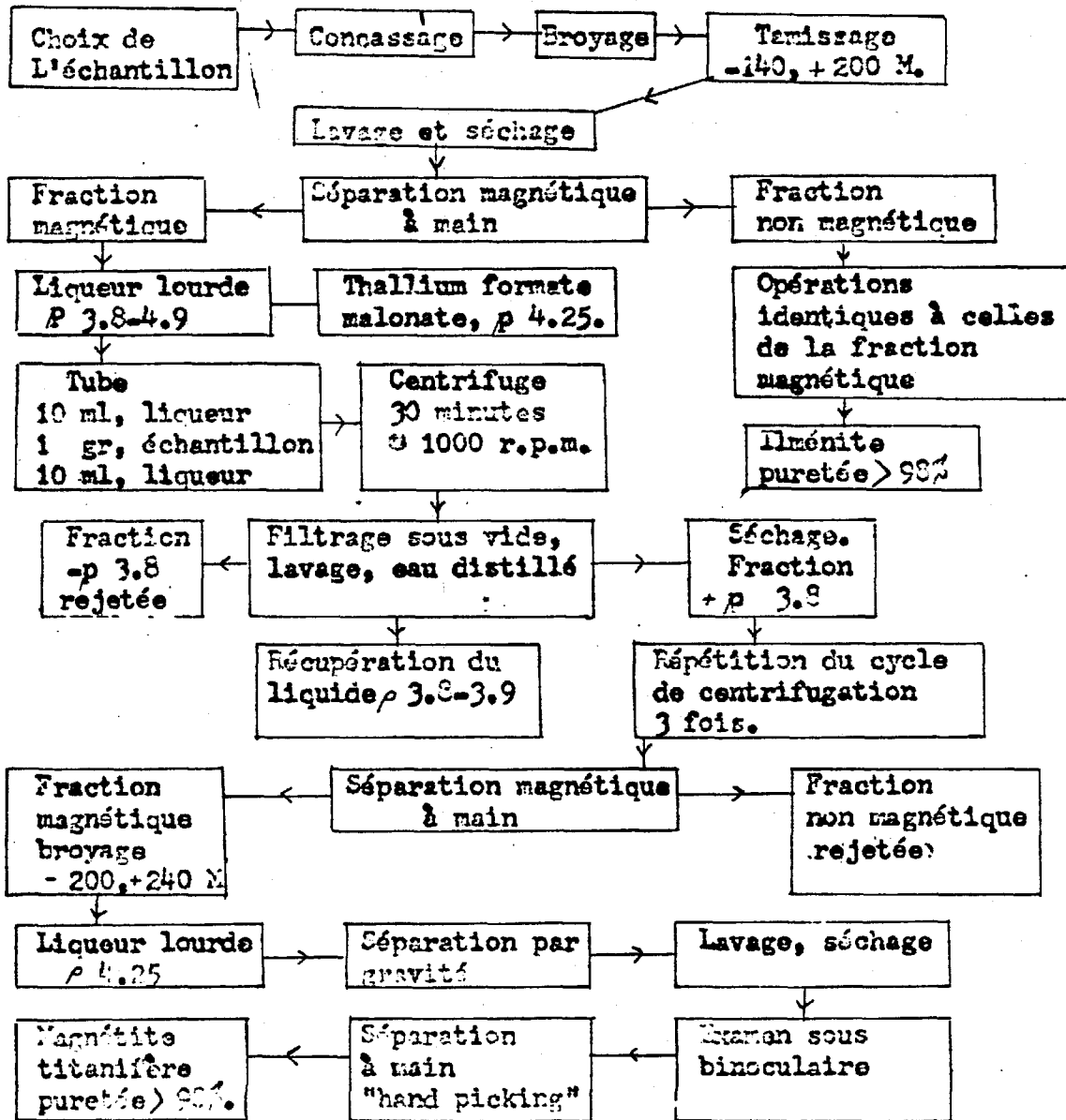
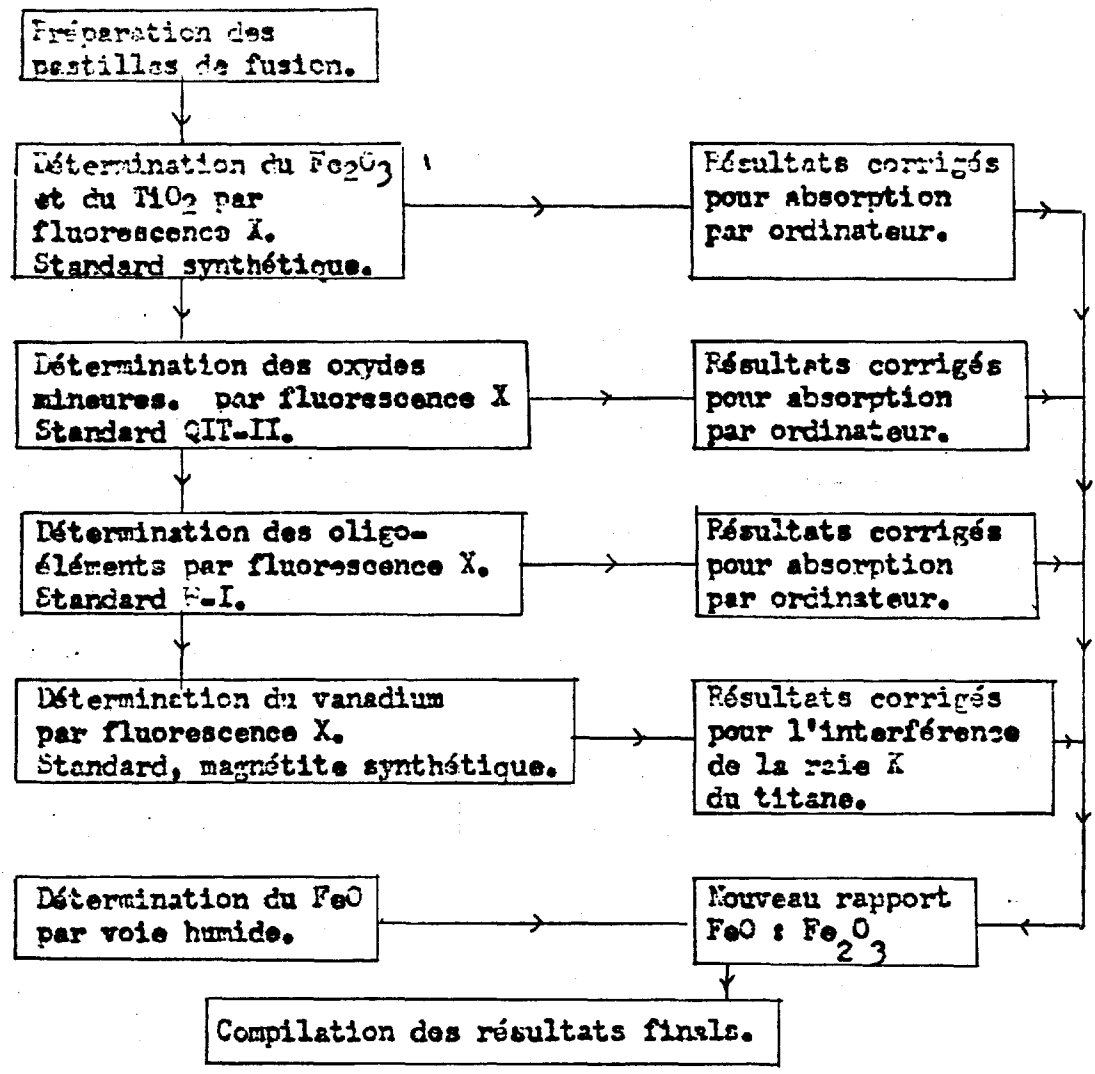


Figure 32

Méthode d'analyse des magnétites et des ilménites.





éléments se faisant à partir des poudres des minéraux qui sont fusionnées avec du tétraborate de lithium pour être ensuite pressées en pastilles. Les analyses ont été faites sur un appareil Phillips 1220 semi-automatique et les résultats obtenus ont été corrigés pour l'absorption avec une calculatrice électronique.

Nous avons utilisé comme standard pour le  $\text{Fe}^{+++}$ , Ti, Si, Al, Ca, Mg, Mn un échantillon de minerai de titane QIT-II. Pour les oligo-éléments Cu, Zn, Ni, Cr nous avons utilisé le standard W-1 du U.S.G.S.

Pour la détermination du vanadium nous avons utilisé un standard de magnétite synthétique contenant 2 pour cent en poids de  $\text{V}_2\text{O}_5$ . Les résultats obtenus pour le vanadium ne furent pas corrigés pour l'absorption mais simplement pour l'interférence de la raie K du titane.

La figure 32 donne un schéma montrant le cheminement à suivre pour les analyses de magnétites titanifères et d'ilménites par fluorescence X.

#### 4. Description des échantillons analysés.

001: Cet échantillon provient du membre de Métapyroxénite I. Il est situé dans un banc de métacumulite à magnétite et pyroxènes d'une épaisseur de 8 pieds. La roche contient 45 pour cent de minéraux opaques, 35 pour cent d'actinote et 20 pour cent de chlorite.

002: Cet échantillon provient aussi du membre de Métapyroxénite II. Il est situé dans un banc de 3 pieds de métacumulite à magnétite. La roche est composée d'environ 65 pour cent de

minéraux opaques, de 25 pour cent de chlorite et de 10 pour cent d'actinote.

- 003: Cet échantillon provient du membre de métaanorthosite I. Il se situe dans un banc de 3 pieds de métacumulite à magnétite qui se trouve dans un banc de 40 pieds de métagabbro anorthositique à métaanorthosite gabbroïque. L'échantillon contient 60 pour cent de minéraux opaques, 30 pour cent de chlorite et 10 pour cent d'actinote.
- 004: Cet échantillon provient du sommet du membre de Métapyroxénite I. Il se situe dans un banc de 5 pieds de métacumulite à magnétite. La roche est composée de 75 pour cent de minéraux opaques et de 25 pour cent de chlorite.
- 005: Cet échantillon provient du centre du membre de Métapyroxénite I. Il est contenu dans un banc de 11 pieds de métacumulite à magnétite alternant avec des métacumulites à plagioclase et magnétite. La roche d'où provient l'échantillon est formée de 70 pour cent de minéraux opaques et de 30 pour cent de chlorite.
- 006: Cet échantillon provient de la base du membre de Métapyroxénite I. L'échantillon est contenu dans un banc de 7 pieds de métacumulite à plagioclase et magnétite, le tout étant compris dans un banc de 50 pieds de métagabbro à oxydes. La roche est composée de 75 pour cent de minéraux opaques et de 25 pour cent de chlorite.
- 007: Cet échantillon provient du membre à magnétite disséminée

au sommet de la zone anorthositique. La roche d'où provient l'échantillon est une métacumulite à plagioclase qui contient une petite couche de 1 pouce de métacumulite à magnétite. La métacumulite à plagioclase est composée de 80 pour cent de pseudomorphes de plagioclase, de 10 pour cent de minéraux opaques et de 10 pour cent de chlorite. La métacumulite à magnétite est composée de 85 pour cent de minéraux opaques et de 15 pour cent de chlorite.

5. Procédés utilisés pour recalculer les analyses de magnétite et d'ilménite en fonction des solutions solide binaire Magnétite-Ulvospinel et Ilménite-Hématite.

Ces procédés sont décrits au chapitre IV, nous présentons ici aux figures 33 et 34 la marche à suivre pour procéder au calcul de ces rapports.

6. Liste des échantillons analysés avec leur numéro de terrain correspondant.

001 Jalore 2 - 037

002 Jalore 2 - 103

003 Jalore 2 - 167

004 Jalore 2 - 227

005 Jalore 2 - 395

006 Jalore 2 - 621

007 C - 67 - 129.

Figure 33

Cheminement pour le calcul de la solution solide  
Magnétite-Ulvospinel.

$X_0 = \frac{1}{2}$  mol. de FeO:  $Y_0 = \frac{1}{2}$  mol. de  $Fe_2O_3$ :  $Z_0 = \frac{1}{2}$  mol. de  $TiO_2$ .

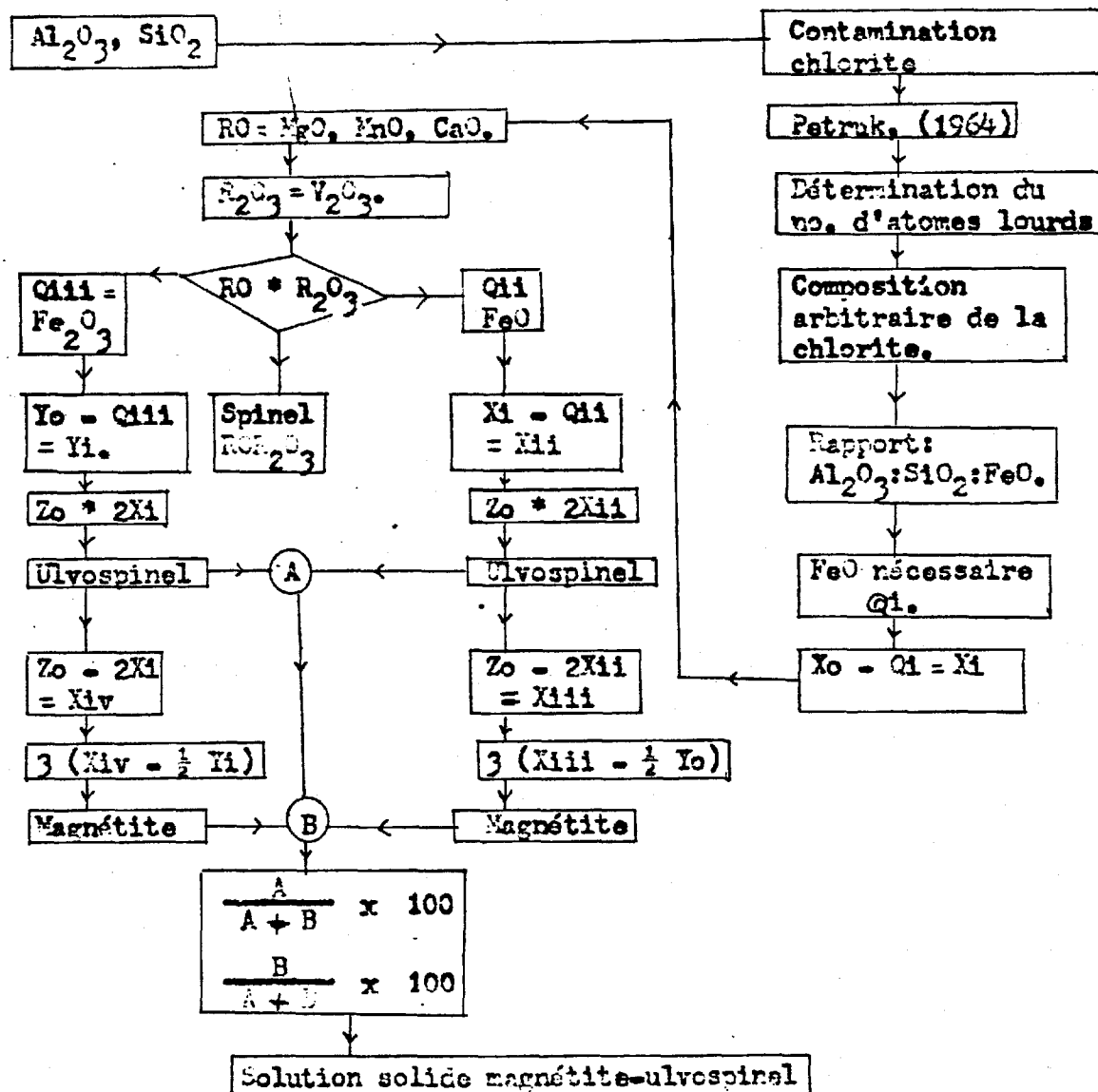
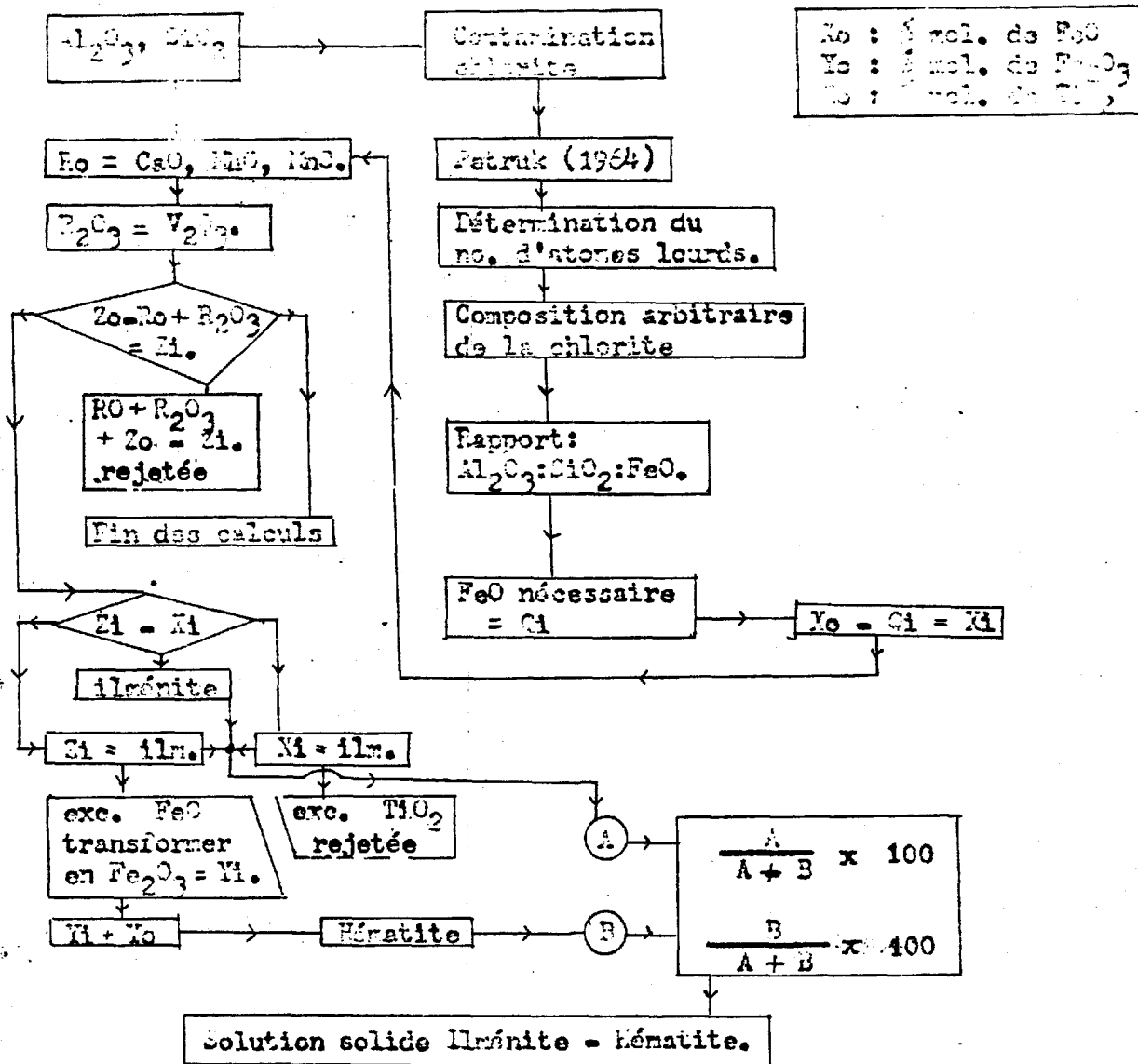


Figure 34

Algorithme pour le calcul de la solution solide  
Ilménite-hématite.



## ANNEXE 11

## ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU FLANO SUD-EST

## 1. Introduction.

Nous avons analysé une série de roches qui représentent un éventail complet des roches du flano sud-est du complexe du Lac Doré, plus particulièrement de la zone rubanée. Les types de roches analysées sont des métagabbros anorthositiques, des métagabbros, des métagabbros mélanocrates, des métapyroxénites et des métagranophyres.

Ces analyses ont été effectuées afin d'analyser la composition chimique des différents membres et aussi pour faire une étude préliminaire de la différenciation du complexe du Lac Doré.

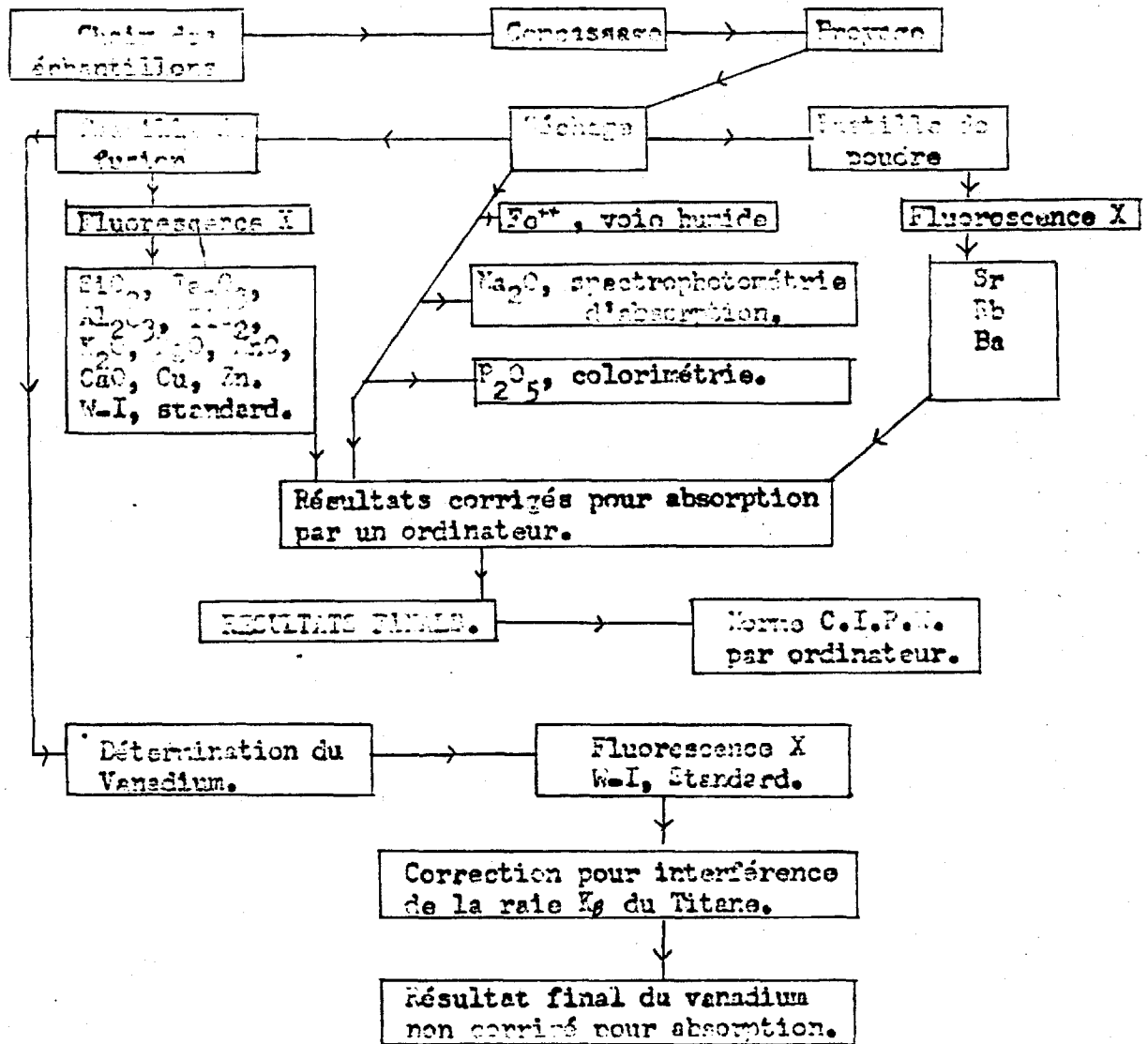
## 2. Méthode d'analyse.

Vingt analyses chimiques ont été effectuées par l'auteur au département de géologie de l'Université de Montréal sous la direction du professeur E. Gunn. Nous avons utilisé la fluorescence X pour la détermination de tous les éléments, sauf le sodium, le phosphore et le  $Fe^{++}$ . Le sodium a été analysé par spectrophotométrie d'absorption, le phosphore par colorimétrie et le  $Fe^{++}$  fut déterminé au laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique.

Les pastilles pour la fluorescence X ont été préparées suivant la méthode de Welday et Al. (1964): les déterminations des éléments majeurs ainsi que des éléments traces Cu, Zn, se faisant à partir des poudres de roches qui sont fusionnées avec du tétraborate de lithium

Figure 25

Schéma de la préparation et de l'analyse des échantillons.



pour être ensuite pressées. Tandis que les oligo éléments lourds rubidium, strontium et barium ont été déterminés directement à partir des poudres naturelles pressées. Les analyses ont été faites sur un appareil Phillips 1220 semi-automatique et les résultats obtenus ont été corrigés pour l'absorption avec une calculatrice électronique (Gunn 1967).

La préparation des échantillons analysés par absorption atomique a été faite suivant la méthode préconisée par Abbey (1966) et les liquides obtenus ont été dilués jusqu'à ce que les teneurs en sodium se situent entre 0 et 2 ppm. Les analyses ont été faites sur un spectromètre Techtron A<sub>4</sub>.

Les déterminations du phosphore ont été effectuées sur un colorimètre Zeiss.

Le vanadium fut déterminé par fluorescence X à partir des pastilles de fusion selon la même méthode utilisée pour la détermination du vanadium des magnétites et des ilménites.

Pour les analyses par fluorescence X le standard utilisé fut W-1 du U.S.G.S.

La figure 35 montre un schéma de la préparation et de l'analyse des échantillons.

### 3. Description des échantillons analysés.

111002 : METACAMBRO ANORTHOSITE, U2  
 Localisation : Sommet de la zone anorthositique  
 Grain : grossier. Texture interstitielle.



- Minéraux : Pseudomorphe de plagioclase cumulus : 100%  
Chlorite interstitielle..... : 25%  
..... : .....
- DL1003 : METAANORTHOSITE ANORTHOSITIQUE
- Localisation : Base du membre de Métaanorthosite I.
- Grain : grossier. Texture interstitielle
- Minéraux : semblable à l'échantillon précédent.
- DL1004 : METAANORTHOSITE GABEROIQUE
- Localisation : Sommet du membre de Métaanorthosite I.
- Grain : grossier. Texture interstitielle.
- Minéraux : Pseudomorphe de plagioclase cumulus : 75%  
Chlorite interstitielle..... : 25%
- DL1031 : METAGABERO MELANOCRATE
- Localisation : Base du membre de Métapyroxénite II  
Rang 6, canton de Lemoine.
- Grain : moyen. Texture équi-granulaire
- Minéraux : Actinote pseudomorphe de pyroxène  
cumulus..... : 40%  
Pseudomorphe de plagioclase cumulus : 30%  
Chlorite interstitielle..... : 20%  
Minéraux opaques..... : 10%
- DL1032 : METAGABERO A PYROXÈNE ET MAGNÉTITE
- Localisation : Membre de Métapyroxénite II.  
Rang 6, canton de Lemoine.
- Grain : grossier. Texture cumulus.

- Minéraux : Actinote pseudomorphe de pyroxènes cumulus : 60%  
 Magnétite titanifère et ilménite cumulus.. : 20%  
 Chlorite interstitielle..... : 15%
- DL1090 : METACUMULITES A PYROXENE ET MAGNETITE
- Localisation : Membre de Métapyroxénite II  
 Rang 6, canton de Lemoine.
- Grain grossier. Texture cumulus.
- Minéraux : même que l'échantillon précédent.
- DL1013 : METACUMULITE A PYROXENE ET MAGNETITE
- Localisation : Sommet du membre de Métapyroxénite II.  
 Rang 6, canton de Lemoine.
- Grain grossier. Texture cumulus.
- Minéraux : Actinote pseudomorphe de pyroxènes cumulus : 50%  
 Magnétite et ilménite cumulus..... : 20%  
 Chlorite interstitielle..... : 20%  
 Grenat almandin..... : 10%
- DL1001 : METALEUCOTORALITE
- Localisation : Membre de Métaanorthosite II.  
 Rang 6, canton de Lemoine
- Grain grossier
- Minéraux : Quartz..... : 50%  
 Pseudomorphe de plagioclase..... : 40%  
 Chlorite interstitielle..... : 10%
- DL1005 : METAGABRO ANORTHOSSITIQUE
- Localisation : Membre de Métaanorthosite II.

Rang 6, canton de Lemoine

Grain grossier. Texture pagetitienne.

Minéraux : Pseudomorphe de plagioclase cumulus..... : 60%

Asténote pseudomorphe de pyroxènes cumulus.... : 20%

Chlorite interstitielle..... : 15%

Traces de magnétite et d'illérite.....

DL1005 : METAANORTHOSITE GABEROIQUE

Localisation : Membre de Métaanorthosite II.

Rang 6, canton de Lemoine

Grain grossier. Texture interstitiel

Minéraux : Pseudomorphe de plagioclase cumulus..... : 80%

Chlorite interstitielle..... : 20%

Traces de minéraux opaques.....

DL1012 : METAGABERO MELANOCRATE

Localisation : Base du membre de Métapyroxénite III.

Rang 5, canton de Lemoine

Grain moyen. Texture équi-granulaire.

Minéraux : Plagioclase de calcicité de An44..... : 20%

Asténote pseudomorphe de pyroxènes cumulus.... : 50%

Chlorite interstitielle..... : 15%

Illérite cumulus..... : 15%

DL1022 : METAGABERO

Localisation : Membre de Métapyroxénite III

Rang 5, canton de Lemoine.

Grain	noyen. Texture équi-granulaire.
Minéraux	: Pseudomorphe de plagioclase cumulus..... : 70%
	Actinote pseudomorphe de pyroxènes cumulus: 45%
	Chlorite interstitielle..... : 15%
	Ilménite..... : 5%
DL1011	: METAPYROXENITE
Location	: Membre de Métapyroxénite III
	Rang 5, canton de Lemoine
Grain	noyen. Texture équi-granulaire.
Minéraux	: Pseudomorphe de plagioclase cumulus..... : 25%
	Actinote pseudomorphe de pyroxènes cumulus. : 45%
	Chlorite interstitielle..... : 15%
	Ilménite..... : 10%
	Quartz..... : 5%
	Apatite..... : 2%
DL1010	: METAPYROXENITE
Localisation	: Membre de Métapyroxénite III
	Rang 5, canton de Lemoine
Grain	noyen. Texture équi-granulaire.
Minéraux	: Actinote pseudomorphe de pyroxènes..... : 55%
	Chlorite interstitielle..... : 20%
	Apatite cumulus..... : 10%
	Ilménite..... : 10%

DL1020 : METAGABBRIO MELANOCRATE

Localisation : Membre de Métapyroxénite III  
Rang 5, canton de Lemoine

Grain : moyen. Texture équi-granulaire

Minéraux :

Pseudomorphe de plagioclase.....	: 20%
Actinote, hornblende pseudomorphe de pyroxènes :	45%
Chlorite interstitielle.....	: 05%
Apatite cumulus.....	: 15%
Grenat.....	: 10%
Quartz.....	: 01%
Ilménite.....	: 05%
Biotite.....	: 05%

DL1023 : METAGABBRIO MELANOCRATE

Localisation : Membre de Métapyroxénite III  
Rang 5 canton de Lemoine

Grain : moyen. Texture équi-granulaire

Minéraux :

Pseudomorphe de plagioclase.....	: 20%
Actinote-hornblende pseudomorphes de pyroxènes :	50%
Grenat.....	: 15%
Apatite.....	: 05%
Ilménite.....	: 05%
Biotite.....	: tr.

DL1016 : METAGABBRIO MELANOCRATE

Localisation : Membre de Métapyroxénite III,

- région du lac Cinq Milles
- Grain** moyen. Texture équiaxulaire
- Minéraux**
- |  |       |
|--|-------|
| : Actinote pseudomorphe de pyroxène... | : 50% |
| Pseudomorphe de plagioclase.....       | : 20% |
| Chlorite interstitielle.....           | : 20% |
| Apatite.....                           | : 03% |
| Ilménite.....                          | : 05% |
- DL1015** : METAGABBRO MELANOCRATE
- Localisation** : Membre de Métapyroxénite III,  
région du lac Cinq Milles.
- Grain** moyen. Texture équiaxulaire.
- Minéraux** : Essentiellement la même minéralogie que l'échantillon  
précédent.
- DL1014** : ROCHE DE TRANSITION
- Localisation** : Membre de Métapyroxénite III,  
région du lac Cinq-Milles.
- Grain** moyen à grossier.
- Minéraux**
- |                    |       |
|--------------------|-------|
| : Quartz bleu..... | : 35% |
| Actinote.....      | : 35% |
| Chlorite.....      | : 25% |
| Ilménite.....      | : tr. |
| Grenat.....        | : tr. |
- DL1040** : METAGRANOPHYRE SODIQUE
- Localisation** : Zone granophyrique, Membre de Métagrano

sediments I.

Grain grossier. Texture granophyrique.

Minéraux : Quartz..... : 55%

Fluicclase..... : 40%

Calorite..... : 05%

4. Liste des numéros des échantillons analysés avec leur numéro de terrain correspondant.

DL1040	C67 - T1
DL1014	C67 - 5M3
DL1015	C67 - 5M6
DL1016	C67 - 5M8
DL1020	C67 - 186
DL1023	C67 - 134
DL1010	C67 - 200
DL1011	C67 - 202
DL1022	C67 - 203
DL1012	C67 - 204
DL1005	C67 - AM2
DL1006	C67 - 153
DL1001	C67 - C73
DL1030	C67 - 157
DL1013	C67 - 207
DL1032	C67 - 183
DL1031	C67 - 182
DL1004	C67 - AM1
DL1003	C67 - 184
DL1002	C67 - 177

## REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier le Dr. G.O. Allard qui a proposé ce sujet et qui dirigea nos travaux sur le terrain. Nous remercions le professeur Léopold Gélinas qui accepta de diriger ce travail de recherche à l'École Polytechnique, pour ses nombreuses discussions au cours de ce travail et pour avoir mis à notre disposition un programme pour le calcul de la norme C.I.P.W. et de certains paramètres pétrochimiques.

Nous voulons remercier particulièrement le professeur Guy Valiquette pour ses conseils sur la pétrographie et pour l'aide qu'il a apporté lors de la rédaction du mémoire.

Nous exprimons notre reconnaissance envers le professeur Bernard Gunn pour son aide dans la réalisation des analyses de roches et de minéraux, ainsi que le professeur Gaston Pouliot pour ses conseils lors de la séparation des minéraux pour fin d'analyse.

Nous remercions M.F. Albert, G. Gélinas et J. Gélinas qui ont grandement facilité nos recherches en développant et en imprimant les photographies, en préparant les sections minces et les sections polies et en dessinant les cartes et les figures qui accompagnent ce travail. Nous tenons à remercier le Département de Génie Géologique de l'École Polytechnique pour avoir mis à notre disposition le temps des techniciens.

L'aide financière du Ministère des Richesses Naturelles du Québec et du Conseil National de Recherches d'Ottawa a rendu possible la réalisation de ce travail.

Je tiens aussi à remercier particulièrement mon épouse, Ginette, qui apporta une aide appréciable lors de la rédaction de ce mémoire.



## REFERENCES.

- Allard, G.O. 1957 The Geology of a portion of McKensie township, Chibougamau district, P.Q. Ph.D Thesis, the Johns Hopkins University, Baltimore, Md.
- Allard, G.O. 1960 Demi sud du canton de McKensie, deuxième partie, demi sud du quart sud-est. M.R.N., R.G. 95.
- Allard, G.O. 1966 Le quart nord-ouest du canton de Rinfret. M.R.N., R.P. 567.
- Allard, G.O. 1967 Le quart nord-est du canton de Lemoine. M.R.N., R.P., non publié.
- Anderson, A.J. 1966 Mineralogy of the Labrieville anorthosite, Quebec. Am. Mineral., Vol. 47, p. 1671-1711.
- Assad, R. 1968 Formation de magnétite titanifère et vanadifère dans le canton de Rinfret. District de Chibougamau. M.R.N., rapport interne.
- Bowen, N.L. 1928 The evolution of igneous rocks. Dover Publications, New York.
- Balsey, J.R. & Buddington, A.F. 1958 Iron - titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, N.Y.

- Econ. Geol., Vol.53, p.777-805.
- Buddington, A.F., 1955  
 Fahey, J. &  
 Vlisidis, A. Thermometric and petrogenetic  
 significance of titaniferous  
 magnetite. Am. Jour. Sci.,  
 Vol. 253, p. 497-532.
- Buddington, A.F., 1963  
 Fahey, J. &  
 Vlisidis, A. Degree of oxidation of Adirondack  
 iron oxide and iron-titanium  
 oxide minerals in relation to  
 petrogeny.  
 Jour. Petrol., Vol.4, p.123-169.
- Buddington, A.F. & 1964  
 Lindsley, D.H. Iron-titanium oxide minerals  
 and synthetic equivalents.  
 Jour. Petrol., Vol.5, p.310-357.
- Cameron, E.N. 1963  
 Structure and rock sequences  
 of the Critical Zone of the  
 Eastern Bushveld Complex. Min.  
 Soc. Amer. Special paper I,  
 p. 93 - 107.
- Carmichael, I.S.E. 1967  
 The iron-titanium oxides of  
 silic volcanic rocks and their  
 associated ferromagnesian silicates.  
 Contr. Mineral. & Petrol.,  
 Vol. 14, p. 35-64.

- Deer, W.A., 1963 Rock forming minerals, 5  
 Davis, R.A. & volume. Longmans, London.  
 Zimmerman, J.
- Duquette, G. 1966 General geology and asbestos  
 mineralization in the  
 Chibougamau district.  
 Can. Min. Jour., April, 1966.
- Duquette, G. 1968 General geology, Chibougamau  
 district. Unpublished report.
- Ernst, T. 1943 Über schmelzgleichgewichte im  
 system  $Fe_2O_3-FeO-TiO_2$ , und  
 bemerkungen über die minerale  
 pseudobroukit und arisonit.  
 Z. angew. Min. IV, 394-409.
- Fyfe, W.S., 1958 Metamorphic reactions and  
 Turner, F.J. & metamorphic facies.  
 Verhoogen, J. Geol. Soc. Amer., Memoir 73.
- Fyfe, W.S. 1954 Geochemistry of solids.  
 John Wiley and Sons.
- Goldschmidt, V.M. 1954 Geochemistry.  
 Oxford Univ. Press.

- Crook, P. 1956 North half of Chalski township.  
M.R.S., R.G., 71.
- Craig, J.W., 1935 Equilibrium relationships of  
Fosnjack, E.,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , and oxygen.  
Merwin, H.E. & Am. Jour. Sci., Vol. 30, p 219-316.  
Serman, R.B.
- Grieve, J. & 1939 The system  $\text{FeO-TiO}_2$ . J. Roy.  
White, J. Tech. Coll. Glasgow, Vol. 4  
p. 441-448.
- Grout, F.F. 1918a The lopolith: an igneous form  
exemplified by the Duluth gabbro.  
Am. Jour. Sci. 4th ser. 46,  
p. 516-522.
- Grout, F.F. 1918b A type of igneous differentiation.  
Jour. Geol., Vol. 26, p.626-658.
- Gunn, E.M. 1963 Layered intrusions in the  
Ferrar Dolerites, Antarctica.  
Min. Soc. Amer., Special paper  
I, p. 124-133.
- Gunn, E.M. 1967 Matrix corrections for X-ray  
fluorescence by the digital  
computer.  
Can. Spectroscopy, Vol. 12, No 2,  
p. 41-46.

- Hall, A.L. 1932 The Bushveld Igneous Complex of the Central Transvaal. Mem. Geol. Surv. S. Afr., No. 28.
- Hess, H.H. 1960 Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study. Mem. Geol. Soc. Amer., 80.
- Hutton, O.D. 1940 Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand. New Zealand Dept. Sci. and Ind. Research, Geol. Mem. 5, p.17-19.
- Irvine, R. 1968 Sedimentary structures in igneous intrusions with particular reference to the Duke Island ultramafic complex. S.E.P.M., special publication No. 12, p. 220-232.
- Jackson, E.D. 1961 Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. U.S.G.S., Prof. Paper, 358.

- Kretz, R. 1959 Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southeastern Quebec, with emphasis on the distribution of elements in coexisting minerals.  
Jour. Geol., Vol. 67, p. 371-402.
- Lindsley, D. 1963 Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. Report to the director, Carnegie Institute, Geo. Phys. Lab., yearbook, p. 60-66.
- Longley, W. 1950 Région de Rinfret.  
M.R.N., R.G. 81.
- Low, A.P. 1906 Report on the Chibougamau Mining Region in the Northern part of the province of Quebec.  
Geol. Surv. Can., pub. No. 923.
- Mason, B. 1952 Principles of Geochemistry, 3rd edition, 1966.  
John Wiley and Sons.
- McHargall, I. & 1963 Fractionation of chromium  
Lovering, J.F. nickel, cobalt, and copper in a differentiated dolerite-

- granophyre sequence at  
Hill, Tasmania.  
Jour. Geol. Soc. Australia,  
Vol. 10, no. 2, p. 325-338.
- Rockolds, S.R. 1954 Average chemical composition  
of some igneous rocks.  
Bull. Geol. Soc. America,  
Vol. 65, p. 1007-1032.
- Norman, G.W.H. & 1935 Chitougama Lake Map-Area,  
Mawdsley, J.B. Quebec.  
Geol. Surv. Can., Mem. 185.
- Osborn, F.F. 1959 Role of oxygen pressure in the  
crystallisation and differentiation  
of basaltic magma.  
Am. Jour. Sci., Vol. 257, p. 609-647.
- Petruk, W. 1964 Determination of the heavy  
atom content in chlorite by  
means of the X-ray diffractometer.  
Am. Min., Vol. 49, p. 61-71.
- Presnall, D.C. 1966 The join Fosterite, Diopside,  
Iron-oxides and its bearing  
on the crystallisation of  
basaltic and ultrabasic magmas.

- Am. Jour. Sci., Vol. 264,  
p. 753-809.
- Tandohr, P. 1953 Olivospinel and its  
significance in titaniferous  
iron ores.  
Econ. Geol., Vol. 48, p. 677-688.
- Hingwood, A.E. 1955 The principles governing the  
trace element distribution during  
magmatic crystallisation.  
Geochim. Cosmochim. Acta,  
Vol. 7, p. 187-202 et 242-254.
- Robillard, J. 1968 Etude des roches plutoniques  
mafiques du Mont Royal.  
Mémoire de maîtrise,  
Université de Montréal.
- Rose, E.R. 1969 Titanium and titaniferous deposits  
of Canada.  
G.S.C., Econ. Geol., Report No 25.
- Sauve, P. 1957 The geology of the east half  
of the Gerido Lake area, New  
Quebec, Canada.  
Ph.D Thesis, Johns Hopkins  
University, Baltimore, Md.



- Turner, F.J. & Verbeegen, J. 1960 *Igneous and Metamorphic Petrology*. (second edition). McGraw-Hill, New York, Toronto.
- Vincent, E.A. & Phillips, R. 1954 Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol. 6, p. 1-26.
- Vincent, E.A., Wright, J.B., Chevalier, R. & Mathieu, S. 1957 Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. *Min. Mag.*, Vol. 31, No 239, p. 624-655.
- Wager, L.R. & Deer, E.A. 1939 *Geological Investigations in East Greenland, pt. III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Medd. om Grønland* Vol. 105, No 4. p. 1-352
- Wager, L.R. & Mitchell, R.L. 1951 The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magmas. A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.

Geochim. Cosmochim. Acta,  
Vol. I, p. 129-203.

- |   |      |   |
|---|------|---|
| Wager, L.R.                                       | 1960 | The major element variations of the layered series of the Skaergaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas.<br>J. Petrol. , Vol. I, p. 364-398. |
| Wager, L.R. &<br>Brown, C.H.                      | 1968 | Layered Igneous Rocks.<br>Oliver and Boyd,<br>Edinburgh and London.   |
| Washington, H.S.                                  | 1917 | The chemical analysis of rocks.<br>4th ed. 1930.<br>John Wiley and Sons, N.Y.   |
| Welday et Al.                                     | 1964 | Silicate sample preparation for light elements analysis by X-ray spectrography.<br>Am. Min., Vol. 49, p. 889-903.   |
| Williams, H.,<br>Turner, F.J., &<br>Gilbert, C.W. | 1954 | Petrography.<br>W.H. Freeman and Co.,<br>San Francisco.   |

- Winkler, H.C.F. 1967 Petrogenesis of metamorphic rocks. Revised second edition. Springer-Verlag, New York.
- Wiggman, J.D. 1934 The central and south-west Highland epidiorites. Geol. Soc. London Quart. Jour., Vol. 90, p. 354-417.
- Wright, J.B. 1959 Some further heating experiments on natural titaniferous magnetites. Min. Mag. Vol. 32, p. 32-37.
- Wright, J.B. 1961 Solid solution relationships in some titaniferous iron oxide ores of basic igneous rocks. Min. Mag., Vol. 32, p. 778-789.
- Wright, J.B. & 1964 Electron-probe micro-analysis of the iron-titanium oxides in some New Zealand ironsands. Min. Mag., Vol. 35, p. 604-621.

# LÉGENDE

## FLANC SUD-EST DU COMPLEXE DU LAC DORÉ.

GRENVILLE

ARCHÉEN

COMPLEXE GRANITIQUE  
DU LAC CHIBOUGAMAU

GABBRO

ZONE  
GRANOPHYRIQUE

ZONE  
RUBANNÉE

COMPLEXE  
DU LAC DORÉ

ZONE  
ANORTHOSITIQUE

VOLCANIQUES  
DE TYPE KEEWATIN

14 CATACLASITE ET MYLONITE .....

13 MÉTALEUCOTONALITE .....

11 MÉTADIORITE GNEISSIQUE .....

10 MÉTAGABBRO .....

9 MÉTAGRANOPHYRE SODIQUE 2 .....

8 MÉTAGABBRO ANORTHOSITIQUE,  
MÉTAGABBRO, MÉTAPYROXÉNITE .....

7 MÉTAGRANOPHYRE SODIQUE 1 .....

6 MEMBRE P<sub>3</sub> { MÉTAPYROXÉNITE  
A ILMÉNITE ET APATITE .....

5A MEMBRE A<sub>2</sub> { MÉTAGABBRO ANORTHOSITIQUE  
AVEC QUARTZ DISSÉMINÉ .....

5 MEMBRES { P<sub>2</sub> { MÉTAPYROXÉNITE, MÉTAGABBRO  
A MAGNÉTITE ET ILMÉNITE .....

{ A<sub>1</sub> { MÉTAGABBRO ANORTHOSITIQUE .....

{ P<sub>1</sub> { MÉTAPYROXÉNITE, MÉTAGABBRO  
A MAGNÉTITE ET ILMÉNITE,  
UNITÉ VANADIFÈRE .....

4A GABBRO ET PYROXÉNITE FRAIS .....

4 MÉTAGABBRO A MAGNÉTITE DISSÉMINÉE .....

3B MÉTAGABBRO ANORTHOSITIQUE .....

3A MÉTAAORTHOSITE GABBROÏQUE .....

2 MÉTAAORTHOSITE .....

1 MÉTATUFFS ET MÉTASÉDIMENTS .....

Compilation par J. L. Caty, 1967.

# SYMBOLES

- CONTACT GÉOLOGIQUE.....
- - - - CONTACT GÉOLOGIQUE APPROXIMATIF
- FAILLES PRINCIPALES.....
- ISOGRADE DU GRENAT OBSERVÉ.....
- ..... ISOGRADE DU GRENAT INTERPRÉTÉ

