



HAL
open science

Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du lac Isidore (Québec), Canada

François Bron

► **To cite this version:**

François Bron. Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du lac Isidore (Québec), Canada. Pétrographie. Université de Grenoble, 1970. Français. NNT : . tel-00761768

HAL Id: tel-00761768

<https://theses.hal.science/tel-00761768>

Submitted on 6 Dec 2012

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

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

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

205.142
1970.
1311

Double

**BIBLIOTHÈQUE
INTERUNIVERSITAIRE
GRENOBLE - SCIENCES**



THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

François BRON

CONTRIBUTION A L'ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE
DE LA REGION DE LABRIEVILLE ET DU LAC ISIDORE (QUEBEC)

- CANADA -

Soutenu le : 13 Juin 1970 devant la Commission d'Examen

MM

R.	MICHEL	Professeur	} Président Rapporteur
P	GIRAUD	Professeur	
P	VIALON	Maitre de Conférence	} Examineurs
M	CHENEVOY	Professeur - Faculté des Sciences de Lyon	
A	LAURIN	Directeur du Service des Gites Minéraux - M.R.N.Q - Canada -	

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE

SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

François BRON

BIBLIOTHÈQUE
INTERUNIVERSITAIRE
GRENOBLE - SCIENCES

CONTRIBUTION A L'ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE
DE LA REGION DE LABRIEVILLE ET DU LAC ISIDORE (QUEBEC)

- CANADA -

Soutenu le : 13 Juin 1970 devant la Commission d'Examen

MM	R. MICHEL	Professeur	Président
	P. GIRAUD	Professeur	Rapporteur
	P. VIALON	Maitre de Conférence	} Examineurs
	M. CHENEVOY	Professeur - Faculté des Sciences de Lyon	
	A. LAURIN	Directeur du Service des Gites Minéraux - M.R.N.Q. - Canada -	

T. 80/393



François BRON
(1946-1970)

Le 13 juin 1970 François BRON était déclaré digne du grade de Docteur de 3e Cycle avec la mention Très Bien et les félicitations du Jury.

Le 24 juin 1970 il était déposé par hydravion, en compagnie de Rolland VIGNEAULT sur le lac Nipisso (550 km au Nord de Québec). Le lendemain des pêcheurs découvraient leurs corps sur la berge à proximité du canot renversé.

Ces quelques lignes résument de façon brutale le drame qui s'est joué et qui a touché, en premier lieu bien sûr, deux familles dont la douleur n'a pu être adoucie par toutes les marques de sympathie qui leur ont été témoignées.

Mais ce drame a aussi bouleversé profondément les géologues grenoblois et québécois qui avaient connu François à l'Institut Dolomieu, en montagne ou en pleine forêt, ainsi que tout le personnel de notre laboratoire.

Notre tristesse a été d'autant plus vive que ses qualités étaient multiples. Il n'est pas possible de les énumérer toutes.

Pour ma part je garderai toujours le souvenir de son sourire timide, de son intelligence aiguë, de son calme qui masquait une volonté sans faille, de sa gentillesse et de son dévouement indéfectible.

Si à travers notre peine nous tentons de découvrir quelque réconfort c'est peut-être celui de savoir que François, par ses travaux de recherche où il avait déployé toutes ses qualités physiques, morales et intellectuelles, s'était réalisé en tant qu'homme.

En tout cas son image restera vivante en nous et son travail, comme sa vie, pourront être donnés en exemples à tous les jeunes qui s'engagent dans le métier de géologue.

P. GIRAUD

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
CHAPITRE I - INTRODUCTION	
I. - Remarques préliminaires -----	1
II. - Cadre géographique -----	1
III. - Travaux antérieurs -----	2
IV. - Le cadre géologique -----	2
A. - Rappel des subdivisions du bouclier canadien -----	2
B. - Caractères généraux de la province de Grenville -----	6
V. - Présentation sommaire de la carte géologique -----	6
CHAPITRE II - ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE	
I. - Introduction -----	9
II. - Les gneiss -----	11
A. - Gneiss roses granitiques -----	12
1 - Gneiss roses homogènes -----	12
2 - Gneiss rose brun -----	13
3 - Gneiss roses à structure granulitique -----	15
4 - Résumé -----	18
B. - Gneiss verts -----	19
C. - Gneiss gris -----	21
D. - La série paragneissique -----	24
1 - Quartzites -----	24
2 - Gneiss à biotite -----	25
3 - Gneiss à sillimanite -----	25
4 - Gneiss à scapolite -----	28
5 - Les amphibolites à pyroxène -----	29
6 - Résumé -----	29
E. - Roches à hornblende, pyroxène et plagioclase -----	29
1 - Pyriclasites -----	31
2 - Amphibolites à pyroxène -----	31
3 - Pyribolites -----	32
4 - Résumé -----	33
III. - Les faciès de migmatisation -----	33
A. - Définitions -----	33
B. - Les textures stromatiques -----	34
C. - Les textures pygmatitiques -----	34
D. - Les textures agmatitiques -----	36
E. - Les textures surréitiques -----	36

	Pages
F. - Les textures diktyonitiques -----	37
G. - Les migmatites granitoïdes -----	37
IV. - Les roches éruptives -----	38
A. - Les anorthosites -----	38
1 - Anorthosite à andésine -----	38
2 - Les gneiss verts plagioclasiques -----	38
3 - Anorthosite à labrador -----	40
B. - Les gabbros -----	42
C. - Les diorites -----	44
1 - Diorite à pyroxène -----	44
2 - Diorite à amphibole -----	45
D. - La mangérite -----	46
1 - Le massif mangéritique de Labrieville -----	46
2 - L'ensemble stratiforme mangéritique gneissique -----	49
E. - Le granite de Labrieville -----	51
V. - Les filons sécants -----	52
A. - Les pegmatites -----	52
B. - Les filons basiques -----	53
C. - Les filons verts de mangérite porphyroïde -----	53
D. - Les carbonatites -----	54
E. - Chronologie probable des différentes venues filoniennes -----	54
VI. - Conclusions à l'étude pétrographique -----	55

CHAPITRE III - PETROGENESE -----

I. - Pétrogenèse des schistes cristallins -----	59
A. - Origine des diverses formations -----	61
a) Les diagrammes utilisés -----	61
b) Les gneiss à grenat et sillimanite -----	64
c) Les amphibolites à pyroxène -----	65
d) Les gneiss roses - gneiss gris - gneiss verts -----	66
B. - Caractères du métamorphisme -----	67
a) Les paragneiss -----	67
1 - Paragenèse et caractère des minéraux principaux -----	67
2 - Diagramme ACF A'KF -----	70
3 - Domaine de stabilité des gneiss à almandin-cordiérite -----	71
4 - Diagramme de Perchuk -----	73
5 - Conditions de température et pression de formation des gneiss alumineux -----	76
b) Les amphibolites et les pyriclasites -----	76
c) Les gneiss verts -----	77
d) Les gneiss gris -----	77
e) Les gneiss roses granitiques -----	77
f) Conclusion à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins -----	78
II. - Pétrogenèse des roches éruptives -----	80
a) Anorthosite et mangérite -----	80
1 - Diagramme de variation $K_2O - Na_2O - CaO$ et $MgO, FeO + Fe_2O_3,$ $Na_2O + K_2O$ -----	81
2 - Relations chimisme - granulométrie dans le massif de mangérite de Labrieville -----	82
3 - Le problème de l'origine des anorthosites et roches associées -----	83
b) Granite de Labrieville -----	85
c) Conclusion à l'étude pétrogénétique des roches éruptives -----	85

CHAPITRE IV - APERCU STRUCTURAL -----

I. - Données photogéologiques -----	87
II. - Données aéromagnétiques -----	89
III. - Style tectonique et description de quelques structures -----	90
IV. - Signification de la mangérite stratiforme -----	94
V. - Failles et joints -----	95
VI. - Conclusion : essai de chronologie -----	95

CHAPITRE V - GEOCHRONOMETRIE -----

I. - Rappels -----	97
II. - Méthode au Strontium -----	99
A. - Principe -----	100
B. - Mode opératoire -----	103
III. - Les résultats -----	104
A. - Mangérites -----	104
B. - Granite de Labrieville -----	106
C. - Les paragneiss -----	108
D. - Les gneiss roses -----	108
E. - Conclusion à l'étude géochronologique -----	108

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS GENERALES -----

Pages

87

89

89

90

94

95

95

97

99

100

100

103

104

104

106

108

108

108

108

111

LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
1 - Classification des structures granoblastiques -----	12
2 - Figure d'étirement dans les gneiss roses -----	14
3 - Intrusion et plissement dans les gneiss roses -----	15
4 - Quartz lamellaire -----	16
5 - Amphibole à structure pœcilitique interstitielle -----	21
6 - Classification des roches à pyroxène hornblende et plagioclase -----	30
7 - Structure granoblastique saccharoïde d'une pyribolite -----	33
8 - Boudinage dans un banc de pyribolite -----	36
9 - Phénomène et étirement dans une roche homogène -----	37
10 - Classification des roches de la famille de l'anorthosite -----	47
11 - Orientation des lamelles d'exsolution dans les pyroxènes -----	48
12 - Ouralitis d'un pyroxène -----	49
13 - Filon de mangérite porphyroïde -----	54
14 - Relation entre la couleur des biotites, leur pourcentage pondéral en TiO_2 et le rapport $Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO$ -----	68
15 - Diagramme FeO MgO MnO de MIYASHIRO (1953) pour les grenats pauvres en calcium -----	69
16a - Diagramme ACF A'KF du sous-faciès A 23 -----	72
16b - Diagramme ACF A'KF du faciès granulitique -----	72
17 - Domaine de stabilité des associations à almandin-cordiérite-biotite-sillimanite -----	74
18 - Géothermomètre biotite-grenat de Perchuk -----	75
19 - Conditions T et P des gneiss alumineux -----	76
20 - Abaissement de la température en fonction de PH ₂ O et de PS -----	79
21 - Diagramme de variation des roches de la série de Morin -----	81
22 - Variation du paramètre de Niggli dans le massif de mangérite de Labrieville -----	82
23 - Système diopside-albite-anorthite montrant la position de la ligne cotectique -----	84
24a - Coupe synthétique -----	92
24b - Interprétation du synclinal du lac Verret -----	93
25 - Succession chronologique des deux phases tectoniques -----	94
26 - Isochrone sur la mangérite -----	105
27 - Isochrone sur le granite de Labrieville -----	107
28 - Isochrone sur les paragneiss et les gneiss roses -----	109

LISTE DES PLANCHES

	<u>Pages</u>
1 - Plan de situation -----	3
2 - Carte des provinces métamorphiques -----	5
3 - Carte géologique -----	7
4 - 1 - Diagramme ACF A'KF -----	62
4 - 2 - Discrimination entre grauwackes et roches ignées basiques -----	62
5 - 1 - Domaine des roches sédimentaires des roches ignées basiques -----	63
5 - 2 - Diagramme MgO - K ₂ O - Na ₂ O de H. de LA ROCHE -----	63
6 - Carte structurale -----	91
7 - Carte tectonique de l'orogène grenvillien -----	101

LISTE DES PHOTOS

1 - 1 - Structure microscopique d'un gneiss rose brun -----	17
1 - 2 - " " " " " " granulitique -----	17
2 - 1 - Structure microscopique d'un gneiss vert proche de l'anorthosite à andésine -----	23
2 - 2 - Perthite tectonique dans un gneiss gris -----	23
3 - 1 - Structure granoblastique dans un gneiss à biotite -----	27
3 - 2 - Diagramme de RX de la cordiérite 401 C -----	27
4 - 1 - Veines pygmatitiques parallèles au litage dans un gneiss à biotite -----	35
4 - 2 - Veines pygmatitiques obliques par rapport au litage dans un gneiss à biotite -----	35
5 - 1 - Structure microscopique dans les gneiss verts plagioclasiques (anorthosite verte) -----	41
5 - 2 - Structure microscopique dans les gneiss verts plagioclasiques (anorthosite verte) -----	41
6 - 1 - Grand plagioclase cassé et recristallisation de petits plagioclases dans les cassures -----	43
6 - 2 - Structure doléritique et début d'ouralitis des pyroxènes dans un gabbro -----	43
TABLEAU I - Chronostratigraphie et nomenclature du bouclier canadien. -----	4

ANNEXES

- I - Analyses chimiques
- II - Données géochronologiques

LISTE DES ECHANTILLONS D'ANALYSE CHIMIQUE

- 401 - Gneiss à biotite - sillimanite - grenat - cordiérite
- 873 - Gneiss à biotite - sillimanite - grenat
- 883 - Gneiss à biotite - grenat (+ sillimanite)
- 443 - Amphibolite
- 400 - Gneiss vert
- 56 - Gneiss rose-brun
- 140 - Gneiss rose homogène

Liste des échantillons d'analyse chimique (suite).

584 - Gneiss gris
82 - Mangérite de Labrieville faciès à grain fin
44 - Mangérite de Labrieville
46 - Mangérite de Labrieville
290 - Mangérite gneissique
762 - Anorthosite à andésine
884 - Granite de Labrieville
AR 20 - Mangérite de M. MORIN.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I. - REMARQUES PRELIMINAIRES

II. - CADRE GEOGRAPHIQUE

III. - TRAVAUX ANTERIEURS

IV. - LE CADRE GEOLOGIQUE

V. - PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

INTRODUCTION

I. - REMARQUES PRELIMINAIRES

Après le levé au 1/250 000 de la carte géologique d'un vaste domaine du bouclier précambrien canadien, au Nord du Saint-Laurent entre Tadoussac et Baie Comeau, au cours de l'année 1968, par une équipe du Ministère des Richesses Naturelles du Québec, une étude plus détaillée de la région de Labrieville - lac Isidore nous a semblé intéressante à plusieurs titres. La diversité des formations lithologiques donnait un bon éventail des roches grenvillien-nes. En outre, il semblait à première vue que l'on pouvait s'attendre à une variation des faciès métamorphiques. Enfin la région était d'accès relativement facile, ce qui n'était pas à négliger pour une investigation relativement rapide.

Les levés de terrain au 1/50 000 demandèrent un total d'environ 3 mois répartis sur 2 ans (automne 1968 - printemps et automne 1969).

II. - CADRE GEOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe dans la province de Québec, comté Saguenay, à environ 80 km au Nord Ouest de Forestville, sur la rive nord du Saint-Laurent (cf. planche 1). Elle est bordée par les méridiens 70°00' et 69°30' Ouest et les parallèles 49°00' et 49°20' Nord qui délimitent ainsi une surface de 1350 km² occupée au dixième par de nombreux lacs.

Dans cette région, le plateau laurentien atteint une altitude de 650 m environ (2000 pieds). Il est légèrement ondulé dans la partie centrale et orientale. Au Nord Est, à l'Ouest et au Sud Ouest le relief s'accroît par le jeu de l'érosion. En effet, deux rivières importantes entaillent le plateau : ce sont les rivières Bersimis au Nord Est et Sault-aux-Cochons à l'Ouest.

La rivière Bersimis, longue de 380 km, a été équipée de 2 barrages hydroélectriques et de 2 usines par la Commission hydroélectrique du Québec, de 1953 à 1956. Un tunnel de 12 km de long et de 9,5 m de diamètre, à revêtement intérieur de béton, relie le réservoir Pipmuacan à la centrale construite entièrement dans le rocher, située à Labrieville.

Labrieville, fondée en 1953 et 1954 par la Commission pour la construction du barrage et le fonctionnement de l'usine, compte actuellement une population de 500 habitants environ. Elle est construite sur une des terrasses de la rivière Bersimis. Nous avons pu compter 2 terrasses emboîtées dont la plus haute atteint l'altitude de 160 m (500 pieds) au-dessus du niveau de la mer. Sur les bords de cette plaine alluviale, large de 3 km, s'élèvent des falaises abruptes. La topographie est typiquement celle d'une ancienne vallée glaciaire comblée en partie par des alluvions fluviales.

Il peut paraître curieux qu'une vallée en auge prenne place au milieu d'un vaste plateau à allure de pénéplaine. L'explication suivante a été avancée. Au Pliocène se serait produit un relèvement de l'ancienne pénéplaine produisant un regain d'activité du réseau hydrographique. Puis au Pléistocène se formèrent d'énormes accumulations de glace. Lorsque la direction des vallées a coïncidé avec le sens d'écoulement de la glace, ces vallées furent approfondies par affouillement. Tel semble être le cas des rivières Bersimis et Sault-aux-Cochons.

La rivière Sault-aux-Cochons, qui traverse notre région, après s'être échappée du lac du même nom, coule à travers des plaines de délavage et s'encaisse dans de profondes gorges, pour venir finalement se traîner en méandres dans une plaine alluviale identique à celle de la rivière Bersimis. Là aussi, l'examen des photos aériennes nous a permis de distinguer plusieurs terrasses emboîtées. Le matériau qui les constitue est composé principalement de sable argileux. C'est le produit de remaniement de la vaste couverture morainique qui recouvre tout le bouclier.

Les dépôts glaciaires sont représentés par une couverture morainique peu épaisse. Les eskers sont fréquents : ce sont des dépôts fluvio-glaciaires formés de sables et galets grossièrement classés et déposés, croit-on, dans le lit d'un cours d'eau coulant sous la nappe de glace. Ils ont une forme très allongée, serpentant au milieu des plaines de délavage. Leur section est grossièrement triangulaire, de 5 à 10 m de large sur 3 à 4 m de haut, avec des rebords abrupts. Près du lac Rousseau, au Nord de la région, ils sont à une altitude de 500 m ; plus au Sud le long de la rivière Sault-aux-Cochons ils n'atteignent que 450 m.

La région est abondamment couverte d'une épaisse forêt d'épinettes et de bouleaux. Le bois est exploité par l'Anglo Canadian Paper and Pulp C°, qui, grâce à ses chemins forestiers, facilite la pénétration dans la forêt. La rivière Sault-aux-Cochons et ses affluents sont équipés de nombreuses petites écluses en bois qui servent à accumuler suffisamment d'eau pour permettre le flottage des troncs au moment voulu, jusqu'à Forestville.

Enfin les conditions d'affleurement des roches sont relativement bonnes, bien qu'une couverture morainique et végétale recouvre toute la région. Le tracé des routes, chemins forestiers, lignes de haute tension, ainsi que le débouçage qui active l'action de l'érosion, mettent souvent à nu de très beaux polis glaciaires.

III. - TRAVAUX ANTERIEURS

Ils se résument à peu de chose. Le quart nord de notre région, ainsi que le territoire s'étendant jusqu'au parallèle 49°30' a été cartographié au cours des étés 1954 - 1955 - 1956 par Marcel MORIN à l'échelle de 1 mile au pouce soit 1/63 000°. Ce travail a fait l'objet du rapport préliminaire n° 333 sur la région de Labrieville au Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Le rapport final n'a pas encore été publié. M. MORIN a suivi également le percement du tunnel d'amenée d'eau depuis le réservoir Pimpuacan (lac Cassé) jusqu'à l'usine.

A. T. ANDERSON a étudié en 1962 la partie occidentale du massif d'anorthosite à andésine (rapport préliminaire n° 488 sur la région du lac Catherine). Le rapport final n'a pas encore été publié.

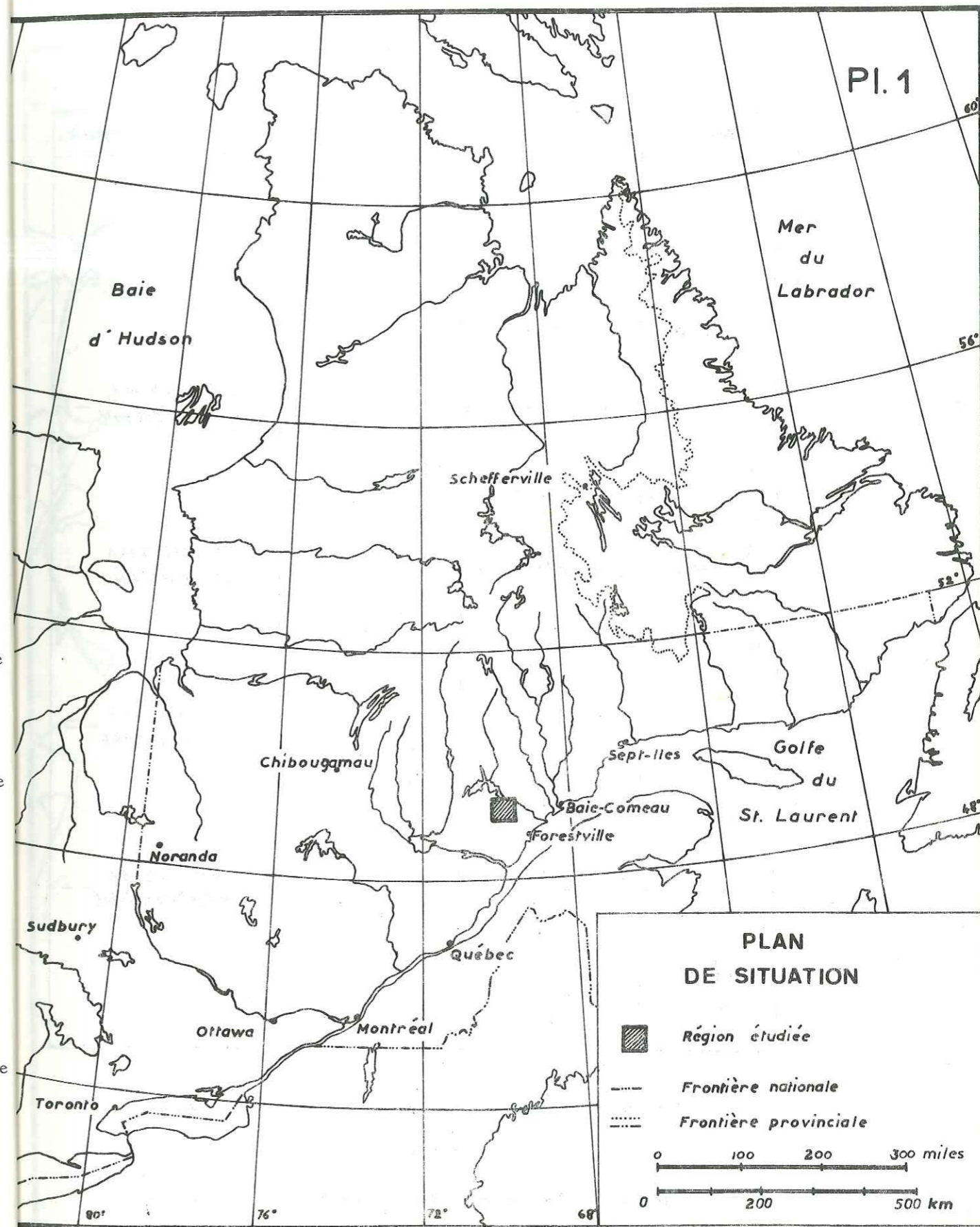
Quant aux territoires adjacents, nous n'avions aucune information sur eux au début de l'été 1968.

IV. - LE CADRE GEOLOGIQUE

A. - Rappel des subdivisions du bouclier canadien

Depuis 1959 la Commission Géologique du Canada a entrepris un programme de mesures géochronométriques sur l'ensemble du bouclier précambrien canadien. Son but était de dater et de circonscrire les principales orogénèses et de donner d'utiles informations sur l'échelle stratigraphique.

C'est ainsi qu'en 1964 ces travaux ont permis de délimiter avec plus de précision 7 provinces métamorphiques, chacune d'elles étant caractérisée par une orogénèse majeure dont l'âge était donné dans un intervalle de temps compris au maximum entre 200 et 300 MA.

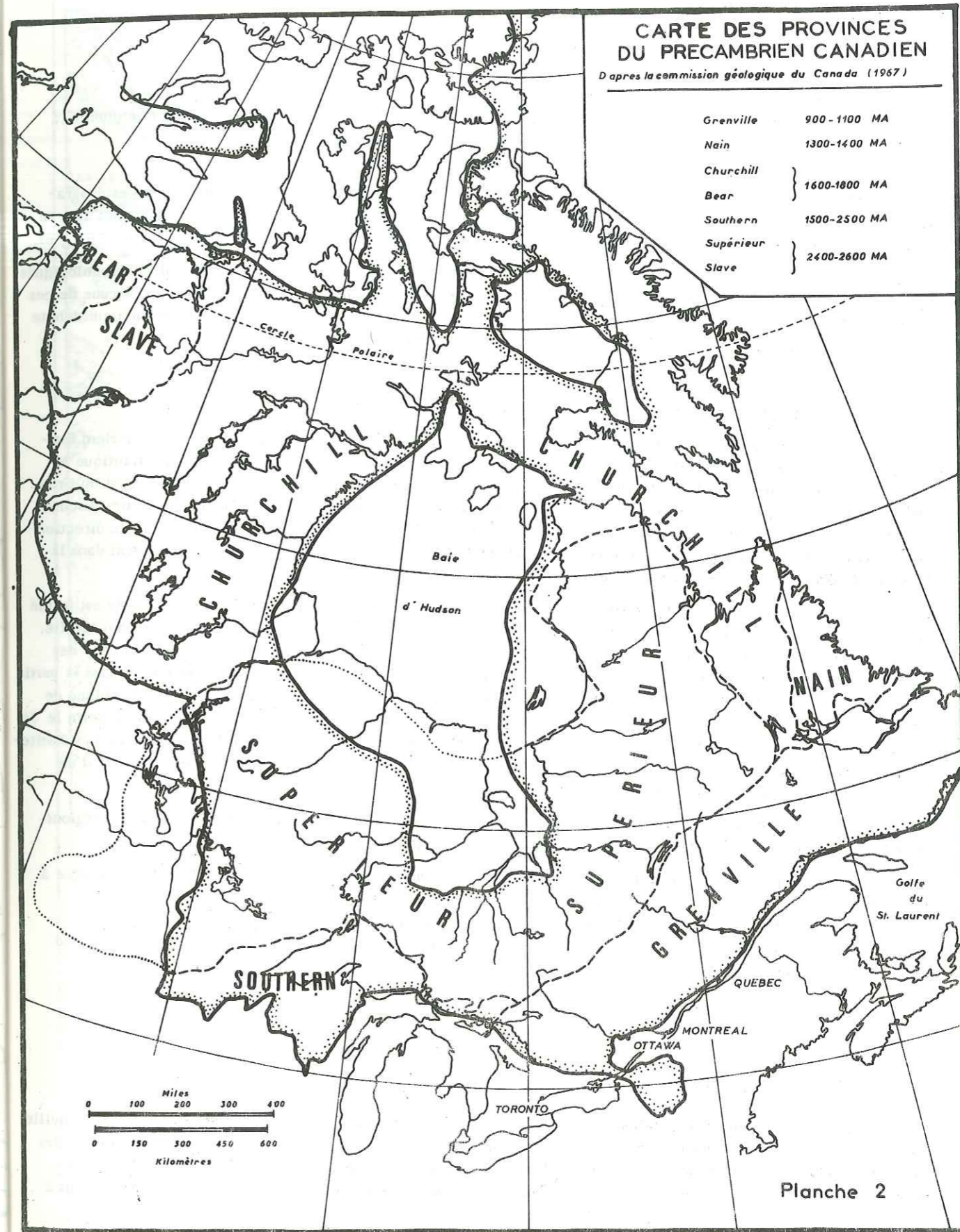


TAB LEAU 1

Eon	Era	Sub-Era	Age K-Ar et orogénies	
PROTÉROZOÏQUE	Sup.	HADRYNIEN	600 M.A.	
			MM 880 M.A. GRENVILLIENNE	
	Moy.	HÉLIKIEN	NEOHÉLIKIEN	MM 1280 M.A. ELSONIENNE
			PALÉOHÉLIKIEN	MM 1640 M.A. HUDSONIENNE
			APHÉBIEN	MM 2390 M.A. KÉNORANIENNE
ARCHÉEN				

Chronostratigraphie et nomenclature du Bouclier
Canadien

Horizons standards MM. déterminés par la méthode
au Potassium Argon sur les micas (C.H. STOCKWELL 1964)



- orogénèse kénoranienne (2700 à 2400 MA) pour les provinces du Supérieur et de l'Esclave ;
- orogénèse hudsonienne (1900 à 1700 MA) pour les provinces du Churchill, de l'Ours et "southern" ;
- orogénèse elsonienne (1500 à 1200 MA) pour la province du Nain ;
- orogénèse grenvillienne (1100 à 800 MA) pour la province de Grenville.

Rappelons que les provinces métamorphiques (ou structurales) du bouclier canadien sont des domaines géographiques pouvant contenir des roches d'âges différents, mais où les mesures géochronométriques ont donné des âges se groupant autour de certaines valeurs. Les orogénèses, elles, sont les périodes de formation des chaînes de montagnes.

Il a donc été possible, grâce à ces orogénèses de subdiviser le Précambrien du Canada en 4 unités chronologiques : l'Archéen, que termine l'orogénèse kénoranienne, et le Protérozoïque inférieur, moyen et supérieur. Chacune de ces 3 ères est terminée respectivement par l'orogénèse hudsonienne, l'orogénèse grenvillienne et le Cambrien qui débute à environ 600 MA (R. BERGERON, 1966). Cette subdivision est résumée dans le tableau I.

B. - Caractères généraux de la province de Grenville

La province de Grenville occupe une zone de plus de 2000 km de long sur 300 km de large orientée Nord Est - Sud Ouest. Elle s'étend au Nord du fleuve et du golfe du Saint-Laurent depuis le Labrador et l'océan Atlantique à l'Est jusqu'au lac Huron en Ontario à l'Ouest. Sa bordure nord ouest qui constitue ce qu'on appelle le "front du Grenville", la met en contact avec les formations volcano-détritiques du Supérieur. Sa signification encore très discutée est en cours d'étude. Il s'agit tantôt d'une faille, tantôt d'un front de métamorphisme. Ce front tronque la direction des formations des provinces métamorphiques situées plus au Nord. Toutefois, ces formations se prolongent dans la province de Grenville où elles sont plus intensément métamorphosées.

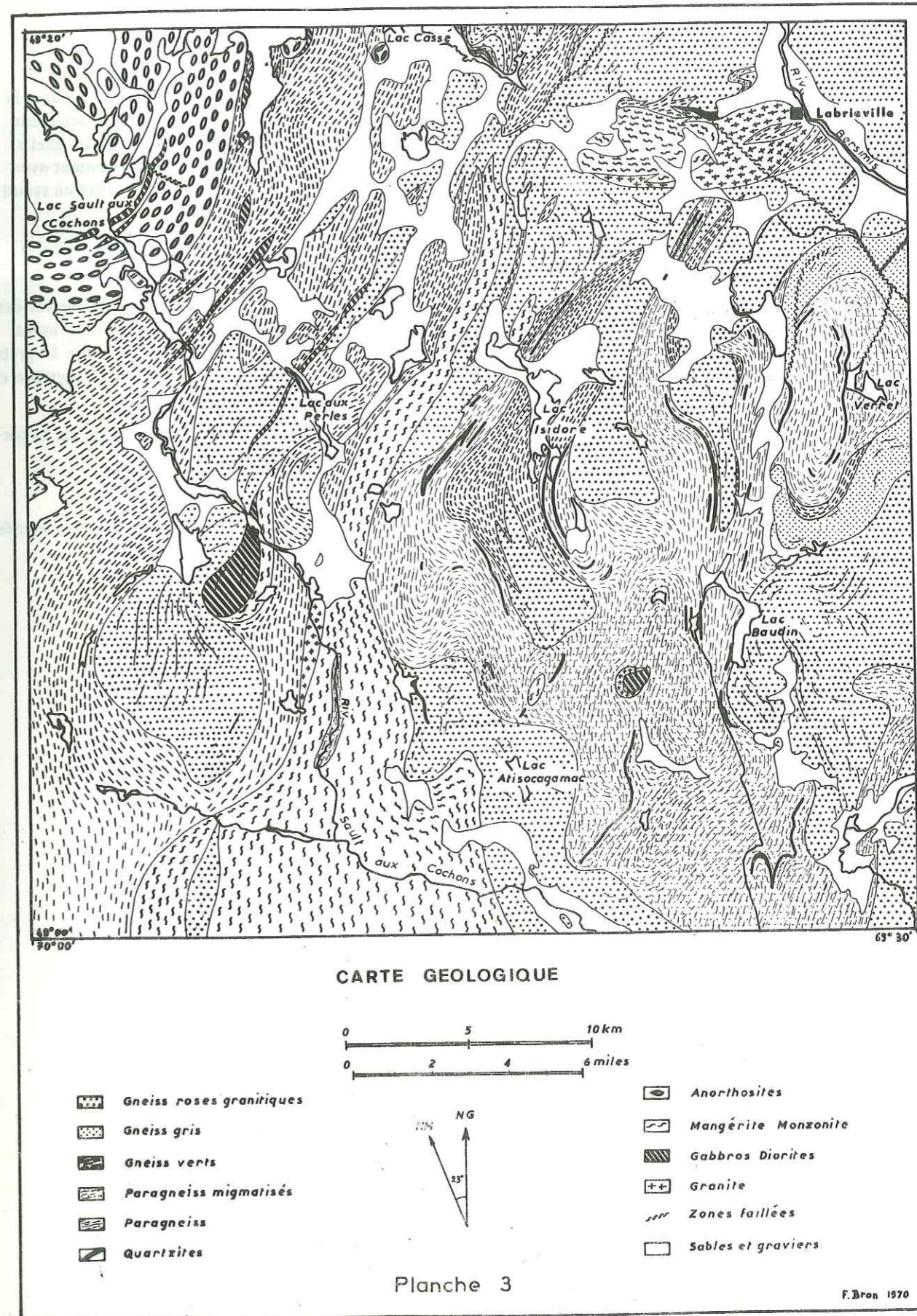
Les roches de la province de Grenville peuvent être subdivisées en 3 ensembles. Le premier ensemble est formé de gneiss quartzo-feldspathiques à biotite ou à amphibole. Leurs paragenèses les rangent dans le faciès amphibolite. Le second ensemble est représenté par une série de paragneiss comprenant des calcaires cristallins, des skarns, des quartzites et des gneiss à sillimanite. Ces formations, et surtout les calcaires cristallins, sont abondantes dans la partie sud de la province où la série type, dite série de Grenville (à ne pas confondre avec la province métamorphique de Grenville) a été décrite. Leurs paragenèses sont celles soit du faciès amphibolite, soit du faciès granulite. Enfin le 3e ensemble constitue ce que l'on appelle la série de Morin. Ce sont des roches éruptives anhydres de la suite anorthosite-mangérite-charnockite qui se sont mises en place dans les séries cristallophylliennes, probablement au cours d'un épisode de l'orogénèse grenvillienne.

Quant à l'évolution tectonique de la province plusieurs hypothèses sont maintenant avancées selon les régions. WYNNE - EDWARDS (1964) propose la succession suivante des plissements :

- les plissements hudsoniens de direction majeure nord-sud affectent une série sédimentaire déposée à l'Aphézien moyen sur un socle archéen plissé ;
- l'orogénèse elsonienne se manifeste par la mise en place des massifs anorthositiques ;
- l'orogénèse grenvillienne (entre 800 et 1000 MA) plisse selon une direction majeure nord est - sud ouest les formations de la série de Grenville.

V. - PRESENTATION SOMMAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

Les roches de la région de Labrieville et du lac Isidore appartiennent à la province métamorphique de Grenville. Une série de paragneiss à grain fin, qui comprend des gneiss à biotite, à sillimanite et grenat, des quartzites et des amphiboles occupe la plus grande surface. Les calcaires cristallins caractéristiques de la "série de Grenville" sont totalement absents, mais des roches calco-silicatées, reflétant un épisode carbonaté peu important, apparaissent à



l'état de nodules. Les figures migmatitiques sont partout présentes mais l'intensité de la migmatisation croît dans la région méridionale où ces paragneiss sont pratiquement transformés en granite d'anatexie. Ces paragneiss semblent occuper une position synclinale au centre de la région. Ils sont entourés sur 3 côtés par des gneiss gris et des gneiss roses à composition granitique. Des flots de gneiss roses et verts bordés par des bancs de quartzite représentent avec les gneiss gris le soubassement de cette série paragneissique. Cet ensemble de gneiss est intensément plissé en synclinaux de direction majeure nord à nord est, déversés vers l'Ouest.

Un second domaine structural, plus régulier, borde le massif d'anorthosite au Nord Ouest. Les gneiss verts et roses qui le constituent ont une direction nord est avec un plongement de 45° environ vers le Sud Est.

Un massif stratiforme de mangérite gneissique et de monzonite (indifférenciées sur la carte) semble séparer ces deux domaines. En forme de lame dans la partie septentrionale, il s'évase vers le Sud. Au Nord Est un autre massif de mangérite constitue avec le granite de Labrieville un complexe orienté Est-Ouest. La mangérite présente un grain grossier et porphyroïde au cœur du massif et un grain moyen à la périphérie. Le granite, lui aussi, est porphyroïde et gneissique.

Enfin quelques intrusions plus basiques de gabbro et de diorite, sous forme de sills, ont été observées sur la bordure du massif d'anorthosite et dans les gneiss verts adjacents.

Les véritables failles sont peu nombreuses et ne jouent apparemment pas un rôle majeur.

Toutes ces roches ont été intensément déformées et les associations minérales indiquent qu'elles se sont formées sous des conditions élevées de température et pression.

CHAPITRE II

ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE

I. - INTRODUCTION

II. - LES GNEISS

III. - LES FACIES DE MIGMATISATION

IV. - LES ROCHES ERUPTIVES

ETUDE MINÉRALOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

I. - INTRODUCTION

Sur le terrain la subdivision des gneiss de la région a été guidée par plusieurs critères relativement simples à déceler avec un matériel réduit.

- La couleur en cassure fraîche nous a permis de subdiviser les gneiss, en gneiss roses, gris et verts.
- La patine et l'altération nous ont apporté une aide peu efficace.
- L'aspect de la roche en affleurement a été décrit selon les caractères utilisés au Service Géologique du Ministère des Richesses Naturelles du Québec.
 - . Une roche est dite massive lorsqu'on ne peut distinguer aucune orientation particulière des minéraux (foliation ou linéation).
 - . Une roche est dite homogène lorsque les caractères de granulométrie, minéralogie, foliation ne varient pas sur un même affleurement. Un échantillon de la taille du poing est représentatif de l'affleurement.
 - . Une roche est dite hétérogène lorsque un ou plusieurs des caractères de granulométrie, minéralogie et foliation varient. Un échantillon n'est pas représentatif de l'affleurement.
- Le critère de granulométrie s'établit comme suit :
 - grain fin < 1 mm
 - grain moyen compris entre 1 et 5 mm
 - grain grossier > 5 mm.
- La coloration sur échantillon par la cobaltinitrite de sodium après attaque fluorhydrique nous a montré rapidement les teneurs respectives en plagioclase (se colorant en blanc) et en feldspath potassique (se colorant en jaune).

Au cours de nos campagnes plus de 500 échantillons ont été récoltés sur lesquels il a été taillé environ 200 lames minces. Celles-ci ont été étudiées au microscope polarisant et les minéraux déterminés à l'aide de la platine universelle. Les abaques de BURRI (1956) et de Van der KAADEN (1951) nous ont aidé à trouver la teneur en anorthite des plagioclases et leur type de macle. Pour la détermination optique des autres minéraux, nous avons comparé nos mesures avec les courbes rassemblées dans l'ouvrage de W.E. TROGER (1959).

Il convient dès maintenant de préciser quel sens a été donné à certains termes dont la signification varie avec la nationalité des auteurs.

- Le terme structure est pris dans le sens français ; caractère essentiel de la roche, défini par la disposition et les relations mutuelles des minéraux constitutifs. Elle s'observe à l'échelle de la lame mince ou de l'échantillon. En anglais : "texture".
- De même la texture est un caractère de 2e ordre, de manifestation macroscopique, qui consiste essentiellement en variation dans la constitution des roches. Elle s'observe à l'échelle de l'affleurement en anglais "structure".
- Pour ce qui est de la structure granoblastique des gneiss, nous avons choisi la classification de BERTHELSEN (1960).

"Lorsque les grains se côtoient avec des limites mutuelles plus ou moins rectilignes, la structure résultante est appelée saccharoïde (A, fig. 1). Quand la bordure des grains a une allure incurvée ou sinueuse, par exemple quand les grains sont lobés, la structure est dite interlobée (B, fig. 1).

Lorsque les grains avoisinants interfèrent et s'interpénètrent à la manière suggestive des pseudopodes d'une amibe, et quand la structure - malgré ces irrégularités - a préservé son apparence granoblastique, le terme utilisé est amiboïde (C, fig. 1)".

Avec la perte de la structure granoblastique les structures diablastiques apparaissent (BERTHELSEN, 1960, p. 24).

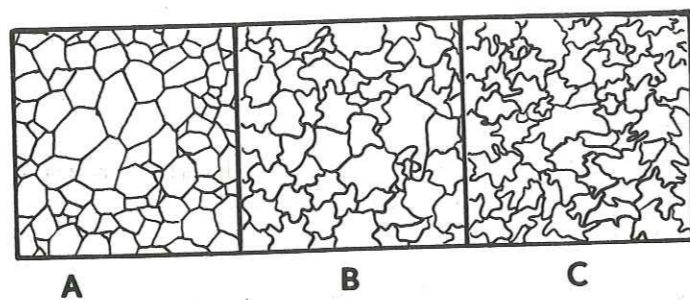


Figure 1 - Classification des structures granoblastiques d'après A. BERTHELSEN (1960).

A - saccharoïde B - interlobée C - amiboïde

II. - LES GNEISS

A. - Gneiss roses granitiques

Sous le terme de gneiss roses, ont été groupés des gneiss d'aspect très variable et certainement d'origine différents mais dont les traits communs sont la composition granitique (*) et la coloration rose avec diverses tonalités, telle le rose-brun. La présence de figures migmatitiques est un caractère fréquent.

Plusieurs types ont été distingués, mais il n'est guère possible d'établir leurs relations mutuelles :

- gneiss roses homogènes,
- gneiss rose-brun,
- gneiss roses à structure granulitique.

1 - Gneiss roses homogènes

- Mode de gisement

Comme leur nom l'indique, ce sont des gneiss homogènes, à grain grossier de couleur rose à rose-brun en cassure fraîche. On y rencontre parfois des "bouffées" de gneiss verts ou de gneiss gris de faible extension (10 à 50 m²).

Ils s'altèrent en prenant une couleur brun cassonade. Leur patine est claire.

Les minéraux ferromagnésiens se groupent en petites lentilles aplaties dans le plan de foliation ("streaky texture").

(*) Le qualificatif granitique n'a ici aucune implication génétique mais uniquement un sens descriptif : roche composée de quartz, feldspath potassique en forte proportion, plagioclase et minéraux ferromagnésiens en faible quantité.

Des bandes plus grossières, de 2 à 5 cm d'épaisseur soulignent la foliation. Elles sont bordées de part et d'autre par un mince film plus sombre de minéraux ferromagnésiens. Si par endroit elles sont régulières et parallèles, ailleurs elles soulignent les plissements subis par la roche.

Des amas de pegmatites à feldspath potassique rose, plagioclase vert et biotite les recoupent localement.

Ces gneiss homogènes parfois associés aux gneiss verts occupent une vaste zone dans la région est allant du lac Baudin au ruisseau Truchon. Nous en avons également observés au Nord du massif de mangérite de Labrieville.

- Description microscopique

Nous décrivons une lame mince typique - FB 69-140.

Un comptage de point a donné :

quartz	27,8	biotite	1,3
plagioclase	16,0	amphibole	10,0
perthite	18,0	minerais	2,4
microcline non		apatite	1,0
perthitique	23,2	zircon	traces.

L.M. 140

La structure est granoblastique, hétérogranulaire interlobée.

Le quartz se présente en petits grains ou en plages amiboïdes poëcilitiques s'éteignant par panneaux.

Le microcline possède la macle caractéristique quadrillée qui s'estompe parfois pour donner un simple moirage. Sa taille est légèrement supérieure à la moyenne, soit 1 mm environ. Il est aussi poëcilitique : inclusions de quartz, plagioclase, apatite, minerais. Certains individus sont perthitiques : exolutions d'albite en fuseaux onduleux ou en gouttelettes.

Les plagioclases ont une taille égale à celle du microcline. Ils ont une composition d'andésine An 35 et sont maclés albite. La plupart montrent une frange myrmékitique.

La biotite forme des plages trapues et cassées. Elle possède un fort pléochroïsme. Elle montre parfois des associations diablastiques avec le quartz.

L'amphibole à pléochroïsme beige à vert forme des cristaux à structure interstitielle.

Les minéraux accessoires sont : apatite en cristaux globulaires, zircon automorphe et minéral.

2 - Les gneiss rose-brun

- Mode de gisement

Ce sont des gneiss dont le grain est moyen (1 mm) ou fin. La couleur n'est pas franche et oscille en cassure fraîche entre le brun-rose et le vert pâle. Parfois la roche est franchement rose et verte. La patine est très blanche et l'altération brun cassonade.

La foliation est parfois difficile à distinguer. Quand elle est visible elle est déformée en petits plis de faible amplitude.

De nombreux amas allongés et effilochés d'amphibolites apparaissent au milieu de ces gneiss. Les niveaux les plus minces, qui se suivent sur plusieurs dizaines de mètres, sont boudinés. Les masses les plus importantes (5 x 15 m) montrent des figures de mobilisation partielle dues à la migmatisation. On rencontre également des lentilles étirées (1 x 3 m) de quartz.

Cet ensemble de gneiss présente également à plusieurs endroits des reliques d'un ancien rubanement dont seuls les minces niveaux granitiques restent visibles. Ceux-ci ont été intensément déformés si bien que la direction de la foliation originelle n'est plus visible (cf. fig. 2).

Certains bancs plus épais ont été boudinés. Au cœur des boudins sont concentrés principalement du diopside et de la scapolite.

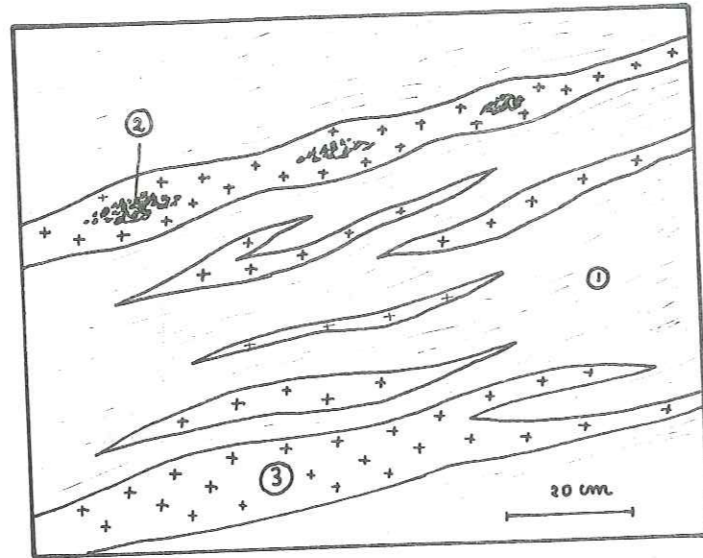


Figure 2 - Figure d'étrétement dans les gneiss roses -
1 - gneiss rose
2 - nodule à scapolite
3 - matériel granitique.

A partir de cet exemple nous pouvons tenter de tirer plusieurs conclusions.

Tout d'abord, cette association de gneiss à grain fin, d'amas de gneiss à hornblende, de lentilles de quartz, et de roches calco-silicatées est caractéristique, comme nous le verrons par la suite, de la série paragneissique. Cependant il n'existe ni sillimanite, ni grenat et les niveaux quartzitiques sont peu importants. Ensuite on peut dire que les niveaux granitiques montrant des reliques d'anciens plis sont d'anciennes figures migmatitiques (ségrégation lit par lit) extrêmement déformées.

Par ailleurs, au Nord du massif de mangérite de Labrieville, nous avons pu faire certaines observations dans ces gneiss roses qui permettent de déceler la succession des phénomènes suivants (fig. 3) :

- Mise en place de filons pegmatitiques (2) recoupants, dans un matériel gneissique (1).
- Déformation de l'ensemble précédent.
- Mise en place dans des cassures de filons basiques (3).

- Description microscopique

Nous décrivons l'échantillon F B 69-56 situé au Nord du lac XX à 7 km au Nord Est de Labrieville. C'est un gneiss à grain moyen de couleur brun-rose, présentant une patine très blanche et une altération brun cassonade.

Un comptage de points a donné :

quartz	52,8	amphibole	0,6
plagioclase	7,6	minéral	0,6
perthite	37,7	apatite	} traces
pyroxène	0,6	zircon	
		biotite	

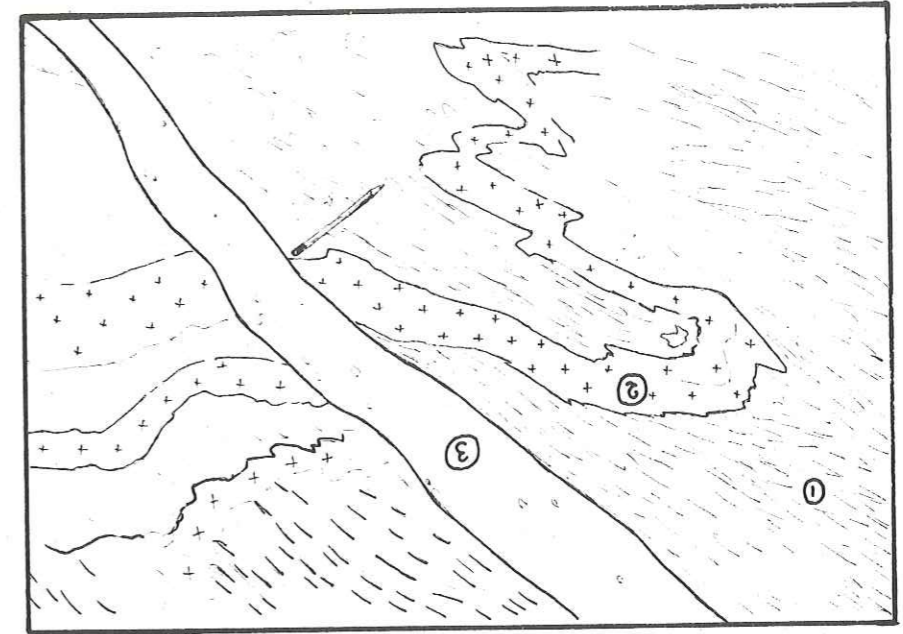


Figure 3 - Intrusions et plissement dans les gneiss roses -
(1) - gneiss granitique rose,
(2) - matériel pegmatitique,
(3) - filon basique.

Remarquer la discordance du filon pegmatitique sur la schistosité du gneiss.

La structure est isogranulaire, granoblastique interlobée.

Le quartz se présente en plages amiboïdes et s'éteint par panneaux.

Les perthites sont pœcilitiques et les exsolutions d'albite forment des gouttelettes ou de longs fuseaux onduleux irrégulièrement répartis. Ce sont des perthites d'origine tectonique. La macle caractéristique du microcline reste toujours visible.

Les plagioclases sont peu nombreux et de taille légèrement inférieure à celle des perthites. Ils sont presque tous myrmékittiques et se font pseudomorphoser par les feldspaths potassiques. Leur teneur en anorthite va de 30 à 40 % et le type de macle le plus fréquent est l'association albite-ala:plan p (001) et axe perpendiculaire à (100).

Le clinopyroxène forme de petits grains altérés, indéterminables.

L'amphibole également en petits cristaux possède un pléochroïsme de brun-vert à brun foncé.

Les minéraux accessoires sont : minéral, apatite, zircon et biotite.

3 - Les gneiss roses à structure granulitique

- Mode de gisement

Ce sont des roches à grain moyen à fin, homogènes et de couleur dominante rose mais les plagioclases peuvent parfois se colorer en vert. Ces gneiss sont caractérisés par des quartz en petites amandes allongées définissant la foliation (quartz en "ribbon" des auteurs anglais, "platten quartz" des auteurs allemands).

Ce type de gneiss affleure localement au Sud du lac La Corne et jusqu'au lac Atisocagamac sur la bordure est du massif stratiforme de mangérite-monzonite gneissique à l'endroit où celui-ci forme un pli nord-sud. Des niveaux plus

grossiers très clairs, à grenat, plagioclase et feldspath potassique blanc, ainsi que des quartzites y sont interstratifiés. Enfin des gneiss roses et verts à grain moyen, à composition granitique et ne possédant pas la structure granulitique leur sont parfois associés.

- Description microscopique

La structure est granulitique typique, avec de longues lentilles de quartz (30 x 1 mm) s'éteignant par panneaux obliquement par rapport à l'allongement de la lentille (fig. 4). Ces quartz lamellaires sont entourés par une mosaïque de petits cristaux de 0,2 mm environ. Parfois quelques gros feldspaths donnent un aspect œillé à la roche.

Le quartz peut se présenter sous deux formes : soit en longues lentilles soit en petits grains. Les grands individus sont parfois poecilites.

Le microcline, parfois perthitique, occupe plus de la moitié du volume total. Il possède une structure amiboïde et la macle quadrillée typique. Sa taille est variable, 2 mm pour les plus gros qui forment des yeux, 0,1 mm pour les plus petits.

Les plagioclases sont peu nombreux et toujours séricitisés. Leurs macles sont peu accusées et ils sont souvent myrmékistiques.

Les biotites, en baguettes trapues, s'alignent parallèlement aux quartz lamellaires. Leur pléochroïsme est marqué : brun pâle à brun rouge foncé.

L'apatite forme des cristaux arrondis pouvant atteindre 0,3 mm de diamètre.

On note enfin la présence de zircon, de minerais interstitiels et de muscovite secondaire.

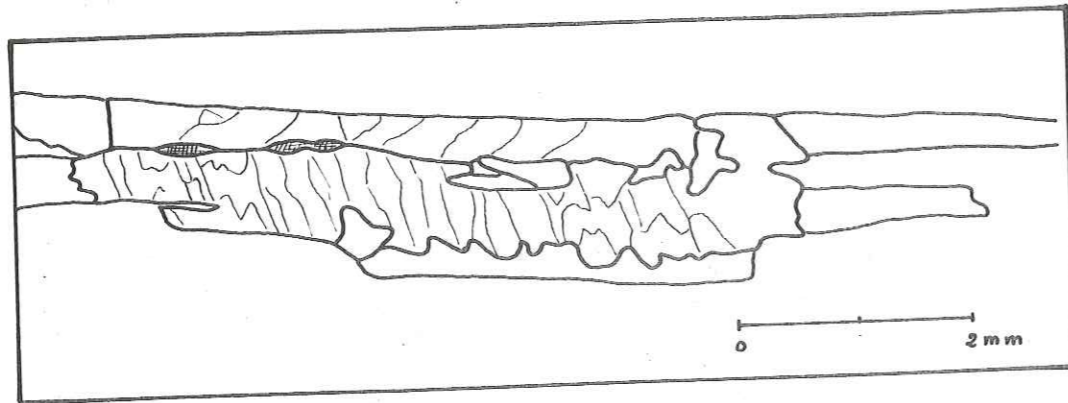


Figure 4 - Quartz lamellaire

- Remarque à propos du terme granulite

Dans la littérature il est frappant de constater le manque d'accord entre les auteurs concernant la nomenclature de roches de haut degré de métamorphisme. En particulier, le terme de granulite a été employé dans plusieurs sens différents selon la nationalité ou l'école des différents auteurs.

- Pour les anciens auteurs français une granulite était un granite à grain fin contenant de la muscovite et comme minéraux accessoires topaze, apatite et tourmaline. Ce sens semble actuellement abandonné.

- Les Anglais considèrent une granulite comme une roche métamorphique à structure granoblastique constituée de feldspath, pyroxène et grenat de même taille. La texture parallèle ou litée est due soit à la présence de traînées ou lentilles de quartz non granulé, soit à l'alternance de niveaux à composition minéralogique différente (RICE, 1953, HOLMES, 1920 in A. BERTHELSEN, 1960).

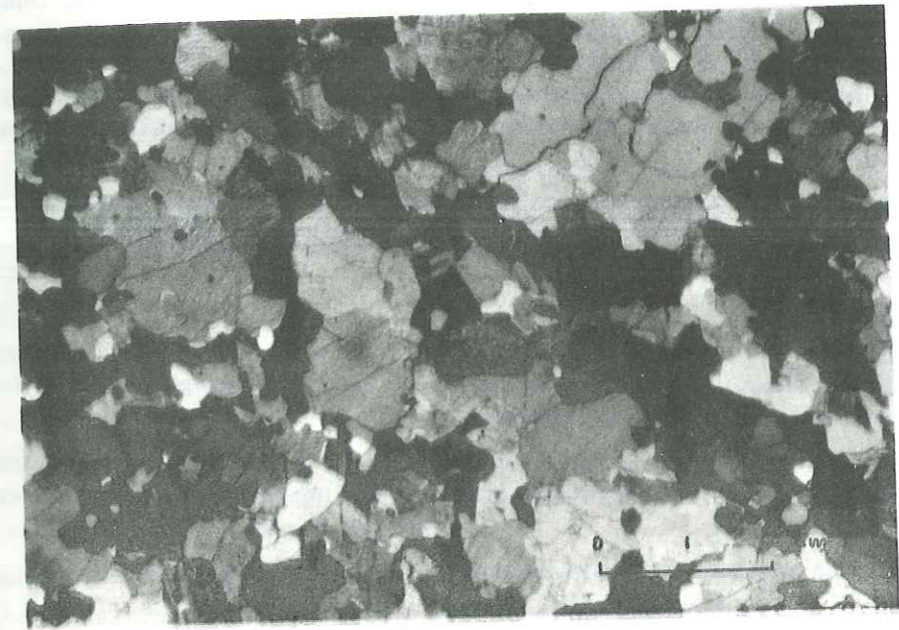


Photo n° 1 - Structure microscopique d'un gneiss rose brun
Lame FB 69-56

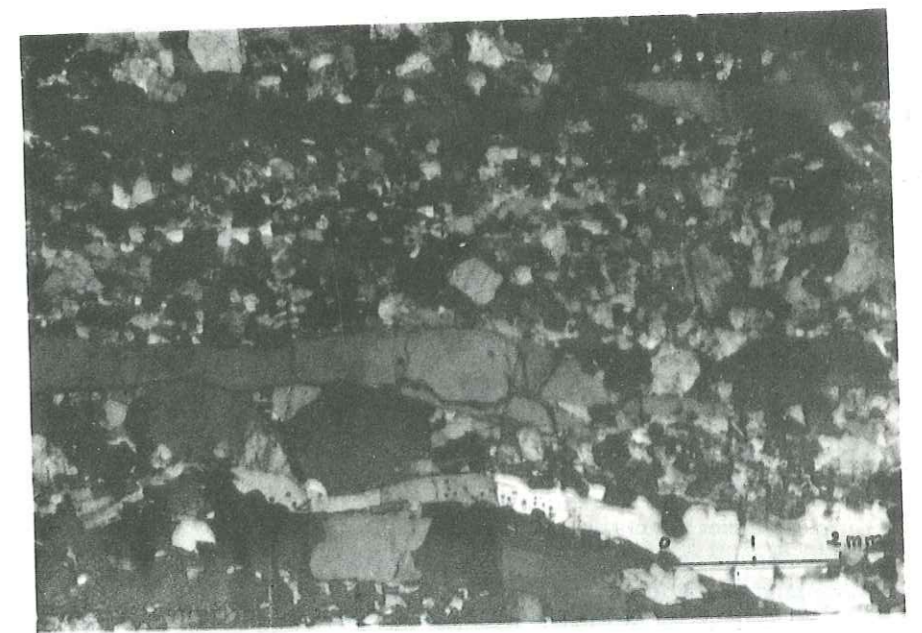


Photo n° 2 - Structure microscopique d'un gneiss rose granulitique.
Lame FB68 506

- En Allemand, une granulite est une roche métamorphique à grain plutôt fin à extrêmement fin, comportant des grenats, et de couleur blanche, rose pâle ou jaunâtre. Elle est composée principalement de feldspath, quartz et grenat disséminés. Biotite, tourmaline, rutile, sillimanite, disthène et spinelle vert (hercynite) forment les constituants mineurs tandis que apatite, zircon et minéraux sont les minéraux accessoires. Les feldspaths sont la microperthite et l'oligoclase antiperthitique. La structure est caractérisée par de minces niveaux de feldspaths et quartz xenoblastiques alternant avec des niveaux faits de grains de quartz aplatis.

Lorsqu'en 1920 P. ESKOLA proposa la classification en faciès métamorphiques dans laquelle il fit intervenir le terme granulite pour un faciès, alors que jusqu'à présent cette appellation définissait un type de roche, la confusion ne fit qu'augmenter, d'autant plus qu'il affirma par la suite en parlant des granulites de Laponie "Toutes les roches du faciès granulite sont des granulites".

Pour A. BERTHELSEN (1960, p. 18) "L'usage du terme granulite doit être restreint à la granulite sensu stricto et au faciès granulite (signifiant un faciès minéral où la granulite s.s. est la roche typomorphe) ce qui exclut donc toute autre utilisation de ce terme, même dans un sens structural".

J. COGNE et J.P. Von ELLER (1961) regroupent dans le terme granulite "l'ensemble des roches métamorphiques ayant acquis, du fait des conditions thermodynamiques régionales une composition minéralogique anhydre et une texture blastomylonitique".

Si l'un quelconque de ces trois caractères manque (métamorphisme régional, composition minéralogique anhydre, texture blastomylonitique) la roche est désignée sous le terme très général de leptynite.

P. GIRAUD, 1964, pour sa part souhaite voir le terme granulite restreint à sa définition originelle (WEISS, 1803). On ne doit pas, selon lui, suivre à la lettre l'affirmation de P. ESKOLA, 1952, selon laquelle "Toutes les roches du faciès granulite sont des "granulites" car cela entraînerait un corollaire tel que "toutes roches du faciès amphibolite sont des amphibolites".

H. R. WYNNE - EDWARDS (1969) pense également qu'il faut faire une distinction entre le faciès et la roche. La roche est définie à partir de sa structure et de sa composition, tandis que le faciès l'est à partir de ses réactions limites dans le diagramme température - pression. Ainsi pour lui "il semble évident que le sens structural de granulite est le plus important et devrait avoir priorité. . . Granulite peut être ainsi ajoutée à la liste des termes structuraux signifiant d'après la définition adoptée par le granulite Colloquium de Freiberg - mai 1968 : Roche métamorphique composée essentiellement d'une mosaïque à grain fin de feldspath, avec ou sans quartz ; les minéraux ferromagnésiens quand ils sont présents sont surtout anhydres. Les granulites typiques contiennent des cristaux ou des agrégats de cristaux lenticulaires ou allongés'. Les roches de même composition minéralogique que les granulites mais sans leur pétrostructure sont appelées granofels ou gneiss en fonction de leur texture".

Quant à nous, nous pensons avec WYNNE-EDWARD que le sens structural du terme doit avoir priorité. Cependant pour éviter toute confusion possible nous préférons ne pas l'employer mais parler tout simplement de gneiss à structure granulitique.

4 - Résumé

Les données de terrain nous ont montré que ces gneiss avaient eu une histoire complexe et en particulier avaient subi plusieurs phases de déformation.

Leurs caractères principaux sont les suivants :

- présence constante de perthites soit d'exsolution soit tectoniques ;
- la biotite semble être le minéral ferromagnésien le plus courant. Elle possède une couleur brun-rouge. Pour HAYAMA, 1959, ce serait l'indice d'un fort métamorphisme ;
- le pyroxène en petits grains apparaît sporadiquement ;
- la déformation se traduit :
 - sur le terrain par la présence de boudins, de reliques d'anciens plis déformés et de pegmatites plissées ;

- au microscope par la structure granoblastique interlobée, l'extinction du quartz par panneaux et localement la structure blastomylonitique avec des quartz lamellaires ;
 il a existé au moins une phase de migmatisation avant la (ou les dernières) déformation(s).

B. - Gneiss verts

Sous l'appellation de gneiss verts ont été groupés des gneiss ayant pour caractère commun une coloration verte en cassure fraîche mais dont la composition minéralogique et l'origine sont variées.

- Mode de gisement

Les gneiss verts affleurent surtout dans toute la moitié nord ouest de la région. Ils forment une épaisse série régulièrement foliée et pentée vers le Sud Est. Elle est "entrelardée" de sills de gabbros et de niveaux de gneiss roses à composition granitique. Elle se moule parfaitement sur la terminaison sud est du massif d'anorthosite et se poursuit jusqu'à la hauteur du lac aux Perles où elle est en contact avec le massif stratiforme de mangérite gneissique.

En outre, un niveau assez important occupe le centre de la région ; il est bordé de part et d'autre par des bandes de quartzites et des paragneiss diversement migmatisés.

Enfin une mince bande, de 500 m de puissance, dessine au Sud du lac Verret un synclinal à axe nord est. Elle est en contact au Nord avec la série paragneissique et au Sud avec des gneiss gris.

Dans ces deux dernières régions les gneiss verts semblent occuper une position stratigraphique inférieure par rapport aux paragneiss.

Comme il a été dit précédemment la coloration verte apparaît souvent en bouffées au milieu des gneiss gris et dans ce cas elle n'est pas cartographiable. Quant aux contacts avec les gneiss roses ou avec les gneiss gris ils ont rarement été observés, mais semblent plutôt être progressifs : sur une dizaine de mètres la coloration verte prend peu à peu le pas sur la couleur rose (ou inversement).

- Aspect macroscopique

Ce sont des gneiss homogènes à grain moyen. En cassure, l'intensité de la coloration varie d'un vert jaune pâle à un vert foncé en fonction de l'augmentation de la teneur en minéraux ferromagnésiens, les feldspaths gardant toujours la même teinte jaune verdâtre.

La patine est toujours très blanche et sur quelques millimètres la roche se désagrège en sable. En dessous, sur quelques centimètres ou décimètres, la roche altérée présente la coloration brun cassonade caractéristique du faciès magachitique (A. LACROIX, 1923).

On sait (J. ORLIAC, 1957) que cette coloration brun cassonade est due à l'oxydation d'un hydrate ferreux dispersé dans les cassures ou plans de macles des minéraux des roches à caractère charnockitique.

L'orientation des gneiss verts, bien visible sur les surfaces altérées, disparaît parfois complètement en cassure fraîche. Elle peut être due à l'alignement des minéraux ferromagnésiens groupés en petites lentilles allongées et aplatisées déterminant une structure dite "streaky" ("streaky texture").

Dans d'autres cas, des niveaux centimétriques de roches plus sombres marquent un litage.

On observe aussi souvent un rubanement marqué par de minces lits centimétriques vert pâle à grain plus grossier que le gneiss lui-même. Après attaque fluorhydrique sur échantillon macroscopique et coloration au cobaltinitrite de sodium, ces bandes se sont révélées être composées principalement de feldspath potassique, tandis que le plagioclase dominait dans les parties plus sombres.

Bien qu'aucun pli ptygmétique n'ait été observé dans ces gneiss verts, ce rubanement, dû à des gneiss à grain moyen à dominante plagioclasique alternant avec du matériel granitique, rappelle à bien des égards un phénomène

migmatitique, d'autant plus, qu'à proximité, des masses de roches plus ferromagnésiennes (amphibolites à pyroxène) offrent également des figures de remobilisation partielle.

- Description microscopique

Deux comptages de points sur des gneiss verts situés à proximité des formations de paragneiss ont donné :

	FB-68-400	FB-68-802
Plagioclase	37	18
	An 40	An 30
Feldspath potassique	22	46
Quartz	18	25
Pyroxène	12	3
Amphibole	7	4
Biotite	12	2
Accessoires	2	2

- La structure est granoblastique et le plus souvent isogranulaire. Les minéraux ont une taille moyenne de l'ordre du millimètre. Cependant le quartz et la perthite forment assez couramment des minéraux d'une taille supérieure à 1 mm (photo 1, planche 2).

- Le quartz est partout présent. Son pourcentage volumétrique descend rarement en dessous de 15 %. Il se présente en plages à contours en golfes ou amiboïdes. Son extinction qui se fait par panneaux indique qu'il a subi des efforts tectoniques. Il est parfois lenticulaire et renferme souvent des inclusions globulaires de plagioclase ou de feldspath potassique.

- Le plagioclase de taille moyenne présente toujours des macles en fuseaux. Parfois la macle ne se poursuit pas dans tout le cristal. Les plus fréquentes sont de deux types : albite-ala, et albite. Sa teneur en anorthite est très variable, de 28 à 50 % mais la plus courante est de 30 %. Au contact des feldspaths potassiques, on observe dans toutes les lames, des associations myrmékitiques.

- Les pyroxènes sont de petite taille et se présentent en petits amas polycristallins étirés dans le plan de foliation. Généralement les deux types de pyroxènes (ortho et clino) coexistent.

- L'orthopyroxène est un hypersthène à faible pléochroïsme rose pâle à vert pâle.

- Quelques mesures à la platine universelle sur les clinopyroxènes ont donné $2 VZ = 58^\circ$, $C \wedge Z = 41^\circ$ ce qui les rangerait dans le groupe de l'augite.

- L'amphibole est toujours présente, même lorsque le pyroxène fait défaut. Comme lui, sa taille est relativement petite. Elle possède un pléochroïsme marqué, brun pâle à brun foncé et une forte absorption. Elle semble avoir cristallisé après le quartz et les plagioclases, car un même cristal d'amphibole peut englober des cristaux de quartz et de plagioclase et donner ainsi une structure poecilitique interstitielle (cf. fig. 5).

- La biotite en baguettes trapues présente toujours un aspect frais et un fort pléochroïsme beige pâle à brun rouge.

- Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et les minerais. Le zircon en prismes allongés subautomorphes développe des auréoles pléochroïques dans les biotites.

Quelques minéraux d'altération ou secondaires sont présents : chlorite et calcite associée aux amphiboles.

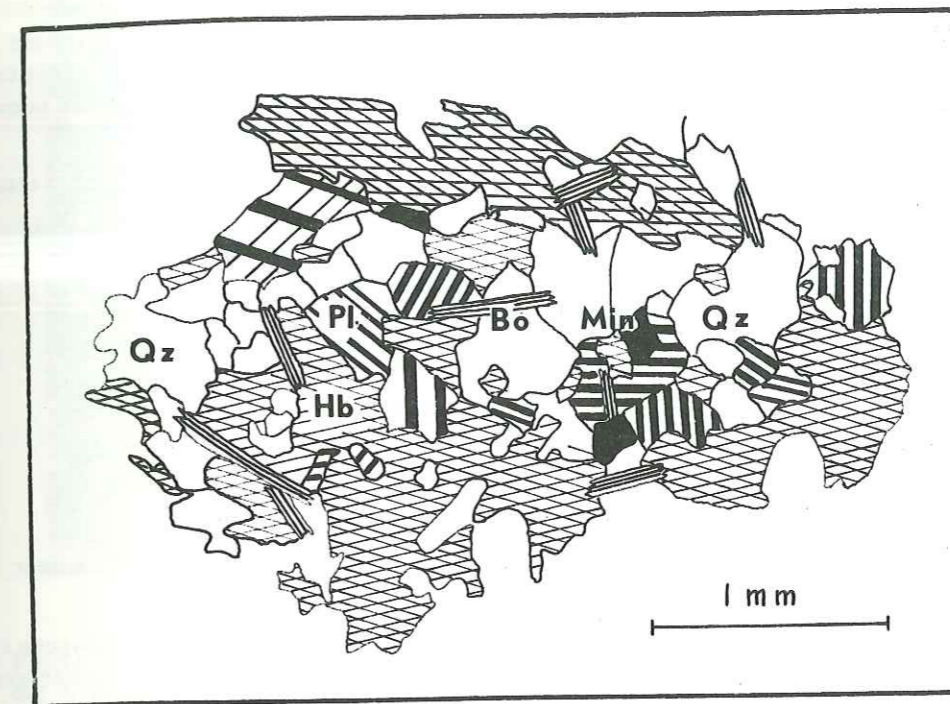


Figure 5 - Amphibole à structure poecilitique interstitielle. Lame 400.

Résumé

Les caractéristiques essentielles des gneiss verts sont les suivantes :

- le grain est moyen, la structure granoblastique interlobée. Le quartz à contours amiboïdes s'éteint par panneaux ;
- la perthite est constante. Les pyroxènes (augite et très souvent ortho-pyroxène) sont toujours présents à l'exception de certains niveaux très leucocrates qui en sont dépourvus ;
- l'amphibole est une variété de couleur brun-vert ;
- leur structure est analogue à celle des gneiss roses homogènes mais leurs relations avec ceux-ci ne sont pas très nettes ;
- ils semblent occuper une position stratigraphique inférieure par rapport aux paragneiss ;
- dans les régions centrale et septentrionale ils montrent un rubanement dû, semble-t-il, à une injection lit par lit de matériel granitique.

C. - Gneiss gris

Ils affleurent principalement dans la partie est de la région, où avec les paragneiss ils constituent le synclinal du lac Verret. Le passage aux paragneiss se fait par une mince bande de gneiss verts de 1 km de large.

Vers le Sud, ils passent insensiblement aux gneiss roses par augmentation progressive de la quantité de feldspath potassique.

Nous avons pu également observer ce phénomène au milieu des gneiss roses au Sud Est du lac Baudin et au Nord du massif de mangérite de Labrieville.

Ce faciès gris peut également apparaître au milieu des gneiss verts.

La roche est équi-grulaire à grain moyen. Elle est parfois finement foliée en minces niveaux de 2 à 5 cm d'épaisseur. Sa teinte est grise, sa patine claire et les minéraux ferromagnésiens possèdent une structure en petites amandes aplaties dans le plan de foliation ("streaky texture"). L'impression dominante est celle d'une roche homogène.

Des mouchetures d'allanite développant une petite auréole rouge sont fréquentes dans les faciès les plus clairs.

Nous avons remarqué à l'intérieur des gneiss gris du synclinal du lac Verret des flammèches ondulées de sillimanite.

- Description microscopique

Un comptage de points a donné les résultats suivants - lame 68-634.

Quartz	34,0 %	Biotite	5,1 %
Plagioclase	26,4 %	Minéraux opaques	0,7 %
Feldspath potassique	33,5 %	+ apatite, zircon	

La structure est granoblastique interlobée.

Le quartz se présente soit en petits cristaux arrondis, soit en plages amiboïdes et tentaculaires. Il contient parfois des plagioclases.

Le feldspath potassique forme comme le quartz des cristaux de taille légèrement supérieure à la moyenne et à contours amiboïdes. La macle quadrillée en "tartan" du microcline apparaît parfois mais l'aspect le plus fréquent est un simple moirage. Il est poëcilitique et contient quartz et biotite. La perthite en fin cheveux n'est pas rare mais on trouve également une perthite en fuseaux d'origine tectonique (fig. 2, planche 2).

Nous avons pu remarquer dans un même cristal que lorsque des filonnets d'albite d'origine tectonique apparaissent, la macle du microcline disparaît.

Le plagioclase est bien maclé et possède une composition d'andésine variant de An 30 à An 45. On a deux types de macles : quand les individus sont séparés par des plans réguliers et parallèles il s'agit de la macle de l'albite, quand ils sont fusiformes il s'agit de l'association albite-ala.

La biotite, en petits bâtonnets trapus ou cassés est fortement pléochroïque dans les teintes beige clair à marron ou brun-rouge.

L'amphibole n'existe pas systématiquement dans tous les échantillons. Elle possède un pléochroïsme de brun-vert à brun foncé et semble avoir cristallisé en dernier déterminant une structure poëcilitique interstitielle.

Le pyroxène encore moins fréquent que l'amphibole se présente comme elle, avec une structure poëcilitique interstitielle. C'est en général un ortho-pyroxène. Il n'a été rencontré qu'à proximité des gneiss verts.

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, les minéraux opaques. L'allanite, en petits grains incolores, plus réfringent que le quartz et polarisant dans les teintes jaune à orangé du 1er ordre développe une auréole pléochroïque dans la biotite.

Résumé

Les gneiss gris sont donc des gneiss à grain moyen, à structure granoblastique interlobée. Le quartz s'éteint par panneaux et les perthites peuvent avoir une origine tectonique. Ils ont une structure identique à celle des gneiss roses homogènes et des gneiss verts auxquels ils sont souvent associés. Le minéral ferromagnésien dominant est la biotite. L'amphibole à pléochroïsme brun-vert est parfois présente.



Photo n° 1 - Structure microscopique d'un gneiss vert proche de l'anorthosite à andésine. Lame FB 68-745

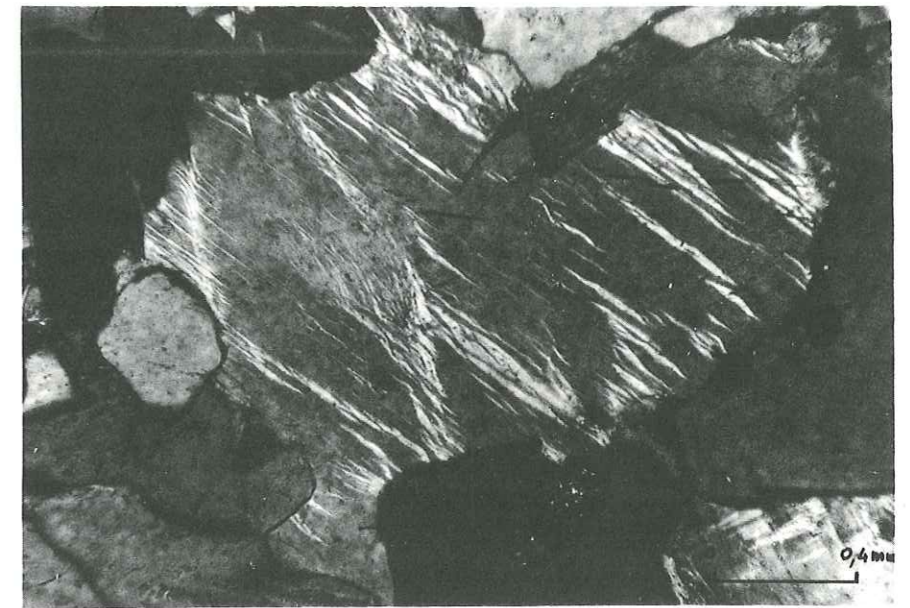


Photo n° 2 - Perthite tectonique dans un gneiss gris. Lame 597

D. - La série paragneissique

Le terme de série paragneissique, ou celui de paragneiss, utilisés par les géologues canadiens travaillant dans la province métamorphique de Grenville, n'est évidemment pas exclusif. D'autres gneiss de cette province peuvent aussi avoir une origine sédimentaire, mais il est commode, sur le terrain, d'utiliser un de ces termes, pour désigner un ensemble stratigraphique lithologiquement bien différencié que l'on retrouve dans toute la province.

Les paragneiss occupent plus du tiers de la superficie de la région étudiée. Leurs caractères initiaux ont parfois été presque complètement oblitérés par la migmatisation mais la présence de bandes de quartzites souvent déformées et cassées ainsi que des niveaux amphibolitiques témoignent de leur présence.

Les bancs repères que sont les quartzites permettent de déceler une structure certainement très compliquée en grands synclinaux d'axe nord est - sud ouest déversés vers le Nord Ouest.

Les contacts de cette série avec les roches encaissantes n'ont jamais été observés mais sa position structurale dans les cuvettes synclinales conduit à penser qu'il s'agit de la formation la plus récente de la région.

Les différents faciès lithologiques constitutifs de cette série sont les suivants :

- quartzites
- gneiss à biotite
- gneiss à sillimanite
- gneiss à scapolite
- amphibolites à pyroxène.

Leur stratigraphie exacte n'a pas pu, malheureusement, être précisée.

1 - Quartzites

- Mode de gisement

Ce sont des roches courantes et même typiques de la série paragneissique. Ils se répartissent principalement dans les gneiss à biotite mais on les retrouve aussi en bancs plus étroits et cassés dans des zones fortement migmatisées du Sud. Ils ont une épaisseur variable mais relativement faible (4 à 50 m).

Ce sont des roches à grain grossier généralement assez pures, homogènes et massives. Une foliation est parfois visible. Elles peuvent contenir un peu de biotite, de feldspath potassique et de grenat en petits grains qui, altérés préférentiellement laissent de petits trous. La couleur peut être rosâtre ou légèrement bleutée dans la masse. En patine la teinte est toujours très blanche et se remarque de loin.

Ils résistent bien à la migmatisation. A plusieurs endroits nous avons remarqué des bandes de granite rose les recoupant.

- Description microscopique

Ils sont très recristallisés avec des cristaux de quartz de 4 mm à contours dentelés. Ces cristaux s'éteignent par panneaux identiques à un puzzle. Ils comprennent de nombreuses inclusions globulaires de plagioclase séricitisé, de microcline maclé et de biotite dont les plages ont toutes la même orientation optique.

Dans la lame mince FB 69-800 C nous avons remarqué la présence d'inclusions aciculaires pouvant être des aiguilles de rutile.

Enfin, il faut noter comme minéraux accessoires ou d'altération : zircon, minerais, grenat, muscovite et chlorite.

2 - Gneiss à biotite

- Mode de gisement

C'est de loin la formation majeure de la série paragneissique. Elle occupe la partie centrale de la région et peut se présenter sous des faciès variés selon les processus de migmatisation. Celle-ci se traduit par l'apparition de minces lits leucocrates à composition granitique de 1 à 3 cm d'épaisseur. Ces niveaux sont régulièrement espacés les uns des autres ; ils peuvent être soit rectilignes sur plusieurs centaines de mètres, soit plissotés selon un style pygmatitique.

Le faciès non migmatisé, assez rare, est une roche à grain fin (< 1 mm) homogène et de couleur gris clair. Souvent la foliation n'est visible que grâce à une légère variation de teinte reflétant une différence dans le pourcentage de la biotite. On rencontre parfois quelques petits nodules calco-silicatés mais ceux-ci sont rares.

- Description microscopique

Un comptage de points sur la lame FB 69-411 a donné :

quartz	57,5 %	biotite	8,0 %
plagioclase	25,5 %	minerais	0,6 %
feldspath potassique	8,1 %	+ apatite	
		+ allanite	

La structure est isogranulaire, granoblastique interlobée (photo 1, planche 3).

Le quartz, généralement abondant, présente des contours en golfes, ou amiboïdes. La biotite et le plagioclase se rencontrent souvent en inclusions. Il prend parfois une forme en amande aplatie et l'extinction se fait par panneaux parallèles, obliques par rapport à la direction générale.

Le plagioclase généralement bien maclé, a une forme trapue. Les macles les plus fréquentes sont de types albite-ala, albite et péricline. La composition peut varier de An 15 à An 40, avec une prédominance des plagioclases de composition An 35.

Le feldspath potassique a une teneur qui peut être variable. Pratiquement inexistant dans certains gneiss très quartzitiques elle peut atteindre 40 % dans d'autres. Il peut présenter la macle quadrillée en "tartan" caractéristique du microcline ou seulement un simple moirage.

La biotite en baguettes trapues possède un pléochroïsme brun jaune clair à brun-rouge.

Le grenat n'est pas partout présent. De forme xénomorphe il est très craquelé et possède de nombreuses inclusions de quartz et biotite. Il se présente en petits amas, allongés dans le plan de foliation.

La présence des minéraux accessoires tels que l'apatite et le zircon est constante. Nous avons remarqué quelques grains d'allanite dans la lame mince FB 69-411.

3 - Gneiss à sillimanite

- Mode de gisement

On les rencontre à l'intérieur des gneiss à biotite et souvent à proximité ou à l'intérieur des bandes de quartzites. A l'affleurement on les reconnaît facilement par leur patine généralement rouille et leur allure très plissotée. Les grenats, souvent de grosse taille, attirent l'attention.

Leur épaisseur est variable mais jamais très importante : de 10 à 50 mètres.

Leur texture est celle de gneiss hétérogènes à grain fin à moyen et de teinte grise à la cassure. Ils possèdent une texture "small folded" (d'après BERTHELSEN) c'est-à-dire qu'ils sont affectés de plis de faible amplitude.

On distingue facilement la sillimanite en petites aiguilles sans orientation préférentielle dans le plan de foliation. Les grenats de taille variable et de couleur rose à grenat foncé peuvent atteindre jusqu'à 5 cm de diamètre et sont toujours cassés et étirés.

- Description microscopique

La structure est granoblastique. De minces niveaux où se logent des aiguilles de sillimanite et de biotite ainsi que les chaînes de grenats matérialisent la foliation. Entre ces niveaux les cristaux de quartz, feldspath potassique et plagioclase forment une mosaïque équi-granulaire.

Le quartz se présente en petits cristaux arrondis ou en plages plus importantes à contour amiboïde. Son extinction n'est pas uniforme mais se fait par zones successives.

Le plagioclase est soit absent, soit présent en faible proportion. Il est bien maclé et souvent myrmékitique. Sa composition varie de An 25 à An 40 et l'association albite-ala est courante.

Le microcline présente la macle quadrillée caractéristique ou simplement un faible moirage. Les perthites apparaissent quelquefois mais ne sont pas partout présentes. Les cristaux sont xénomorphes et à contours en golfes.

La biotite est fortement pléochroïque, marron clair à brun-rouge. Elle se concentre comme la sillimanite dans de très minces niveaux.

La sillimanite se présente en prismes allongés à section losangique. Les cristaux de taille variable peuvent atteindre 2 à 3 mm.

Les grenats en cristaux arrondis et craquelés se disposent en chaîne parallèlement à la foliation. Ils sont xénomorphes et présentent de nombreux golfes où s'insinuent du quartz et de la biotite. Les inclusions de biotite, quartz et sillimanite sont nombreuses. La disposition des petites aiguilles de sillimanite matérialise un certain fluage.

La cordiérite. Nous avons rencontré de la cordiérite sur trois affleurements. Elle se remarque facilement à l'œil nu par sa teinte bleutée lorsqu'elle est altérée ou violet d'encre lorsqu'elle est fraîche. Des phénocristaux xénomorphes allant jusqu'à 4 cm ont été repérés dans des veines d'allure pegmatitique composées principalement de quartz avec plagioclase bleuté, grenat, biotite - (KS 68-514) -. Ces veines peu épaisses (50 cm environ) s'échappent d'un niveau quartzitique associé avec les gneiss à biotite, sillimanite, grenat et recoupent les pyriclasites adjacentes avec un phénomène de réaction de contact : biotite et grenat aux épontes, cordiérite au centre.

Par contre, sur un autre affleurement de gneiss à sillimanite (FB 69-401) nous avons pu mettre en évidence deux générations de cordiérite : l'une très fraîche en cristaux limpides et purs, de couleur violette, logés dans une veine plus grossière de 5 cm d'épaisseur avec quartz, grenat, plagioclase et feldspath potassique, l'autre bleutée, en amandes étirées dans la masse du gneiss à sillimanite.

Au microscope elle se présente en cristaux trapus ou étirés, qui comportent quelques inclusions de sillimanite et commencent à s'altérer sur les bordures et le long des cassures. Les macles sont bien visibles et rappellent un peu les macles polysynthétiques des plagioclases. Les individus font cependant un angle de 60° entre eux.

Elle est optiquement positive, contrairement à la majorité des cas ; en effet $2V_z$ varie de 68 à 78°, la valeur moyenne étant de 72°.

Les indices de réfraction mesurés aux liqueurs d'indice sur l'échantillon FB 69-401 sont les suivants :

$$\begin{aligned} n_g &= 1,553 \pm 0,001 \\ n_p &= 1,545 \pm 0,001. \end{aligned}$$

La cordiérite de formule générale $Al_3(MgFe^{++})_2Si_5AlO_{18}$ est un cyclosilicate orthorhombique, pseudo hexagonal. La torsion de la structure qui résulte probablement de la disposition des atomes Si et Al dans les cycles Si_5AlO_{18} peut être mesurée d'après MIYASHIRO (1957) par un indice de distorsion Δ à partir des trois pics A, B, D dans un diagramme de poudre aux Rayons X. Ces pics sont probablement les plans (511) (421) et (131).

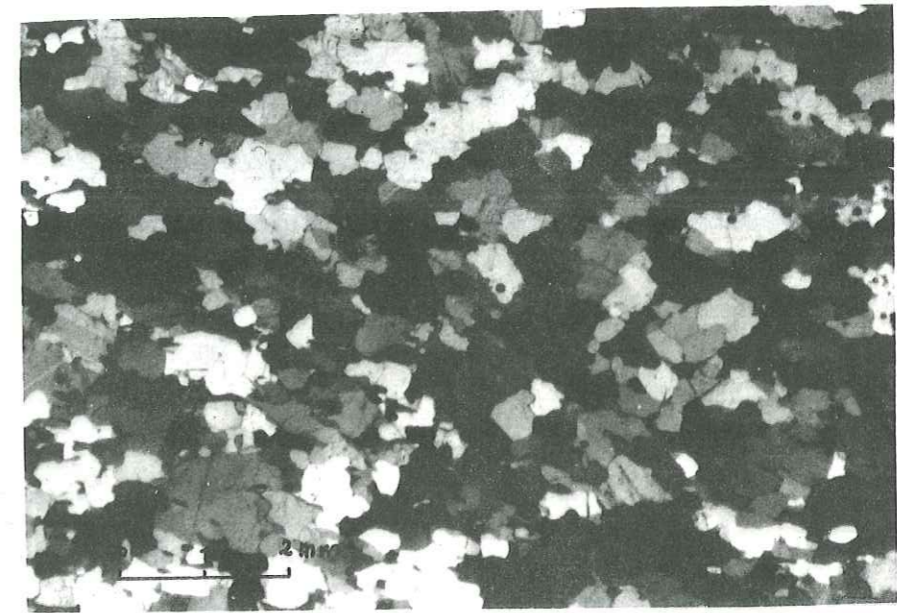


Photo n° 1 - Structure granoblastique dans un gneiss à biotite.
Lame FB 69-411

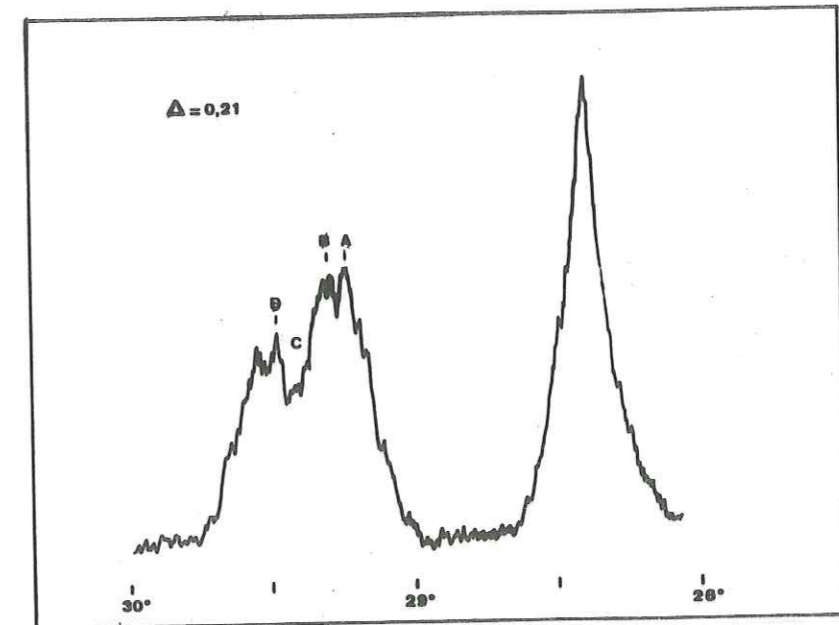


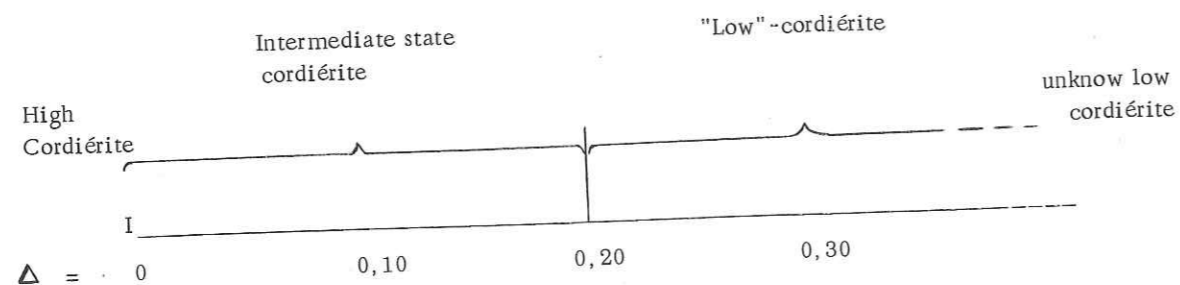
Fig 1 - Diagramme de RX de la cordiérite 401 C

La formule donnant Δ est la suivante :

$$\Delta = 2 \theta_D - \frac{2 \theta_A - 2 \theta_B}{2}$$

où θ est l'angle de BRAGG en degrés pour la radiation $\text{CuK}\alpha$.

SCHREYER et SCHAIRER (1961) ont proposé la classification suivante :



"Dans cette terminologie, les "high-cordierite" (indialites de A. MIYASHIRO et al, 1954) sont constituées par des cristaux hexagonaux stables aux hautes températures alors que les "low-cordierites" représentent des formes orthorhombiques théoriquement de basse température. Il semble en fait que la signification des différents états structuraux des cordiérites ne soit pas exclusivement en relation avec les conditions de température de formation. Le paramètre Δ pourrait en effet également varier en fonction de la pression et selon la composition des minéraux" (BARD, 1969).

L'état structural de la cordiérite est contrôlé par son histoire thermique et l'indice de distorsion jouerait le rôle de marqueur de cette histoire.

Nous avons mesuré les indices de 2 cordiérites.
FB 69 - 401 $\Delta = 0,21$ (cf fig. 1, pl. 3).
KS 68 - 514 $\Delta = 0,22$

Ces valeurs situeraient nos cordiérites au début du domaine des "low-cordiérites" de SCHREYER et SCHAIRER ou dans le domaine des "subdistorsional cordierite" de MIYASHIRO.

4 - Gneiss à scapolite

- Mode de gisement

Bien que de très faible extension il est intéressant de signaler la présence, à l'intérieur des gneiss à sillimanite, de nodules allongés, de quelques décimètres à quelques mètres, de gneiss à scapolite et diopside, gris verdâtre. On le considère généralement comme dérivant de roches sédimentaires carbonatées impures (par exemple marnes gypsifères). Ces nodules semblent se former dans des niveaux privilégiés mais ils sont, cependant, assez espacés les uns des autres.

Ils s'altèrent facilement et forment alors de petites dépressions. Etant donné la faible surface qu'ils occupent, ils n'ont pas été représentés sur la carte géologique.

- Description microscopique

Un comptage de points sur l'échantillon FB 69-553 a donné :

quartz	33,8 %	calcite	3,4
scapolite	42,6	sphène	1,1
pyroxène	19,4	biotite	traces

La structure est granoblastique équi-granulaire engrenée.

Le quartz se présente en petits cristaux arrondis ou en grandes lentilles (5 x 2 mm) allongées et amiboïdes. L'extinction se fait par zones obliques par rapport à l'allongement.

La scapolite se présente en cristaux automorphes avec les troncatures (110) bien visibles. Elle occupe environ 45 % du volume total de la roche. Elle est d'origine primaire et ne semble pas provenir d'une pseudomorphose de plagioclases.

Les pyroxènes en cristaux trapus, à faible pléochroïsme dans les vert pâle, vert-jaune sont de deux types :

- une augite aegyrienne avec $2Vz = 82^\circ - 84^\circ$, $C \wedge X = 30^\circ - 31^\circ$;

- un pyroxène de la série diopside hédénbergite avec $2Vz = 54^\circ - 56^\circ$, $C \wedge Z = 43^\circ - 45^\circ$, ce qui correspondrait à la salite si on considère l'erreur sur $2Vz$ de l'ordre de 4° .

La calcite forme des cristaux à contours polygonaux et la biotite n'existe qu'à l'état de trace.

Le sphène se présente en petits cristaux arrondis.

5 - Les amphibolites à pyroxène

Elles seront traitées dans le chapitre suivant.

6 - Résumé

La série paragneissique est constituée des faciès lithologiques suivants :

- quartzites très recristallisées,
- gneiss à biotite à grain fin (les plus largement répandus),
- gneiss à sillimanite et grenat en minces niveaux,
- gneiss à scapolite et diopside en petits nodules,
- amphibolites à pyroxène.

Toutes ces roches sont intensément plissées et occupent de préférence, les zones synclinales.

Les minéraux typiques sont les suivants :

- biotite brun-rouge,
- grenat de couleur rouge à rose (probablement almandin),
- sillimanite prismatique,
- cordiérite parfois.

Cette série de paragneiss possède donc des caractères beaucoup plus pélitiques que la série typique de Grenville. En effet, les calcaires qui constituent d'importantes masses dans la série de Grenville n'existent pas ici et les quartzites ne forment que de minces niveaux.

E. - Roches à hornblende, pyroxène et plagioclase

A. BERTHELSEN (1960, p. 19-21) a proposé une classification des roches contenant des proportions variables de hornblende, pyroxène et plagioclase. Elle est résumée figure 6.

Schématiquement on peut dire qu'une roche contenant essentiellement de la hornblende et du plagioclase est appelée amphibolite. Avec l'apparition et l'augmentation de la teneur en pyroxène elle devient une amphibolite à pyroxène, puis une pyriclasite à hornblende et enfin une pyriclasite.

Quant aux roches contenant à peu près la même quantité de pyroxène et de hornblende il a paru commode de leur donner un nom particulier, celui de pyribolites.

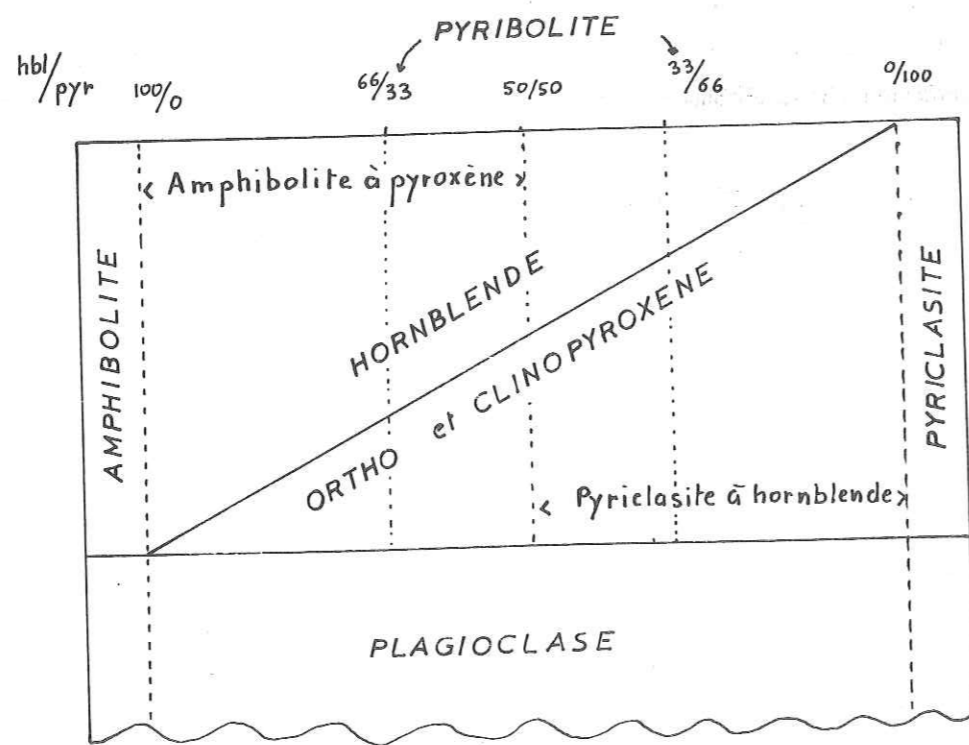


Figure 6 - Classification des roches à pyroxène hornblende et plagioclase d'après A. BERTHELSEN.

A. BERTHELSEN fait aussi remarquer que la quantité de plagioclases par rapport aux minéraux ferromagnésiens peut être variable, mais que la présence d'orthopyroxènes est essentielle.

P. GIRAUD (1964) tout en adoptant pour l'essentiel cette nomenclature propose de prendre en compte également la proportion des minéraux blancs :

- indice de coloration (COL) supérieur à 90 pour l'amphibolite, la pyribolite et la pyroxénite ;
- indice de coloration compris entre 10 et 90 et indice feldspathique inférieur à 40 pour la pyriclasite et l'amphiclasite.

1 - Les pyriclasites à biotite

Ce sont des roches à grain fin de couleur vert très sombre ; elles constituent de petits niveaux dans la série paragneissique soit interstratifiés dans les bancs de quartzites, soit à proximité de ceux-ci.

Au microscope on observe une structure granolépidoblastique. Les baguettes de biotite et les pyroxènes disposés en chaîne définissent une foliation.

Le plagioclase est une bytownite (An 70 - 75), le plus souvent maclée albite ou albite-ala, mais certains individus ne sont pas maclés du tout.

L'orthopyroxène est un hypersthène avec 2 VX = 54 à 58 ; il est pœcilitique et englobe des plagioclases ; quelques petits grains de clinopyroxène ont été déterminés comme étant de l'augite.

La biotite qui constitue moins de 10 % du volume de la roche est très rouge et fortement pléochroïque. Toutes les aiguilles ont la même orientation optique.

Les minéraux accessoires et secondaires sont : apatite, zircon, quartz en quantité inférieure à 5 %.

2 - Les amphibolites à pyroxène

On les rencontre généralement en niveaux homogènes, de 50 cm à une dizaine de mètres d'épaisseur, dans les paragneiss où ils sont associés le plus souvent aux gneiss à sillimanite et aux quartzites. Ils peuvent être lenticulaires ou en bancs de plusieurs kilomètres en direction.

Le grain est moyen (2 à 3 mm), la couleur est sombre en cassure fraîche. L'altération météorique fait ressortir la présence des plagioclases et donne à la patine un aspect "poivre et sel".

Nous avons effectué deux comptages de points : l'un sur une amphibolite située approximativement au contact entre les gneiss verts et les gneiss à biotite (FB 68-400b) et l'autre sur une amphibolite en contact avec des gneiss à sillimanite dans une zone migmatisée proche du massif de mangérite stratiforme (FB 68-443).

	FB 68-400b	FB 68-443
Hornblende	39,0	39,8
Pyroxène	7,8	13,3
Plagioclase	48,3	43,7
Biotite	0,6	
Apatite	0,4	0,2
Minerais	3,9	3,0
COL	51	56
FELD	0	0

La structure est granoblastique saccharoïde avec des cristaux de même taille et à contours polygonaux.

Le plagioclase avec une teneur en anorthite variant de 40 à 60 % est maclé selon la loi de l'albite et/ou de la péricline.

La hornblende brune forme des cristaux de taille légèrement supérieure à la moyenne. Ils sont pœcilitiques et

englobent des cristaux de pyroxène, plagioclase, apatite et minéral. Le pléochroïsme est bien marqué avec ng = brun jaune clair et np = brun verdâtre foncé. Quelques mesures faites à la platine universelle ont donné :

$$2 \text{ VX} = 66 \text{ à } 78 \\ \text{C} \wedge \text{Z} = 16 \text{ à } 19^\circ$$

Les deux types de pyroxène (clino et ortho) coexistent. L'orthopyroxène possède un faible pléochroïsme rose pâle à vert pâle. Il est légèrement poëcilitique. Quelques mesures ont permis de déterminer un hypersthène à $2 \text{ VX} = 54^\circ$.

Les minéraux accessoires sont : apatite, zircon et minéraux.

Remarque

Les amphibolites de la série paragneissique ne renferment pas toutes du pyroxène. Certaines sont composées uniquement de hornblende, biotite et plagioclase. Elles présentent cependant le même gisement que les amphibolites à pyroxène et il est impossible de les différencier sur le terrain. L'amphibole est toujours une hornblende brune avec

$$2 \text{ VX} = 66 \text{ à } 74 \\ \text{C} \wedge \text{Z} = 14 \text{ à } 16^\circ$$

3 - Les pyribolites

Ce sont des roches très sombres à grain fin ou moyen. Elles forment dans les gneiss roses des niveaux peu épais (50 cm à plusieurs mètres), et discontinus. Les niveaux les plus minces sont boudinés ; quant aux plus épais, ils présentent des figures de mobilisation locale qui consistent en de minces lignes claires traversant la roche dans tous les sens. Parfois il apparaît quelques porphyroblastes de feldspath.

Les pyribolites que nous avons rencontrées ont toutes une quantité de pyroxènes légèrement inférieure à celle de la hornblende.

Un comptage de point sur l'échantillon (FB 68-99) situé dans les gneiss roses à 1 km au Sud du lac Dussaut, sur le bord de la route menant au lac aux Perles à Labrieville, a donné :

Hornblende	34,7 %	Plagioclase	42,6 %
Pyroxène	20,2 %	Minéraux	0,5 %
Biotite	2,0 %	Apatite	traces
COL =	57	FELD =	0

La structure est granoblastique saccharoïde (fig. 7).

Le plagioclase, à contours polygonaux possède la macle de type albite et une composition allant de An 45 à An 60. Certains ne sont pas maclés.

La hornblende brunâtre présente un pléochroïsme jaunâtre à brun verdâtre foncé. Elle est xénomorphe et parfois poëcilitique. L'échantillon 99 montre une hornblende se développant aux dépens d'un pyroxène. Des petits flots mal définis d'amphibole apparaissent au sein et à la périphérie de gros pyroxènes. L'amphibole a été déterminée comme une kaersutite (hornblende titanifère) avec :

$$2 \text{ VX} = 84 \\ \text{Z} \wedge \text{C} = 8.$$

Les deux pyroxènes (ortho et clino) coexistent. Ils ont un faible pléochroïsme vert pâle, rose pâle. Le clino-pyroxène est une augite avec $2 \text{ VX} = 64$ et $\text{Z} \wedge \text{C} = 45$. L'orthopyroxène n'a pas été déterminé avec précision.

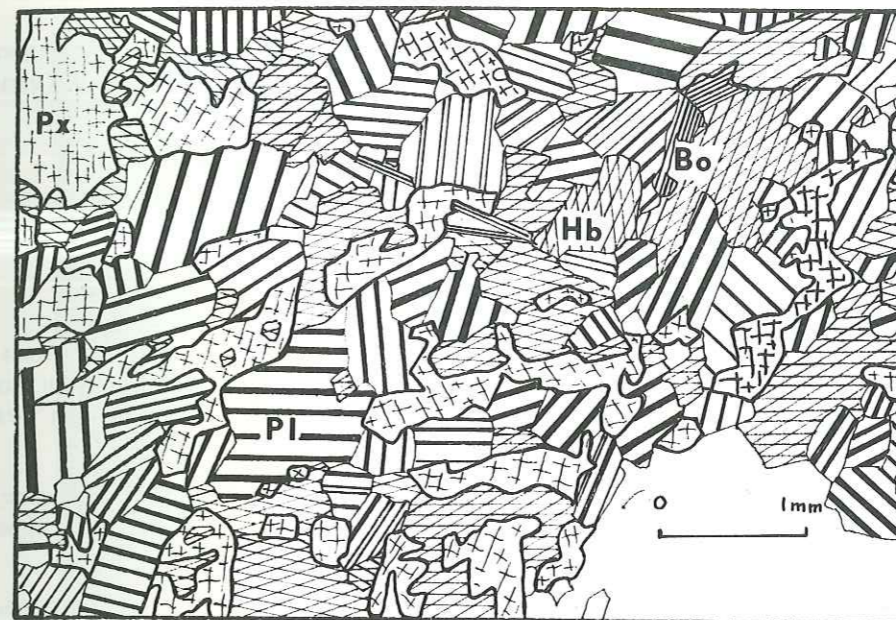


Figure 7 - Structure granoblastique saccharoïde dans une pyribolite. - Lame 99 -

Les minéraux accessoires ou secondaires sont l'apatite, le minéral et la biotite brun-rouge.

4 - Résumé

- Les roches à hornblende, pyroxène et plagioclase forment de minces niveaux interstratifiés dans les paragneiss et les gneiss roses.
- Leur structure est granoblastique saccharoïde et les minéraux majeurs sont les suivants : hornblende brunâtre, pyroxènes (ortho et clino), plagioclase An 45 - 75.
- Les seules données minéralogiques et de gisement ne permettent donc pas de déterminer l'origine de ces roches. Elles peuvent être aussi bien sédimentaires (marnes) qu'ignées (gabbro ou basalte).

III. - LES FACIES DE MIGMATISATION

Tous les gneiss de la région présentent, à divers degrés, des faciès de migmatisation. Les figures les plus spectaculaires s'observent dans la série des paragneiss et plus spécialement dans les gneiss à biotite. L'intensité de cette migmatisation semble croître du Nord au Sud où nous avons pratiquement affaire à un granite d'anatexie.

A. - Définitions

Nous avons utilisé la nomenclature proposée par R.V. DIETRICH et K.R. MEHNERT au 21e congrès international de géologie à Copenhague (1960). Nous ne donnerons ici que la définition de quelques termes indispensables pour une description claire des migmatites.

- Par mobilisation il faut entendre un processus aboutissant à la formation des minéraux ou d'associations minérales dans des roches préexistantes, par migration géochimique des éléments mobiles, à des échelles très variées, allant du minéral au massif.

- Le paléosome est la partie mobilisée. C'est la roche préexistante peu ou pas modifiée.

- Le néosome est la partie mobilisée (mobilisat est un synonyme).

B. - Les textures stromatiques

Elles semblent être les premières manifestations de la migmatisation dans notre région. Elles consistent en minces niveaux de roche à caractère granitique (néosome) à grain grossier au milieu d'un paléosome qui peut être soit un gneiss à biotite à grain fin, soit un gneiss rose homogène, soit même un gneiss vert. Ces niveaux sont parallèles à la foliation générale (épibolite dans la classification de J. JUNG et M. ROQUES, 1952).

"L'origine de ces textures litées a été débattue pendant longtemps. Selon Michel LEVY (1893) l'origine des lits est à rechercher dans l'injection d'un magma étranger écartant le plan de schistosité du paléosome. Il a appelé ce phénomène : injection lit par lit.

Plus tard, HOLMQUIST (1907), WEGMANN (1935) et SHEUMANN (1937) firent remarquer qu'un tel mécanisme serait physiquement limité dans l'espace. La disposition identique des minces néosomes stromatiques dépourvus de chenaux d'intrusion visibles, rend plus plausible en somme, une origine par exsudation, perpendiculairement à la schistosité du paléosome" (in MEHNERT, 1968, p. 18).

C. - Les textures ptygmatisques

Le néosome forme des niveaux grossièrement rectilignes, parallèles entre eux et extrêmement plissés (photo n°1, planche 4). Ils peuvent être parallèles à la foliation générale ou obliques par rapport à celle-ci (photo n° 2, planche 4). Certains sont franchement recoupants et peuvent faire la jonction entre deux bandes de néosomes parallèles à la schistosité.

Ces textures ptygmatisques offrent des plis extrêmement tortueux et disharmoniques. L'épaisseur de la bande de néosome reste constante ; on n'observe par exemple ni renflement des charnières, ni étirement des flancs des plis, ni plans de cisaillement. Par contre, il semble exister une relation entre l'épaisseur de la veine et le rayon de courbure. Nous avons pu observer ce phénomène sur deux niveaux contigus d'épaisseur différente et sur un niveau dont l'épaisseur diminuait rapidement.

La composition minéralogique de ces veines est de nature granitique. Elles possèdent un grain grossier et une coloration rose. Elles sont bordées ou séparées en deux par un mince film de biotite.

Un grand nombre d'hypothèses génétiques sur les figures ptygmatisques ont été avancées. MEHNERT (1968) les a classées en deux groupes.

- a - Le plissement a une origine primaire ; il apparaît en même temps que la formation de la veine.
- b - Le plissement a une origine secondaire ; la formation de la veine et son plissement sont des processus indépendants.

Nous ne nous engagerons pas dans l'exposé des différentes théories mais nous tirerons la conclusion que la formation de ces plis ptygmatisques résulte de la compression d'un milieu hétérogène. Les veines granitiques à un moment donné, se sont trouvées dans un état assez fluide et ont réagi d'une façon très compétente par rapport à la roche encaissante.

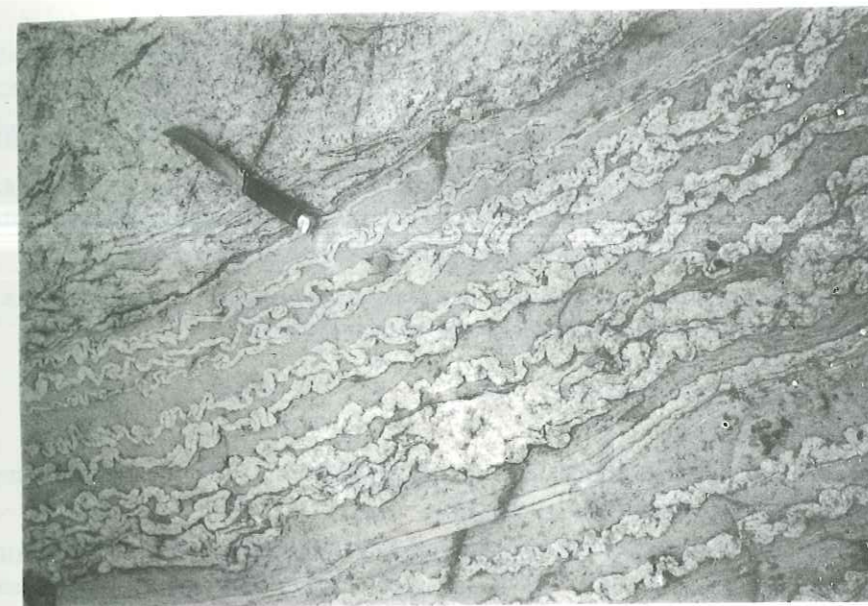


Photo n° 1 - Veines ptygmatisques parallèles au litage dans un gneiss à biotite.

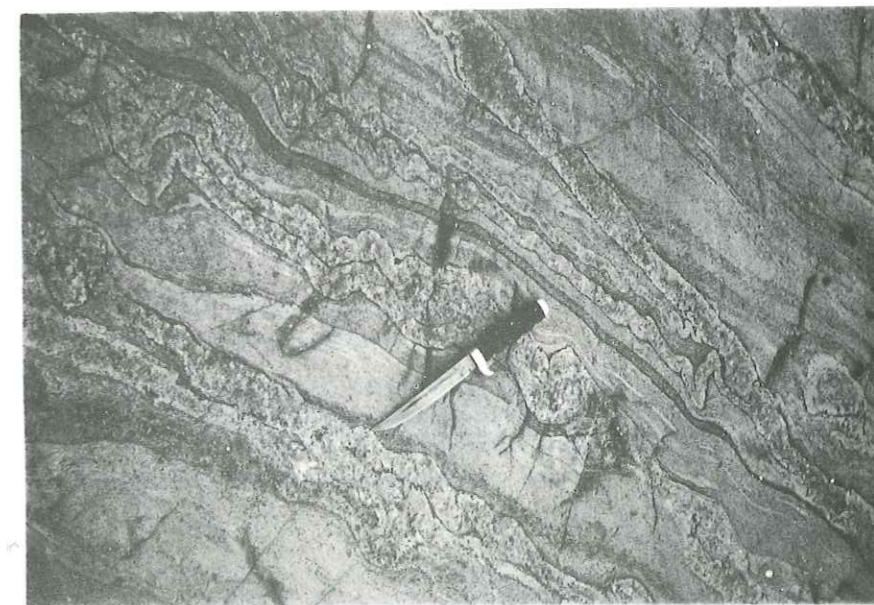


Photo n° 2 - Veines ptygmatisques obliques par rapport au litage dans un gneiss à biotite.

D. - Les textures agmatitiques

Les fragments de paléosome sont anguleux et englobés dans un "ciment" de néosome.

Les quelques rares affleurements rencontrés qui présentaient cette texture semblent être d'anciens filons basiques.

Nous avons également observé ce phénomène sur la bordure est du massif mangéritique gneissique dans sa partie méridionale. La mangérite était cassée en petits blocs anguleux et le néosome était constitué par un matériel granitique grossier à magnétite.

Ces textures sont aussi fréquentes à l'état embryonnaire dans les amphibolites. La masse noire de la roche est parcourue par de minces filonnets plus ou moins rectilignes de matériel grossier.

E. - Les textures surréitiques

Elles résultent de l'étirement de la roche. Lorsque celle-ci est composite, les niveaux les plus compétents sont boudinés, et les espaces ainsi libérés sont remplis par le néosome.

Le cas le plus fréquent est celui du boudinage des minces niveaux d'amphibolite à pyroxène au milieu des gneiss roses. La figure 8 montre un banc d'amphibolite de 40 cm de puissance environ, cassé et conservant encore sa foliation initiale. L'espace resté vacant est rempli par un matériel granitique grossier. La foliation du gneiss, beaucoup plus souple, s'infléchit au niveau de la zone de rupture. Le très mince niveau (2 cm) sous-jacent s'infléchit comme la foliation mais finit par se rompre.

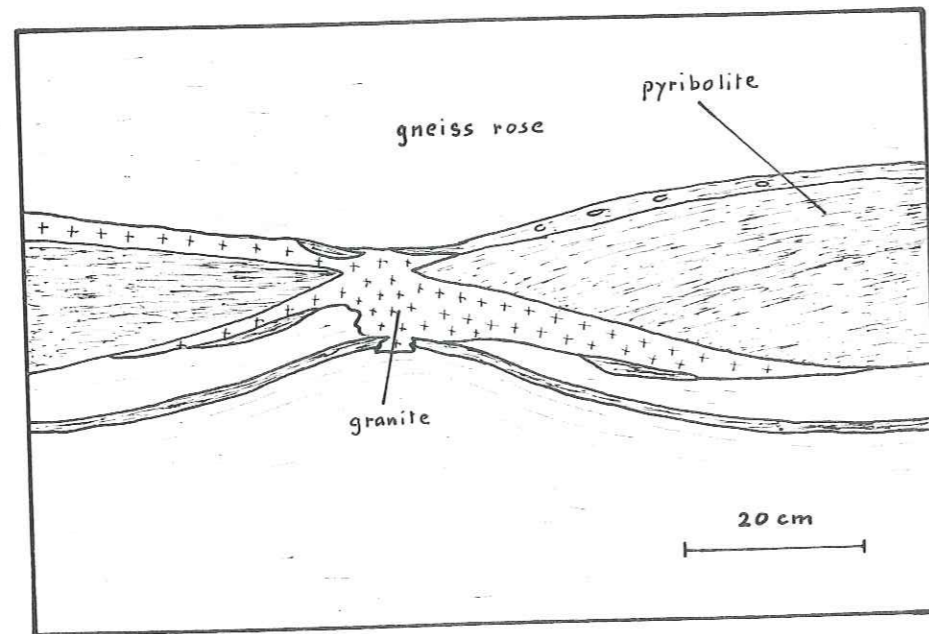


Figure 8 - Boudinage dans un banc de pyribolite

On rencontre également ce phénomène de boudinage dans les veines pegmatitiques, les niveaux plus ferromagnésiens dans les gneiss verts de la bordure de l'anorthosite à Labrador.

Dans les niveaux plus homogènes de gneiss interstratifiés avec des bandes de mangérite gneissique sur la bordure

du massif stratiforme de mangérite, le remplissage des cavités résultant de la dilatation de la roche est très net. (cf. fig. 9). On remarque une convergence des plans de foliation en direction de la cavité remplie de néosome. La bande de mangérite adjacente est très légèrement boudinée.

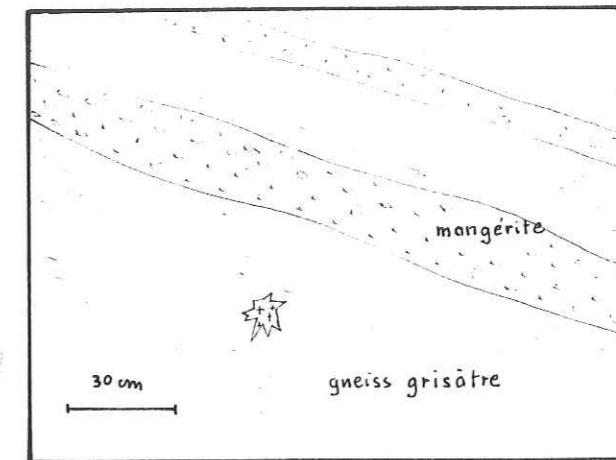


Figure 9 - Phénomène d'étirement dans une roche homogène. Les cavités laissées vacantes sont remplies de néosome.

Plus à l'intérieur du massif stratiforme on rencontre ce phénomène dans la mangérite elle-même.

F. - Les textures diktyonitiques

Le paléosome est parcouru par de minces veines de néosome. Cette texture indique des mouvements de cisaillement.

Dans les gneiss roses granitiques, le néosome semble avoir la même composition que la roche encaissante. La direction de ces veines a souvent la même direction que le plan axial des petits plis.

G. - Les migmatites granitoïdes

Ce terme a été proposé par J. TOURET (1969) pour désigner une migmatite où la quantité de néosome est telle que le rubanement s'estompe ; la roche prend alors un aspect granitique.

Ces migmatites granitoïdes sont souvent difficiles à distinguer des gneiss granitiques roses qui eux aussi peuvent parfois avoir été remobilisés. Généralement les migmatites sont beaucoup plus franchement roses que les gneiss granitiques qui s'altèrent en brun. La présence de niveaux de quartzites le plus souvent cassés, d'amphibolites, et parfois la finesse du grain de la roche, permettent de reconnaître la série paragneissique.

Conclusion à l'étude pétrographique des migmatites

Les faciès de migmatisation sont variés. On les observe le plus facilement dans les paragneiss. Les faciès les plus fréquents sont des migmatites litées dessinant de vastes structures d'orientation générale nord-sud. C'est dans la partie sud de la région où sont localisées les migmatites granitoïdes que l'intensité de la migmatisation est la plus élevée. Les gneiss roses présentent également des faciès de mobilisation qui se visualisent uniquement par des bandes granitiques grossières.

IV. - LES ROCHES ERUPTIVES

A. - Les anorthosites

1 - Anorthosite à andésine

- Mode de gisement

Dans l'angle nord ouest de la région autour du lac Sault-aux-Cochons et sur la rive ouest du lac Cassé, affleurent largement des roches anorthositiques qui constituent la terminaison sud est d'un puissant massif batholitique étudié par A. T. ANDERSON (1962-1963). Sur notre terrain elles sont en contact concordant avec des gneiss verts plagioclasiques. L'anorthosite à andésine est une roche à grain moyen, de couleur rose, à aspect saccharoïde. Elle est localement porphyroïde. Les cristaux de plagioclase, gris clair, atteignent 5 à 10 cm de long (MORIN en a noté de 30 cm de long). On remarque une foliation particulièrement nette sur les surfaces altérées. Certaines zones, plus riches en minéraux ferromagnésiens, s'altèrent préférentiellement et forment de petites dépressions allongées en amandes de 15 x 5 cm. Les pyroxènes et minerais métalliques en agrégats lenticulaires ainsi que l'orientation des phénocristaux de plagioclases soulignent également la foliation. La roche se débite aussi en dalles et plaquettes.

Le plongement de la foliation qui est parallèle au contact de la masse anorthositique croît de l'Ouest vers l'Est, soit du centre vers la périphérie du massif ; de subhorizontal il atteint une valeur de 60°.

- Description microscopique

La roche est composée presque exclusivement de plagioclases. Les minéraux tels que pyroxène, microcline, minerais... n'atteignent pas 2 % de volume total. Dans un échantillon on a pu noter une faible altération des plagioclases en séricite et un développement d'aragonite.

La structure est hétérogranulaire engrenée. De petits cristaux entourent des phénocristaux à contour sinueux (photo 1, planche 5). Une telle structure indique que la roche a dû subir un écrasement partiel, fractionnant la bordure des cristaux, et une recristallisation donnant de petits plagioclases.

Le plagioclase est une andésine dont la teneur en anorthite va de 30 à 45 %. Les grands cristaux sont toujours antiperthitiques tandis que les plus petits ne le sont pas. Les grains d'exsolution présentent une forme en petites baguettes trapues disposées en chaînes et généralement parallèles à la direction de macle. Elles peuvent être aussi obliques par rapport à celles-ci. Les phénocristaux sont parfois cassés, tordus. Certains même ne sont pas maclés.

Nous avons remarqué que les phénocristaux antiperthitiques ont une teneur de An 30 à 40 et sont maclés selon la loi albite - ala tandis que la macle albite seule intéresse plutôt les cristaux de petites tailles de composition An 35 à 45.

2 - Les gneiss verts plagioclasiques

- Mode de gisement

Ils forment une bande de 2,5 km de large qui moule la bordure sud est du massif d'anorthosite à andésine. Le contact avec celle-ci n'est pas très net. Cartographiquement nous l'avons placé à l'apparition de la coloration rose caractéristique de l'anorthosite. Quant à la limite avec les gneiss verts proprement dits elle n'a pu être précisée qu'après l'étude microscopique.

Ces gneiss sont franchement verts et exempts de toute enclave ou bande de roche plus sombre. Ils possèdent une texture homogène et en cassure fraîche apparaissent massifs avec un aspect cireux. Une légère teinte rosâtre peut apparaître de temps en temps. Le grain est grossier (> 1 mm). Il existe par endroit de gros cristaux de pyroxène (5 cm x 3 cm) et de plagioclase (5 x 1,5 cm), allongés, légèrement onduleux et fracturés perpendiculairement à l'axe d'allongement. Ces plagioclases sont gris rosâtre.

Près du contact avec l'anorthosite nous avons remarqué une texture dite léopard : agrégats de minéraux ferromagnésiens et de minerais, non jointifs, régulièrement répartis donnant l'aspect tacheté d'une peau de léopard.

- Description microscopique

La structure est hétérogranulaire, engrenée. Des plagioclases de 2 mm environ, maclés et antiperthitiques sont entourés par une auréole de cristaux plus petits de plagioclases et de pyroxènes en plus faible proportion (photo n° 2, planche 5). Elle prend quelquefois un aspect de structure en mortier.

Les plagioclases forment 90 % du volume total et se présentent sous deux types différents, mais leur composition déterminée à la platine universelle reste sensiblement la même : An 35 - 45. Les grands plagioclases, bien maclés sont tous antiperthitiques et offrent une extinction onduleuse. Leurs contours sont sinueux ou en golfes. Les petites exolutions prennent des formes variées : gouttelettes, bâtonnets ou baguettes. Leur orientation est généralement parallèle à la trace du plan de macle, mais peut être oblique par rapport à celui-ci. Les macles les plus fréquentes sont de type albite, albite-ala, péricline. Quant aux petits plagioclases, ils ont une forme trapue et peuvent ne pas être maclés.

Les pyroxènes forment des petits grains allongés dans le plan de foliation. Deux types sont présents. Le premier est un hypersthène montrant des clivages grossiers (110) sub-orthogonaux et un faible pléochroïsme de vert pâle à rose pâle. Des mesures de 2 VX ont donné 50° en moyenne. L'autre pyroxène est une augite (2 VZ = 58 à 68 et X \wedge C = 41 à 53).

Minéraux accessoires

Nous avons par ordre d'importance décroissante :

- de la magnétite présentant le même habitus que les pyroxènes et souvent associée à ceux-ci ;
- de la biotite en aiguilles trapues et fort pléochroïsme (beige pâle à brun-rouge) ;
- quartz, feldspath potassique, amphibole, apatite et zircon.

a - Relations des gneiss verts plagioclasiques avec les gneiss verts proprement dits

- Leur coloration est identique et sur le terrain il est très difficile de les distinguer.
- Leur minéralogie est différente :
 - . la proportion de plagioclases est nettement supérieure dans les gneiss verts plagioclasiques : 90 % contre 40 % ;
 - . la teneur en anorthite est grossièrement la même ;
 - . le quartz et les feldspaths potassiques sont pratiquement inexistant dans les gneiss verts, plagioclasiques, alors qu'ils constituent plus de la moitié du volume de la roche dans les gneiss verts adjacents.
- Leur structure est différente : dans les gneiss verts plagioclasiques, les plagioclases sont en grands cristaux à contours dentelés entourés par d'autres plus petits, de recristallisation. Par contre la structure est typiquement granoblastique, iso- ou hétéro-granulaire, dans les gneiss verts proprement dits.
- Dans les gneiss verts plagioclasiques on note l'absence totale de niveaux plus sombres à amphibole et pyroxène et de foliation visible en cassure fraîche.

b - Relations des gneiss verts plagioclasiques avec l'anorthosite

- Leur minéralogie est identique : ce sont des roches holo-plagioclasiques avec un plagioclase variant de An 30 à An 45 (la quantité de pyroxène croît cependant à la périphérie des gneiss verts plagioclasiques).
- Leur structure est identique : les grands cristaux de plagioclase antiperthitique à contours dentelés sont entourés par de plus petits, non antiperthitiques, de même composition mais possédant un type de macle moins complexe (albite seule).
- Leur texture est identique : grain moyen, présence de porphyroblastes de pyroxène et de plagioclase étiré et craquelé.
- Leur coloration est différente : rose dans l'anorthosite, verte dans les gneiss verts plagioclasiques.

A la lumière de ce qui précède nous voyons qu'il existe une analogie frappante entre les gneiss verts plagioclasi-ques et l'anorthosite. La seule différence que l'on puisse retenir est celle de la coloration. La raison de l'apparition de cette coloration verte que l'on rencontre dans les roches de fort métamorphisme (roches à caractère charnockitique en particulier) n'a pas encore été clairement expliquée.

Nous rattacherons donc ces gneiss verts plagioclasiques à l'anorthosite et nous les considérerons comme un faciès de bordure de celle-ci. C'est une anorthosite verte.

3 - Anorthosite à labrador

- Mode de gisement

Les affleurements d'anorthosite à labrador sont peu nombreux. Ils déterminent un petit pointement d'une superficie inférieure à 1 km² à proximité de la rive sud du lac Cassé, au milieu de gneiss verts en dehors du massif d'anorthosite à andésine.

La roche est porphyroïde et gneissique : des mégacristsaux (*) de plagioclase (2 à 5 cm) de couleur gris sombre à noir, plus ou moins cassés forment des yeux au milieu d'un ciment équigranulaire de plagioclase de couleur blanche.

A la périphérie, la roche se charge en pyroxène, amphibole et biotite. On rencontre aussi des enclaves ou bou-dins de cette anorthosite dans les gneiss verts adjacents.

- Description microscopique

Structure. C'est une mosaïque équigranulaire de plagioclases dans laquelle nagent quelques mégacristsaux de plagioclases non maclés.

Les plagioclases de la pâte sont de taille moyenne (1 mm), et de forme polygonale. Leur composition est celle d'un labrador An 52-65. Ils sont généralement bien maclés selon la loi de l'albite et les individus ont une forme en fuseau. Par contre, les mégacristsaux ne sont pas maclés, ont une composition qui est celle d'un labrador et possèdent des clivages très nets.

Amphibole, pyroxène, minéral et biotite forment moins de 1 % du volume de la roche.

- Résumé

L'anorthosite à andésine est une anorthosite rose, à grain moyen, foliée. Elle forme un massif d'allure batholiti-que. Elle a subi une cataclase granulant la bordure du plagioclase et une recristallisation de nouveaux plagioclases en cristaux légèrement plus basiques donnant des macles moins complexes. Comme nous l'avons vu elle passe à une anor-thosite verte sur sa bordure sud est.

L'anorthosite à labrador est réduite à quelques pointements au milieu des gneiss verts. Elle est très broyée. Les relations entre ces deux types d'anorthosites n'ont pas pu être éclaircies.

(*) - Le terme mégacristal a été utilisé ici car les termes de "phénocristal" et de porphyroblaste (ou phénoblaste) ont le plus souvent un sens génétique propre et il n'est guère possible de dire si ces gros cristaux ont cristallisé en premier ou en dernier lieu.

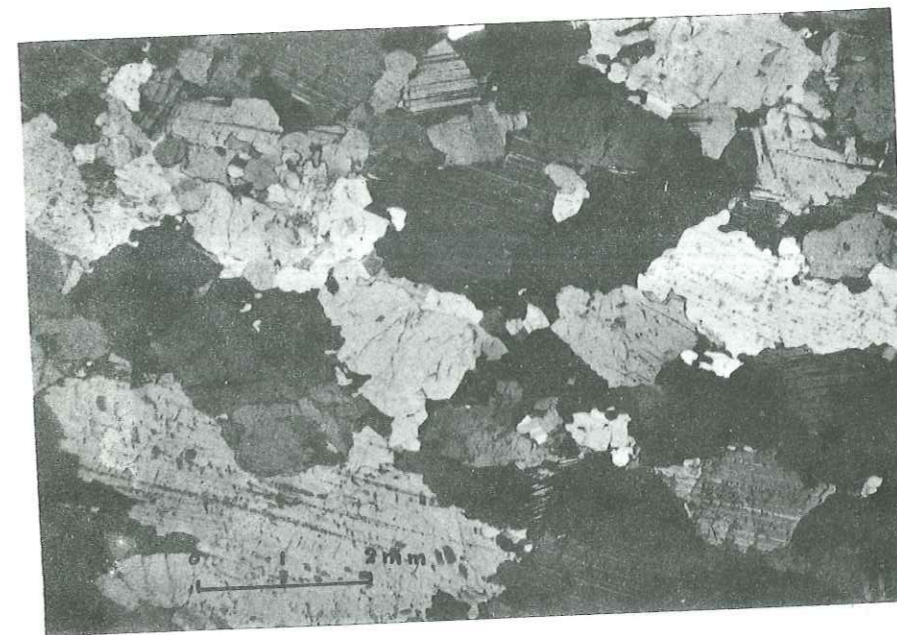


Photo n° 1 - Structure microscopique dans l'anorthosite à andésine.
Lame 762

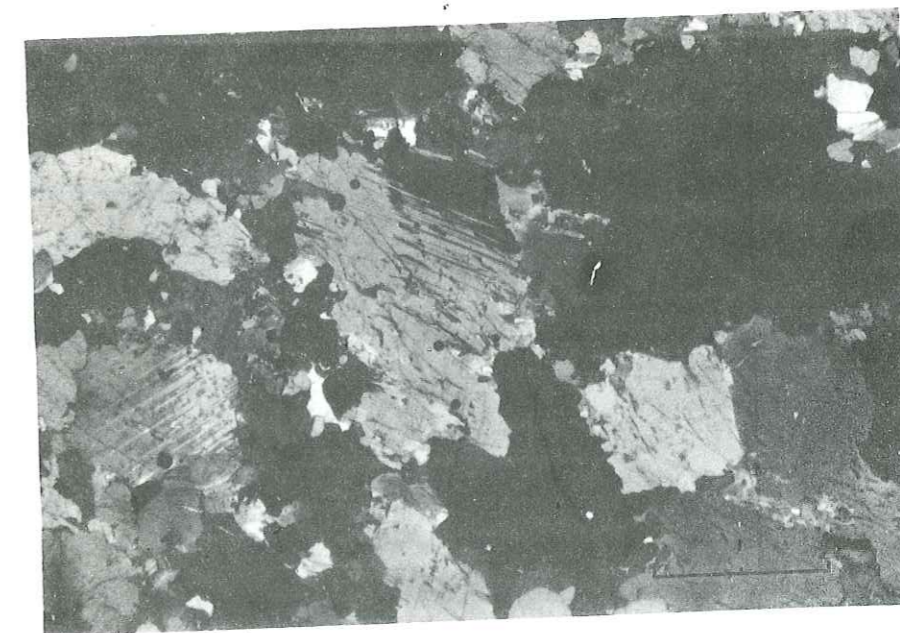


Photo n° 2 - Structure microscopique dans les gneiss verts, plagioclasiques (anorthosite verte)
Lame 751

B. - Les gabbros

On les rencontre surtout au milieu de la série des gneiss verts du Nord Ouest où ils forment des sills ou filons couches concordants avec la foliation générale. Ils sont étirés et boudinés et prennent une texture gneissique. Leur puissance varie de 10 à 200 m. Certains peuvent se suivre en photos aériennes sur une dizaine de kilomètres. Dans les zones de plus fort rétrécissement le gabbro se transforme en un orthogneiss à pyroxène et minerais.

Sa couleur est sombre et la texture gneissique n'est pas partout présente. Lorsqu'ils sont visibles les plagioclases sont verts.

Nous décrivons deux échantillons correspondant à deux variétés différentes de gabbro, l'un à grain grossier, l'autre à grain fin.

Echantillon FB 68-734

Ce gabbro constitue un dyke orienté nord est - sud ouest penté à 35° vers le Sud Est. Le grain est grossier et la couleur très sombre.

Au microscope on distingue une structure cataclastique, avec de grands plagioclases cassés ou tordus et une recristallisation secondaire de petits plagioclases dans les fractures (photo n° 1, planche 6). Certains sont entièrement réduits en une mosaïque polygonale de petits cristaux. La forme initiale du mégacristal reste visible car les cristaux de minéraux ferromagnésiens en dessinent la silhouette. Cette structure est une ancienne structure doléritique modifiée par une cataclase et une recristallisation.

Les grands cristaux automorphes de plagioclases atteignent 1 cm. Ils sont tordus ou cassés et généralement maclés albite-Carlsbad. Les plus petits ont une forme polygonale ; certains ne sont pas maclés. Ils possèdent tous la même composition que celle des phénocristaux soit An 60. La macle acline semble être la plus fréquente.

Deux types de pyroxènes (ortho et clino) sont présents.

L'hypersthène forme des cristaux craquelés et tordus de 3 mm environ. Il possède un pléochroïsme marqué vert pâle, rose pâle avec $2 \text{ VX} = 66$. Les inclusions de SCHILLER sont fréquentes.

L'augite avec $2 \text{ VZ} = 62$, $C \wedge Z = 45$ se présente en petits cristaux polygonaux agglomérés.

On observe parfois la structure suivante : un mégacristal de pyroxène craquelé se réduit sur ses pourtours en petits cristaux de pyroxènes, le tout étant entouré d'une auréole d'amphiboles.

L'amphibole forme des cristaux inférieurs à 1 mm avec un pléochroïsme brun jaune clair - brun verdâtre. Quelques mesures ont donné soit $2 \text{ VX} = 78$, $C \wedge X = 24$ ce qui correspondrait à une Mg-Arfvedsonite, soit $2 \text{ VX} = 67$, $Z \wedge C = 17$ ce qui la classerait dans le groupe des hornblendes. Elles entourent les phénocristaux de pyroxènes et semblent les pseudomorphoser.

La biotite en baguettes trapues et fraîches possède un fort pléochroïsme beige pâle - brun-rouge. Elle se groupe avec les amphiboles.

Minéraux accessoires

Un minéral comble les vides entre les amphiboles et moule les biotites. Nous avons remarqué quelques traces de calcite.

Echantillon FB 69-570

Le deuxième type de gabbro forme un filon couche d'une dizaine de kilomètres de long orienté Nord Est - Sud Ouest et parallèle à la foliation générale. Son grain est fin et sa couleur très sombre. Aucune orientation n'est cependant visible.



Photo n° 1 - Grand plagioclase cassé et recristallisation de petits Plagioclases dans les cassures Gabbro lame FB 68-734

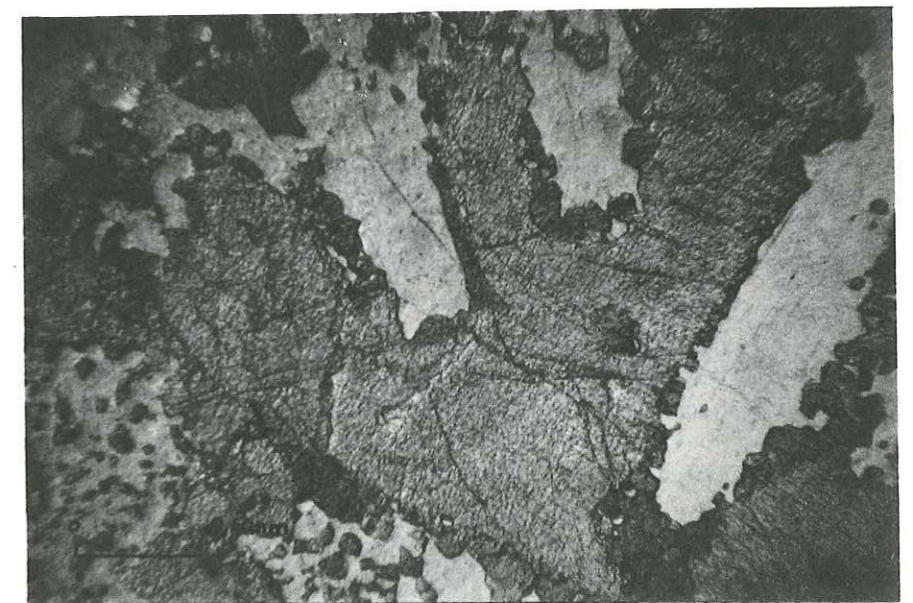


Photo n° 2 - Structure doléritique et début d'ouralitisation des pyroxènes dans un gabbro. lame FB 68 570

La structure est typiquement doléritique. Les baguettes de plagioclase de 0,5 mm de long sont cimentées par des pyroxènes de taille bien supérieure. Ceux-ci présentent une fine auréole d'amphibole au contact avec les plagioclases (photo n° 2 planche 6).

Les plagioclases ont une composition de labrador An 60 - 70. Quelques grandes lattes sont réduites en un agrégat de petits cristaux qui possèdent la même composition que les plus grands mais qui sont maclés albite-ala.

Un second type de pyroxène qui semble être de l'augite existe en faible proportion à l'intérieur des pyroxènes de premier type ou à leur périphérie.

Enfin on note la présence de grenats en petits grains.

- Résumé

- Les gabbros forment des sills ou filons couches dans les gneiss verts à proximité de l'anorthosite à andésine.
- Ils présentent des phénomènes de granulation et de recristallisation des plagioclases dont la composition est, soit identique, soit légèrement plus basique, avec un type de macle plus simple.
- Les vestiges de structure doléritique sont encore très visibles. Les pyroxènes sont généralement bordés par de l'amphibole brunâtre.

C. - Les diorites

Tout comme les gabbros, les diorites n'occupent qu'une très faible partie de la surface de la région. On peut distinguer deux types. Un premier type à pyroxène, en relation avec le massif d'anorthosite, et un second type à amphibole qui affleure au milieu des gneiss roses.

1 - Diorite à pyroxène

Près du contact de l'anorthosite avec les gneiss verts, plagioclasiques, se place une étroite bande de diorite à pyroxène. Elle affleure très bien sur les rives du lac Sault-aux-Cochons et sur les talus des deux routes partant du lac aux Perles en direction du Nord Ouest.

C'est une roche à grain moyen (1 mm environ) d'aspect œillé. Les plagioclases et les minéraux ferromagnésiens se groupent en agrégats en forme d'amandes de 1 à 2 cm de long. C'est le résultat de la granulation d'une roche porphyroïde. Les plagioclases sont verts et le minéral très abondant est associé aux ferromagnésiens. Nous avons relevé une bande de 30 cm d'épaisseur de minéral massif. Il est composé d'après M. MORIN (1956) principalement de magnétite, ilménite, spinelle et augite en grains de 3 mm de diamètre.

L'orientation des yeux ainsi que la densité des minéraux ferromagnésiens définissent un "litage" parallèle à la foliation générale des roches encaissantes. Le passage aux gneiss verts et à l'anorthosite se fait par diminution de la quantité des minéraux ferromagnésiens et augmentation de celle des plagioclases.

- Description microscopique - lame mince FB 68-758a

La structure est saccharoïde (cf. BERTHELSEN, 1960, p. 24) et hétérogranulaire. Les minéraux forment des amas polycristallins allongés. Il semble cependant que les plagioclases ont une taille légèrement supérieure (soit 0,4 mm) à celle des pyroxènes.

Les plagioclases ont une composition d'andésine An 35-40 et sont maclés le plus souvent. La plupart sont anti-perthitiques. Les grains d'exsolution d'albite ont une forme en bâtonnets disposés parallèlement au plan de macle, ou en forme de taches.

Les pyroxènes constituent un dallage de cristaux polygonaux de même taille. Les deux types (ortho et clinopyroxène) coexistent. L'hypersthène avec $2 VX = 66$ possède un pléochroïsme vert pâle à rose pâle. L'augite a les caractéristiques suivantes : $2 VX = 66$, $C \wedge Z = 42$.

Les minéraux accessoires comprennent :

- Les minerais (ilménite, magnétite) remplissant les vides entre les cristaux de pyroxène et constituant jusqu'à 15 % du volume de la roche.

- La biotite, brun rouge et fortement pléochroïque se dispose à la périphérie des agrégats de pyroxènes.

Nous avons relevé une quantité relativement importante d'apatite (5 %) dans un échantillon de diorite œillée leucocrate à pyroxène sur les rives du lac Sault-aux-Cochons (FB 68-731). Elle se présente en gros cristaux arrondis ou allongés (0,1 mm) en association avec les minéraux ferromagnésiens. C'est probablement ce qui a poussé M. MORIN à décrire cette diorite à pyroxène comme une diorite à apatite. Mais il ne nous semble pas que cela soit la règle générale, car aucune trace d'apatite n'a été trouvée dans l'échantillon FB 68-758a précédemment décrit.

- Un autre affleurement de diorite à pyroxène (FB 68-109) se place à côté (S.E.) du dyke de gabbro à grain fin (FB 68-570). La roche possède également une texture œillée (les yeux peuvent atteindre 3 à 5 cm de long). Les plagioclases (An 30-50) ont une forme polygonale et sont maclés albite-ala. Les pyroxènes sont réduits en un agrégat de petits cristaux et entourés par de l'amphibole.

2 - Diorite à amphibole

Elle constitue un petit massif d'une superficie d'environ 1 km², bordé sur ses flancs ouest et nord par une mince auréole de granite rose.

La roche est massive, gris foncé et se débite en dalles horizontales. On retrouve quelques lentilles de diorite à amphibole, interstratifiées dans les gneiss granitiques roses à proximité.

- Description microscopique

La structure est hétérogranulaire engrenée.

Le quartz en petites plages amiboïdes occupe 4 % environ du volume de la roche et s'éteint par panneaux.

Le plagioclase An 30-40 présente également des contours en dentelle ou en golfes. Il est maclé albite-ala. Pratiquement tous les plagioclases sont cassés ou possèdent une extinction onduleuse. Quelques-uns sont myrmékites.

Les perthites sont peu nombreuses (10 %), moirées et de grande taille. Elles sont pœcilitiques et contiennent de nombreux cristaux d'apatite en bâtonnets et de l'amphibole. Les exsolutions d'albite sont peu nombreuses et ont une forme en petits fuseaux ou en bâtonnets. Elles pseudomorphosent fréquemment les plagioclases.

L'amphibole est une hornblende verte avec un pléochroïsme jaune brunâtre clair, vert brunâtre. Elle est pœcilitique et interstitielle.

La biotite en aiguilles trapues est brun rouge et fortement pléochroïque.

Les minéraux accessoires sont : apatite qui constitue jusqu'à 2 % du volume de la roche, en inclusions principalement dans les perthites mais aussi dans les amphiboles et les plagioclases, zircon xénomorphe et minerais.

- Résumé

Nous avons pu distinguer deux types de diorites :

- une diorite à pyroxène, qui se présente comme les gabbros en sills ou filons couches, dans l'anorthosite à

andésine. On y observe les mêmes phénomènes de granulation et recristallisation des plagioclases et ouratillisation des pyroxènes;

- une diorite à amphibole, au milieu des migmatites. Elle forme un petit dôme bordé par une auréole de granite. Là encore les traces de granulation sont visibles.

D. - La mangérite

La mangérite constitue deux ensembles différents aussi bien par leur forme et leur superficie que par la texture de la roche. Ce sont d'une part le massif mangéritique de Labrieville et d'autre part l'ensemble gneissique mangéritique stratiforme.

1 - Le massif mangéritique de Labrieville

- Mode de gisement

C'est un massif ovoïde de petite taille (5 x 7 km) dont le grand axe est orienté est-ouest. Il est bordé à l'Est et au Sud par le granite de Labrieville et au Nord et à l'Ouest par les gneiss verts et roses.

La roche possède un grain grossier (de 0,5 à 1,5 cm) dans la région centrale, mais il diminue progressivement vers la périphérie pour atteindre 0,2 mm environ. La couleur en cassure fraîche varie dans le même sens de vert pâle à vert foncé.

L'altération météorique fait apparaître la couleur brun cassonade caractéristique du faciès malgachitique. La patine est toujours très blanche.

Il existe quelques enclaves de gneiss et granite roses et de filons basiques.

- Description microscopique

Nous avons effectué deux comptages de points sur deux échantillons, l'un pris au centre du massif (FB 69-45), l'autre à la périphérie (FB 68-82). Les indices de J. JUNG et R. BROUSSE qui ont été calculés sont les suivants : indice de saturation (SAT), indice de coloration (COL), indice feldspathique (FELDS).

	FB 69-45	FB 68-82
Quartz	2,69	6,02
Plagioclase	48,20	30,56
Perthites	38,10	40,90
Orthopyroxène	4,19	7,56
Clinopyroxène	1,86	8,23
Amphibole	3,31	0,20
Biotite	0,20	t
Minerais	0,99	4,90
Apatite	0,25	1,00
Zircon	0,08	0,20
SAT	3,02	7,78
COL	11,00	23,00
FELDS	44,10	52,30

La classification modale des roches à caractère charnockitique proposée par P. GIRAUD (1964) range de telles roches dans le groupe des mangérites.

On remarque rapidement d'après les comptages de points effectués que l'indice de coloration croît du centre du massif vers la périphérie. C'est ce que nous avons déjà remarqué en affleurement ; de 11 il passe à 23. Il semble que seule l'augmentation de la teneur en pyroxènes en soit la cause. D'autre part le groupe perthite + quartz augmente tandis que la quantité de plagioclase diminue.

- Remarque

HØDAL (1945) a placé dans la classification des roches éruptives de Niggli (silice - plagioclase - feldspath potassique), les roches de la suite anorthosite - mangérite - charnockite. Nous reproduisons ici ce diagramme.

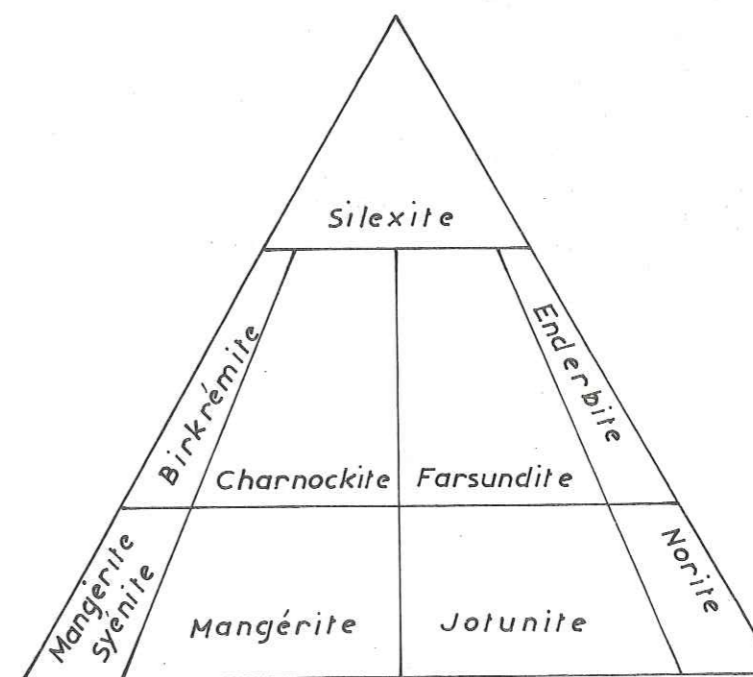


Figure 10 - Classification des roches de la famille de l'anorthosite (HØDAL, 1945, p. 139) -

On voit que la mangérite occupe un domaine pauvre en quartz et où le feldspath potassique domine sur le plagioclase. Cependant la coupure à 50 % nous paraît trop arbitraire, et semble ne pas convenir pour un ensemble de roches ayant des proportions de plagioclase et de feldspath potassique relativement semblables. C'est pourquoi nous avons employé le terme de mangérite dans un sens beaucoup plus large que celui défini dans cette classification. Quant au pourcentage en quartz il peut aller jusqu'à 20 % dans les mangérites quartziques.

Lame mince FB 69-45

La structure est hétérogranulaire engrenée. On observe de grandes plages de feldspath potassique à contours en golfes ou dentelés. Les minéraux ferromagnésiens sont groupés en petits amas et le pyroxène présente une ouralitisation nette.

Le quartz se présente en petits grains à contours tentaculaires et en structure interstitielle au milieu des amas de pyroxènes et d'amphiboles.

Les perthites sont de grande taille (supérieure à 0,5 cm). Leurs contours sont onduleux. A la macle quadrillée du microcline se surimposent les petites exsolutions d'albite. Celles-ci prennent diverses formes : en minces fuseaux, en gouttes, en veinules ou en taches. Un même cristal peut posséder plusieurs de ces types.

Presque toutes contiennent des reliques de plagioclases isolées les unes des autres mais permettant, grâce à leur extinction commune, d'évaluer la taille de l'ancien cristal qui s'est fait pseudomorphoser.

Les plagioclases, de taille sensiblement égale à celle des perthites, possèdent également des contours sinueux. Au contact avec les feldspaths potassiques ils se chargent d'une ramification de quartz myrmékitique. Tous se font plus ou moins envahir par le feldspath potassique. Leur composition est celle d'un oligoclase avec An 10 à 20. La macle la plus fréquente est de type albite-ala, mais certains ne sont pas maclés.

Les pyroxènes se groupent en petits amas qui résultent de la granulation d'un même cristal. Certains présentent une ouralitisation avec de grands cristaux d'amphibole entourant les pyroxènes. Une frange de quartz se place entre l'amphibole et le pyroxène (fig. 12). Il s'agit d'un orthopyroxène ayant un faible pléochroïsme rose pâle à vert pâle. Il possède une structure lamellaire très nette avec des lamelles d'exsolution de clinopyroxène. Celles-ci sont orientées parallèlement au plan (100), cf. fig. 11.

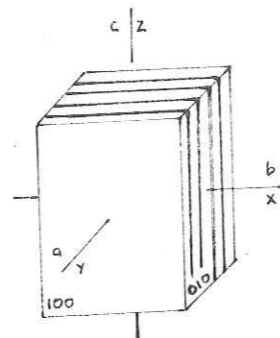


Fig 11 Orientation des lamelles d'exsolution dans les pyroxènes.

L'amphibole se présente en cristaux frais autour des pyroxènes. Sa teinte d'absorption est forte et son pléochroïsme est brun-vert foncé à brun pâle.

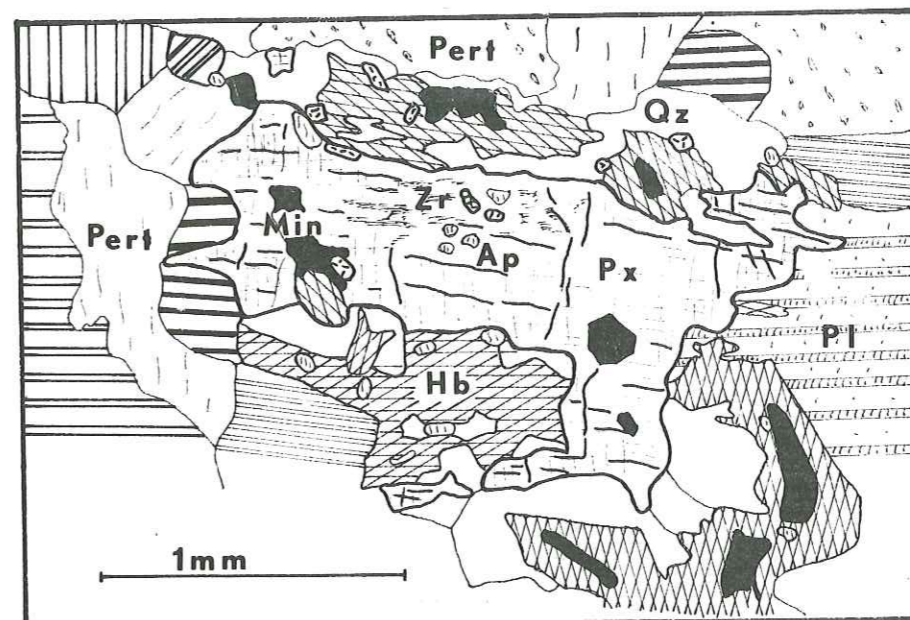


Figure 12 - Ouralitisation d'un pyroxène avec auréole de quartz entre l'amphibole et le pyroxène. Concentration importante de zircon et d'apatite. Inclusions de Schiller dans le pyroxène.

Minéraux accessoires. L'apatite en cristaux globulaires peut atteindre 0,5 cm. Elle est associée avec les cristaux de pyroxène et d'albite. Le zircon subautomorphe se rencontre, comme l'apatite et les minerais en inclusion dans l'amphibole ou le pyroxène.

2 - L'ensemble stratiforme mangériitique gneissique

Il forme une lame allongée nord est - sud ouest d'une trentaine de kilomètres de longueur sur un kilomètre de large, et qui va en s'élargissant vers le Sud.

La roche est un gneiss œillé à grain grossier de couleur verte en cassure fraîche.

Dans sa partie étroite, au Sud Est du lac aux Perles, le massif est homogène, penté régulièrement à 80° vers le Sud Est. Le contact avec les gneiss environnants se traduit par l'apparition de bandes métriques régulières, boudinées par endroit, de gneiss gris rose et vert, intercalés avec le gneiss œillé mangériitique. Les yeux de feldspath potassique verts deviennent roses tandis que les plagioclases demeurent verts. Cette zone de transition s'étend sur une trentaine de mètres.

La partie méridionale, beaucoup plus large, englobe plusieurs enclaves importantes de migmatites et gneiss roses dont certaines ont été représentées sur la carte.

- Description microscopique

	FB 69-290	FB 68-855
Quartz	6,0	20,0
Plagioclase	47,7	29,4
Perthite	29,6	23,6
Orthopyroxène	} 2,4	0,5
Clinopyroxène		0,7
Amphibole	11,9	21,8
Biotite	--	1,6
Minerais	1,9	2,5
Apatite	0,2	0,6
Zircon	0,1	traces
SAT	7	27
COL	17	26
FELDS	38	44

Lame mince FB 69-290

La structure est hétérogranulaire porphyroïde. Des grands cristaux indifféremment de plagioclase ou de feldspath potassique forment des yeux de 15 x 0,5 cm. Ceux-ci peuvent être réduits complètement en petits cristaux ou simplement granulés à leur périphérie ; les minéraux ferromagnésiens montrent une structure interstitielle et épousent la forme des yeux.

Le quartz en cristaux amiboïdes de petite taille possède une extinction onduleuse.

Les perthites se présentent en gros cristaux moirés, pœcilitiques et craquelés. Sur leur pourtour ils sont granulés : agglomérats de petits cristaux également moirés et micropertitiques.

Les plagioclases possèdent le même habitus que les perthites, soit en grands cristaux antiperthitiques, soit en petits cristaux non antiperthitiques. Certains ne sont pas ou très peu maclés, et prennent une extinction onduleuse. Ils sont souvent myrmékites au contact des feldspaths potassiques. Leur teneur en anorthite va de 30 à 35 %, et les types de macles sont par ordre d'importance décroissant albite-ala, albite-péricline.

Le pyroxène est un orthopyroxène et possède un pléochroïsme rose pâle, vert pâle. Il est associé à l'amphibole, les minerais, l'apatite et le zircon.

L'amphibole est pléochroïque (brun pâle à brun vert foncé).

Les minéraux accessoires et secondaires sont : apatite, zircon, minerais, biotite brun-rouge, calcite et chlorite.

- Résumé

Les caractères minéralogiques principaux qui permettent de ranger cette roche dans la série des charnockites plutoniques sont les suivants :

- Présence d'ortho et de clinopyroxènes qui s'ouralitisent en une amphibole brunâtre.
- Perthite abondante qui remplace partiellement les plagioclases.

La mangérite constitue deux unités différentes :

- un massif plus ou moins circulaire dont il n'a pas été possible de voir s'il était concordant ou non avec les roches encaissantes. Sa structure, porphyroïde au centre, grenue en bordure fait penser qu'il s'agit d'une intrusion plus tardive ;
- un massif stratiforme d'une trentaine de kilomètres de long qui s'élargit vers le Sud. Sa texture est celle d'un gneiss œillé.

E. - La monzonite

Nous n'avons pas pu vraiment délimiter un massif de monzonite à cause de la trop faible densité des affleurements relevés dans la région sud ouest. Elle semble cependant associée à la mangérite dans la moitié sud du massif stratiforme. Par contre, nous avons relevé une mince langue de monzonite au Sud Ouest du lac aux Perles. Elle s'appuie à l'Ouest sur un petit massif dont la roche qui le constitue possède une proportion notable de magnétite, créant une anomalie sur la carte aéromagnétique. Cette roche s'altérant très facilement, aucun échantillon frais n'a pu être récolté et de ce fait sa dénomination n'est qu'approximative. Mais il semble que l'on puisse la comparer à une diorite quartzique à pyroxène.

La monzonite est une roche homogène largement grenue et porphyroïde. Sa couleur est grise à gris-rose. Les porphyroblastes ont une allure automorphe. Ils peuvent cependant se granuler et former des yeux parfois tordus sur la bordure est de la formation.

Elle se différencie de la mangérite sur le terrain par sa couleur, et par l'absence de pyroxène.

- Description microscopique

La structure présente un type en mortier caractéristique. Les grands cristaux de feldspath potassique sont entourés par une mosaïque à grain fin de plagioclase, quartz, feldspath potassique.

Le quartz en petites plages amiboïdes s'éteint par panneaux.

Le feldspath potassique est un microcline micropertitique. Il constitue des porphyroblastes de un centimètre environ à bordure en dentelle. Il est fréquemment pœcilitique et contient plagioclase et biotite.

Certains microclines formant la matrice possèdent une macle quadrillée caractéristique et ne sont pas perthitiques. Leur structure est interstitielle.

Le plagioclase forme des cristaux de petite taille répartis dans la matrice. Leurs contours sont amiboïdes et les myrmékites apparaissent lorsque le plagioclase est en contact avec une micropertithe.

La biotite en faible proportion, est très pléochroïque avec une teinte brun-rouge.

Les minéraux accessoires ou secondaires sont, l'apatite, le zircon, les minerais, l'amphibole en petits grains et la muscovite.

F. - Le granite de Labrieville

- Mode de gisement

Le granite rose de Labrieville forme une petite masse enveloppant à l'Est un massif de mangérite. Ses falaises surplombent la petite localité d'où il tire son nom.

Les relations du granite avec ses roches encaissantes ne sont pas clairement établies car aucun contact n'a pu être observé. Cependant le passage à la mangérite semble être brutal. En effet, nous avons relevé deux affleurements distants d'environ 25 m, où chacune de ces deux roches gardent leurs caractères propres, sans trace de modification. Il ne semble pas exister de passage progressif qui se traduirait par des roches de type intermédiaire des points de vue de la composition minéralogique et de la couleur. Il n'est pas possible de préciser l'antériorité de l'un par rapport à l'autre.

Les rapports avec les gneiss roses granitiques qui l'entourent sont bien moins nets. Des compositions relativement semblables et l'orientation du granite rendent difficiles une délimitation nette entre ces deux unités. Toutefois, en règle générale, le granite apparaît plus homogène et présente souvent une texture porphyroïde.

La roche possède un grain grossier et parfois porphyroïde. Sa couleur est généralement rose mais peut devenir plus claire par endroits. On remarque souvent une foliation due à l'orientation des phénocristaux et à celles des nombreuses enclaves.

- Description microscopique

M. MORIN donne la composition modale suivante, calculée à partir de cinq échantillons.

Microcline perthitique	41,2 %	Biotite	4,8 %
Oligoclase An 22	30,6 %	Hornblende	1,2 %
Quartz	20,9 %	Accessoires	1,3 %

La roche présente une structure hétérogranulaire, avec de gros cristaux de microcline perthitique entourés par des cristaux de plagioclase, quartz, biotite, amphibole.

Le microcline. En plus de la macle en "tartan" généralement bien marquée se surimposent de fines gouttelettes ou fuseaux d'albite. Le phénomène de "perthitisation" peut être irrégulier à l'intérieur d'un même cristal : zones parallèles formées de gouttelettes ou de fuseaux serrés d'albite d'exsolution.

La microperthite n'est pas rare. Il existe cependant quelques petits microclines moirés et non perthitiques.

Les plagioclases (An 20-35) sont nombreux et séricitisés. Ils sont maclés selon la loi de l'albite et sont souvent myrmékites. Les microclines les pseudomorphosent parfois.

La biotite est fortement pléochroïque (brun pâle à brun foncé ou brun-noir). Elle contient quelques zircons développant une auréole pléochroïque.

L'amphibole quand elle se présente est xénomorphe et pœcilitique (quartz et plagioclase). Son pléochroïsme est bien marqué (vert à vert pâle).

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les minerais.

- Résumé

Le granite de Labrieville est folié et porphyroïde.

Il n'est pas possible de préciser s'il s'est mis en place avant ou après la mangérite autour de laquelle il forme une auréole.

V. - LES FILONS SECANTS

Les filons de roches éruptives acides ou basiques sont relativement peu abondants au sein des diverses formations cristallines de la région. Nous en donnerons les caractères essentiels.

A. - Les pegmatites

On les rencontre un peu dans tous les ensembles généralement sous forme d'amas plus ou moins diffus, rarement en filons aux épontes nettes. Leurs constituants majeurs sont : feldspath potassique rose, plagioclase verdâtre et biotite. Une pegmatite rose à gros éléments aux épontes nettes et de direction rectiligne a été observée au Nord du massif de mangérite.

Dans les gneiss roses nous avons rencontré de minces filons de pegmatite rose, discordants et plissés.

Enfin, près du massif de mangérite-monzonite gneissique quelques pegmatites à pyroxène ont été observées.

B. - Les filons basiques

Généralement de faible épaisseur (20 cm à 5 m) ils recoupent d'une part les gneiss roses et les gneiss œillés obliquement par rapport à la foliation déterminée par l'allongement des yeux et d'autre part la mangérite dans laquelle ils semblent plissés. Ils présentent tous une certaine schistosité. La figure 3, p. 15 montre les relations de ces filons avec des filons de pegmatites plissés.

Au microscope, la structure est granolépidoïdique.

Les plagioclases constituent 40 à 50 % de la roche, ils sont polygonaux ou dentelés. On remarque une concentration de petites apatites automorphes au centre des cristaux.

Les biotites (20 à 25 %) forment un enchevêtrement d'aiguilles de même orientation optique. Elles sont fortement pléochroïques dans les teintes marron pâle à brun-rouge foncé.

Les pyroxènes forment de petits grains faiblement pléochroïques dans les tons rose pâle à vert pâle. Les deux pyroxènes (ortho et clino) coexistent.

L'amphibole, en cristaux de taille légèrement supérieure à la moyenne est probablement une hornblende verte avec un pléochroïsme jaune brunâtre à vert.

Les minéraux accessoires sont les suivants :

apatite en cristaux automorphes à section hexagonale et relativement abondante, minerais en petits grains, quartz réactionnel qui forme des associations diablastiques avec la biotite, enfin on note la présence de calcite et de feldspath potassique moiré.

Ce type de filon basique présente aussi souvent des mégacristaux de plagioclase noir de 3 à 5 cm de long, avec des enclaves de gneiss roses et associé à des passées de mangérite porphyroïde.

C. - Les filons verts de mangérite porphyroïde

Ces filons de 30 cm à 1 m de puissance, peuvent se suivre sur une centaine de mètres sans être déformés. Leurs épontes sont nettes et ils possèdent tous, comme les filons basiques d'ailleurs, une même orientation (N. 20°) et un même pendage (70° E.).

Leur couleur est vert pâle en cassure fraîche. Des mégacristaux de feldspaths s'individualisent au milieu d'une pâte microcristalline.

On les rencontre au milieu des gneiss roses, dans un rayon de trois kilomètres au Nord du massif de mangérite de Labrieville. Nous avons pu y observer les relations avec des filons de pegmatite (fig. 13).

Au microscope on remarque que les mégacristaux de plagioclases sont pseudomorphosés en feldspaths potassiques perthitiques. De la sorte il ne reste plus que quelques traces non encore "digérées" de plagioclases anciens. Ceux-ci ont une composition d'andésine An 30 et sont maclés albite-ala.

La pâte microcristalline est composée de cristaux de même taille (0,1 mm) à contour polygonal, plagioclase, perthite, pyroxène et quartz en faible proportion.

Les quelques petits grains de clinopyroxène ont une structure interstitielle.

L'apatite et le minéral forment les minéraux accessoires.

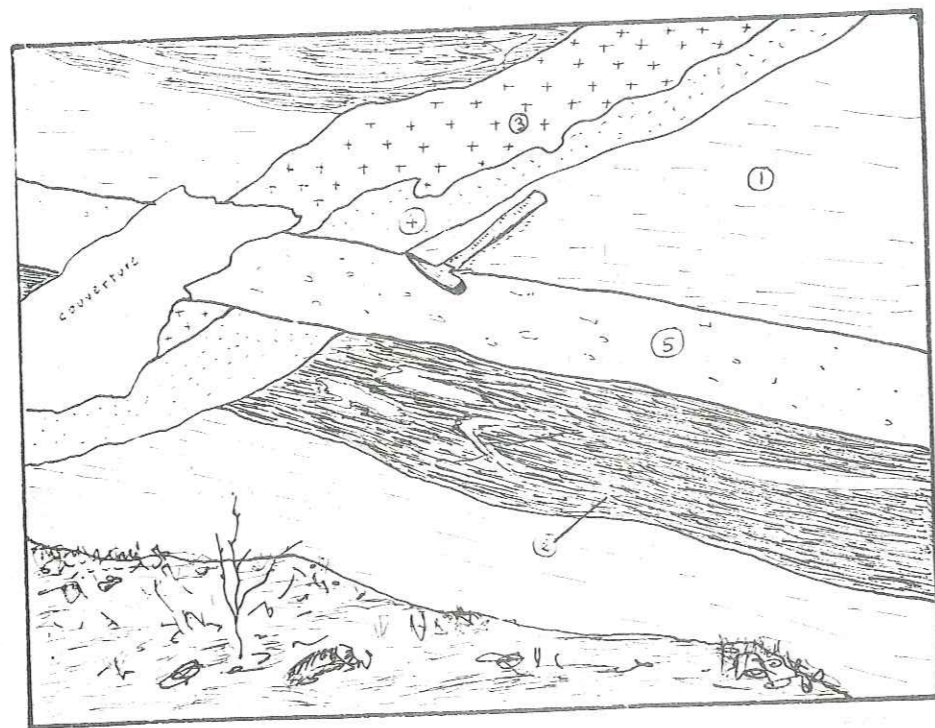


Figure 13 - Filon de mangérite porphyroïde -
 1 - gneiss roses
 2 - amphibolite
 3 - pegmatite
 4 - filon gris à grain fin
 5 - mangérite porphyroïde.

D. - Les carbonatites

Elles se présentent sous la forme de très minces filons de 2 à 5 mm de roche carbonatée ou de calcite mis en place dans des diaclases. Nous les avons observés un peu partout dans les gneiss à sillimanite, les gneiss roses, les amphibolites à pyroxènes et la mangérite.

E. - Chronologie probable des différentes venues filoniennes

De l'examen d'un nombre restreint d'affleurements, on peut tenter d'établir une chronologie relative des divers filons.

- Les plus anciens paraissent être des filons pegmatitiques plissés.
- Puis des filons gris clair, présentant une forte schistosité et mis en place parfois parallèlement aux pegmatites précédentes.
- Des filons basiques sombres à phénocristaux de plagioclase noir, obliques par rapport à l'orientation des gneiss œillés mangéritiques et parfois légèrement plissés.
- Une mangérite porphyroïde verte non déformée.
- Des pegmatites roses à gros éléments.

VI. - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Nous résumerons d'abord dans un tableau les caractères pétrographiques essentiels des diverses roches de la région. Puis nous dégagerons certains traits qui en font leur originalité.

Formations	Structure	Minéraux principaux
Paragneiss	Granoblastique interlobée	Quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, sillimanite, grenat, (cordiérite).
Amphibolites l. s.	Granoblastique saccharoïde	Ortho et clinopyroxène, hornblende, plagioclase
Gneiss rose	Granoblastique interlobée granulitique	Perthite, plagioclase, quartz, amphibole, biotite. Quartz, microcline, biotite.
Gneiss gris	Granoblastique interlobée	Plagioclase, quartz, perthite, amphibole, biotite, (pyroxène).
Gneiss vert	Granoblastique interlobée	Perthite, plagioclase, quartz, amphibole, ortho et clino-pyroxène.
Anorthosite	Granulée	Plagioclase
Gabbro-diorite	Doléritique cataclastique	Ortho et clino-pyroxène, hornblende, plagioclase
Mangérite	Porphyroïde et en mortier	Quartz, perthite, plagioclase, ortho et clino-pyroxène, hornblende.
Granite	Porphyroïde	Quartz, perthite, plagioclase, biotite, hornblende

- Du point de vue minéralogique on peut tout particulièrement relever les points suivants :

- Présence constante de myrmékite

Toutes les roches de la région contenant du feldspath potassique possèdent des plagioclases myrmékites. Des vermicules ou gouttelettes de quartz, de même orientation optique apparaissent sur les bordures des plagioclases au contact avec les feldspaths potassiques. On observe, en outre, que l'intensité des macles diminue en se rapprochant des associations myrmékites. Parfois même elles disparaissent complètement.

Plusieurs hypothèses ont été avancées sur le mécanisme de la myrmékisation :

- La théorie classique de BECKE, 1908, fait intervenir un phénomène de remplacement du feldspath potassique environnant par un plagioclase bourgeonnant. Comme le feldspath potassique contient plus de SiO₂ que le plagioclase, ce dernier cristallise avec le quartz lorsqu'il remplace le feldspath potassique.

- Une autre théorie intéressante a été proposée par CARMAN et TUTTLE (1963). Il existerait une solution solide de Na Al Si₃O₈ et Ca Al₂Si₆O₁₆ appelée "myrmékite molécule". A haute température plus de 16 % en poids se dissocie en 1 ou 2 feldspaths. A plus basse température la solution solide se dissocie et 3 phases se forment : 2 feldspaths et le quartz. Ainsi le quartz formant la structure myrmékite peut être expliqué par une exsolution à partir d'un feldspath alcalin en réponse à un abaissement de température (HUBBARD, 1966, in MEHNERT, 1968).

L'explication de BECKE ne semble pas devoir retenir notre attention dans le cas de nos roches, car on observe plutôt un remplacement de plagioclases par le FK perthitique que l'inverse.

- Présence presque constante de perthites

Le feldspath potassique est le plus souvent un microcline moiré qui présente presque toujours des figures perthitiques. En outre, les antiperthites sont aussi fréquentes dans les roches éruptives.

La formation des perthites et antiperthites peut résulter de trois processus.

- Exsolution à partir d'un mélange initial de feldspaths.
- Remplacement partiel d'un feldspath par un autre.
- Cristallisation simultanée de deux feldspaths.

Dans la littérature, les auteurs semblent être unanimes pour dire que les "intercroissances" fines et étroites des micropertthites en forme de film et de fuseaux sont dues à une exsolution. A. SPRY, 1969, écrit à ce sujet : "Ces perthites d'exsolution ont toutes les caractéristiques des intercroissances orientées dues à une exsolution à basse température à partir d'une phase originellement homogène à haute température. Le feldspath originel primaire peut avoir une distribution en potasse, soude ou feldspath, complètement désordonnée, mais un arrangement initial est probablement présent. Une chute de température produit des tensions internes à cause de la différence de taille des cations, et cette tension fournit l'énergie motrice pour la diffusion. Le mouvement, principalement de potasse d'une part et de soude d'autre part, produit dans la maille des zones qui ressemblent plus ou moins à des molécules de feldspath potassique ou de plagioclase. La tension à l'intérieur de ces zones décroît, mais les tensions entre elles croissent jusqu'à ce qu'elles se séparent en phases homogènes distinctes. Les structures des deux phases seront simultanément orientées.

La taille et la forme de la phase incluse dépend donc de la mobilisation ionique (fonction de la température) et des énergies de surface des interfaces.

Une haute température est nécessaire pour produire le mélange initial de feldspath et une vitesse lente de refroidissement est nécessaire pour permettre l'exsolution".

Donc si l'exsolution est évidente, le système doit avoir au moins atteint ou dépassé la température maximale du solvus à 660-715°C (en fonction de la pression d'eau régnante et de la teneur en An).

Les perthites que nous avons observées aussi bien dans les schistes cristallins que dans les roches éruptives sont donc les témoins d'un épisode de haute température. Il en est de même pour les antiperthites qui n'ont, elles, été rencontrées que dans les roches éruptives à caractère charnockitique. Quant aux perthites "tectoniques" qui ont été parfois observées, leur mode de formation est plus délicat à expliquer mais il peut s'agir d'un phénomène proche de l'exsolution pouvant se produire bien après la cristallisation principale durant une phase de déformation.

- Pseudomorphose des plagioclases par les feldspaths potassiques

Dans toutes les roches éruptives contenant du feldspath potassique on observe un remplacement des plagioclases par un feldspath potassique perthitique. La transformation du plagioclase se ferait par addition de K_2O . Il est difficile de dire si ce K_2O provient de la roche elle-même (ce qui paraît vraisemblable) ou s'il a été apporté de l'extérieur (ce qui est possible mais difficilement démontrable).

- Ouralitis des pyroxènes

Tous les pyroxènes des roches éruptives (mangérite, diorite à pyroxène, gabbro) sont ouralitisés. La hornblende formée aux dépens du pyroxène l'envahit plus ou moins par les bordures. On note aussi du quartz et des minerais qui proviennent de cette ouralitisation.

Cette formation de hornblende toujours très fraîche serait peut-être à relier à un épisode de cristallisation post-tectonique.

- Au point de vue structural

Toutes les roches éruptives présentent des phénomènes de cataclase et de recristallisation. La cataclase se traduit par une granulation des bordures des plagioclases pouvant aller jusqu'à une structure en mortier, des macles en fuseaux tordues, des extinctions onduleuses des plagioclases et par panneaux des quartz, une réduction des pyroxènes en amas de petits cristaux.

Un exemple caractéristique des efforts tectoniques subis par les roches de la région est l'apparition de la structure granulitique, avec des quartz en lentille, dans les gneiss roses.

Quant à la recristallisation elle se marque spécialement dans les gabbros par la formation de petits plagioclases à l'intérieur des cassures des plus grands individus (photo 1, planche 6).

Il est cependant difficile de dire si cette recristallisation s'est produite après ou pendant la cataclase. Elle nous a semblé postérieure car en particulier les amphiboles qui paraissent avoir cristallisé en dernier ne montrent aucune trace de déformation. Il en est de même des plagioclases de recristallisation.

CHAPITRE III

PETROGENESE
———

I. - PETROGENESE DES SCHISTES CRISTALLINS

II. - PETROGENESE DES ROCHES ERUPTIVES

PETROGENESE

Après avoir décrit les caractères pétrographiques essentiels des diverses formations cristallines de la région de Labrieville - lac Isidore, il convient maintenant d'aborder les problèmes relatifs à la genèse, d'une part de l'ensemble cristallophyllien et d'autre part des roches éruptives qui y sont incluses. Outre les diverses données de terrain, minéralogiques et pétrographiques, nous avons pu faire effectuer 20 analyses chimiques (*) dont l'interprétation des résultats, à l'aide de plusieurs diagrammes, va nous permettre de définir le mode de formation des diverses roches constitutives du sous-sol de la région étudiée.

I. - PETROGENESE DES SCHISTES CRISTALLINS

Nous essaierons d'abord de savoir quelle était la nature originelle des divers types lithologiques de la série cristallophyllienne, puis de préciser, si possible, les conditions thermodynamiques des recristallisations.

A. - Origine des diverses formations

Il peut paraître téméraire de vouloir déterminer l'origine de schistes cristallins si variés qui ont subi une histoire longue et complexe. Toutefois, d'après les multiples travaux effectués à ce jour on peut raisonnablement admettre au départ le postulat selon lequel le métamorphisme général est essentiellement topochimique. Pour les éléments majeurs leurs proportions dans les schistes cristallins sont proches de celles des roches originelles. De la sorte nous pourrions en reportant les points figuratifs de nos roches sur divers diagrammes construits, en prenant certains paramètres caractéristiques, voir dans quel domaine des roches éruptives ou sédimentaires elles se situent.

a - Les diagrammes utilisés

1) - Les diagrammes ACF-AKF de Winkler (fig. 1, planche 4).

WINKLER a placé dans les diagrammes ACF-A'KF les compositions chimiques d'un grand nombre de roches magmatiques et sédimentaires. Les points représentatifs de ces compositions ont été reportés sans aucune correction. Des domaines sont ainsi délimités au sein desquels les roches ont une même origine. Malheureusement plusieurs domaines se superposent et il est alors impossible de trancher.

L'ambiguïté réside en particulier entre, d'une part les roches basaltiques et andésitiques et d'autre part les "shales" et argiles contenant 35 à 65 % de carbonates.

(*) - Les résultats des analyses chimiques sont donnés en annexe. Y figurent également les valeurs de différents paramètres qui ont été obligeamment effectuées par Louis GUILLOUX au centre de calcul de l'Ecole Polytechnique de Montréal, d'après le programme établi par M. GELINAS et J.C. SISI sur C.D.C. 3100 et C.D.C. 6 400.

Planche 4

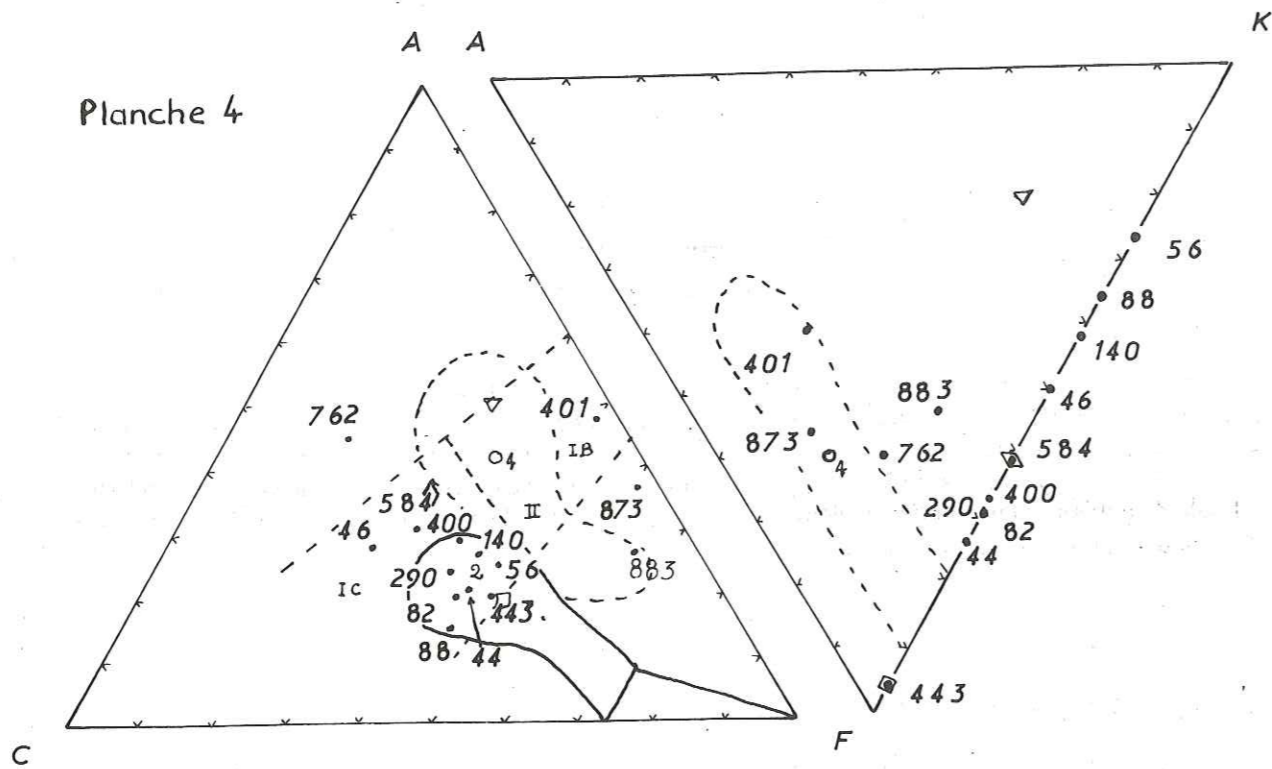


Fig. 1 - Diagramme ACF A'KF
 IB: argilite et marne à moins de 35 % de carbonates. IC : marnes à 35-65 % de carbonates. II Grauwackes. - 2 - roches basaltiques et andésitiques. Ø4 = argiles marines. : Roches basaltiques. : Granodiorites. : Granite alcalin.
 : Roches de Labrieville - lac Isidore.

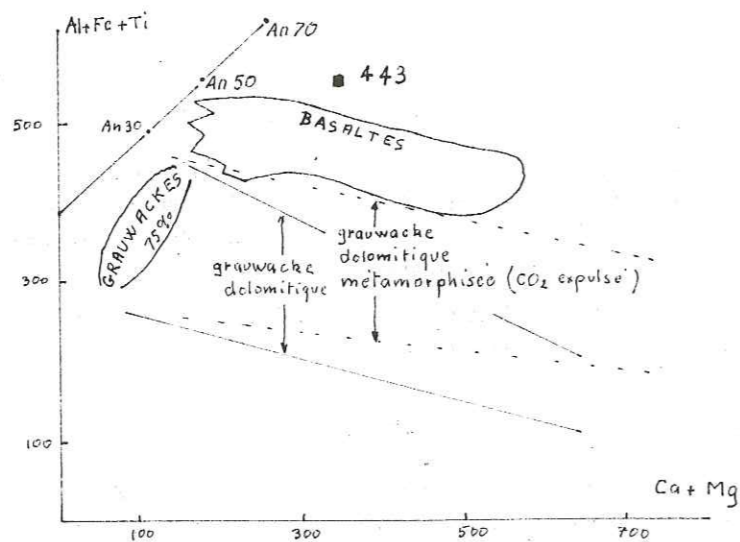


Fig. 2 - Discrimination entre grauwackes ou grauwackes carbonatées et roches ignées basiques.

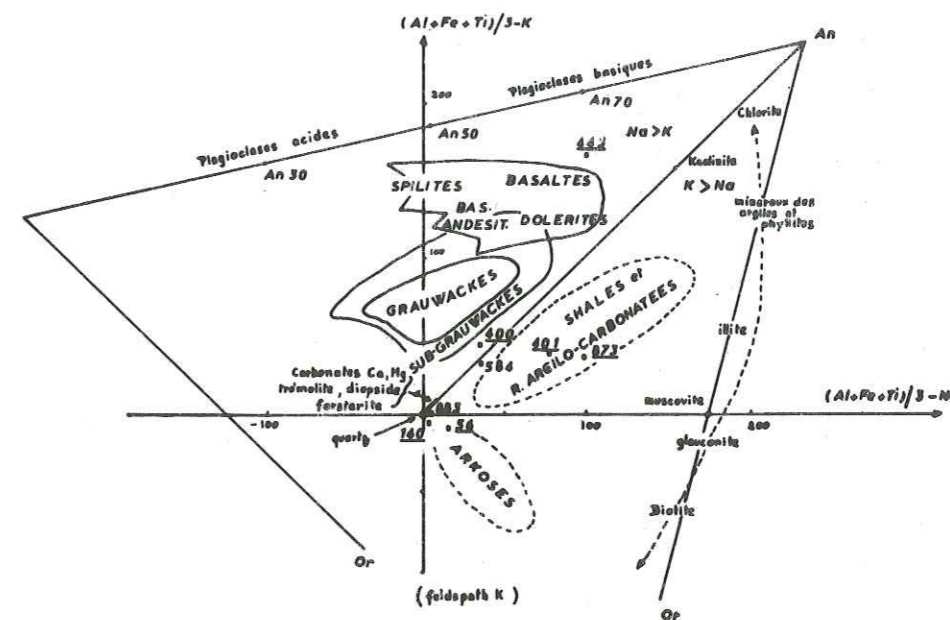


Fig. 1 Domaines des roches sédimentaires et des roches ignées basiques

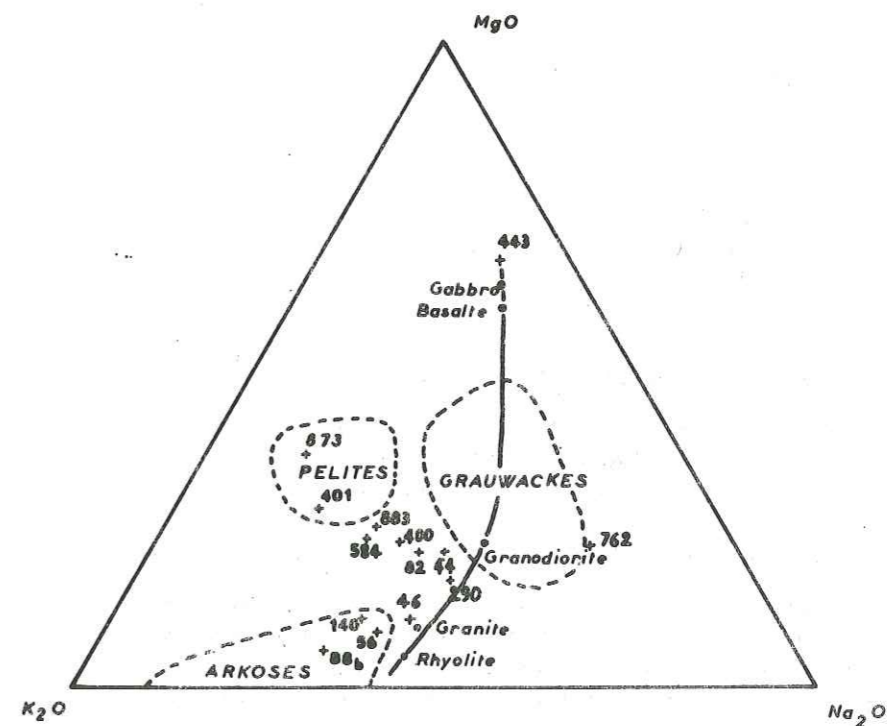


Fig. 2 Diagramme MgO-K₂O-Na₂O H. De La ROCHE

2) - Diagramme MgO - K₂O - Na₂O de H. de La Roche (fig. 2, planche 5)

Sur ce diagramme a été reporté un grand nombre d'analyses chimiques de roches éruptives volcaniques et sédimentaires délimitant ainsi des domaines de même origine primaire pour les roches sédimentaires et une courbe dite "de tendance ignée" pour les roches magmatiques.

Cependant cette courbe et ces domaines moyens peuvent varier en fonction du caractère chimique global de la région.

3) - Diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K, (Al + Fe + Ti)/3 - Na de H. de La Roche (1968), (fig. 1, pl. 5).

H. de LA ROCHE a proposé un autre diagramme qui fait intervenir le comportement différentiel de Al, K et Na "facteur de contraste entre les formations sédimentaires et volcaniques". Il sépare bien les roches argilo-carbonatées des roches volcaniques basiques ; par contre basaltes, andésites et grauwackes sont très groupés. H. de LA ROCHE a donc regroupé Al, Fe et Ti généralement plus abondants dans les basaltes que dans les grauwackes.

Les domaines des roches basiques et des roches argilo-carbonatées sont nettement délimités par les proportions relatives de Na et de K :

Na > K dans les roches ignées basiques
K > Na dans les roches argilo-carbonatées.

Il existe cependant un faible domaine commun entre les roches basiques et certaines catégories de grauwackes. En fait les grauwackes contiennent moins de Mg et de Ca et plus de Si que les roches basiques et cela se remarque bien dans un diagramme (A + Fe + Ti) - (Ca + Mg).

b - Les gneiss à grenat et sillimanite (401 - 873 - 883).

Rappelons que ce sont des gneiss à grain fin, formant des niveaux peu épais associés aux quartzites, aux amphibolites et aux gneiss à biotite. Les données minéralogiques et de gisement nous avaient fait penser qu'il s'agissait de gneiss d'origine sédimentaire. Quelques diagrammes viennent confirmer et préciser de quels types il s'agissait.

1) - Diagrammes ACF A'KF de Winkler (fig. 1, planche 4)

Les points représentatifs ne tombent pas dans un domaine déterminé, excepté 401 qui se place dans celui des argilites et marnes à moins de 35 % de carbonates. 873 en est également très proche. Quant à 883 il aurait plutôt la composition d'une grauwacke. Minéralogiquement il ne renferme pratiquement pas de sillimanite, ce qui reflète sa pauvreté en Al₂O₃.

2) - Diagramme MgO - K₂O - Na₂O de H. de La Roche (fig. 2, planche 5)

Deux de nos analyses (401 - 873) se placent dans le domaine des pélites. Quant à 883 il en est peu éloigné. Or, il s'agit d'une roche légèrement différente des deux autres par sa pauvreté en sillimanite et son abondance en quartz et feldspaths. De la sorte elle se situe plus près du pôle Na₂O, mais assez loin du domaine des grauwackes.

3) - Diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K, (Al + Fe + Ti)/3 - Na (fig. 1, planche 5)

401 et 873 appartiennent au domaine des "shales" et roches argilo-carbonatées. Comme précédemment 883 se singularise en se situant près de l'origine et à proximité du domaine des arkoses.

A la lumière des trois diagrammes précédents, nous pouvons dire que les gneiss à grenat et sillimanite sont des roches sédimentaires appartenant au groupe des pélites ou roches argilo-carbonatées à faible pourcentage de carbonates.

c - Les amphiboles à pyroxène (443)

Les amphibolites à pyroxène forment des niveaux peu épais de 3 à 20 m dans la série des paragneiss et sont généralement associées aux quartzites et aux gneiss à sillimanite et grenat. Il est parfois difficile de préciser s'ils sont vraiment interstratifiés dans ces formations. Cela semble être le cas, car, bien souvent, ces bandes amphibolitiques présentent une disposition cartographique parallèle aux bancs de quartzites. Malgré leur faible puissance elles peuvent se suivre jusqu'à 5 km de direction.

Les paragenèses observées sont les suivantes :
hornblende + pyroxène + plagioclase (An 55) + apatite + minerais ± biotite.

En ce qui concerne l'origine des amphibolites on peut citer H. de LA ROCHE, 1968 : "A propos de l'origine des amphibolites interstratifiées en bancs dans les séries métamorphiques, il est couramment admis que leur composition chimique (éléments majeurs) n'est pas discriminante. Cette composition coïncidant en effet avec un domaine de convergence chimique entre les roches ignées basiques, principalement basaltiques, et certains sédiments associant des argiles ou des grauwackes à des carbonates, après que le métamorphisme ait chassé CO₂ et la plus grande partie de l'eau qu'ils contenaient".

Pour discuter de l'origine de nos amphiboles nous avons choisi un échantillon (443) situé à 5 km au Sud Est du lac aux Perles et interstratifié avec des gneiss à sillimanite et grenat.

Le calcul des minéraux virtuels donne :

Quartz	Orthose	Plagioclase	Diopside	Hypersthène	Olivine	Mag	Ilm	Ap
0	5,91	50,07	12,29	5,63	10,17	9,93	3,70	1,06

Cette norme correspondrait à une roche basaltique mais comme nous l'avons dit plus haut, des roches sédimentaires peuvent avoir la même composition. Pour essayer de lever l'ambiguïté nous avons placé les résultats de nos analyses dans différents diagrammes.

1) - Diagramme ACF - A'KF de Winkler (fig. 1, planche 4)

D'après ce diagramme l'amphibolite 443 aurait la composition majeure d'un basalte. Mais elle se place dans la zone où les domaines des roches éruptives basiques et celui des argiles et argiles schisteuses carbonatées se chevauchent. Il n'est donc pas possible d'après ACF de lui assigner une origine précise. Toutefois, on note que sur A'KF elle se situe près du pôle F soit à proximité du point de la composition moyenne des basaltes.

2) - Diagramme triangulaire MgO - Na₂O - K₂O de H. de La Roche (fig. 2, planche 6)

Notre analyse se place sur la courbe moyenne de tendance ignée avec une teneur relative en MgO faiblement supérieure à celle d'un basalte ou gabbro.

3) - Diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K, (Al + Fe + Ti)/3 - Na de H. de La Roche (1968).

Notre amphibolite se situe à proximité du domaine de basaltes et assez loin de celui des grauwackes.

4) - Diagramme Al + Fe + Ti, Ca + Mg de H. de La Roche (1968) (fig. 2, planche 4)

Ce diagramme établit une nette discrimination entre les grauwackes ou grauwackes carbonatés et les roches ignées basiques.

Comme précédemment le point représentatif reste légèrement en dehors du domaine des roches ignées basiques à proximité des basaltes et loin des grauwackes.

En définitive ces quatre diagrammes indiquent pour l'amphibolite 443 une nette composition basaltique. Mais seuls les diagrammes de H. de LA ROCHE (1968) faisant intervenir les proportions en millièmes pour 100 g de roche de Fe + Ti + Al, K et Na d'une part et Ca Mg de l'autre permettent de faire la distinction entre roches sédimentaires marneuses et roches éruptives basiques.

Les autres amphibolites de la série paragneissique qui sont associées aux quartzites et aux gneiss à sillimanite sont donc très vraisemblablement aussi d'anciens basaltes qui se sont mis en place sous forme de minces coulées, durant le dépôt de la série sédimentaire. Il n'est toutefois pas possible de dire s'il s'agit de coulées sous-marines de type ophiolitique. Les efforts tectoniques ayant intensément plissé les gneiss à sillimanite encaissants, certainement plus plastiques il ne nous est généralement pas possible de déceler la stratification originelle. Cependant sur l'affleurement où a été prélevé 443 nous avons interprété la présence de nodules de roches calco-silicatées au contact avec l'amphibolite, comme critère stratigraphique.

Une autre interprétation aurait pu être fournie : ces nodules seraient le résultat d'une contamination lors de la mise en place de la roche éruptive basique. En effet de nombreux auteurs ont signalé dans des cas semblables, mais sous des conditions de métamorphisme bien plus faible, une mince couche blanche en bordure de l'intrusion composée principalement de quartz et d'épidote. Cependant en l'absence d'une étude microscopique minutieuse des zones de contact il ne nous est pas possible de discuter cette hypothèse. On doit signaler que des nodules semblables ont été rencontrés en l'absence d'amphibolites ce qui tendrait à rejeter l'hypothèse de contamination par la coulée basaltique.

Les amphibolites de notre région seraient en définitive d'anciennes coulées de composition basaltique en raison des deux caractères majeurs suivants :

- interstratification dans d'anciennes roches sédimentaires,
- chimisme caractéristique des roches magmatiques basiques.

d - Les gneiss roses (140-56), les gneiss gris (584), les gneiss verts (400)

1) - Les diagrammes ACF et A'KF

Ils donnent pour tous ces gneiss une origine de marnes à 35 - 65 % de carbonates. Les gneiss verts et gris auraient plutôt une composition granodioritique.

2) - Le diagramme MgO - Na₂O - K₂O

Il sépare bien les gneiss roses qui tombent dans le domaine des arkoses. Les gneiss gris et verts occupent une position intermédiaire entre les pélites et les grauwackes. Il est à noter une teneur en magnésium plus faible que dans les pélites.

3) - Le diagramme (Al Fe + Ti)/3 - K₂(Al + Fe + Ti)/3 - Na

Là aussi les gneiss roses se placent dans le domaine des arkoses, à proximité de l'origine.

Les gneiss verts et roses ont approximativement des teneurs égales en Na et en K. Ils occupent encore une position intermédiaire entre d'une part les shales et roches argilo-carbonatées et d'autre part les grauwackes.

Les diverses variétés de gneiss (roses, gris et verts) paraissent donc avoir une origine sédimentaire. Mais si les gneiss roses rentrent dans deux diagrammes dans le domaine des arkoses, par contre les gneiss gris et verts ne rentrent pas dans une catégorie bien définie. Ils occupent une place intermédiaire entre les pélites et les grauwackes et sont proches de la composition chimique des granodiorites. Enfin, en ce qui concerne les gneiss verts une seule analyse chimique (400) ne peut pas permettre de se faire une idée très exacte de la composition moyenne de la formation, d'autant plus que l'étude pétrographique avait montré que leurs compositions minéralogiques variaient dans d'assez larges proportions.

B. - Caractères du métamorphisme

Parmi les différents schistes cristallins de la région, c'est pour la série des paragneiss que l'on doit pouvoir déceler le mieux le type et le degré du métamorphisme général qui les a produit car les différentes phases formées ont des domaines de stabilité relativement bien connus.

a - Les paragneiss

1) - Paragenèses et caractères des minéraux principaux

Les paragenèses que nous avons pu observer au sein de diverses formations des paragneiss sont les suivantes :

- Quartz - biotite - plagioclase - microcline
- Quartz - biotite - sillimanite - grenat - microcline ± plagioclase
- Quartz - biotite - sillimanite - grenat - cordiérite - microcline ± plagioclase
- Quartz - scapolite - diopside - augite - calcite - sphène.

Voyons maintenant quelle peut être la signification à accorder à certains de ces minéraux.

- Sillimanite

Elle est représentée par des prismes plus ou moins allongés, à section losangique et montrant parfois un clivage (010). Cette sillimanite prismatique se loge de préférence dans des niveaux où on a biotite et cordiérite. En outre, de nombreuses petites aiguilles se rencontrent dans les grenats et quelques-unes dans la cordiérite. Ce caractère semble indiquer l'antériorité de la sillimanite par rapport à ces deux minéraux.

- Biotite

Elle se présente en bâtonnets trapus et possède toujours un fort pléochroïsme beige pâle à brun-rouge.

Il semble admis que cette coloration brun-rouge des biotites est liée à une forte quantité de TiO₂. La meilleure corrélation entre la composition chimique et la couleur s'obtient en considérant le rapport :

$$\frac{\text{TiO}_2}{\text{MgO} - \text{FeO}}$$

(le fer total étant rapporté en FeO).

En effet, ENGEL et ENGEL (1960) ont observé sur les biotites des Adirondacks un changement systématique de couleur du brun verdâtre au brun-rouge et au noir rougeâtre en relation avec l'augmentation du degré de métamorphisme. Ils ont aussi montré que cette augmentation de T et P s'accompagnait d'une diminution des composants Mn, Fe⁺⁺ et Fe⁺⁺⁺ et d'une augmentation de Ti, Mg, Ba, Ca et V.

HAYAMA (1959), pour sa part, fait intervenir le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃ + FeO, effet compensateur sur la coloration rouge due au titane. Un certain nombre d'analyses de biotites de différentes roches métamorphiques plutoniques et volcaniques ont été reportées sur ce diagramme (fig. 14).

On voit ainsi que les biotites à forte teneur en Ti et pauvres en Fe³⁺ sont brun rougeâtre. Avec la diminution du titane et l'augmentation de Fe³⁺ elles deviennent brun sombre à brun, jaunâtre à brun verdâtre et vertes.

En ce qui concerne les deux biotites analysées (401B et 883 B) on constate qu'elles se situent bien parmi les biotites à forte teneur en Ti et dont le rapport Fe₂O₃/Fe₂O₃ + FeO est faible.

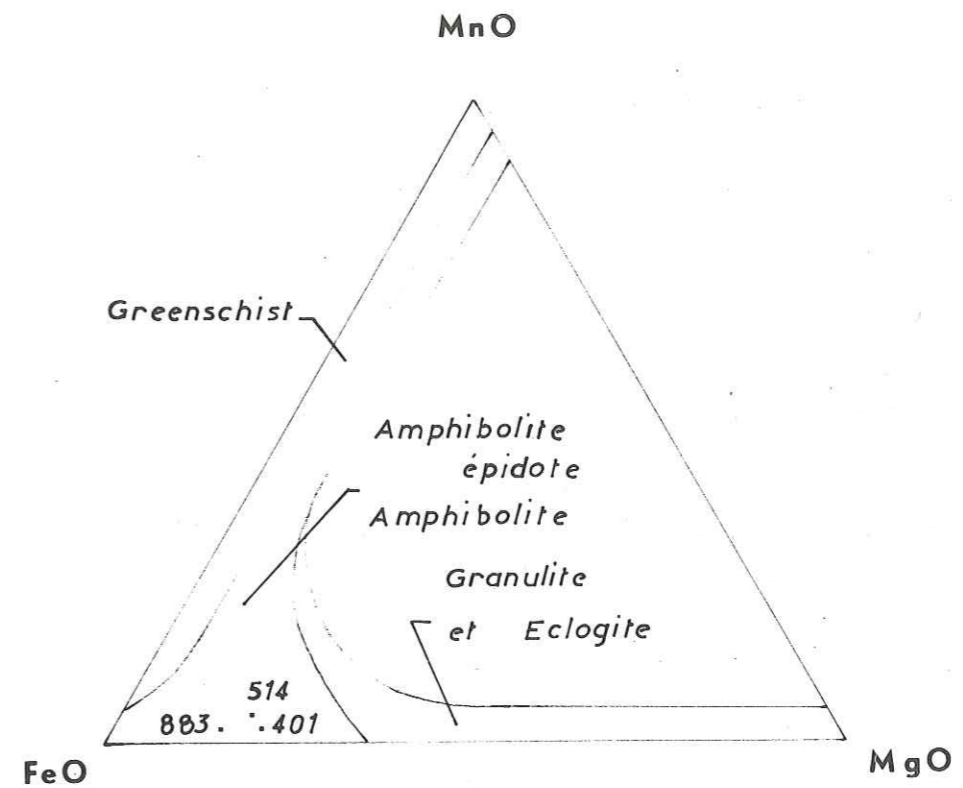
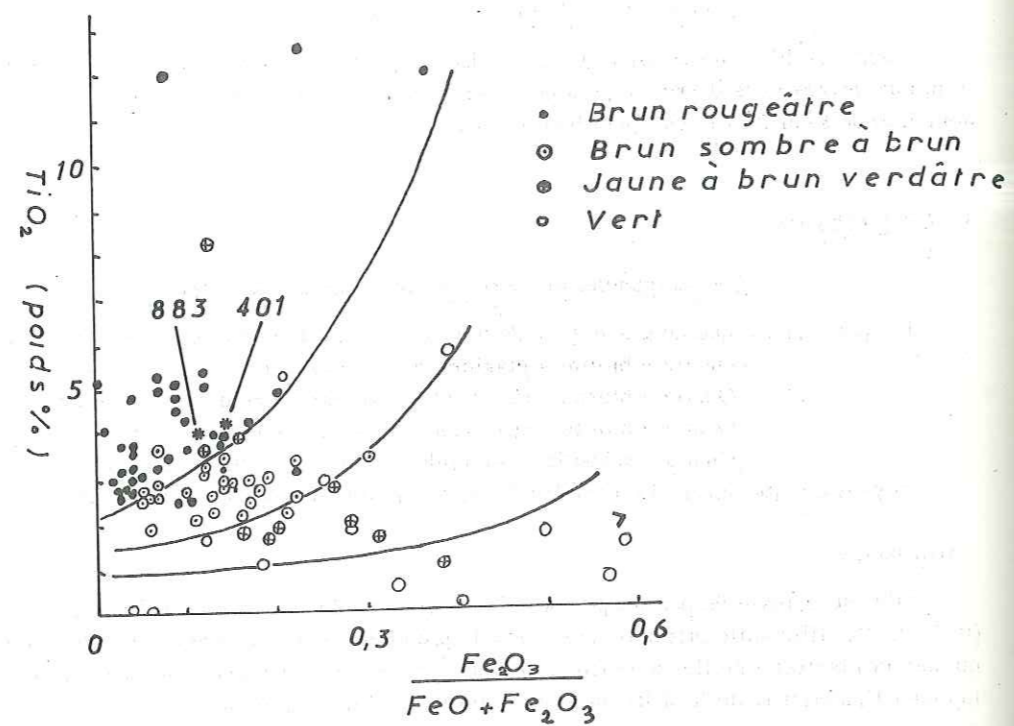


Figure 15 - Diagramme FeO, MgO, MnO de MIYASHIRO (1953) pour les grenats pauvres en calcium.

- Cordiérite

Elle possède deux habitus présentant des degrés différents d'altération. Elle forme :

- soit des cristaux allongés en amandes dans les lits à biotite et sillimanite ; dans ce cas elle est fortement altérée ;
- soit des cristaux trapus, de taille légèrement supérieure aux précédents, assez frais (on ne note qu'une légère altération sur le pourtour et le long de quelques cassures) et maclés polysynthétiquement. Ils se placent de préférence dans la partie quartzo-feldspathique.

Dans les deux cas les inclusions de sillimanite fibreuse ou prismatique et de biotite ne sont pas rares.

- Scapolite

Elle forme des cristaux très frais subautomorphes avec des troncatures (110) très nettes. Leurs contours sont polygonaux et les contacts rectilignes avec les minéraux adjacents. Elle ne comporte pas d'inclusions et en particulier pas de résidus de plagioclase. Elle semble donc primaire.

D'après la présence et les caractères des minéraux que nous venons de décrire il n'est pas possible de définir exactement les conditions du métamorphisme.

- La coloration brun-rouge de la biotite indique évidemment un fort degré de métamorphisme mais doit-on accepter de ranger dans le faciès granulite des roches qui renferment même un seul minéral hydroxylé ?

- La sillimanite peut tout aussi bien s'être formée sous les conditions du faciès amphibolite (B. 2.3 ou A. 2.3) que du faciès granulite, toutefois beaucoup d'auteurs considèrent que la sillimanite prismatique est un des critères du faciès granulite.

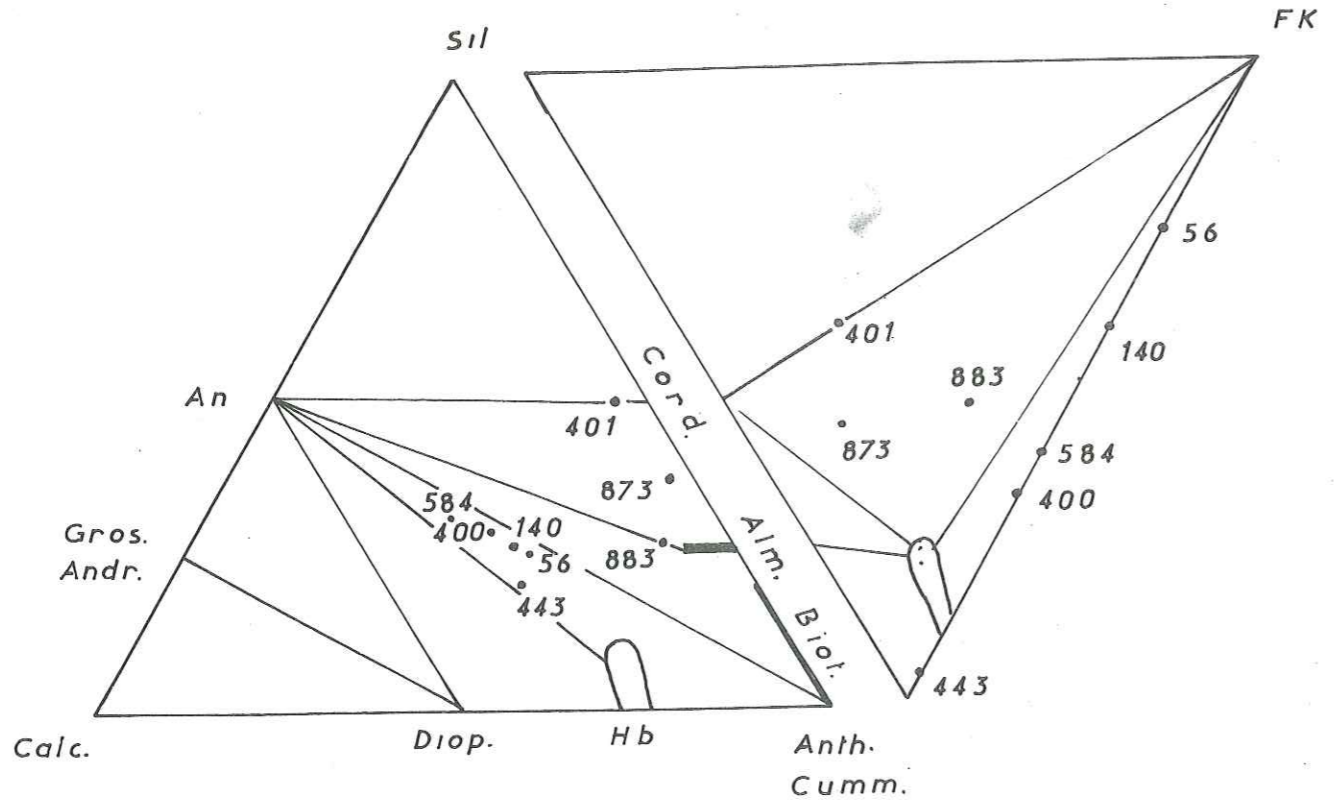


Fig 16a. sous-facies A-2-3

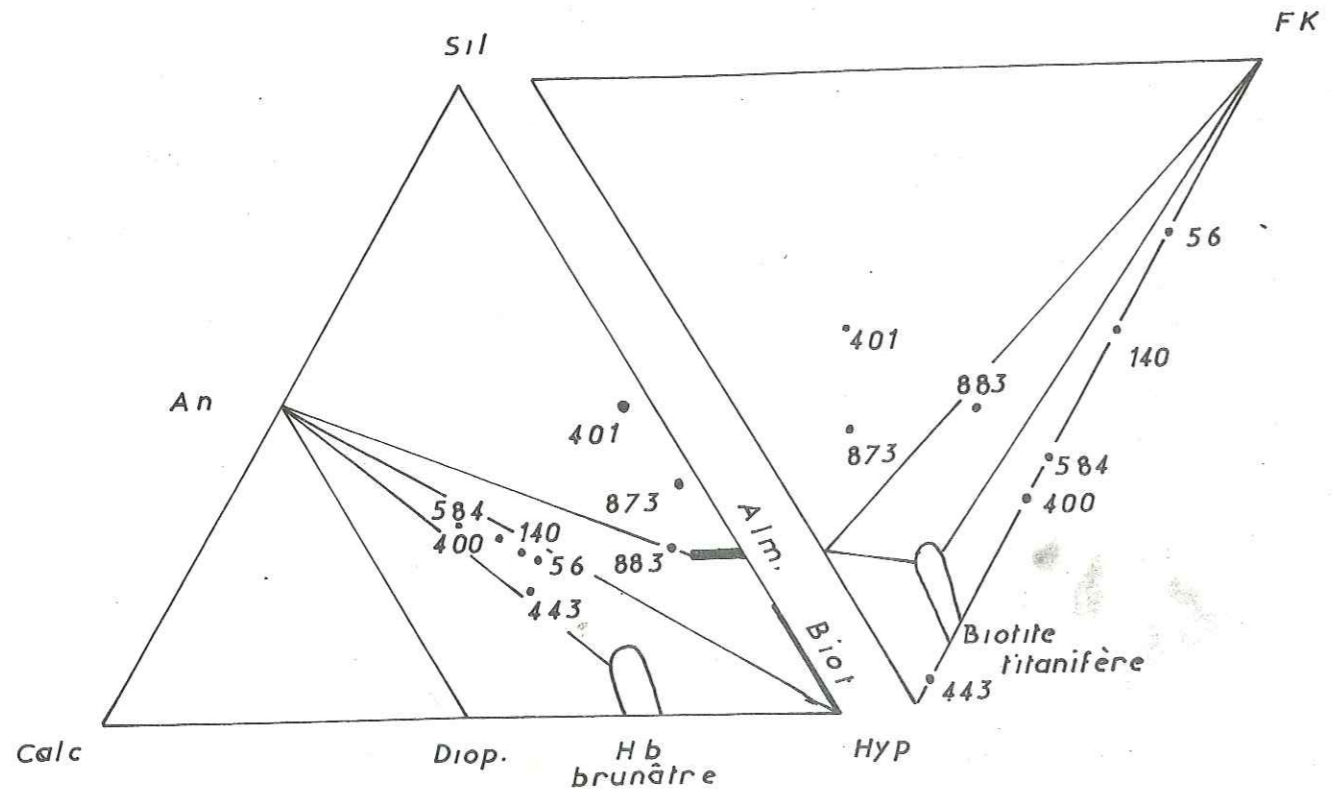


Fig 16b. facies granulite

En fait les membres de gauche et de droite des réactions (1) et (2) coexistent ce qui correspond à quatre phases (cordiérite - sillimanite - grenat - biotite). Ceci signifie :

- soit que les associations précédentes sont en déséquilibre,
- soit qu'il existe une variable plus lointaine qui n'est pas considérée,
- soit que les équilibres (1) et (2) ne sont pas univariants mais divariants.

Comme on peut le remarquer dans la littérature ces gneiss à grenat, cordiérite, sillimanite, biotite occupent de vastes domaines au sein des séries cristalphylliennes. Ces associations semblent donc être stables.

WYNNE-EDWARDS (1963) avance qu'il est "démonstré que de tels assemblages sont à l'équilibre et que la présence de grenat et de cordiérite est contrôlée par les teneurs en MgO, FeO et CaO de la roche hôte. Le calcium en quantité mineure dans les grenats exercerait un contrôle fondamental sur la minéralogie".

Pour BARD (1969) et FONTEILLES (1968) la coexistence de telles associations sur de vastes étendues laisse supposer que les réactions (1) et (2) sont divariantes et qu'elles représenteraient des états d'équilibres où 2 des 3 variables T, PL et $P_{H_2O} = cste < P_L$ doivent être fixées. Ces auteurs écrivent qu'ils sont "par voie de conséquence obligés d'admettre que ces roches catazonales constituent des systèmes clos pour H_2O et que la pression partielle de cette phase est inférieure à la charge (PL) ou à la pression (PS) exercée par les constituants de la roche. H_2O peut être considérée de ce fait comme un "constituant inerte déterminant". La phase fluide, riche en H_2O est issue de la destruction des minéraux hydroxydes.

De son côté De WAARD, 1966, a établi des courbes de déshydratation où P_{H_2O} varie mais reste $< P_L$. Elles indiquent que ces réactions se produisent à des températures d'autant plus basses que P_{H_2O} est plus faible.

En définitive les paragenèses de nos gneiss à cordiérite, almandin, sillimanite, biotite ne paraissent pas être en déséquilibre mais peuvent s'expliquer par l'intervention soit d'un composant supplémentaire tel que CaO soit d'une variable autre que PL et T, par exemple P_{H_2O} .

Domaine de stabilité des gneiss à cordiérite almandin

Comme de nombreux auteurs l'ont déjà montré la teneur en Mn des grenats almandineux influe sur les domaines de stabilité de ceux-ci. Les grenats formés à des pressions relativement basses (2 à 4 KB) sont plus riches en Mn que ceux formés à des P_{H_2O} plus élevées (soit $> 4KB$).

Selon A. HISCHBERG et H.G.F. WINKLER (1968) le domaine inférieur de stabilité de l'association almandin - cordiérite - biotite - sillimanite doit être abaissé dans le diagramme P_{H_2O}/T en fonction de la teneur en MnO du grenat (fig. 17).

4) - Diagramme de Perchuk (1969).

Essayons maintenant de connaître avec plus de précision les températures de formation de ces gneiss. Pour cela nous avons utilisé le diagramme de Perchuk.

Le principe de ce diagramme a été clairement exposé par L. GUILLOUX, 1969. Nous en reprendrons quelques points importants.

Ce géothermomètre est basé sur la dérivation de la loi de Nernst pour les éléments Fe, Mg et Mn entre biotite et grenats.

En effet de nombreux auteurs ont montré qu'à l'équilibre la répartition de certains éléments majeurs comme Fe^{++} , Mg et Mn dans des couples de silicates ferromagnésiens obéissait à la loi d'action de masse appliquée aux solutions idéales.

PERCHUK a considéré le couple biotite-grenat comme un système chimique en équilibre où les échanges d'ions se font mutuellement. Cela implique que les potentiels chimiques des éléments choisis Mg^{++} , Fe^{++} , Mn^{++} dans la biotite et le grenat sont identiques.

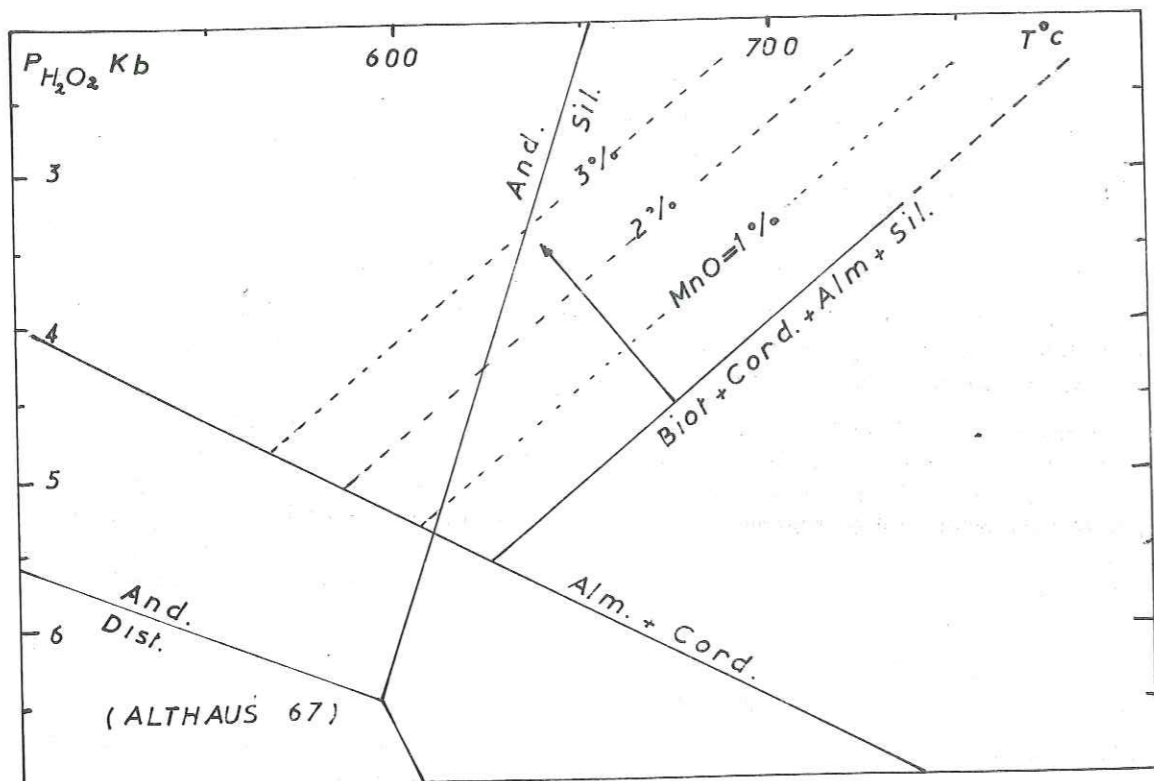


Figure 17 - Domaine de stabilité des associations à almandin - cordiérite - biotite - sillimanite (+ quartz + orthose + H₂O) (d'après les données de A. HIRSCHBERG et H. G. F. WINKLER, 1968) et abaissement hypothétique de la limite inférieure (P et T plus faibles) de stabilité des grenats almandineux en fonction des teneurs en MnO (pourcentage poids) (d'après BARD, 1969).

A partir de ce postulat il en déduit qu'à l'équilibre le coefficient de distribution de Mg entre le couple biotite-grenat est fonction de la température.

$$K_{X_{Mg}} = f(T)$$

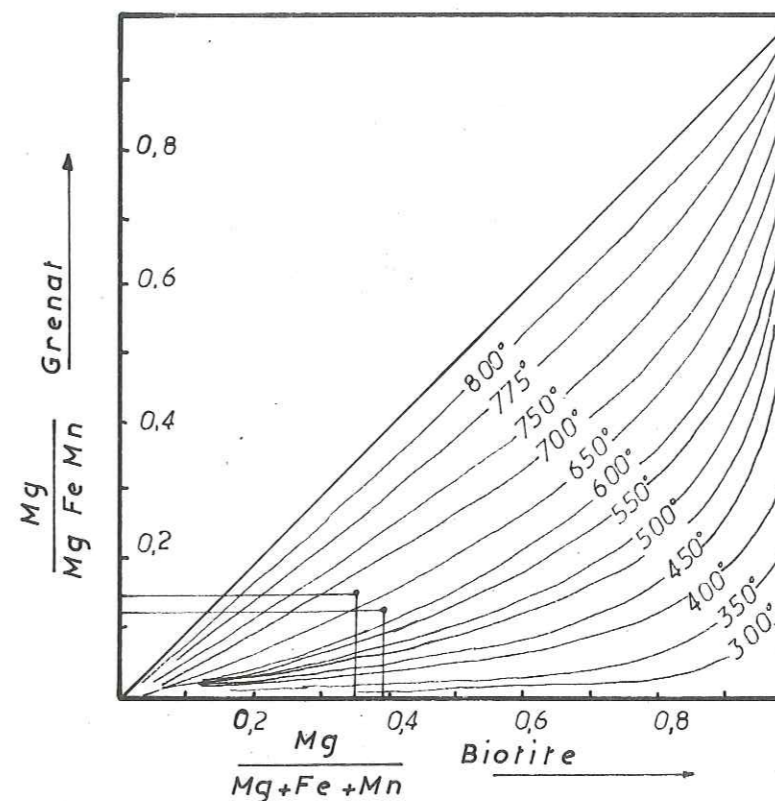
Compte tenu de cette relation PERCHUK a établi une série de courbes isothermes correspondant à des coefficients XMg différents.

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn} = \text{fraction molaire du magnésium dans la biotite et le grenat.}$$

Nous avons reporté sur ces courbes les valeurs de XMg pour les couples biotite-grenat de nos analyses (fig. 18). Les deux points représentatifs ne correspondant pas exactement à la même température, cela peut signifier soit que l'équilibre n'a pas été atteint, soit que les résultats donnés par l'analyse chimique des grenats ont été entachés d'erreur, du fait que ces minéraux renfermaient de fines inclusions qui n'ont peut-être pas été toutes éliminées au cours du tri (?).

Néanmoins on peut donner une estimation de la température du métamorphisme. Elle est comprise entre 630° et 670°C.

Géothermomètre biotite-grenat de PERCHUK



X Mg	Grenat		Biotite	
	401	883	401	883
$\frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$	0,158	0,130	0,346	0,392

Fig. 18.

5) - Conditions de température et pression pour la formation des gneiss alumineux

La superposition des domaines de stabilité de l'association almandin-cordiérite-sillimanite-biotite, en fonction de la teneur en MnO du grenat et la fourchette des températures données par le diagramme de Perchuk indiquant que le couple biotite - grenat est à l'équilibre, définit un domaine de pression et de température dans lequel se seraient formés les gneiss alumineux de la région de Labrieville - lac Isidore.

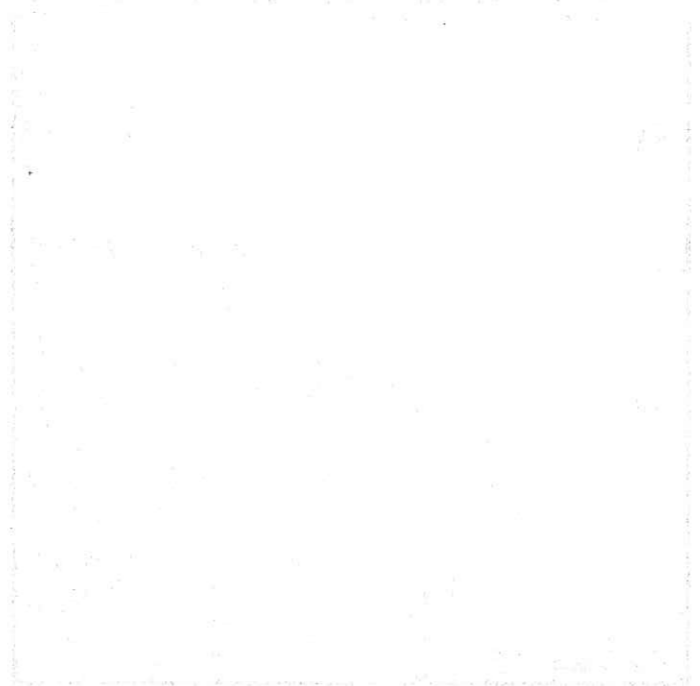


Figure 19 - Conditions de température et pression des gneiss alumineux, compte tenu d'une valeur moyenne de MnO du grenat de 0,5 %.

On peut ainsi avancer des températures comprises entre 630° et 670°C. En ce qui concerne les pressions, le diagramme de la figure 19 donne pour P_{H₂O} une valeur comprise entre 4 et 6 Kb. On peut raisonnablement avancer que PL est au moins égale à ces valeurs et peut-être supérieure.

Le métamorphisme régional majeur serait donc de type moyenne pression et relativement haute température.

b - Les amphibolites et les pyriclasites

Nous avons vu précédemment que les amphibolites de la série des paragneiss sont d'anciennes coulées de basalte.

La paragenèse est la suivante :
hornblende + ortho et clinopyroxène + plagioclase.

L'apparition de l'orthopyroxène permet, semble-t-il, de dire immédiatement que l'on se trouve dans le faciès granulite.

Son point représentatif sur les diagrammes ACF et A'KF compte tenu de la paragenèse observée, le place bien dans ce faciès (fig. 16b).

Les pyriclasites possédant également un fort pourcentage d'orthopyroxène appartiennent au faciès granulite. Notons que dans un échantillon l'orthopyroxène est associé à la biotite et au plagioclase (An70).

c - Les gneiss verts

Ils possèdent généralement la paragenèse suivante :
quartz + plagioclase + perthite + pyroxène + biotite.

Nous ne disposons que d'une analyse de gneiss verts (400). L'échantillon a été récolté dans la partie est de la région dans une bande de gneiss verts entre les paragneiss et le gneiss gris.

L'échantillon 400 comprend :
plagioclase (An 45) + microcline + quartz + hornblende + orthopyroxène + biotite.

Cette association et son point représentatif dans les diagrammes ACF, A'KF ne correspond qu'au faciès granulite.

Les gneiss verts proprement dits appartiennent donc au faciès granulite. La hornblende subsiste encore ce qui les classe dans le subfaciès granulite à hornblende. Il s'agit, rappelons-le, d'une hornblende brun verdâtre couramment associée à l'orthopyroxène dans les schistes cristallins à caractère charnockitique.

d - Les gneiss gris

L'échantillon 584 présente la paragenèse suivante :
plagioclase (An 40) + quartz + feldspath potassique + biotite + hornblende ± orthopyroxène.

Son point représentatif dans les diagrammes ACF et A'KF du faciès granulite correspond bien à cette paragenèse.

Notons cependant que l'orthopyroxène n'est pas toujours présent dans les autres échantillons de gneiss gris.

e - Les gneiss roses granitiques

L'échantillon (56) est un gneiss à grain fin de couleur rose brun. Il a été prélevé immédiatement au nord du massif de mangérite de Labrieville. Il comporte les minéraux suivants :

quartz + perthite + plagioclase + amphibole + clinopyroxène ± biotite.

Les minéraux ferromagnésiens occupent moins de 1 % du volume de la roche. Etant altérés ils sont indéterminables.

L'échantillon (140) est un gneiss rose homogène à grain moyen. Les minéraux présents sont :
microcline + perthite + plagioclase + biotite.

De telles paragenèses correspondraient plutôt au faciès amphibolite qu'au faciès granulite. En effet, dans le diagramme ACF du faciès A 2.3 il devrait se former : plagioclase, hornblende et anthophyllite ou cummingtonite. Mais ces roches étant riches en K, A'KF fait apparaître la biotite qui élimine anthophyllite et cummingtonite, et la paragenèse observée correspond bien à celle donnée par le diagramme.

Remarquons que le raisonnement s'applique aussi bien au sous-faciès B2-3.

Au sein des gneiss roses granitiques ont été signalés des gneiss à structure granulitique. Bien que nous ne disposions pas d'analyse de ce faciès nous essaierons ici d'en comprendre la signification.

Ce type de gneiss à quartz lamellaire n'est pas très répandu. On rencontre cette structure en bordure des massifs de roches éruptives anhydres (anorthosite - mangérite) et particulièrement dans les gneiss roses granitiques à l'Est du massif de mangérite stratiforme. Nous avons également rencontré un affleurement en bordure du massif d'anorthosite à andésine dans les gneiss verts au Nord de la région et dans les gneiss roses au Sud du complexe éruptif de Labrieville.

Comme cette structure a déjà été décrite précédemment nous n'y reviendrons pas, nous rappellerons simplement les paragenèses :

microcline (faiblement perthitique) + quartz + biotite ± sphène.

La biotite occupe 4 % environ du volume de la roche. Certains individus s'altèrent en chlorite, d'autres exsudent leur fer qui se loge dans les cassures des minéraux adjacents, d'autres enfin sont très frais.

La position de ces gneiss à structure granulitique est assez remarquable. Ils se placent, certes, en bordure des massifs éruptifs de roches anhydres mais en plus, dans des zones de contraintes maximales.

Exemple : on ne retrouve pas ce type de gneiss sur toute la bordure du massif de mangérite gneissique, mais uniquement dans une zone où celle-ci se plisse en un synclinal au cœur duquel se placent justement ces gneiss à structure granulitique.

Aucune explication satisfaisante n'a encore été apportée pour expliquer la formation de ces quartz lamellaires. Cependant, A. SPRY (1969) suggère que cette structure est due à une forte déformation et à une cataclase, suivies par une recristallisation post-tectonique. "Les quartz lamellaires sont des reliques d'une structure mylonitique, mais l'orientation préférentielle est due principalement à la recuisson d'un agrégat "formé à froid".

La raison de cette structure est donc plutôt à rechercher dans un phénomène de déformation intense plutôt que dans celui d'un fort métamorphisme.

Par ailleurs la minéralogie de ces gneiss ne les rangent pas dans le faciès granulite.

f - Conclusion à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins

L'origine de la plupart des divers schistes cristallins de la région de Labrieville et du lac Isidore a pu être déterminée avec une assez bonne précision.

Les gneiss alumineux de la série des paragneiss seraient des sédiments pélitiques appartenant au groupe des "shales" et roches argilo-carbonatées.

Les amphibolites de la série des paragneiss seraient d'anciennes roches éruptives basiques qui se seraient mises en place soit sous forme de coulées ophiolitiques, soit à l'air libre.

Les gneiss roses granitiques seraient, si l'on se fie aux diagrammes utilisés, d'anciennes arkoses.

Seuls quelques faciès ne se situent pas dans des domaines bien définis sur les différents diagrammes utilisés : ce sont les gneiss verts et les gneiss gris à composition granodioritique.

En ce qui concerne les caractères du métamorphisme, il ressort en particulier de notre étude une association de schistes cristallins dont les paragenèses sont caractéristiques pour les uns (paragneiss, gneiss roses) du faciès amphibolite (A 2.3) et pour les autres (gneiss verts, amphibolite) du faciès granulite.

Il nous sera malheureusement difficile de proposer une explication satisfaisante pour cette association apparemment anormale. En effet, le métamorphisme général n'est que l'un des épisodes qui accompagne l'édification d'une chaîne de montagnes. Il est lié à des secteurs orogéniques de la lithosphère et on ne peut, valablement, l'étudier qu'en relation avec les phases de sédimentation, de volcanisme, de déformation et de plutonisme qui participent à une orogénèse.

Or, pour la région de Labrieville et du lac Isidore beaucoup trop d'informations d'ordre stratigraphique, structural et géochronologique font défaut pour situer dans son véritable contexte le problème de l'association des deux types de paragenèses.

En effet on peut se demander d'abord si tous les schistes cristallins de la région appartiennent à une même série. Ce que l'on peut dire, c'est que l'ensemble paragneissique avec ses quartzites et ses ortho-amphibolites affleure dans des zones synclinales et est donc en position structurale supérieure par rapport à l'ensemble gneiss verts - gneiss roses - gneiss gris. Mais il n'est pas possible de dire si une discordance les sépare.

Quelques rares indices laissent entrevoir la possibilité de deux séries d'âge différent.

Dans l'ensemble des gneiss roses associés aux gneiss gris et aux gneiss verts, nous avons observé des filons pegmatitiques et basiques déformés, et ayant acquis une schistosité secondaire. Ceci pourrait donc indiquer que cet ensemble a subi plusieurs phases tectoniques en relation comme il est généralement admis avec plusieurs phases de métamorphisme.

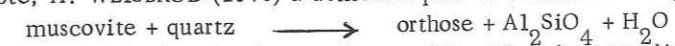
A l'opposé, si, dans la série des paragneiss, il est possible de déceler plusieurs phases de déformation celles-ci apparaissent appartenir à un même cycle car en particulier on n'y a pas observé de filons pegmatitiques ou basiques orthogneissifiés comme dans l'ensemble sous-jacent.

Si cette interprétation est valable on pourrait avancer le schéma suivant :

Le métamorphisme de haute température et moyenne pression affectant les paragneiss aurait aussi agi sur l'ensemble des gneiss roses, des gneiss gris et gneiss verts déjà métamorphisés au cours d'épisodes précédents. Il aurait alors développé, dans cet ensemble plus ancien, des paragenèses de faciès granulite.

En effet de nombreux auteurs admettent l'hypothèse d'un polymétamorphisme pour expliquer la formation des roches d'un faciès granulite. En particulier WYNNE - EDWARDS pense que certaines roches du faciès granulite de la province de Grenville résultent d'un polymétamorphisme : les paragenèses anhydres peuvent alors se développer sous des conditions du faciès amphibolite, almandin, soit à une température pouvant être inférieure de 150° par rapport à celle nécessaire pour fournir des gneiss de faciès granulite au cours d'un seul épisode ou cycle métamorphique.

De son côté, A. WEISBROD (1970) a démontré pour la réaction classique :



que pour une pression solide donnée, la température d'équilibre diminue d'autant plus que la pression d'eau est plus faible (cf. fig. 20).

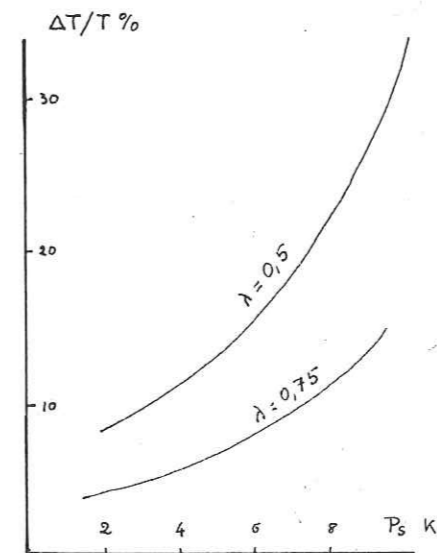


Figure 20 - Abaissement de la température d'équilibre en fonction de P_{H2O} et de PS.

On voit sur la figure 20 que l'influence de P_{H2O} est assez faible pour les basses pressions mais s'accroît rapidement selon une fonction d'allure exponentielle avec PS.

Pour les gneiss verts de notre région on peut donc penser que la plus faible valeur de P_{H2O} par rapport à PS est due au fait que lors de leur premier métamorphisme ils avaient été déjà en partie déshydratés.

Cependant, malgré ce polymétamorphisme, les gneiss roses présentent des paragenèses de faciès amphibolite. La raison serait à rechercher, semble-t-il, dans le chimisme de ces roches. En effet, beaucoup de séries charnockitiques renferment des faciès leucocrates très potassiques qui ne contiennent pas d'hypersthène. Ainsi en est-il, en particulier, des roches quartzo-feldspathiques de la série de la charnockite du Sud de l'Inde (T. HOLLAND, 1900) et des leptynites de la série d'In Ouzzal au Hoggar (P. GIRAUD, 1964). Il semble que dans de telles roches, très riches en potassium ce dernier serait en quelque sorte en excès et après être rentré dans la charpente des feldspaths le surplus donnerait de la biotite à la place de l'hypersthène. L'eau également nécessaire pour permettre l'apparition de la biotite peut être recherchée comme l'avance DE WAARD, 1964, dans la phase liquide qui subsisterait à l'état de films intergranulaires après cristallisation des minéraux anhydres. Enfin on ne doit pas être étonné de trouver au sein des paragneiss dont les paragenèses sont celles du faciès amphibolite des amphibolites à orthopyroxène de faciès granulite. De nombreux auteurs ont montré en effet que l'orthopyroxène apparaissait plus tôt dans les roches basiques que dans les roches silico-alumineuses.

II. - PETROGENESE DES ROCHES ERUPTIVES

Le manque d'observations de terrain sur les contacts des roches éruptives avec les formations encaissantes et la faible quantité d'analyses chimiques rendent difficile une interprétation de leur genèse. Nous nous contenterons donc de recourir aux études antérieures qui ont été faites dans la partie sud ouest du Québec où des roches semblables aux nôtres affleurent.

a - Anorthosite et mangérite

Les analyses chimiques sont données en annexes et les points de prélèvements indiqués sur la planche. Leurs compositions normatives sont les suivantes :

	762	46	44	82	290
Quartz	1,66	5,68	4,66	6,86	3,25
Orthose	10,93	29,55	23,05	23,05	24,23
Albite	47,39	34,82	33,85	27,92	36,39
Anorthite	31,27	14,44	15,96	14,73	15,93
Corindon	1,78	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopside	0,00	6,67	7,62	10,30	4,55
Hypersthène	5,23	2,81	3,39	8,40	7,69
Magnétite	1,37	4,64	2,32	4,86	3,48
Hématite	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilménite	0,47	1,23	1,90	2,66	2,85
Apatite	0,35	0,53	1,18	1,30	1,06

1) - Diagrammes de variations K_2O , Na_2O , CaO et MgO , $FeO + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O$

Nous avons placé nos analyses dans deux diagrammes triangulaires et les avons comparées avec celles de roches de la série de MORIN qui affleurent dans la région de Grenville et de Belleau-Desaulniers et qui ont été étudiées par PHILPOTTS (1966). Pour cet auteur l'alignement des points de cette série de roches confirmerait leur origine comagmatique. En plus il remarque que ces points se groupent en deux lignes correspondant aux deux régions étudiées.

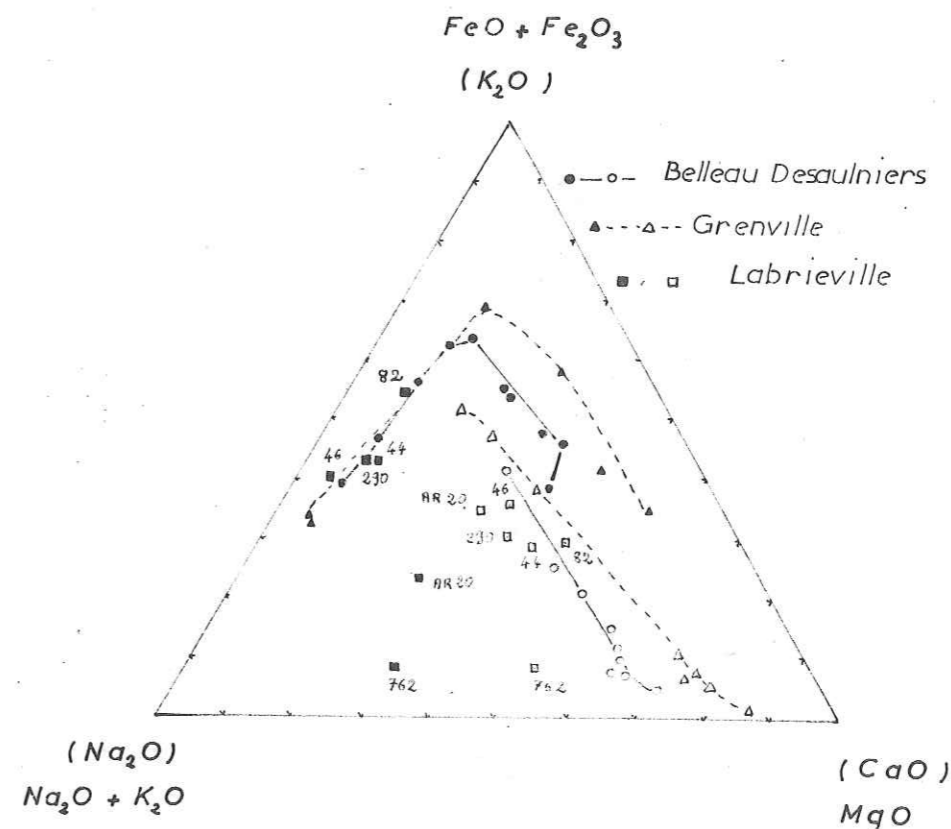


Figure 21 - Diagramme de variation des roches de la série de Morin, de la région de Belleau-Desaulniers, de la partie ouest de la région de Grenville et de la région de Labrieville. Les symboles ouverts correspondent au paramètre $CaO - K_2O - Na_2O$, les symboles pleins aux paramètres $MgO - FeO + Fe_2O_3, Na_2O + K_2O$ (d'après PHILPOTTS, 1966).

En termes de $Na_2O - K_2O - CaO$ (fig. 21) les roches de la région de Labrieville forment une série plus sodique que celles des deux autres régions du Sud Ouest du Québec.

L'anorthosite à andésine (762) s'éloigne du pôle Ca et des points représentatifs des anorthosites gabbroïques de PHILPOTTS. Cela s'explique d'abord par la composition du plagioclase probablement plus acide que dans les anorthosites gabbroïques et aussi par sa nature antiperthitique qui augmente la teneur en alcalins de la roche.

En termes de $Fe_2O_3 + FeO, K_2O + Na_2O, MgO$ nos analyses ont sensiblement les mêmes caractères que celles de la région sud ouest du Québec. Par contre, l'anorthosite et la mangérite AR 20 (située 5 km au Nord de notre terrain et appelée granite vert porphyritique par M. MORIN) sont bien plus pauvres en fer.

2) - Relations chimisme-granulométrie dans le massif de mangérite de Labrieville

Nous avons vu précédemment que le petit massif de mangérite de Labrieville n'était pas homogène quant à sa structure et à sa composition. Le grain de la roche, moyen sur le pourtour augmentait progressivement vers le cœur du massif pour devenir grossier et même porphiroïde.

Observons maintenant pour ce massif les variations de composition chimique sur un diagramme de variation de Niggli (fig. 22). Nous disposons de trois analyses faites sur des échantillons prélevés de la périphérie vers le cœur du massif. Ce sont par ordre, les n° 82-44-46.

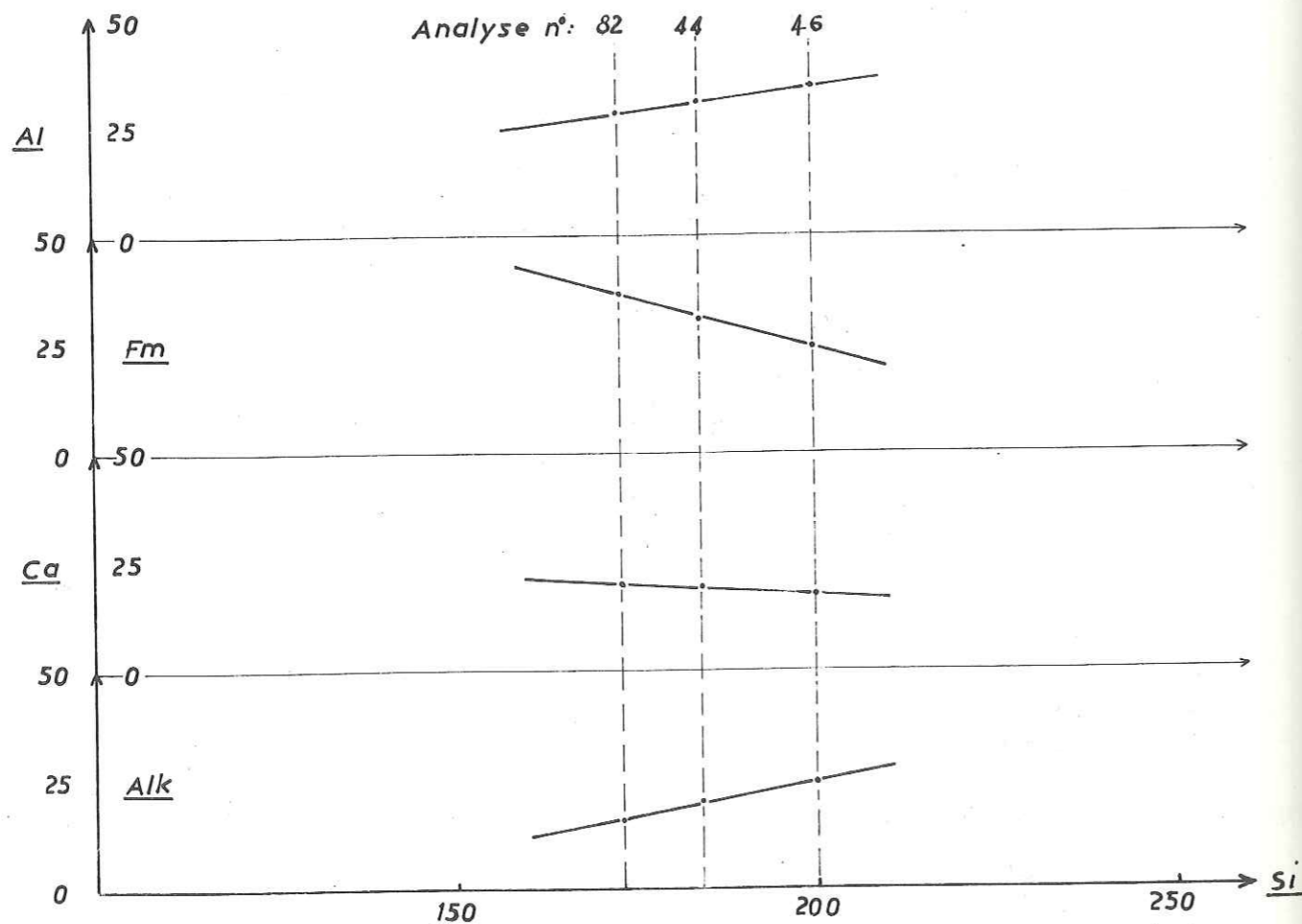


Figure 22 - Variation des paramètres Al, Fm, Ca, Alk de Niggli dans le massif de mangérite de Labrieville.

Ces trois points s'alignent sur les courbes Al, Fm, C, Alk = f(Si).

On peut observer ainsi une relation entre la composition chimique et la taille du grain : Si, Al et Alk augmentent avec la taille du grain, c'est-à-dire de la périphérie vers le cœur tandis que C et Fm diminuent.

3) - Le problème de l'origine des anorthosites et roches associées

Le problème de l'origine des anorthosites et des roches associées a été débattu pendant longtemps et aucune hypothèse satisfaisante n'a encore fait l'unanimité des différents auteurs. A.R. PHILPOTTS (1966) a proposé une explication qui répond à de nombreuses questions.

Rappelons les caractéristiques principales de ces roches :

- les anorthosites et roches associées existent uniquement dans les terrains précambriens ;
- elles se rencontrent dans des zones d'intenses déformations et de haut métamorphisme régional (faciès granulite) ;
- dans ces zones elles semblent abondantes et forment de larges massifs ;
- on observe toujours une gradation entre les anorthosites et les mangérites quartziques en passant par les norites, les jotunites et les mangérites ;
- de nombreuses anorthosites ont un grain grossier ; cependant elles peuvent avoir été déformées et présenter un grain plus fin ;
- les laves de composition anorthositique sont totalement inconnues ou n'existent qu'à l'état de curiosité ;
- la composition des plagioclases dans les massifs anorthositiques diffère de celle des complexes stratiformes tels ceux du Buschveld ou de Stillwatter ; elle serait plutôt de type andésine-labrador que labrador-bytownite.

Ces massifs anorthositiques ont spécialement été étudiés aux Etats-Unis dans la région des Adirondacks, au Québec et en Norvège. Ces études ont donné lieu à des observations de terrain sensiblement identiques mais les auteurs en ont tiré différentes hypothèses.

La gradation de l'anorthosite vers la norite a été acceptée par tous les auteurs comme une figure magmatique primaire. Mais c'est dans la relation anorthosite-mangérite que les avis divergent.

MILLER (1929), BUDDINGTON (1939) pensent que ces contacts graduels se sont développés au cours de l'intrusion plus tardive d'un magma "quartzo-syéénitique" qui a désintégré et assimilé l'anorthosite.

HARGRAVES (1962) interprète ces mêmes contacts ainsi que les zones plus ferromagnésiennes comme étant le résultat d'un métasomatisme et d'une fusion des gneiss environnant l'anorthosite pendant l'intrusion de celle-ci.

BALK (1931) PHILPOTTS (1966) pensent au contraire que les roches mangéritiques et les anorthosites dérivent d'un même magma et que les contacts graduels sont le résultat d'une différenciation incomplète sur place.

La composition de ce magma initial ne recueille pas non plus l'unanimité.

MILLER (1929), Von ECKERMANN (1938) considèrent ce magma comme gabbroïque ; BUDDINGTON (1939-1961) en fait un magma de composition gabbro-anorthositique. Il faut cependant remarquer qu'ils ne faisaient pas intervenir les mangérites dans la composition de ce magma.

Cependant parmi les auteurs qui considèrent les anorthosites et les mangérites comme étant comagmatiques, existent quelques différences. Pour BALK (1931) ce serait un magma de type dioritique, pour BARTH (1939) de type granodioritique, pour BOWEN (1936) de nature mangéritique quartzique. P. MICHOT (1964) montre que dans le Rogaland méridional (Norvège) l'anorthosite et les leuconorites dérivent d'un magma plagioclasique. Il qualifie de plagioclasique le magma dont la composition chimique entraîne la cristallisation première du plagioclase.

PHILPOTTS (1966) explique à partir de courbes de variations des éléments chimiques et des proportions relatives de différentes roches de cette série, que le magma originel avait une composition dioritique.

Cette composition est très semblable à celle du magma que l'on attribue à la suite des roches calco-alcalines. Il est également difficile d'expliquer les quantités des différentes roches dérivées de ce magma sans faire intervenir une assimilation à grande échelle de matériel granitique. Ce magma aurait plutôt alors une composition granodioritique.

La différence principale entre la cristallisation de la séquence calco-alcaline et celle de roches anorthositiques réside dans la formation précoce du plagioclase. Celle-ci est expliquée par la forte pression régnant sur ces deux magmas.

En effet, dans le diagramme figure 23 diopside - albite - anorthite, pour une même température, une élévation de pression entraîne une variation de la ligne cotectique. En effet, un magma de composition M sur la figure 23 donnera

sous une faible pression du pyroxène et du plagioclase. Sous une forte pression le même magma cristallisera en formant en premier lieu du plagioclase. La séparation de cette phase précoce donnerait les anorthosites.

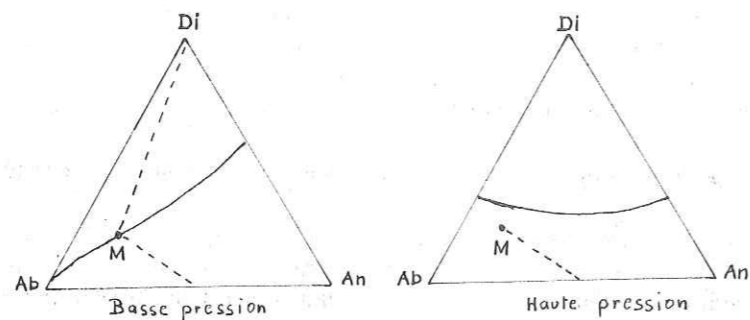


Figure 23 - Système diopside - albite - anorthite montrant la position de la ligne cotectique - (BOWEN, 1915) -

L'association de ces anorthosites avec des roches de fort métamorphisme confirme cette haute pression. HARGRAVES (1962) a estimé la profondeur de mise en place des anorthosites entre 15 et 20 km, ce qui correspond à une pression de 5 KB. Cela coïncide bien avec la pression trouvée dans nos gneiss alumineux.

Tous les auteurs sont d'accord pour dire que le premier processus de différenciation a été le dépôt par gravité des plagioclases formés en premier, puis, les mouvements orogéniques s'amplifiant, un phénomène de "filtre press" serait apparu. PHILPOTTS retrace la genèse de ces roches de la manière suivante :

"Un magma dioritique acide se serait introduit au cours d'une phase orogénique, à 1000 MA environ, à plusieurs endroits de la province de Grenville. Le plagioclase aurait été le premier minéral à cristalliser et se serait accumulé à la base des différentes couches intrusives pour former l'anorthosite. A la suite de cette séparation, le magma se serait enrichi en constituants ferromagnésiens et par le fait serait devenu plus dense. Toutefois, si on considère la faible quantité d'anorthosite produite l'accroissement de la densité est plutôt faible. Le pyroxène a été le second minéral à cristalliser dans la séquence et si on en juge par le rubanement dans les norites, le pyroxène et le plagioclase se seraient déposés par gravité dans le magma.

Alors que la quantité de matériel cristallin augmentait dans le magma, il en était de même pour le phénomène de "filtre-press" qui devenait de plus en plus important pour être le seul processus encore opérant à la fin de la cristallisation".

Tous ces processus de formation des roches anorthositiques décrits par PHILPOTTS auraient pu aussi bien se produire actuellement qu'aux temps précambriens. La présence des anorthosites dans les terrains précambriens s'expliquerait par la nécessité d'une forte pression. Or celle-ci existe surtout à la base des chaînes de montagnes. Une importante érosion serait donc nécessaire pour mettre à jour ces zones profondes. Les terrains très anciens seraient donc les seuls susceptibles d'avoir subi une telle érosion.

Pour la région de Labrieville un processus semblable peut être envisagé. Les roches extrêmes de la série anorthosite-mangérite y sont bien représentées en massifs séparés les uns des autres mais les roches intermédiaires sont relativement peu abondantes. Les plus ferromagnésiennes semblent être la diorite à pyroxène qui passe graduellement à l'anorthosite et possède le même type de plagioclase et les gabbros qui ont dû se mettre en place dans les formations environnantes à la même époque que l'anorthosite.

Un point reste encore inexpliqué, c'est celui de la relation entre les deux anorthosites, celle à andésine et celle à labrador. D'après M. MORIN (1956), l'anorthosite à labrador serait plus ancienne que l'anorthosite à andésine car elle présente un degré de déformation plus élevé. Du fait de la présence de boudins d'anorthosite à labrador dans les gneiss verts, il pense que cette déformation s'est produite pendant l'emplacement de l'anorthosite à andésine à l'Ouest et la mangérite à l'Est.

b - Granite de Labrieville

Comme nous l'avons déjà précisé les contacts de ce granite avec les roches encaissantes ne sont pas très nets. Rappelons seulement que c'est un granite folié et qu'il comporte de nombreuses enclaves.

Dans le diagramme MgO, Na₂O, K₂O de H. de La Roche il se place dans le domaine des arkoses et dans une position éloignée de la courbe de "fendance ignée".

Les mesures géochronométriques permettront de préciser certains points.

c - Conclusion à l'étude pétrogénétique des roches éruptives.

Du point de vue chimique, anorthosites et mangérites de Labrieville sont plus sodiques que celles d'autres régions du Sud Est du Québec.

En ce qui concerne le massif de mangérite de Labrieville on note, de la périphérie vers le cœur, un accroissement des paramètres Si, Al, Alk compensé par la diminution de C et fm et en même temps une augmentation de la taille du grain.

Le schéma proposé par PHILPOTTS, 1966 pour la genèse des complexes anorthosito-mangéritiques peut s'appliquer ici. Quant aux relations des roches éruptives avec les schistes encaissants elles seront discutées dans le chapitre conclusions générales après celui consacré à la géochronologie.

CHAPITRE IV

APERCU STRUCTURAL

- I. - DONNEES PHOTOGEOLOGIQUES
- II. - DONNEES AEROMAGNETIQUES
- III. - STYLE TECTONIQUE ET DESCRIPTION DE QUELQUES STRUCTURES
- IV. - SIGNIFICATION DE LA MANGERITE STRATIFORME
- V. - FAILLES ET JOINTS
- VI. - CONCLUSION : ESSAI DE CHRONOLOGIE

APERCU STRUCTURAL

Il ne nous a pas été possible de mener une étude structurale minutieuse en raisons de divers facteurs : superficie importante à lever dans un temps limité, couverture végétale et morainique abondante, bons affleurements rares, représentés par des polis glaciaires où les mesures sont délicates et enfin manque de précision sur les contours des diverses formations.

Nous allons tenter néanmoins à partir de l'examen d'abord des foliations vues sur photographies aériennes, puis de la carte aéromagnétique et à l'aide des mesures faites sur le terrain, de décrire les éléments structuraux majeurs et de déceler les différentes phases tectoniques. La planche VI et la coupe à travers la région synthétisent les données structurales majeures.

I. - DONNEES PHOTOGEOLOGIQUES

Les couples de photos aériennes au 1/63 000 dont nous disposons ont été étudiés ; systématiquement au stéréoscope. On a pu ainsi mettre en évidence deux grandes zones structurales, la zone ouest et la zone est, séparées l'une de l'autre par la bande de mangérite gneissique.

La zone ouest présente une direction dominante nord est - sud ouest. Elle s'étend depuis l'anorthosite à andésine au Nord Ouest de la carte jusqu'au niveau du lac aux Perles et à la mangérite stratiforme. Elle comporte principalement des gneiss verts et roses, les anorthosites, les filons couches ou sills de gabbro et les diorites à pyroxène. Cette direction se moule sur la masse sub-circulaire de l'anorthosite à andésine. Celle-ci est donc concordante. En outre les foliations décelées dans le massif anorthositique sont parallèles à celles des gneiss verts ou roses encaissants.

La zone est s'étend depuis la mangérite gneissique stratiforme à l'Ouest jusqu'à l'extrémité sud est de la région étudiée. On y décèle la présence de très nombreuses structures complexes dont les principales directions fluctuent entre N. 20 W. et N. 20 E. Les bancs de quartzites associés aux paragneiss soulignent particulièrement ces structures.

II. - DONNEES AEROMAGNETIQUES

Dans des régions aussi vastes, où les affleurements sont généralement masqués par une végétation abondante, la carte aéromagnétique est souvent utile, pour orienter les recherches minières et déceler les grandes structures.

Malheureusement dans la région de Labrieville et du lac Isidore, la carte aéromagnétique n'a pas été d'un grand secours. Cependant elle a permis de dégager certains faits.

Les deux domaines structuraux précédemment décrits s'individualisent très bien, d'une part par la variation des directions de lignes isomagnétiques et d'autre part, par l'intensité magnétique plus uniforme de la zone ouest par rapport à la zone est.

L'anorthosite à andésine apparaît nettement avec une intensité faible de 3200 à 3400 gammas.

Les mangérites et les gabbros contrairement à ce que l'on pouvait attendre ne se distinguent pas de leur encaissant gneissique. Il n'existe qu'une anomalie magnétique positive importante (6000 à 7500 gammas). Elle correspond au petit pointement de diorite à pyroxène du lac aux Caribous. Elle contient en effet de la magnétite.

III. - STYLE TECTONIQUE ET DESCRIPTION DE QUELQUES STRUCTURES

A. - Zone ouest

Dans les gneiss verts et les gneiss roses qui, avec l'anorthosite, constituent l'essentiel de ce secteur, du fait de leur texture homogène, il n'a pas été possible, sauf dans la partie sud de mettre en évidence des structures d'ordre hectométrique ou kilométrique ; on a simplement noté dans quelques petites falaises de bordures de lac des petits plis couchés d'amplitude décimétrique ou métrique. Ils laissent entrevoir une tectonique beaucoup plus complexe que ne laisse supposer la carte de la planche VI. Sur celle-ci il ressort pour cette zone une direction dominante nord est - sud ouest et un plongement des plans de foliation vers le Sud Est. Rappelons que ceux-ci épousent parfaitement le contour de l'anorthosite.

On note également que l'intrusion de diorite à pyroxène et magnétite du lac des Caribous a infléchi les foliations des gneiss encaissants ce qui indique soit qu'elle s'est effectuée, comme celle de l'anorthosite, dans un milieu plastique soumis donc à un climat thermodynamique élevé, soit qu'elle a réagi de façon plus compétente aux déformations postérieures à sa mise en place.

B. - Zone est

A l'Est de la bande de mangérite gneissique on voit (planche VI) que l'agencement structural des diverses formations apparaît beaucoup plus complexe.

Rappelons que ce secteur est constitué par deux ensembles : celui des paragneiss avec quelques niveaux de quartzites et d'amphibolites interstratifiés et celui des gneiss gris, gneiss roses, gneiss verts. Leur comportement tectonique a été différent.

En gros on peut dire que le premier, qui montre souvent des microplis était plus plastique et a eu un caractère incompetent. Le second ensemble en comparaison, paraît avoir joué le rôle d'une armature compétente. Du point de vue stratigraphique il a été indiqué précédemment que les paragneiss se situaient au-dessus du complexe gneiss gris, gneiss roses, gneiss verts.

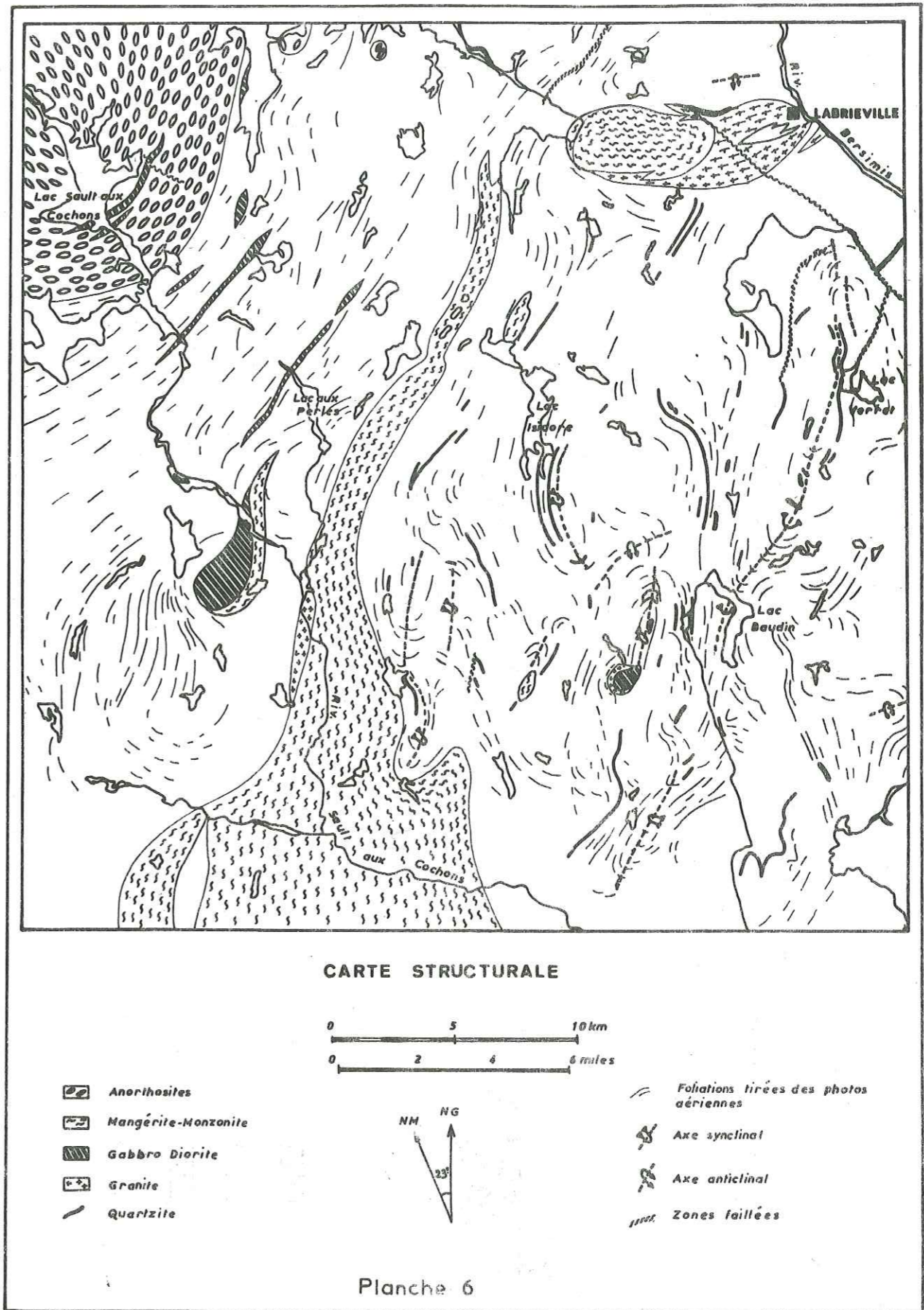
L'examen rapide de la planche VI révèle immédiatement que les plans axiaux des structures se groupent autour de deux directions majeures.

N. 20 W. à N. 20 E. et Nord Est.

Décrivons maintenant quelques structures caractéristiques.

1 - Synforme du lac Verret

Il affecte des gneiss gris, des gneiss verts et les paragneiss. C'est un synforme ouvert dissymétrique d'axe moyen N. 20 plongeant vers le Nord et se poursuivant sur une distance de 15 km environ jusqu'au lac Baudin. Tantôt le flanc est, tantôt le flanc ouest possédant le plus fort pendage.



ESE

Lac Verret

Lac Isidore

Lac aux Perles

Lac Sault aux Cochons

WNW

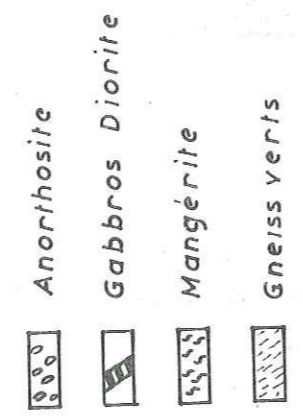
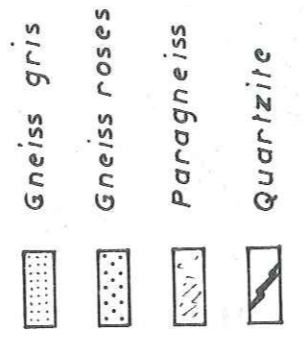
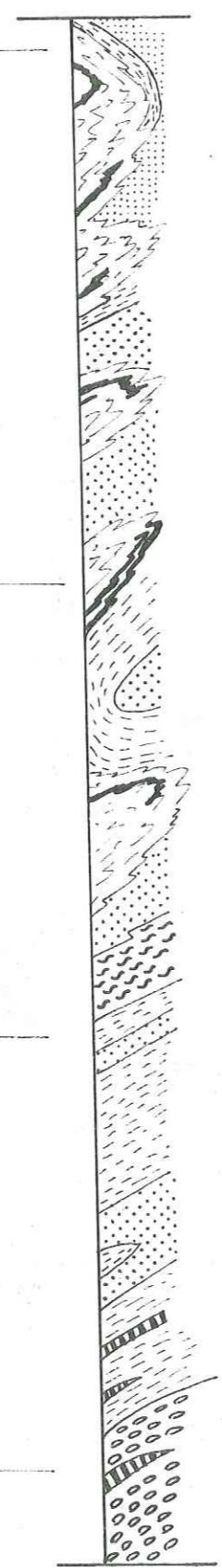


Fig 24a Coupe synthétique

Cette structure en synforme normal paraît surprenante au milieu d'une région de style tectonique en plis déversés. Une autre particularité est qu'elle englobe des gneiss gris et des paragneiss et que ces derniers occupent une position structurale relative inférieure puis supérieure aux gneiss gris.

Une explication peut être fournie : c'est celle d'un ancien pli couché déversé vers l'Ouest et repris par une phase postérieure d'axe sensiblement nord-sud. Le schéma suivant représente une telle structure.

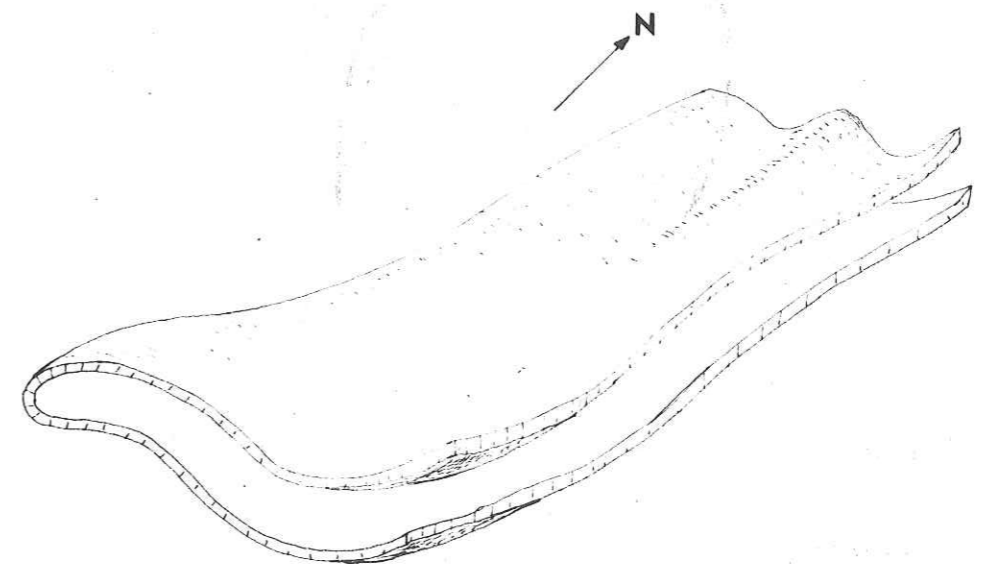


Figure 24b - Interprétation du synclinal du lac Verret -

2 - Synclinal du lac Isidore

Les paragneiss comportant deux niveaux contigus de quartzite massif participent à cette structure arquée d'axe majeure N. 350 plongeante vers le Nord. Les quartzites bien visibles sur le flanc ouest ne se retrouvent pas sur le flanc est ; il est difficile de dire si cela est dû à une lacune de sédimentation, à une raison structurale ou à un manque d'affleurement ?

Remarquons que bien souvent les niveaux de quartzites vont par paires (exemple : au Sud du massif de mangérite, granite de Labrieville, synclinal du lac Isidore, synclinal du lac Verret). Toutefois, au Nord du lac Verret le redoublement paraît structural et constitue les deux flancs du synclinal. Les gneiss verts et roses occupent une position stratigraphique inférieure.

La structure est nettement déversée vers l'Ouest d'environ 30° avec un plongement d'axe relativement fort vers le Nord (60°). La direction initiale N. 350 s'infléchit progressivement à mesure que l'on s'approche du lac Isidore pour finalement posséder une orientation nord est - sud ouest concordante avec celle du premier ensemble structural (zone ouest).

Il semble donc d'après cet exemple que la direction nord est - sud ouest soit postérieure à la direction N. 340. En effet des structures telles que celles qui sont représentées sur la figure 25 ne peuvent pas s'expliquer autrement que par cette succession d'événements.

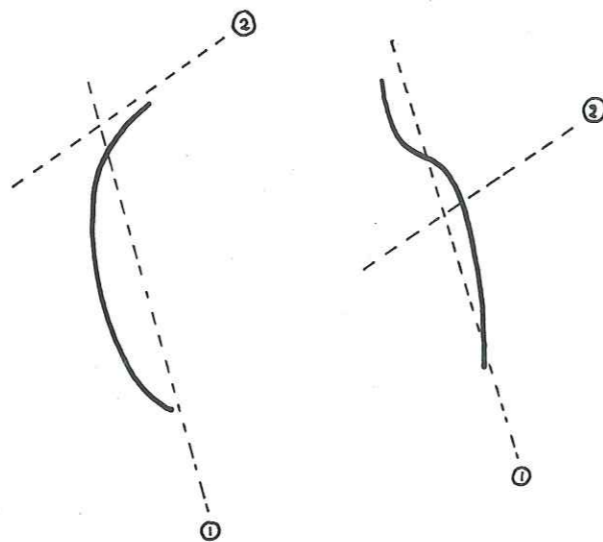


Figure 25 - Succession chronologique des deux phases tectoniques -

3 - Phase à axe est-ouest

Il existe quelques traces d'une phase tectonique de direction majeure est-ouest.

- Un synclinal dans la partie méridionale de la région étudiée possède une direction N. 80. Il est déversé vers le Sud et affecté une série de gneiss très migmatisés appartenant certainement à la série des paragneiss.
- Un couple anticlinal-synclinal au Nord du massif de mangérite-granite de Labrieville dans les paragneiss possède également des axes de direction est-ouest. Il est déversé vers le Sud.
- Enfin le massif de mangérite et de granite de Labrieville est allongé selon Est-Ouest.

Dans ce dernier cas il semblerait que l'intrusion de mangérite soit assez tardive car elle rebrousse vers l'Ouest la foliation des gneiss roses environnants et même la mangérite stratiforme.

Néanmoins aucun fait ne permet de préciser les relations chronologiques entre cette phase est-ouest et les phases de direction nord est-sud ouest et nord-sud.

IV. - SIGNIFICATION DE LA MANGERITE STRATIFORME

En gros la mangérite stratiforme sépare deux domaines structuraux (zones ouest et est). Si cela est parfaitement net dans la moitié méridionale de la région, par contre dans la partie nord on retrouve au Sud Est de la mangérite, dans la zone est, l'orientation nord est - sud ouest caractéristique du domaine structural ouest.

La forme en langue très allongée et la texture gneissique de la roche indiquent probablement une mise en place syncinématique. Cette mise en place a vraisemblablement été guidée par une zone de faiblesse entre les deux domaines structuraux est et ouest. La nature exacte de cette zone de faiblesse est difficile à préciser : discontinuité majeure telle

qu'une faille ou zone de jonction entre deux ensembles ayant réagi de façon différentielle aux efforts tectoniques ? Il faut noter que dans le prolongement nord est de cette mangérite stratiforme existe une faille importante (Moose Creek de M. MORIN). Enfin la texture œillée de cette formation indique qu'après sa mise en place et sa consolidation elle a subi des efforts tectoniques de direction nord est - sud ouest et a ainsi été orthogneissifiée.

V. - FAILLES ET JOINTS

A. - Zones faillées

Les véritables failles ne sont pas très nombreuses dans la région de Labrieville et du lac Isidore. Nous en avons néanmoins décelé quelques-unes.

Elles se marquent en affleurement par une coloration rouge des feldspaths, la présence de quartz laiteux et d'épidote.

Nous pouvons mettre en évidence trois épisodes cassants successifs :

- un premier est représenté à l'Est par une faille incurvée dans les gneiss gris ;
- un second aurait une direction nord est - sud ouest. La faille Moose Creek de M. MORIN et celle du lac Verret - rivière Leman appartiennent à cette catégorie ;
- un troisième épisode de direction majeure nord ouest - sud est semble affecter toutes les roches de la région. Elle décale en particulier les quartzites au Nord du massif de mangérite de Labrieville. Son action sur le granite ou les autres roches n'a pas pu être observée. Par contre, elle déplace d'environ 1 km la faille du lac Verret-rivière Leman.

B. - Joints

Les joints dans la région sont très nombreux mais nous n'avons pas établi un inventaire systématique. Ils s'observent aussi bien à grande échelle (photo aérienne) que sur l'affleurement. Deux directions majeurs se dégagent : une direction nord ouest - sud est et une autre orthogonale nord est - sud ouest.

VI. - CONCLUSION ; ESSAI DE CHRONOLOGIE

Il semble, d'après nos observations, qu'il y ait eu au moins trois phases de plissement et peut-être quatre.

- La dernière, de direction majeure nord est - sud ouest, affecte surtout le domaine ouest et semble en relation avec la mise en place de l'anorthosite et de la mangérite gneissique. Cet épisode donnant des directions nord est - sud ouest se retrouve surtout dans les gneiss verts et les gneiss roses proches de l'anorthosite. Ces gneiss, comme nous l'avons déjà suggéré apparaissent plus anciens que les paragneiss.
- La phase de direction majeure nord-sud à axe plongeant vers le Nord lui serait antérieure car elle est reprise par la phase nord est-sud ouest dans la zone proche du domaine structural ouest. C'est principalement dans les paragneiss qui sont par ailleurs migmatisés que ses effets se font le mieux sentir.
- La phase tectonique des plis couchés dans les paragneiss serait antérieure aux précédentes mais sa direction ne nous est pas connue.
- Quant à la phase de direction est-ouest, il ne nous est pas possible de lui assigner une place dans le temps par rapport aux deux autres.

La tectonique cassante postérieure à la constitution des grandes structures consiste en quelques failles et en des réseaux de joints relativement nombreux.

CHAPITRE V

GEOCHRONOMETRIE

I. - RAPPELS

II. - METHODE AU STRONTIUM

III. - LES RESULTATS

GEOCHRONOMETRIE

De l'étude pétrographique, pétrogénétique et structurale, il ressort que les gneiss de la région de Labrieville ont subi plusieurs phases de déformation et certainement plusieurs phases de métamorphisme. Des roches éruptives anhydres se sont mises en place dans ces formations probablement au cours d'un épisode de métamorphisme de haute température et moyenne pression.

Nous allons tenter à partir d'une étude géochronométrique menée au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont de préciser les époques auxquelles se sont produits certains de ces événements.

I. - RAPPELS

Depuis plus de dix ans la Commission Géologique du Canada poursuit un vaste programme de mesures géochronométriques sur l'ensemble du bouclier précambrien canadien. Ceci a déjà permis de circonscrire plusieurs provinces métamorphiques ainsi que quatre orogènes principales (voir tableau 1, p. 4).

La méthode utilisée par la Commission Géologique du Canada est la méthode K/Ar appliquée principalement aux micas.

Les constantes de désintégration choisies sont :

$$\lambda_e = 0,585 \quad 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$
$$\lambda_{\text{total}} = 5,30 \quad 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

Dans le cas de la province de Grenville, qui nous intéresse ici, les résultats obtenus par cette méthode ont donné l'âge du dernier événement majeur ayant affecté ce domaine soit environ 900 MA. Une telle méthode, appliquée à de tels minéraux est apparue insuffisante pour la connaissance de l'histoire plus ancienne de cette province.

Or de nombreux faits géologiques, stratigraphiques et structuraux laissaient supposer que les roches grenvilliennes sont en fait bien plus anciennes que 900 MA.

- En 1930 QUIRKE et COLLINS faisaient la corrélation entre certaines séries plissées huroniennes au Nord du lac Huron et certains paragneiss de la province de Grenville.
- En 1959 DUFFEL et ROACH traçaient dans la province de Grenville les équivalents métamorphiques des roches de la fosse du Labrador (Kaniapiscou Supergroup).
- OSBORNE et MORIN (1962), STOCKWELL (1964) corrélaient toutes les variétés de roches de Grenville, y compris les anciens sédiments de type Grenville avec certaines roches de la province du Supérieur.
- STOCKWELL (1964) a établi une carte tectonique de Grenville indiquant des domaines structuraux repris par les différentes phases orogéniques (planche 7).

Enfin, plus récemment (1966 - 67 - 68) des études géochronométriques menées par KROGH, DAVIS, HART, ALDRICH et al. . . par la méthode au Sr, sur des roches totales, dans la province de Grenville en Ontario, ont démontré des âges plus anciens que ceux de l'orogène grenvillienne. En particulier ils ont trouvé plusieurs générations de

Dans le cas du rubidium 87 on a :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}^*}{87 \text{ Rb}} \right) \quad (2)$$

Il suffira donc de connaître les teneurs en 87 Sr* et 87 Rb du minéral pour avoir l'âge de celui-ci.

En fait à côté de 87 Sr* (radiogénique) le minéral renferme toujours 87 Sr dit primaire ainsi que les isotopes de masse 84, 86, 88. Ceux-ci n'étant ni radioactifs ni radiogéniques et ne se fractionnant pas dans la nature en raison de leur masse élevée, leur rapport respectif est fixe.

Il faut donc corriger la valeur de 87 Sr obtenu, en retranchant au 87 Sr total, (87 Sr_T) ou Sr moderne (Sr_M), le 87 Sr primaire (87 Sr_P) qu'on appelle aussi Sr normal (Sr_N) ou initial.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}_T - 87 \text{ Sr}_P}{87 \text{ Rb}} \right) \quad (3)$$

Modèle au Strontium primaire conventionnel

On admet que la composition isotopique du Sr primaire, c'est-à-dire celle du Sr fixé par le minéral lors de sa cristallisation est égale à celle du Sr commun actuel de l'eau de mer. On la caractérise par le rapport :

$$\frac{87 \text{ Sr}_N}{86 \text{ Sr}_N} = 0,712$$

On mesure ainsi le temps écoulé depuis le moment où le milieu a renfermé un Sr ayant la composition isotopique du Sr commun. Mais un minéral de métamorphisme, par exemple, fixera, lors de sa cristallisation, le Sr de la roche dans laquelle il prend naissance et qui a pu déjà être enrichi au 87 Sr* radiogénique.

D'autre part, pour les minéraux pauvres en Rb, une erreur sur la valeur de $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} = 0,712$ entraîne une erreur importante sur l'âge.

On emploie alors un second modèle indépendant de la composition du Sr initial : c'est le modèle au Sr ajusté par isochrone.

Modèle au Sr ajusté par isochrone

Pour lever l'imprécision sur la valeur de $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$ initial on transforme la formule (3) de la façon suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\frac{87 \text{ Sr}_M}{86 \text{ Sr}} - \frac{87 \text{ Sr}_P}{86 \text{ Sr}}}{\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}} \right) \quad (4)$$

(4) s'écrit aussi sous la forme :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (1 + \text{tg } \alpha) \quad (5)$$

où α est la pente de l'isochrone.

ce qui donne :

$$\frac{87 \text{ Sr}_M}{86 \text{ Sr}} = \left[(e^{\lambda t} - 1) \frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}} \right] + \frac{87 \text{ Sr}_P}{86 \text{ Sr}} \quad (6)$$

Une telle équation est celle d'une droite dont la pente est proportionnelle à t. On la représente graphiquement en portant en abscisses la valeur du rapport 87 Rb/86 Sr et en ordonnées la valeur du rapport actuel 87 Sr/86 Sr.

Cette droite est appelée isochrone. Pour obtenir une isochrone il faut disposer de plusieurs échantillons que l'on suppose avoir évolué de la même manière. On admet qu'ils ont le même Sr initial et un âge identique. Celui-ci est donné par la pente de l'isochrone passant par ces points.

Généralement les points ne sont pas alignés exactement. On utilise alors la méthode mathématique dite des régressions.

L'instant mesuré est celui où les milieux avaient un même Sr initial ce qui correspond à une cristallisation au même moment ou plus généralement à une homogénéisation du Sr (rajeunissement).

On peut tracer les isochrones sur les minéraux ou sur les roches totales. Les interprétations seront différentes selon les cas. Notons cependant que certains minéraux résistent mieux que d'autres aux effets du métamorphisme. La biotite par exemple perd facilement son Sr dès 250°C. La biotite donnera donc l'âge le plus récent, celui du dernier événement subi par celle-ci.

L'intérêt de cette méthode sur isochrones est certain. A cet égard, Y. VIALETTE, 1969, écrit : "Cette méthode des isochrones permet de décider si la roche est restée un système clos depuis sa formation, et d'émettre des hypothèses sur l'origine des roches, car le rapport initial varie suivant la provenance des magmas :

	$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$
météorites	0,698
basalte océanique	0,702-0,704
basalte continental	0,703-0,705
granite	0,710

Si le rapport est $< 0,710$ la roche ne s'est pas formée par fusion d'un vieux matériel continental ou de sédiments au fond d'un géosynclinal".

B. - Mode opératoire

Prélèvement (cf carte des échantillons).

Nous avons recueilli des échantillons en vue de tracer des isochrones, d'une part sur roche totale et d'autre part sur minéraux. Leurs poids varient de 2 kg à 15 kg. Ils ont été récoltés dans des zones dynamitées pour le tracé d'une route, le percement d'un tunnel ou le soubassement d'un pylône électrique, ce qui assure leur fraîcheur et l'absence d'altération.

Sur une formation donnée les échantillons pour roche totale ont été prélevés au hasard, dans des zones permettant l'échantillonnage et sur des faciès aussi différents que possible afin d'obtenir des points éloignés sur l'isochrone.

Les minéraux ont été triés aux liqueurs denses pour les feldspaths et au séparateur isomagnétique Frantz pour les biotites.

Technique de mesure

Le processus chimique aboutit à l'extraction et la séparation du Rb et du Sr sur une colonne à résine échangeuse d'ions.

On a procédé à l'attaque chimique et lorsque les résultats obtenus s'avéraient aberrants une seconde attaque a été faite. Pour cela 0,5 g du milieu étudié suffit pour une attaque.

Le dosage du Rb et du Sr est réalisé par un spectromètre de masse MS 2S à source solide. Le spectromètre de masse ne permet pas de doser un isotope en valeur absolue, mais seulement de mesurer le rapport de 2 isotopes de masses voisines. On utilise alors le procédé de la dilution isotopique. "La méthode des dilutions isotopiques, introduite par HAYDEN, REYNOLDS et INGRHAM (1949) consiste à ajouter à l'échantillon une quantité connue d'un isotope de l'élément à doser et de déterminer la teneur relative de l'isotope à doser par rapport à cet étalon interne" (M. VACHETTE, BONHOMME, PHILIBERT, ROQUES, VIALETTE, 1961).

On mesure les rapports $\frac{85 \text{ Rb}}{87 \text{ Rb}}$ et $\frac{86 \text{ Sr}}{88 \text{ Sr}}$ à partir de deux enregistrements faits au spectromètre de masse. Ces résultats donnés par la dilution sont complétés par une mesure de constitution isotopique sur une solution de Sr sans étalon (mesure de $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$ et $\frac{86 \text{ Sr}}{88 \text{ Sr}}$). L'émission n'étant pas toujours stable on est obligé d'effectuer 15 à 30 spectres par enregistrement. $\frac{86 \text{ Sr}}{88 \text{ Sr}}$

III. - LES RESULTATS

L'étude géochronométrique a porté sur quatre ensembles différents : tout d'abord les mangérites afin de connaître leur période de cristallisation et de mise en place, ensuite le granite de Labrieville dont les relations avec la mangérite et l'orientation est-ouest ne sont pas claires et enfin sur les paragneiss et gneiss roses.

A. - Mangérites

Nous avons recueilli 9 échantillons de mangérite dont la situation est donnée par la carte d'échantillonnage

- 4 dans le massif de mangérite de Labrieville (43-44-46-82),
- 5 dans le massif mangéritique stratiforme (855-290-833-459-508).

Age au strontium conventionnel

L'âge calculé par la méthode du strontium conventionnel donné par les deux biotites :

- B 459 t = 862 MA ($\lambda = 1,47$) 912 MA ($\lambda = 1,39$)
- B 833 t = 887 MA ($\lambda = 1,47$) 938 MA ($\lambda = 1,39$).

Age au strontium ajusté

Les isochrones tracées sur les minéraux indiquent :

- 459 t = 862 ± 25 MA ($\lambda = 1,47$) 910 MA ($\lambda = 1,39$)
- 883 t = 890 MA ($\lambda = 1,47$) 941 MA ($\lambda = 1,39$).

Pour le calcul de l'âge à partir de l'isochrone des roches totales (fig. 26) nous n'avons pas fait intervenir les échantillons 43 et 82 trop pauvres en ^{87}Sr ^{86}Sr et qui s'alignent difficilement avec les autres points.

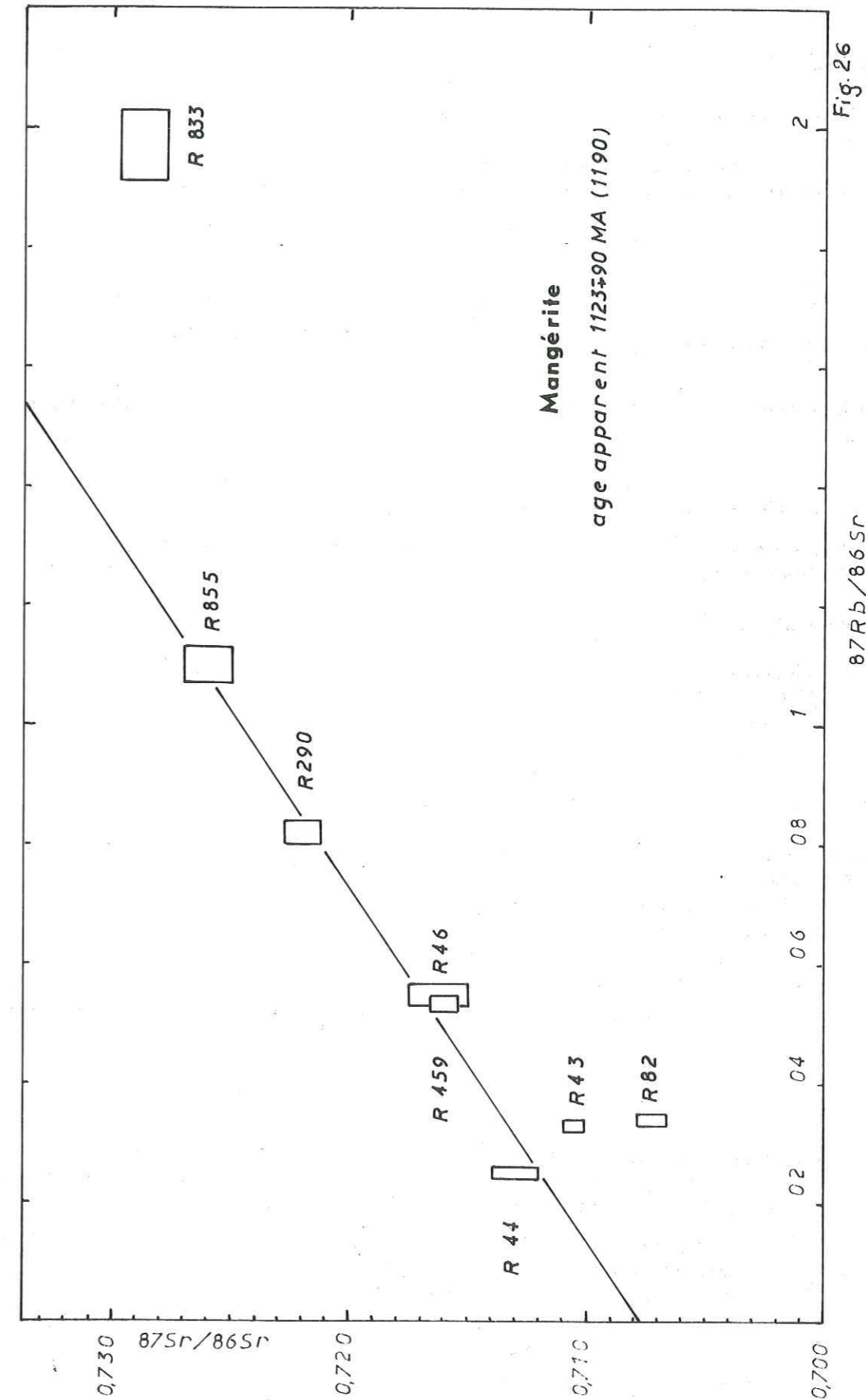
Il s'agit d'un faciès à grain plus fin et plus ferromagnésien de la bordure du massif de mangérite de Labrieville. Il paraît donc vraisemblable que des migrations d'éléments chimiques en particulier du Sr ont pu se produire.

De même l'échantillon 833 n'intervient pas dans le calcul de l'âge d'après l'isochrone, car il se place bien en dehors de la droite définie par les points restants. En fait cet échantillon a été récolté sur l'extrême bordure sud est du massif de mangérite gneissique. C'est un gneiss ocellé rose à biotite qui ne présente pas très bien le faciès mangéritique habituel qui, lui, renferme du feldspath vert et du pyroxène. La roche a dû subir également des migrations d'éléments chimiques (perte de ^{87}Sr).

Tous les échantillons possèdent une faible teneur en ^{87}Rb , ce qui place les points représentatifs près de l'origine. Seul le n° 508 à plus forte teneur en ^{87}Rb s'en éloigne et de ce fait contrôle l'âge de la formation.

C'est une roche de couleur verte et à grain plutôt fin. Cartographiquement elle se situe dans le massif stratiforme de mangérite à l'extrémité sud de celui-ci et de ce fait assez éloignée des autres échantillons.

Or nous avons vu que dans sa partie méridionale ce massif de mangérite gneissique apparaissait composite et renfermait de nombreuses enclaves.



Ce que l'on peut dire c'est que le granite a été repris dans un métamorphisme dont l'âge est donné par les isochrones des minéraux, c'est-à-dire 930 MA ($\lambda = 1,39$). Quant à la mise en place du granite, elle est plus ancienne. L'intensité de ce métamorphisme a été suffisante pour homogénéiser la composition isotopique initiale des différents milieux (minéraux et roche totale) à l'échelle de l'échantillon, mais pas à l'échelle du massif (les isochrones de RT ne donnant pas le même âge que celle des minéraux).

C. - Les paragneiss (fig. 28)

Trois échantillons de paragneiss (401 - 883 - 873) sur lesquels nous avons fait des mesures en roches totales nous ont servi à tracer une isochrone. Les échantillons 401 et 873 ont donné lieu à deux mesures de vérification. Elles diffèrent très légèrement.

L'âge obtenu est sensiblement égal à 1038 ($\lambda = 1,47$) ou 1150 ($\lambda = 1,39$).

Il est du même ordre de grandeur que celui trouvé pour les mangérites. On ne peut cependant pas donner à une isochrone passant par trois points une valeur absolue.

Cet événement à 1038 - 1123 ou 1150 - 1190 est probablement la phase de métamorphisme intense décrite dans le chapitre pétrogenèse.

D. - Les gneiss roses (fig. 28)

Les quatre analyses (140 - 145a - 147b - 475) effectuées sur les gneiss roses n'ont donné aucun résultat valable, car les points ne s'alignent pas.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- Les gneiss roses sont constitués d'unités d'âges différents bien que leurs compositions minéralogiques aient paru identiques.
- L'ensemble des gneiss roses ne s'est pas comporté au cours du métamorphisme comme un système clos.

REMARQUE

Les échantillons 140 et 475 sembleraient s'aligner sur l'isochrone de roches totales des paragneiss. Cela semblerait marquer l'influence du métamorphisme à 1150 MA sur cet ensemble.

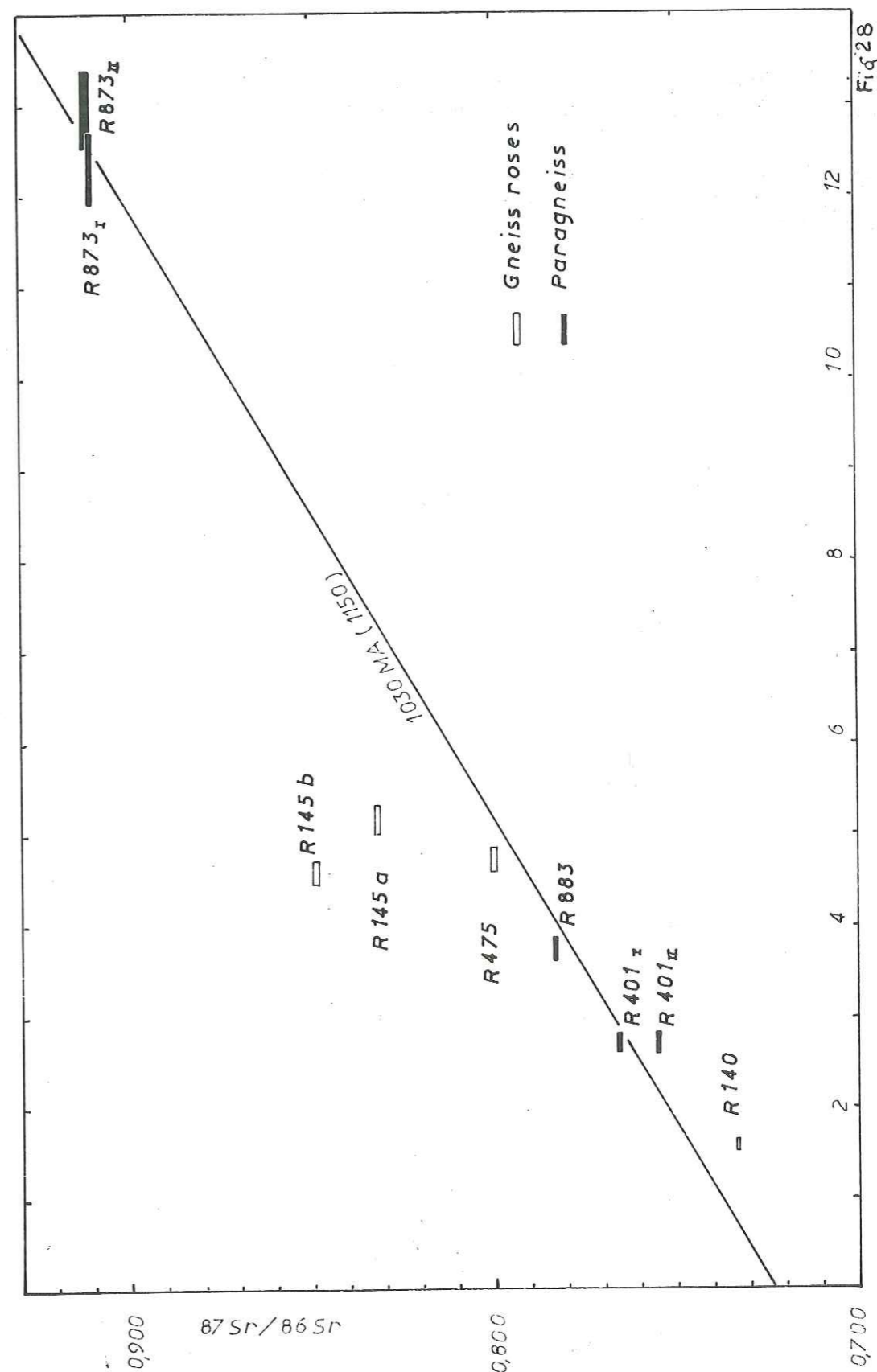
E. - Conclusion à l'étude géochronologique

Cette rapide étude géochronométrique par la méthode au strontium sur quelques formations grenvilliennes caractéristiques permet de préciser partiellement les relations chronologiques entre la mangérite, les paragneiss et le granite.

A 930 MA s'est produit un événement de valeur régionale rajeunissant toutes les roches de la région. Les biotites et les isochrones sur minéraux donnent cet âge. Il caractérise la province de Grenville et a permis de l'individualiser. Sa signification n'apparaît pas clairement. Les résultats obtenus sur le granite et sur la mangérite de Labrieville semblent indiquer que cet événement responsable du rajeunissement n'a pas été assez puissant pour homogénéiser la composition isotopique initiale de différents systèmes à l'échelle du massif. Il ne l'a fait qu'à l'échelle de l'échantillon comme l'indique les isochrones parallèles de divers échantillons de granite.

Par contre, l'événement de 1150 - 1190 MA aurait été assez puissant pour homogénéiser la composition isotopique initiale des différentes formations. Pour les gneiss cela correspondrait à un épisode métamorphique important.

Pour la mangérite (et par analogie pour l'anorthosite) cela indiquerait soit cet épisode métamorphique soit leur



mise en place et leur cristallisation. Il est possible également que cet âge de 1150 - 1190 MA corresponde à la fois à la mise en place des mangérites et de l'anorthosite et à ce métamorphisme, les deux phénomènes étant plus ou moins synchrones.

Quant au granite, sa date de mise en place est inconnue mais certainement antérieure à 930 MA. Les différentes compositions isotopiques initiales du Sr seraient le résultat de l'assimilation par le granite de schistes cristallins pré-existants, assimilation qui était déjà effectuée à 930 MA.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La région de Labrieville et du lac Isidore, située dans la province métamorphique de Grenville, est formée par des roches précambriennes très variées qui sont caractérisées par des paragenèses de haute température et de forte pression. Une étude géochronologique a permis de préciser certains épisodes de leur histoire.

1. - Ensembles lithologiques

Les formations cristallophylliennes étant principalement représentées par des gneiss quartzo-feldspathiques, il a fallu, pour les différencier, adopter des critères sélectifs simples à manier sur le terrain. Nous nous sommes fortement inspirés pour cela des travaux menés sous la direction de A. LAURIN par les géologues du Ministère des Richesses Naturelles du Québec dans le cadre du "projet Grenville". Ces critères principaux sont la couleur, la texture, la structure, la taille du grain et la minéralogie. Les grandes catégories ainsi définies sont, les gneiss roses à composition granitique, les gneiss gris, les gneiss verts et les paragneiss.

Deux grands groupes peuvent se distinguer, principalement d'après leur structure et leur granulométrie ; ce sont d'une part l'ensemble des gneiss roses, gris et verts appelés aussi "basement rocks" et d'autre part la série des paragneiss, à grain plus fin, comportant des gneiss à biotite avec parfois sillimanite - grenat - cordiérite, des quartzites, des amphibolites et quelques niveaux calco-silicatés.

Les relations stratigraphiques entre ces deux ensembles n'ont pas pu être clairement établies mais il est apparu que les paragneiss occupant toujours une position structurale supérieure par rapport aux gneiss du "socle", étaient plus jeunes que ceux-ci.

Tous ces gneiss présentent à divers degrés des caractères de migmatisation.

Les roches éruptives, quant à elles, possèdent un caractère charnockitique à l'exception du granite de Labrieville. Il s'agit d'abord d'anorthosites foliées à andésine ou à labrador, à grain moyen et de mangérites, les unes à structure ceillée, formant un massif d'allure stratiforme de direction moyenne nord est - sud ouest, les autres, porphyroïdes, constituant un petit massif ovoïde orienté Est-Ouest. On note aussi la présence de quelques sills de gabbro et de diorite à pyroxène.

2. - Aperçu structural

Une étude structurale n'a pas été menée de façon détaillée, en raison de diverses conditions (vaste superficie, mauvaises conditions d'affleurement, investigation rapide). Néanmoins l'examen des photographies aériennes, de la carte aéromagnétique et des mesures faites au sol ont permis d'individualiser deux grands domaines et de déceler plusieurs phases de déformations.

La dernière phase de déformation visible, probablement en relation avec l'anorthosite à andésine a une direction nord est-sud ouest. Elle affecte surtout les gneiss verts, les gneiss roses proches de l'anorthosite, la mangérite stratiforme et caractérise l'ensemble structural de la moitié ouest.

Une phase antérieure à la précédente de direction majeure comprise entre N. 20 W. et N. 20 E. bien visible dans les paragneiss a plissé ceux-ci en synclinaux déversés vers l'Ouest.

Enfin quelques structures est-ouest ont été observées mais il n'a pas été possible de déceler leurs relations avec celles produites lors des plissements nord est - sud ouest et autour de Nord-Sud. D'autres études faites dans des secteurs assez éloignés de notre région ont montré que cette direction était antérieure aux précédentes. MARTIGNOLE (1969) considère, dans la région de Shawinigan, que la phase précoce est-ouest a développé des plis couchés ou déversés vers le Nord (le synforme du lac Verret serait peut-être un témoin de cette phase ?).

Au point de vue microstructural, toutes les roches de la région et spécialement les roches éruptives, présentent des déformations qui se matérialisent par des structures en mortier voire par une complète granulation. Cette cataclase serait suivie par une recristallisation de plagioclase, de quartz et d'amphibole. Elle aurait produit localement dans les gneiss de bordure des massifs intrusifs de roches "anhydres", des structures granulitiques à quartz lamellaires.

3. - Origine des diverses roches et caractère du métamorphisme

Divers diagrammes ont permis de préciser pour la plupart des gneiss, une origine sédimentaire. Les gneiss à grenat et sillimanite sont d'anciens "shales" et roches argilo-carbonatées. Les nodules calco-silicatés à scapolite, représentent des épisodes de sédimentation plus carbonatés et gypsifères ; les amphibolites sont d'anciens basaltes. Quant aux gneiss roses, on peut avancer une origine arkosique.

Une étude menée sur les faciès alumineux dans les paragneiss a montré que la phase de métamorphisme responsable des paragenèses observées est de type haute température (630 à 670°C) et moyenne pression (4 à 6 Kb).

Ce métamorphisme développerait des paragenèses du faciès amphibolite A 2-3 dans la série des paragneiss et des paragenèses de faciès granulite dans l'ensemble des gneiss verts. La coexistence des deux types de paragenèses s'expliquerait par un phénomène de polymétamorphisme agissant sur l'ensemble le plus ancien. L'épisode de métamorphisme tardif de faciès A 2-3 ferait apparaître les minéraux du faciès granulite dans des roches déjà asséchées.

4. - Interprétations géochronométriques

L'étude géochronométrique, par la méthode au Strontium, a mis en évidence un épisode important à 1190 MA affectant la mangérite et les paragneiss. Il s'agit vraisemblablement d'une phase de métamorphisme accompagnant la mise en place de ces roches éruptives anhydres.

L'épisode de valeur régionale à 930 MA, qui caractérise la province métamorphique de Grenville, n'aurait pas eu une intensité suffisante pour oblitérer totalement l'histoire ancienne subie par les diverses formations. Sa signification n'est pas clairement établie.

5. - Essai de reconstitution des événements affectant les roches de la région de Labrieville et du lac Isidore

Il n'a pas été possible de faire une reconstitution détaillée de l'histoire géologique de la région. Seuls quelques repères ont été mis en évidence.

- Avant 1190 MA des sédiments pélitiques, gréseux et argilo-carbonatés, avec quelques coulées de basalte, se seraient déposés sur un socle déjà métamorphisé durant l'une des orogénèses connues au Canada (élsionienne ? hudsonienne ?, ou kénoraniennne ?). Cette séquence dans laquelle nous n'avons pas pu déceler la succession stratigraphique est sensiblement identique aux formations rencontrées principalement dans le Sud Ouest de la province de Grenville, mais les formations carbonatées semblent absentes ou représentées seulement par quelques minces niveaux calco-silicatés.

- A 1190 MA s'est produit un phénomène important capable d'homogénéiser la composition isotopique du strontium à l'échelle d'un massif. Cet événement correspond probablement à la cristallisation et à la mise en place des masses anorthositique et mangéritique.

Cette mise en place se serait faite au cours d'un épisode d'intense métamorphisme qui a développé dans les paragneiss les associations minérales du faciès amphibolite A 2-3.

Quant aux relations entre les phases de plissement et la phase de métamorphisme qui a donné les paragenèses actuellement visibles, elles n'ont pas pu être précisées.

Cependant, postérieurement à la mise en place des anorthosites et mangérites se serait (ent) produite (s) une (ou plusieurs) phase (s) tectonique (s) responsable (s) de la cataclase et de "l'orthogneissification" de ces roches. D'autre part, la présence de ces massifs éruptifs réagissant de façon plus compétente que les gneiss encaissants aurait perturbé les directions tectoniques. La direction nord est-sud ouest du premier ensemble structural ne serait peut-être que la traduction de la réaction plus plastique des gneiss, à des efforts tectoniques de direction indéterminée.

La signification de l'événement à 930 MA qui caractérise la province de Grenville n'est pas très nette. Bien que de valeur régionale et affectant certainement toutes les roches de la région, il n'a pas été assez puissant pour oblitérer totalement les tracés des phénomènes antérieurs. Il marque néanmoins le dernier épisode thermodynamique subi par les formations de la province de Grenville.

Sur la nature de cet épisode deux hypothèses pourraient être proposées.

La première consisterait à faire intervenir un flux thermique lié à quelque phénomène tectonique qui s'appliquerait sur un matériel "refroidi" depuis 1190 MA. Plusieurs phases thermodynamiques mineures auraient pu se produire entre 1190 et 930, mais l'événement à 930 MA avec une température certainement supérieure à 260°C, puisque les biotites donnent constamment cet âge, aurait masqué les effets de ces épisodes mineurs.

Mais on peut concevoir aussi que le flux thermique, lié à l'orogénèse grenvillienne dont l'épisode métamorphique majeur se situerait vers 1190 MA cesserait à 900 MA environ du fait de la surrection de la chaîne. Cependant aucun phénomène sensible de rétro-métamorphisme n'a pu être décelé dans les roches de la région de Labrieville et du lac Isidore.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON (A. T.), 1962. - Région du lac Catherine, comté de Chicoutimi. Rapport préliminaire, n° 488. Ministère des Richesses Naturelles. Québec.
- 1963. - Région du lac Riverin, comté de Chicoutimi. Rapport préliminaire, n° 504. Ministère des Richesses Naturelles. Québec.
- BARD (J. P.), 1969. - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique. Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles. Montpellier. France.
- BERTHELSEN (A.), 1960. - Structural studies in the Precambrian of western Greenland, Part II - Geology of Tovqussap Nunâ. København, Bianco Lunos, Bogtrykkeri A/S.
- BERTRAND (C.), 1963. - L'hypersthène alumineux du lac Saint-Jean. M. S. ^A. Ecole Polytechnique de Montréal. Département de Génie géologique.
- BHASKARA RAO (A.), SRIRAMA RAO (M.), 1953. - Andhra University, Waltair, Some observations on the plagioclase twining in charnockitic rocks.
- BONHOMME (M.), VIALETTE (Y.), 1962. - Mode de calcul de l'erreur sur l'âge par la méthode Rb/Sr. Colloque international sur la datation au moyen des radio-isotopes. Athènes 19-23 novembre 1962.
- CAHEN (L.), DELHAL (J.), DEUTSCH (S.), 1968. - Géochronologie au Rubidium - Strontium de roches granitiques de la chaîne kibarienne (Katanga central, Congo). Ann. Soc. géol. Belgique, T. 91, p. 311-312.
- CHOUBERT (B.), 1967. - Réflexions sur la finalité des mesures géochronologiques (périodicité des événements du Précambrien et dérive des continents). Bull. Soc. géol. de France (?), t. IX, pp. 809-819.
- COORAY (P. G.), 1968. - Charnockites as metamorphic rocks. Am. Journ. of Sciences, vol. 267, octobre 1969, pp. 969-982.
- DAVIS (G. L.), HART (S. R.), ALDRICH (L. T.), KROGH (T. E.). - Geochronology of the Grenville province in Ontario, Canada - Carnegie institution of Washington Yearbook 65-66-67-68.
- DIMROTH (E.), 1966. - Deformation in the Grenville province between Catineau and Petite Nation Rivers, Québec. N. Jb. Miner. Abh., 105-1, pp. 99-109.
- DRESSER (J. A.), DENIS (T. C.), 1946 et 1951. - La géologie du Québec ; 1946 : géologie descriptive, vol. II ; 1951 : géologie économique, vol. III, rapport géologique n° 20, Ministère des Mines.
- FAESSIER (C.), 1962. - Analyses de roches de la province de Québec (compilation). Rapport géologique 103, Ministère des Richesses Naturelles, Québec.
- GUILLOUX (L.), 1969. - Etude pétrogénétique et métallogénique du gisement de magnétite de Forsyth et de son enveloppe. Bull. Province de Québec, Canada. Doctorat de 3e cycle. Grenoble, France.
- GIRAUD (P.), 1964. - Essai de classification modale des roches à caractère charnockitique. Bull. B.R.G.M., n° 4
- HIETANEN (A.), 1966. - On the facies series in various types of metamorphism. U.S. Geological Survey, Mento Park, California, 94025-2.

- HODAL (J.), 1944. - Rocks of the Anorthosite kindred in Vossestrand (Norway). *Norsk Geologisk Tidsskrift* 24, pp. 129-241.
- HOUCHEMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif de Chapédon, Iran central. Thèse de Docteur-Ingénieur, Grenoble, France.
- HOUTERMANS (F. G.), 1965. - The physical principles of Geochronology. *C. N. R. S. Colloque international de Géochronologie absolue*. Nancy, 3-8 mai 1965.
- IYAMA (T.), 1956. - Optical properties and unit cell dimensions of cordierite and andalite. *Mineralogical Journal*, n° 6, pp. 372-394
- 1958. - Transformations des formes haute température, basse température de la cordiérite. *C.R.A.S.*, t. 246, pp. 795-798.
- KATZ (M.B.), 1968. - The nomenclature and classification of granulites and related rocks of Mont Tremblant Park, Québec, Canada. *Journ. of the Geol. Soc. of India*, vol. 9, n° 2, pp. 107-117.
- 1968. - Retrograde contact metamorphism in the Granulite facies terrain of Mont Tremblant Park, Québec, Canada. *Geological magazine*, vol. 105, n° 4, pp. 487-492.
- KERN (R.) et WEISBROD (A.), 1964. - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris Masson, éd.
- KROGH (T.E.), et HURLEY (P.M.), 1968. - Strontium isotope variation and whole rock isochron studies, Grenville Province of Ontario. *Journ. of Geophys. Research*, vol. 73, n° 2, 15 novembre 1968, pp. 7 107-7 125.
- KROGH (T.E.) et DAVIS (G.L.), 1969. - Old isotopic ages in the north western Grenville Province, Ontario. *Géol. Ass. Canada*, Special paper n° 5, pp. 189-192.
- LA ROCHE (H. de), 1968. - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R.A.S.t.* 267 - D, pp. 2084-2087.
- LAURIN (A.), . - Région de Baie Comeau (manuscrit en préparation). Ministère des Richesses Naturelles.
- LEDENT (D.) et PASTEELS (P.), 1968. - Détermination de l'âge des roches post-tectoniques du Sud Est du Brésil. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 91, pp. 305-309.
- MARTIGNOLE (J.), 1967. - Tectonique, intrusions, anatexis, dans les séries catazonales de la région de Shawinigan, Québec, Canada. Guidebook, Geology of parts of Eastern Ontario and Western Québec, Annual meetings, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Kingston.
- 1968. - Sur la déformation d'anorthosites par différenciation mécanique d'un magma basaltique contaminé. *Le Naturaliste canadien*, 95, 1231-1242.
- 1969. - Relations chronologiques et structurales entre la série de Grenville et la série de MORIN dans le Sud de Québec. *The geological association of Canada special*, aper n° 5, pp. 183-188.
- MICHOT (J.), 1961. - Le massif complexe anorthosite-Jeuconoritique de Haaland-Helleren et la Palingenèse basique. *Acad. royale de Belgique* (Classe des Sciences), collection in 4°. Deuxième série, t. XV, fasc. I
- MICHOT (P.), 1955. - Anorthosites et anorthosites. *Bull. Acad. royale de Belgique* (classe des Sciences), cinquième série, t. XLI, pp. 275-294.
- 1964. - Le magma plagioclasiq. *Geologischen Rundschau*. Bd 54, seite 956-976.
- 1966. - Le segment orogénique fondamental du Rogaland méridional (Norvège). Etages tectoniques. *Colloque de Neuchâtel*, éd. La Baconnière, Neuchâtel, Suisse.
- MIYASHIRO (A.), 1957. - Cordiérite-andalite relations. *Am. Journ. Sci.*, vol. 255, pp. 43-62
- 1961. - Evolution of metamorphic Belts. *Journ. Geol.*, vol. 2, n° 3, p. 277.
- MORIN (M.), 1956. - Région de Labrieville, comté de Saguenay. *Rapport préliminaire* n° 333, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Canada.

- NAIDU (P.R.J.), 1955. - Minerals of charnockites from India. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, University of Basel. *Dissertationsdruckerei Leemann A. G.*
- NELSON (A.E.), 1968. - Geology of the Ohio quadrangle southwestern part of Adirondack mountain. New-York. *Geol. Surv. Bull.* 1968, 1251 F.
- OSBORNE (F.F.) et MORIN (M.), 1962. - Tectonics of part of the Grenville sub-province in Québec. In the tectonics of the canadian shield. *Roy. Soc. Canada Spec. publi.* 4, pp. 118-143.
- OSBORNE (F.F.), 1963. - Some problems of Anorthosite. *Le Naturaliste canadien*, vol. XC (XXXIV de la 3e série), n° 8-9, Québec, août-septembre 1963.
- PARRAS (K.), 1958. - On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in south western Finland. *Bull. Comm. géol. de Finlande*, n° 181, Helsinki.
- PECHER (A.), BARBIERI (A.), GILLOT-BARBIERI (C.), LACOMBE (J.C.), 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, I - Le socle ancien ; II - Les granites : aperçu sur la géochronométrie du massif ; III - Le complexe intermédiaire ; IV - L'ensemble volcano-détritique. Doctorat de 3e cycle, Grenoble, France.
- PHILPOTTS, 1966. - Origin of the anorthosite, mangerite rocks in southern, Québec. *Journ. of Petr.*, 7, n° 1
- PICHAMUTHU (C.S.), 1953. - The charnockites problem. Mysore Geologists' Association, Bangalore, India.
- POURRET (G.), 1969. - Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de Grenville. Région du lac Mac Gillivray. Province de Québec, Canada. Thèse de Doctorat de 3e cycle, Grenoble, France.
- RAMSAY (J.G.), 1967. - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill. Book company.
- RAGUIN (E.), 1946. - Géologie du granite. Masson, Paris.
- ROUBAULT (M.), 1963. - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat, éd. Paris.
- SCHREYER (W.) et SCHAIRER (J.F.), 1961. - Compositions and structural States of Anhydrous Mg. Cordierites : a re-investigation of the central part of the system MgO - Al₂O₃ - SiO₂. *Journ. of petr.*, 2 pp. 324-406.
- SPRY (A.), 1969. - Metamorphic Textures. Pergamon Press.
- STOCKWELL (C.H.), 1964. - Fourth report on structural Provinces, Orogenies, and Time-classification of rocks of the canadian precambrian shield. Age determinations and geological studies by the Geological Survey of Canada. Paper 64-17, part. II, pp. 1-21.
- TROGER (W.E.), 1959. - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, teil I. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TURNER (F.J. et VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous and Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill, ed.
- TUTTLE (O.F.) and BOWEN (N.L.), 1958. - Origin of granite in light of experimental studies. *Geol. Surv. Mem. U.S.A.* Mem. 74.
- VIALETTE (Y.), 1962. - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au Strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif-Central français. *Thèse Doc. ès Sciences Nat., Fac., Sc. Un. Clermont.*
- 1969. - Aperçu général sur les méthodes et techniques de la géochronologie. *Trav. dép. Géol. Min. Fac. Sci. de Clermont-Ferrand*. Série documentation n° 4.
- WAARD (D. de), - The anorthosite problem : The problem of the anorthosite-charnockite suite of rocks in Isachsen, YW, Anorthosite and related rocks. N.Y. state Mus. and Sci. service, Albany, N-Y.
- 1965. - A proposed subdivision of the Grenville facies. *Am. Journ. of Sci.*, vol. 263, pp. 455-461.
- 1969. - The occurrence of charnockites in the Adirondacks : A note on the origin and definition of charnockites. *Am. Journ. Sci.*, vol. 267, pp. 983-987.

- WINKLER (H. G. F.), 1967. - Petrogenesis of metamorphic rocks (revised second ed.) Springer Verlag, New-York.
- WYNNE-EDWARDS (H. R.), HAY (P. W.), 1963. - Coexisting Cordierite and Garnet in regionally metamorphosed rocks from the westport area, Ontario. Canadian Mineralogist, 7, Pt 3, pp. 453-478.
- WYNNE-EDWARDS (H. R.), GREGORY (A. F.), HAY (P. W.), GIOVANELLA (C. A.), REINHARDT (E. W.), 1966. - Mont Laurier and Kempt lake map-areas, Québec. A preliminary report on the Grenville Project. Geol. Surv. of Canada, paper 66-32

ANNEXE I

ANALYSES CHIMIQUES

La liste suivante comporte dans l'ordre : le numéro de l'analyse du registre de l'Institut Dolomieu, le numéro de l'échantillon correspondant, le nom de l'analyse : F. KELLER, le nom de la roche, sa localisation géographique.

504	FB 69-46	F. KELLER - Mangérite x = 69° 38', 80 ; y = 49° 17', 30
505	FB 68-400	F. KELLER - Gneiss vert x = 69° 32', 24 ; y = 49° 10', 28
506	FB 69-44	F. KELLER - Diorite à hypersthène x = 69° 38', 64 ; y = 49° 16', 73
507	FB 68-82	F. KELLER - Diorite à hypersthène x = 69° 37', 40 ; y = 49° 17', 70
509	FB 68-584	F. KELLER - Gneiss gris x = 69° 31', 61 ; y = 40° 10', 53
510	FB 762-	F. KELLER - Anorthosite x = 69° 56', 63 ; y = 49° 19', 00
533	FB 56	F. KELLER - Gneiss quartzo-feldspathique x = 69° 39', 27 ; y = 49° 18', 44
534	FB 140	F. KELLER - Gneiss rose x = 69° 34', 32 ; y = 49° 4', 56
535	FB 290	F. KELLER - Gneiss mangéritique x = 69° 48', 8 ; y = 49° 10', 28
536	FB 883	F. KELLER - Gneiss à grenat et biotite x = 69° 36', 27 ; y = 49° 11', 42
539	FB 401 G	F. KELLER - Grenat de l'échantillon FB 401 (voir coordonnées de l'analyse 541)
540	FB 883 G	F. KELLER - Grenat de l'échantillon FB 883 (coordonnées de l'analyse 536).

- 541 FB 873 b - F. KELLER - Gneiss à grenat, biotite, sillimanite
x = 69° 38', 44 ; y = 49° 7', 53
- 542 FB 401 F. KELLER - Gneiss à grenat, sillimanite
x = 69° 31', 59 ; y = 49° 10', 53
- 543 FB 88 b F. KELLER - Granite à amphibole
x = 63° 34', 68 ; y = 49° 18', 24
- 544 FB 443 B. USELLE - Amphibolite
x = 69° 48', 8 ; y = 49° 7', 7
- 546 FB 401 C B. USELLE - Cordiérite de l'échantillon FB 401 (voir coordonnées analyse 541)
- 555 FB 883 B B. USELLE - Biotite de l'échantillon FB 883 (voir coordonnées de l'analyse 536)
- 556 FB 401 B B. USELLE - Biotite de l'échantillon FB 401 (voir coordonnées de l'analyse 541)

	504	505	506	507	509	510	533	534	535	536
Si O ₂	59,80	64,20	58,75	56,85	65,00	57,95	74,25	69,05	57,15	74,35
Al ₂ O ₃	17,45	15,65	16,65	15,05	15,30	24,45	12,00	12,85	17,35	12,15
Fe ₂ O ₃	3,20	1,55	1,60	3,35	1,90	1,05	1,80	2,70	2,40	0,60
Fe O	3,85	3,95	6,15	7,45	2,85	0,60	1,35	2,80	5,45	2,00
Mg O	1,05	2,00	2,10	1,90	2,05	2,10	0,75	0,95	1,70	2,25
Ca O	4,85	4,25	5,70	6,15	4,65	6,50	0,90	1,70	4,90	0,75
Na ₂ O	4,10	2,95	4,00	3,30	2,50	5,60	3,40	3,10	4,30	2,65
K ₂ O	5,00	4,00	3,90	3,90	4,30	1,85	4,95	5,00	4,10	4,30
Ti O ₂	0,65	0,70	1,00	1,40	0,70	0,25	0,20	0,70	1,50	0,60
P ₂ O ₅	0,25	0,30	0,50	0,55	0,20	0,15	0,10	0,20	0,45	0,10
Mn O	0,10	0,10	0,15	0,15	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	traces	0,10	0	0	0,25	0,20	0,05	0,20	0,15	0,20
H ₂ O ⁻	0,15	0,10	0,10	0,55	0	0	0	0	0	0,05
Total	100,55	99,85	100,60	100,60	99,75	100,75	99,80	99,30	99,55	100,05

	539	540	541	542	543	544	546	555	556
Si O ₂	37,30	37,20	52,55	67,45	73,70	44,90	48,30	36,20	36,45
Al ₂ O ₃	22,40	22,00	21,45	16,75	11,75	15,50	31,45	17,40	16,55
Fe ₂ O ₃	2,30	1,50	0,95	1,15	0,80	6,85	0,10	1,80	2,15
Fe O	28,10	31,65	9,70	3,40	2,00	8,85	7,25	15,35	14,75
Mg O	7,65	6,30	3,85	2,35	0,50	7,15	8,85	11,55	11,45
Ca O	1,60	0,80	0,85	0,60	1,85	9,15	0,30	0,60	0,65
Na ₂ O	0,25	0,30	1,50	1,70	2,75	2,70	0,40	0,20	0,40
K ₂ O	0,10	0,05	5,35	4,50	5,55	1,00	0,20	9,10	8,85
Ti O ₂	0,10	0	1,15	0,50	0,25	1,95	0	4,20	4,30
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,05	0,15	0,10	0,45	0,10	0,10	0,10
Mn O	0,25	0,75	0,15	0,05	0,05	0,25	0,05	0,05	traces
H ₂ O ⁺	0	0	1,45	0,60	0,20	0,90	2,55	2,85	3,05
H ₂ O ⁻	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10	0,45	0,45
Total	100,20	100,70	99,05	99,30	99,55	99,75	99,65	99,85	99,15

ANNEXE II

DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

FB 68-89 * - Granite de Labrieville

Accès n° 3 au tunnel.

49° 17', 76 N - 69° 33', 90 W

C'est un granite à grain moyen, homogène de couleur rose. Il contient : quartz, microcline perthitique à macles en tartan, plagioclase finement maclé et faiblement séricitisé, biotite, hornblende verte, zircon, apatite, minéraux opaques.

R 2491 ** DS 2979,1 *** - Roche totale

Teneur en Rb	151,180
Teneur en Sr normal	293,191
Teneur en Sr moderne	293,671
87 Rb/86 Sr : 1,49 ± 0,048	
87 Sr/86 Sr : 0,72872 ± 0,00082	

FK 2491 DS 2978,1 - Feldspath potassique

Teneur en Rb	285,153
Teneur en Sr normal	424,329
Teneur en Sr moderne	425,317
87 Rb/86 Sr : 1,94 ± 0,066	
87 Sr/86 Sr : 0,73576 ± 0,00084	

B 2491 DS 2980,1 - Biotite

Teneur en Rb	659,171
Teneur en Sr normal	17,984
Teneur en Sr moderne	20,404
87 Rb/86 Sr : 106,13 ± 3,380	
87 Sr/86 Sr : 2,08817 ± 0,018771	

FB 69-484 - Granite de Labrieville

Sur la bordure nord du massif

49° 17', 85 N - 69° 35', 84 W

* - numéro d'échantillonnage du géologue

** - numéro d'enregistrement du Laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand

*** - numéro de référence du Laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand.

Le grain est grossier et la couleur générale rose. Certains cristaux atteignent le centimètre. Les feldspaths potassiques sont roses et les plagioclases gris verdâtre. Les minéraux principaux sont : quartz, microcline frais avec la macle en tartan, parfois faiblement perthitique, plagioclase toujours séricitisé, biotite souvent altérée en chlorite. Les minéraux accessoires sont le zircon et les minéraux opaques.

R 3050 DS 3574,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	229,983
Teneur en Sr normal	263,841
Teneur en Sr moderne	264,850
87 Rb/86 Sr : 2,52 ± 0,083	
87 Sr/86 Sr : 0,75107 ± 0,00037	

B 3050 DS 3590,1 - Biotite	
Teneur en Rb	802,506
Teneur en Sr normal	22,228
Teneur en Sr moderne	38,055
87 Rb/86 Sr : 104,54 ± 3,360	
87 Sr/86 Sr : 1,99808 ± 0,00413	

FK 3050 DS 3591,1 - Feldspath potassique	
Teneur en Rb	440,747
Teneur en Sr normal	386,487
Teneur en Sr moderne	388,330
87 Rb/86 Sr : 3,30 ± 0,119	
87 Sr/86 Sr : 0,76072 ± 0,00059	

PL 3050 DS 3594,1 - Plagioclase	
Teneur en Rb	106,419
Teneur en Sr normal	334,275
Teneur en Sr moderne	334,923
87 Rb/86 Sr : 0,92 ± 0,30	
87 Sr/86 Sr : 0,73178 ± 0,00064	

FB 68-88b - Granite de Labrieville

Au pied des falaises surplombant Labrieville à l'Est
49° 18', 12 N - 69° 34', 62 W

Granite rose à grain grossier, mais la taille du grain peut varier sur l'affleurement. On remarque également des schlieren allongés donnant la direction d'une légère foliation.

R 3049 DS 3573,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	197,329
Teneur en Sr normal	146,184
Teneur en Sr moderne	147,293
87 Rb/86 Sr : 3,90 ± 0,129	
87 Sr/86 Sr : 0,78960 ± 0,00045	

B 3049 DS 3595,2 - Biotite		
Teneur en Rb	893,474	893
Teneur en Sr normal	22,696	22,652
Teneur en Sr moderne	25,930	25,788
87 Rb/86 Sr : 113,98 ± 3,691		114,21 ± 3,69
87 Sr/86 Sr : 2,16874 ± 0,00209		2,12777 ± 0,20

FK 3049 DS 3596,1 - Feldspath potassique	
Teneur en Rb	430
Teneur en Sr normal	-
Teneur en Sr moderne	182
87 Rb/86 Sr : 6,84 ± 0,242	
87 Sr/86 Sr : 0,8264 ± 0,0010	

PL 3049 DS 3597,1 - Plagioclase	
Teneur en Rb	42,620
Teneur en Sr normal	189,160
Teneur en Sr moderne	189,719
87 Rb/86 Sr : 0,65 ± 0,020	
87 Sr/86 Sr : 0,74215 ± 0,00096	

FB 68-88a - Granite de Labrieville

Sur le bord de la route, 1 km après la barrière de la réserve de chasse de Labrieville
49° 18', 24 N - 69° 34', 62 W

C'est un granite rose gneissique à grain moyen comportant de nombreux schlieren.

R 3048 DS 3572,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	162,850
Teneur en Sr normal	161,466
Teneur en Sr moderne	162,250
87 Rb/86 Sr : 2,92 ± 0,094	
87 Sr/86 Sr : 0,76156 ± 0,00048	

FB 68-82 - Mangérite de Labrieville

Accès n° 2 au tunnel
49° 17', 66 N - 69° 37', 36 W

C'est une roche massive à grain moyen de couleur vert sombre. La patine est très claire. La texture est hétérogranulaire engrenée. On remarque de grands cristaux de plagioclase antiperthitiques, du microcline perthitique dont certains envahissent des plagioclases, des clino et ortho-pyroxènes craquelés, de la hornblende, peu de quartz, du zircon, de l'apatite et des minéraux opaques.

R 2492 DS 2981,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	55,461
Teneur en Sr normal	473,578
Teneur en Sr moderne	473,359
87 Rb/86 Sr : 0,33 ± 0,010	
87 Sr/86 Sr : 0,70723 ± 0,00073	

FB 69-43 - Mangérite de Labrieville

Sur le bord du chemin à proximité de la carrière de sable proche de l'accès n° 2 du tunnel
49° 16', 75 N - 69° 37', 92 W

C'est une roche massive, vert foncé. On remarque cependant quelques feldspaths potassiques roses. La texture est hétérogranulaire engrenée. Les cristaux de feldspaths potassiques perthitiques envahissent les plagioclases dont certains sont séricitisés. On note aussi la présence de : hornblende, ortho et clino-pyroxènes, biotite, quartz, zircon, apatite, minéraux opaques.

R 3053 DS 3577,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	52,290
Teneur en Sr normal	471,046
Teneur en Sr moderne	470,985
87 Rb/86 Sr : 0,32 ± 0,010	
87 Sr/86 Sr : 0,71064 ± 0,00041	

FB 69-44 - Mangérite de Labrieville

Sur le bord du chemin, 1 km plus à l'Ouest que le n° 43
49° 17' 00 N - 69° 38', 52 W

C'est une roche massive à grain moyen de couleur verte. On reconnaît quelques phénocristaux centimétriques de feldspaths potassiques verts. Au microscope on distingue un microcline perthitique se substituant parfois au plagioclase, du clino et de l'ortho-pyroxène, de la hornblende brune, du quartz. En plus on a : apatite, zircon et minéraux opaques. C'est un faciès de transition entre la vraie mangérite et la jotunite.

R 3052 DS 3576,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	55,128
Teneur en Sr normal	634,093
Teneur en Sr moderne	634,148
87 Rb/86 Sr : 0,25 ± 0,008	
87 Sr/86 Sr : 0,71285 ± 0,00110	

Sur le bord du chemin à 500 m plus à l'Ouest que le n° 44
49° 17', 18 N - 69° 38', 78 W

C'est une roche massive à grain grossier. La taille des cristaux est de 0,5 cm. La couleur est verte.

R 3051 DS 3575,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	88,494
Teneur en Sr normal	460,631
Teneur en Sr moderne	460,822
87 Rb/86 Sr : 0,55 ± 0,017	
87 Sr/86 Sr : 0,71619 ± 0,00126	

FB 68-855 - Mangérite gneissique

Sous la ligne de haute tension à 1 km au Sud du lac Clams
49° 12' 05 N - 69° 46', 85 W

C'est une roche homogène à grain grossier. En cassure fraiche la couleur est verte tandis que la patine est blanche. La roche est un gneiss œillé dont les yeux sont formés par un agrégat de petits cristaux avec parfois

persistance au centre d'un monocristal. Au microscope on remarque une texture en mortier et les minéraux suivants : feldspaths potassiques perthitiques à extinction onduleuse, quartz amiboïde, plagioclases, hornblende, biotite, pyroxène, apatite, zircon, calcite, chlorite et minéraux opaques.

R 3054 DS 3578,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	107,474
Teneur en Sr normal	282,874
Teneur en Sr moderne	283,258
87 Rb/86 Sr : 1,10 ± 0,034	
87 Sr/86 Sr : 0,72586 ± 0,00110	

FB 69-290 - Mangérite gneissique

Sous la ligne de haute tension à 500 m au Sud de la tour de garde-feu au Sud Est du lac aux Perles,
49° 10', 40 N - 69° 48', 60 W

C'est une roche verte en cassure fraiche à grain grossier. L'altération superficielle met en valeur des phénocristaux de feldspath potassique et révèle l'aspect œillé de la roche. Les minéraux présents sont le microcline moiré microperthitique, le plagioclase parfois antiperthitique, la hornblende brune, l'orthopyroxène, le quartz, le zircon, l'apatite et les minéraux opaques.

R 3055 DS 3579,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	103,486
Teneur en Sr normal	362,534
Teneur en Sr moderne	362,891
87 Rb/86 Sr : 0,82 ± 0,026	
87 Sr/86 Sr : 0,72202 ± 0,00083	

FB 69-508 - Mangérite gneissique

Sous la ligne de haute tension à 600 m au Nord de la rivière La Loche.
49° 02', 65 N - 69° 52', 42 W

C'est une roche verte homogène à grain moyen et porphyroblastique, on reconnaît quelques phénocristaux de feldspath vert de 1 cm de long.

R 3057 DS 3581 - Roche totale	
Teneur en Rb	213
Teneur en Sr normal	-
Teneur en Sr moderne	91
87 Rb/86 Sr : 6,78 ± 0,220	
87 Sr/86 Sr : 0,8556 ± 0,0004	

FB 68-459 - Monzonite

Sur les rives de la rivière Sault-aux-Cochons en aval de l'écluse du lac de l'Ile
49° 08', 60 N - 69° 51', 80 W

C'est une roche homogène à grain grossier et texture porphyritique. En cassure fraiche la couleur est gris-rose. Au microscope la roche offre une texture en mortier caractéristique. De grands microclines perthitiques sont entourés par une mosaïque de petits cristaux de quartz, plagioclase, microcline, biotite, hornblende ; les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les minéraux opaques.

R 3056 DS 3580,1 - Roche totale		
Teneur en Rb	82,256	
Teneur en Sr normal	437,187	
Teneur en Sr moderne	437,358	
87 Rb/86 Sr : $0,54 \pm 0,017$		
87 Sr/86 Sr : $0,71596 \pm 0,00058$		
R 3056 DS 3589 - Biotite		
Teneur en Rb	474	470
Teneur en Sr normal	-	-
Teneur en Sr moderne	17,3	13,3
87 Rb/86 Sr : $79,15 \pm 2,69$		$78,53 \pm 2,48$
87 Sr/86 Sr : $1,7152 \pm 0,0126$		$1,7156 \pm 0,0158$
FK 3056 DS 3592,2 - Feldspath potassique		
Teneur en Rb	147,366	
Teneur en Sr normal	722,108	
Teneur en Sr moderne	722,669	
87 Rb/86 Sr : $0,59 \pm 0,029$		
87 Sr/86 Sr : $0,71990 \pm 0,00180$		

FB 68-833 - Gneiss œillé

Sur le bord de la route à 1 km au Sud Ouest du lac aux Perles et sur la bordure sud est du massif de mangérite gneissique
 $49^{\circ} 06'$, $00 N - 69^{\circ} 36'$, $15 W$

C'est une roche de couleur rose légèrement teintée de vert par endroit, le grain est grossier et la texture porphiroïde, les mégacristaux de feldspath potassique rose atteignant plusieurs centimètres. On remarque au microscope : plagioclase antiperthitique, certains étant séricitisés, microcline frais intergranulaire à macles tartan, quartz, biotite chloritisée ainsi que zircon, apatite, séricite et minéraux opaques.

R 2493 DS 2984,1 - Roche totale		
Teneur en Rb	161,152	
Teneur en Sr normal	236,039	
Teneur en Sr moderne	236,427	
87 Rb/86 Sr : $1,97 \pm 0,064$		
87 Sr/86 Sr : $0,72874 \pm 0,00102$		
B 2493 DS 2982,1 - Biotite		
Teneur en Rb	702,351	
Teneur en Sr normal	12,468	
Teneur en Sr moderne	15,080	
87 Rb/86 Sr : $163,10 \pm 5,203$		
87 Sr/86 Sr : $2,85362 \pm 0,02508$		
t = 887 MA		
FK 2493 DS 2983,1 - Feldspath potassique		
Teneur en Rb	341,407	
Teneur en Sr normal	322,316	
Teneur en Sr moderne	323,597	
87 Rb/86 Sr : $3,06 \pm 0,106$		
87 Sr/86 Sr : $0,75260 \pm 0,00077$		

FB 69-401 - Paragneiss

Sur le bord de la route après le pont sur la rivière Izidore
 $49^{\circ} 07'$, $78 N - 69^{\circ} 40'$, $80 W$

C'est un gneiss gris clair à grain moyen. On distingue à l'œil nu : grenat, biotite, sillimanite, quartz et cordiérite en amandes allongées bleuâtres. L'examen au microscope permet de préciser la présence de microcline et de plagioclase. Sur l'affleurement on remarque des bandes pegmatitiques parallèles à la foliation générale, de 2 à 5 cm de puissance et contenant quartz, feldspaths et une cordiérite très fraîche violet d'encre.

R 3061 DS 3585 - Roche totale		
Teneur en Rb	152	152
Teneur en Sr normal	-	-
Teneur en Sr moderne	163	169
87 Rb/86 Sr : $2,74 \pm 0,008$		$2,77 \pm 0,088$
87 Sr/86 Sr : $0,7665 \pm 0,0009$		$0,7568 \pm 0,0013$

FB 68-873b - Paragneiss

Sur le bord du chemin à 1500 m au Nord Ouest du petit lac Baudin
 $49^{\circ} 07'$, $60 N - 69^{\circ} 38'$, $00 W$

C'est un gneiss à grain fin, de couleur gris clair, plissé. Au microscope on observe une mosaïque équilibrée de quartz, feldspath potassique parfois perthitique et plagioclase. La biotite, le grenat et la sillimanite se logent dans les lits privilégiés.

R 3063 DS 3587 - Roche totale		
Teneur en Rb	369	368
Teneur en Sr normal	-	-
Teneur en Sr moderne	87	82,5
87 Rb/86 Sr : $12,32 \pm 0,427$		$12,91 \pm 0,450$
87 Sr/86 Sr : $0,9134 \pm 0,0005$		$0,9145 \pm 0,0007$

FB 68-883 - Paragneiss

Talus de la route longeant la rive ouest du lac Baudin
 $49^{\circ} 06'$, $00 N - 69^{\circ} 36'$, $15 W$

C'est un gneiss gris clair à grain fin. Très plissé. La texture est granoblastique et les minéraux visibles à l'œil nu sont : quartz, biotite, grenat, plagioclase et un peu de sillimanite.

R 3062 DS 3586 - Roche totale		
Teneur en Rb	158	
Teneur en Sr normal	-	
Teneur en Sr moderne	121	
87 Rb/86 Sr : $3,80 \pm 0,121$		
87 Sr/86 Sr : $0,7831 \pm 0,0010$		

FB 69-140 - Gneiss granitique

Sur le bord de la route à mi chemin entre le lac Baudin et le ruisseau Truchon.
 $49^{\circ} 04'$, $34 N - 69^{\circ} 34'$, $18 W$

C'est un gneiss homogène, à grain moyen, de couleur gris-rose et présentant une texture "streaky". Il est composé de quartz, plagioclase, microcline perthitique, hornblende verte, biotite, zircon, apatite et minéraux opaques.

R 3058 DS 3582 - Roche totale	
Teneur en Rb	146
Teneur en Sr normal	-
Teneur en Sr moderne	270
87 Rb/86 Sr : 1,56 ± 0,050	
87 Sr/86 Sr : 0,7383 ± 0,0015	

FB 69-145a - Gneiss granitique

Petite falaise en bordure du chemin menant du lac Baudin au ruisseau Truchon au niveau du lac Bulldog
49° 03', 42 N - 69° 33', 00 W

C'est un gneiss homogène de couleur gris-rose à grain moyen présentant une texture "streaky". On reconnaît à l'œil nu le quartz, l'amphibole, le feldspath potassique.

R 3059 b DS 3588,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	184,023
Teneur en Sr normal	115,831
Teneur en Sr moderne	117,392
87 Rb/86 Sr : 4,60 ± 0,148	
87 Sr/86 Sr : 0,84972 ± 0,00071	

FB 69-475 - Gneiss granitique

500 m à l'Ouest du lac Carcajou sur le bord du sentier
49° 05', 80 N - 69° 33', 90 W

R 3060 DS 3584,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	182
Teneur en Sr normal	-
Teneur en Sr moderne	113
87 Rb/86 Sr : 4,71 ± 0,152	
87 Sr/86 Sr : 0,8000 ± 0,0009	

**BIBLIOTHÈQUE
INTERUNIVERSITAIRE
GRENOBLE - SCIENCES**

FB 69-145b - Gneiss granitique

Même localisation que 145a

C'est un gneiss homogène, à grain moyen, de couleur brun rose et à texture "streaky". Il se différencie de 145a par la couleur brune de ses feldspaths potassiques.

R 3059b DS 3588,1 - Roche totale	
Teneur en Rb	184,023
Teneur en Sr normal	115,831
Teneur en Sr moderne	117,392
87 Rb/86 Sr : 4,60 ± 0,148	
87 Sr/86 Sr : 0,84972 ± 0,00071.	