



HAL
open science

**Etude pétrologique, structurale et géochronologique des
formations cristallines du quart nord est de la feuille
SAINT-GABRIEL-de-BRANDON (Province de
Grenville; Bouclier Canadien)**

Normand Goulet

► **To cite this version:**

Normand Goulet. Etude pétrologique, structurale et géochronologique des formations cristallines du quart nord est de la feuille SAINT-GABRIEL-de-BRANDON (Province de Grenville; Bouclier Canadien). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1971. Français. NNT : . tel-00777975

HAL Id: tel-00777975

<https://theses.hal.science/tel-00777975>

Submitted on 18 Jan 2013

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 3^e Cycle
N^o d'ordre

THÈSE
PRÉSENTÉE

*Avec une profonde
reconnaissance pour
votre dévouement à mon
égard.
Bien amicalement
Normand
Goulet*

À L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

SPÉCIALITÉ: SCIENCES DE LA TERRE

MENTION: GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Normand GOULET

**Etude pétrologique, structurale et géochronologique
des formations cristallines
du quart nord-est de la feuille SAINT-GABRIEL-de-BRANDON**
(Province de Grenville; Bouclier Canadien)

Soutenu le 18 juin 1971 devant la Commission d'Examen

MM. R. MICHEL Président
P. GIRAUD Rapporteur
M. CHENEVOY
Y. VIALETTE Invités

à Monsieur Pierre GIRAUD,

que je considère comme mon maître en géologie
parce qu'il fut pendant ces trois dernières
années plus que mon directeur de thèse. C'est
avec intelligence et gentillesse qu'il me guida
et me conseilla dans mes recherches et m'aida
dans la présentation littéraire de cette thèse.
Je tiens donc tout particulièrement à lui exprimer
ma sincère gratitude.

AVANT-PROPOS

Au terme de cette étude, il m'est très agréable d'exprimer ma reconnaissance aux personnes qui de près ou de loin ont contribué à sa réalisation.

Qu'il me soit permis en premier lieu de citer mes parents à qui vont toute ma reconnaissance et toute mon affection.

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur R. MICHEL qui m'a fait l'honneur de présider mon jury et qui, lors de mon arrivée à l'Institut Dolomieu m'a accueilli si aimablement.

Je tiens à dire à Monsieur le Professeur M. CHENEVOY que j'ai été très sensible à ce qu'il ait accepté de faire partie de mon jury.

Mes remerciements vont également à Monsieur le Professeur M. ROQUES pour son accueil si chaleureux au laboratoire de Clermont-Ferrand, ainsi qu'à Monsieur Y. VIALETTE, Maître de recherche, qui a eu l'obligeance de relire le manuscrit du chapitre concernant la géochronologie et de participer à mon jury.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à Monsieur J. MARTIGNOLE, Professeur à l'Université de Montréal, qui a bien voulu me confier ce travail et qui m'a initié aux multiples problèmes d'une région qui lui est très familière.

L'occasion m'est également offerte pour exprimer ma reconnaissance envers les Professeurs du département de Géologie de l'Université de Montréal et de l'Ecole Polytechnique qui, par leurs enseignements, m'ont inculqué une formation et un esprit scientifique qui m'ont permis de poursuivre mes travaux.

Mon séjour à Grenoble a été rendu possible grâce à une bourse du Gouvernement français. Que ses représentants qui m'ont aidé et conseillé soient vivement remerciés. Ce séjour à Grenoble n'aurait pas été complet si je n'avais pas pu profiter des enseignements que m'ont prodigués, entre autres, Messieurs les Professeurs R. BARBIER et J. DEBELMAS. Qu'ils me permettent de leur exprimer ici toute ma reconnaissance.

Une attention toute particulière va à Monsieur P. VIALON qui a accepté de m'éclairer sur des points délicats du chapitre structural.

Mes remerciements vont également à Monsieur le Professeur SARROT-REYNAULD pour la part qu'il a pris dans l'organisation de l'impression de ce mémoire.

Je remercie tous les Maîtres-Assistants et les Assistants du laboratoire de Grenoble pour l'accueil si cordial qu'ils m'ont réservé. Je citerai tout particulièrement Monsieur A. PECHER qui m'a aidé à élucider certains problèmes pétrographiques.

Au Docteur R. BERGERON, Directeur de l'Exploration Géologique du Ministère des Richesses Naturelles du Québec (M. R. N. Q.), à qui je dois, en plus de l'aide matérielle et financière qui a permis la réalisation de ce travail, une expérience de terrain acquise au cours de plusieurs campagnes et au Docteur A. LAURIN, Directeur des Gîtes Minéraux du M. R. N. Q. qui m'a témoigné, dans le cadre du Projet Grenville et au cours de nombreux échanges très fructueux, une large compréhension et une grande sollicitude, j'exprime ma très vive reconnaissance.

Que tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu trouve ici mes plus sincères remerciements. Je voudrais citer tout particulièrement Madame B. USELLE et Madame F. KELLER qui effectuèrent les analyses chimiques, Monsieur et Madame TELMAT, pour leur gentillesse et la perfection de leur travail, le premier dans la fabrication des lames minces et la seconde pour la dactylographie partielle de ma thèse. C'est grâce à Mademoiselle BIANCHIN et surtout à Monsieur CHABERT qui imprima ce travail dans un délai relativement court que mon manuscrit a pu prendre sa forme définitive.

Sur un terrain où les conditions de travail étaient parfois pénibles, j'ai grandement apprécié l'aide que m'a apportée Karl SCHIMANN lors de la cartographie du secteur de la rivière aux Ecorces.

Que tous les habitants de la région de Saint-Charles-de-Mandeville et surtout les membres du Club de chasse et de pêche Mastigouche trouvent ici le témoignage de ma reconnaissance pour leur hospitalité.

Je ne voudrais pas oublier non plus tous les membres de la joyeuse équipe de 3^e cycle, ni mes compagnons de tous les jours. Ils savent que je les quitte avec beaucoup de regrets et tout particulièrement Monsieur et Madame VIVIER, Mademoiselle G. MARTINEZ qui m'ont apporté une aide technique très appréciée vers la fin de ce travail.

Enfin, je me permets de citer Francine, mon épouse, qui a accepté avec beaucoup de philosophie de partager la vie d'un géologue. Elle m'a constamment encouragé et apporté une aide aussi rapide qu'efficace.

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
 <u>CHAPITRE I - INTRODUCTION</u>	
1.1. - Le Bouclier Canadien -----	1
1.2. - La Province de Grenville -----	3
1.2.1. - Situation géographique -----	3
1.2.2. - Caractères géologiques -----	4
1.3. - La région de Saint-Gabriel-de-Brandon -----	4
1.3.1. - Cadre géographique -----	4
1.3.2. - Position géologique -----	7
1.3.3. - Travaux antérieurs -----	9
1.3.4. - Travaux effectués -----	10
1.3.5. - Géologie économique -----	10
 <u>CHAPITRE II - ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROLOGIQUE</u>	
2.0. - Introduction -----	13
2.1. - La série paragneissique -----	13
2.1.0. - Introduction -----	13
2.1.1. - Les gneiss à grenat et sillimanite -----	14
2.1.2. - Les gneiss à biotite et grenat -----	18
2.1.3. - Les gneiss à graphite et pyrite -----	21
2.1.4. - Les quartzites -----	21
2.1.5. - Les formations carbonatées -----	23
2.1.6. - Les gneiss à biotite et amphibole -----	28
2.1.7. - Les gneiss à pyroxène -----	31
2.1.8. - Les leptites et les leptynites -----	33
2.1.9. - Les roches basiques -----	41
2.2. - Le complexe migmatitique -----	52
2.3. - Les roches éruptives -----	56
2.3.1. - Le granite de Saint-Didace -----	56
2.3.2. - Les roches mangéritiques -----	59
2.3.3. - Les diabases -----	66

	<u>Pages</u>
4.2. - Les grandes unités structurales -----	135
4.2.1. - Le lac Joli Ouest -----	135
4.2.2. - Le lac Joli (centre et Est) -----	140
4.2.3. - Le lac de la Roche -----	143
4.2.4. - Le lac Wapiti -----	148
4.2.5. - La rivière aux Ecorces -----	152
4.3. - Conclusion à l'étude structurale -----	155
 <u>CHAPITRE V - ETUDE GEOCHRONOMETRIQUE</u>	
5.0. - Introduction -----	159
5.1. - Méthode au Sr/Rb -----	164
5.2. - Les résultats -----	169
5.2.0. - Introduction -----	169
5.2.1. - Le complexe migmatitique -----	169
5.2.2. - Le granite de Saint-Didace -----	173
5.2.3. - Les séries paragneissiques -----	175
5.2.4. - Conclusions à l'étude géochronométrique -----	177
 <u>CHAPITRE VI - CONCLUSIONS GENERALES</u>	
6.1. - Le complexe migmatitique -----	181
6.2. - La série paragneissique -----	182
6.3. - Les roches plutoniques -----	183
6.4. - Schéma évolutif -----	184
CARTE GEOLOGIQUE (Pl. 19) -----	189
CARTE STRUCTURALE (Pl. 20) -----	191
TECTONOGRAMME (Pl. 21) -----	193
BIBLIOGRAPHIE -----	195

LISTE DES PLANCHES ET FIGURES

	pages
Pl. 1 -- Carte des provinces du Précambrien canadien -----	2
2 - Réseau hydrographique et voies de communication -----	6
3 -- Schéma structural de l'environnement -----	8
Pl. 4 (Fig. 1-Niveau de quartzite dans un gneiss à grenat et sillimanite (15
(2-Grenat à structure diablastique (15
(3-Aiguilles de sillimanite secondaire dans un grenat (15
Pl. 5 (Fig. 4-Concentration de sillimanite prismatique (20
(5-Quartz granulitique autour d'un grenat ovoïde (20
(6-Banc de quartzite massif (20
Fig 7 - Nomenclature des structures granoblastiques -----	25
Pl. 6 (Fig. 8-Perthites dans un gneiss à biotite et amphibole (30
(9-PorphYROBLASTE de F.K. dans un gneiss à biotite et amphibole (30
(10-Perthites dans une leptite (30
(11-Structure granulitique dans une leptite (30
Pl. 7 (Fig. 12 -Banc de leptite massive (35
(13-Leptite massive et rubanée (35
(14-Leptite finement rubanée (35
(15-Leptite rubanée très plissée (35
Fig.16 - Classification des roches à pyroxène, hornblende et plagioclase -----	42
Fig. 17 - Diagramme de répartition des principaux types de roches métamorphiques basiques (P. GIRAUD) -----	43
Pl. 8 (Fig. 18-Diagramme de répartition des roches pyroxéno-amphi- (44
(boliques (J. MARTIGNOLE) (44
(19-Diagramme proposé pour la répartition des roches méta- (44
(morphiques basiques (44
Pl. 9 (Fig. 20-Masse amphibolique (47
(21-Aspect agmatitique d'une amphibolite (47
(22-Amphibolite plissée recoupant des mangérites (47
Pl. 10 (Fig. 23-Structure en mortier (61
(24-Structure oeuillée (61
(25-Structure oeuillée du type "Flaser" (61
(26-Structure granoblastique (61

	Fig. 27 - Classification des roches de la famille de l'anorthosite	65
	Fig. 28 - Diabase -----	67
Pl. 11	- Localisation des zones faillées -----	68
	(Fig. 29 - "Dyke" de pseudotachylite	(
Pl. 12	(30 - Pseudotachylite	(71
	(31 - Pseudotachylite (lame mince)	(
	(Fig. 32 - Diagramme C/Fm x 100 --- Al --- Alk	(
Pl. 13	(33 - Diagramme quartz-albite-orthose	(97
	(34 - Diagramme Alk - Ti - P - K en fonction de Mg	(
	(35 - Diagramme Al + Fe + Ti --- Ca + Mg	(
	(Fig. 36 - Diagramme Fe_2O_3 total + TiO_2 + CaO --- Al_2O_3	(
Pl. 14	(--- SiO_2	(99
	(37 - Diagramme MgO - K_2O - Na_2O	(
	(Fig. 38 - Diagramme K - (Na + Ca) --- $\frac{Si}{3}$ - $(Na + K + \frac{2 Ca}{3})$	(
Pl. 15	(39 - Diagramme Fe + Ti + Mg --- K - (Na + Ca)	(101
	(Fig. 40 - Diagramme ACF - A'KF facies amphibolite	(
Pl. 16	(41 - Diagramme ACF - A'KF facies granulite	(107
	Fig. 42 - Géothermomètre biotite-grenat de Perchuk -----	110
	Fig. 43 - Champs de stabilité de certains assemblages mi- néralogiques en fonction de la température et de la pression -----	111
	(Fig. 44 - Foliation de plan axial (S_2)	(
Pl. 17	(45 - Plis mineurs du type "W"	(129
	(46 - Plis mineurs de grande amplitude	(
	(Fig. 48 - Diagramme des axes des plis mineurs	(
Pl. 18	(49 - Diagramme des linéations minéralogiques	(132
	(50 - Diagramme des orientations des joints	(
	Fig. 51 - Structure du lac Joli Ouest -----	136
	Fig. 52 - Bloc diagramme du secteur n° 1 de la région du lac Joli Ouest -----	138
	Fig. 53 - Structure du lac Joli (centre et Est)	141
	Fig. 54 - Structure du lac de la Roche -----	144

Fig. 55 - Coupe structurale entre le complexe migmatitique et le lac de la Roche -----	145
Fig. 56 - Bloc diagramme illustrant la superposition d'une phase N-S sur un plissement E-O -----	147
Fig. 57 - Structure du lac Wapiti -----	149
Fig. 58 - Schéma interprétatif des relations entre la série paragneissique et le complexe migmatitique -----	151
Fig. 59 - Structure de la rivière aux Ecorces -----	153
Fig. 60 - Ages du Bouclier canadien -----	160
Fig. 61 - Nomenclature et chronostratigraphie du bouclier canadien -----	
Fig. 62 - Isochrone du mobilisat dans les migmatites -----	170
Fig. 63 - Isochrone des "restites" dans les migmatites -----	172
Fig. 64 - Isochrone du granite de Saint-Didace -----	174
Fig. 65 - Isochrone des paragneiss -----	176
Pl. 19 - Carte géologique -----	189
Pl. 20 - Carte structurale -----	191
Pl. 21 - Tectonogramme -----	193

LISTE DES TABLEAUX

	pages
Tableau I - Analyses chimiques des gneiss -----	81
" II - Analyses chimiques des leptites -----	85
" III - Analyses chimiques des amphibolites -----	88
" IV - Analyses chimiques des migmatites -----	92
" V - Analyses chimiques des mangérites -----	95

Quatre cartes au 1/16 000 (1/4 de mille au pouce) sont déposées
à la bibliothèque du département de Géologie de Grenoble :

- une carte géologique
- une carte d'affleurements
- une carte structurale
- une carte d'échantillonnage.

RESUME

La région de Saint-Gabriel-de-Brandon se situe à une centaine de kilomètres au NE de Montréal. Le secteur étudié couvre une superficie approximative de 125 km². Il comprend trois unités de roches cristallines précambriennes : un complexe migmatitique qui constituerait le socle de la région, une série paragneissique "de couverture", proche du Groupe de Grenville mais où les calcaires cristallins sont peu importants et enfin diverses roches plutoniques.

Ces trois unités s'individualisent aussi bien du point de vue pétrographique que structural. Tout d'abord le complexe de base est composé de migmatites rubanées, (alternance de niveaux quartzo-feldspathiques et amphiboliques d'origine grauwackeuse) et de migmatites hétérogènes. A l'exception des amas et filons granitiques de ces dernières, les paragenèses sont celles du facies granulite. A l'intérieur de la "série paragneissique" qui se compose de gneiss aluminieux, de gneiss à pyroxène, de quartzites, de roches calco-silicatées, de skarns et qui sont d'origine sédimentaire, sont interstratifiées, des leptites rubanées et des amphibolites d'origine éruptive ainsi que des gneiss à biotite et amphibole dérivant de formations volcano-détritiques.

Les paragenèses de ces para et orthogneiss sont celles soit du facies amphibolite-almandin le plus élevé, soit du facies granulite. Leur apparition s'est faite à une température minimale de 670°C à une pression solide comprise entre 6 et 10 kb, la pression d'eau étant nettement inférieure à P_S.

Le granite adamellitique de Saint-Didace ainsi que les mangérites quartziques ortho-gneissifiées sont les types principaux des roches plutoniques qui sont en gros concordantes aux formations paragneissiques.

L'étude structurale de la région a révélé la superposition de deux phases majeures de plissement. La première a produit des plis isoclinaux, d'ordre kilométrique, déversés vers le N ou le NO avec des axes orientés soit E-O, soit NE - SO. Les mangérites et sans doute le granite de Saint-Didace seraient à peu près synchrones de cette première phase. Au cours de celle-ci la série paragneissique se serait déversée vers le NO sur le complexe migmatitique qui aurait joué le rôle de socle.

La deuxième phase, dont les plis sont axés entre NO - SE et N-S, a donné par superposition à la première, des figures d'interférence très complexes. Elle a affecté les trois ensembles mais les masses plutoniques ont agi comme des môles rigides à l'exception des "lames" relativement peu volumineuses de mangérites qui ont réagi aux efforts tectoniques comme leur encaissant.

L'étude géochronologique effectuée sur ces ensembles tend à prouver la superposition de plusieurs orogènes. L'orogène Grenvillienne (950 MA) a

été obtenue sur le "mobilisat" du complexe migmatitique. Le granite de Saint-Didace a sans doute été rajeuni à 1 105 MA. La série paragneissique aurait pour sa part été rajeunie durant l'orogénèse elsonienne (soit à 1 450 MA), tandis que la "restite" du complexe migmatitique de base donne un âge correspondant à l'orogénèse kénoraniennne (2 300 MA).

ABSTRACT

The Saint-Gabriel-de-Brandon area is located about 60 miles NE of Montreal. The area studied covers about 50 sq. mi. It includes the following three divisions of Precambrian rocks :

- 1/ A migmatitic complex which constitutes the basement of the area.
- 2/ A group of supracrustal rocks close to the Grenville Group but with little crystalline limestones.
- 3/ Several kinds of plutonic rocks.

These three "units" can be clearly distinguished by petrographic and structural studies. First the basement complex consists of banded migmatites (alternating quartzo-feldspathic and amphibolite bands of greywackey origin), and some heterogeneous migmatites. Disregarding a few masses and dykes of granite, the parageneses belong to the granulite facies. Bands of leptytes and amphibolites of eruptive origin as well as some biotite-amphibole gneisses of volcano-detritic origin, are interstratified into the "paragneiss series", itself composed of aluminous gneisses, of pyroxene gneisses, of quartzites, calc-silicated rocks, and of skarns, all of sedimentary origin.

The parageneses of these para and orthogneisses belong either to the highest amphibolite facies, or to the granulite facies. They appear at a minimum temperature of 670°C and at a P_s comprised between 6 and 10 kb, with P_{H_2O} less than P_s .

The Saint-Didace adamellite pluton together with the orthogneissified quartz-mangerites make up the main plutonic rock types. They are roughly concordant to the paragneissic formations.

Structural study of the area reveals superposition of two major folding phases. The first phase gives rise to isoclinal folds of kilometric size, recumbent to the N or NW, with axes oriented either E-W or NE-SW. Mangerites and most likely the Saint-Didace granite, both appear to be about contemporaneous of this first phase. It was probably at this time that the paragneiss series were overthrust to the NW over the migmatitic complex which acted as a basement.

The second phase features NW-SE to NS trending folds. Being superposed over the first phase, it yielded highly complex interference patterns. It acted upon all of the three above mentioned units, but the plutons behaved as rigid mole (apart from some rather small "blades" of mangerites, which were folded together with the country rock).

Geochronological study of those three units brings evidence of several superimposed orogeneses. The mobilized part of the migmatitic complex belongs to the Grenville orogenesis (950 M. Y.). The Saint-Didace granite was probably rehomogenised at 1 105 M. Y. The paragneiss series may have been reset during the Elsonian orogenesis (1 450 M. Y.). The migmatitic basement complex "restite" is of Kenorian orogenesis age (2 300 M. Y.).

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1. LE BOUCLIER CANADIEN

1.2. LA PROVINCE DE GRENVILLE

1.3. LA REGION DE SAINT-GABRIEL-DE-BRANDON

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 LE BOUCLIER CANADIEN

Le bouclier Canadien, constitué par des roches d'âge antérieur à 570 millions d'années, forme le "noyau" de l'Amérique du Nord. Il s'étend, en effet, sur la majeure partie de l'Est et du centre du Canada ainsi qu'aux Etats-Unis, à l'intérieur des états de New York, du Minnesota, du Wisconsin et du Michigan. Le centre de cette grande masse ellipsoïdale est occupé par la baie d'Hudson.

Les principaux caractères morphologiques de ce bouclier, dont la superficie atteint près de 5 millions de kilomètres carrés, sont les suivants : relief de pénéplaine en général peu accidenté, avec des dénivelées qui excèdent rarement plus de 100 mètres, sauf dans quelques régions telles que les Laurentides, ou la bordure orientale près de l'Atlantique. Ce modelé, assez mou, est dû à l'action des diverses glaciations qui ont raboté les formations cristallines et ont déposé d'abondants matériaux morainiques lors des retraits.

Nous ne referons pas ici l'historique de tous les travaux scientifiques effectués sur ce bouclier depuis le début du siècle. Il suffit de savoir que la production annuelle de minerai est d'environ de 1,5 milliard de dollars pour comprendre l'importance de la recherche effectuée depuis le début du siècle. Cette recherche fut d'abord axée sur la prospection minière puis s'inscrivit dans le cadre d'un vaste programme de cartographie. Ainsi la connaissance du bouclier Canadien fut d'abord réduite à certains secteurs d'intérêt économique. Puis, peu à peu les zones inexplorées furent l'objet d'une reconnaissance systématique laquelle n'est pas totalement achevée à l'heure actuelle.

Les corrélations entre les diverses subdivisions lithologiques, stratigraphiques et chronologiques, obtenues sur des régions parfois éloignées de plusieurs centaines de kilomètres, furent souvent très difficiles, voire impossibles. Il fallut attendre le perfectionnement des mesures radiométriques pour que la Commission Géologique du Canada, grâce à la réalisation d'un vaste programme géochronologique, mis sur pied vers 1960, établisse des subdivisions valables sur toute l'étendue du bouclier.

Les résultats de ces travaux sont en particulier donnés par C. H. STOCKWELL (1963-65-68). Cet auteur délimite, en fonction des quatre orogènes majeures reconnues, sept provinces métamorphiques ou tectoniques (Pl. 1). Ces provinces sont de vastes domaines géographiques où les mesures géochrono-

CARTE DES PROVINCES DU PRECAMBRIEN CANADIEN

D'après la commission géologique du Canada (1967)

Grenville	900 - 1100 MA
Nain	1300-1400 MA
Churchill	} 1600-1800 MA
Ours	
Sud	1500-2500 MA
Supérieur	} 2400-2600 MA
Esclaves	

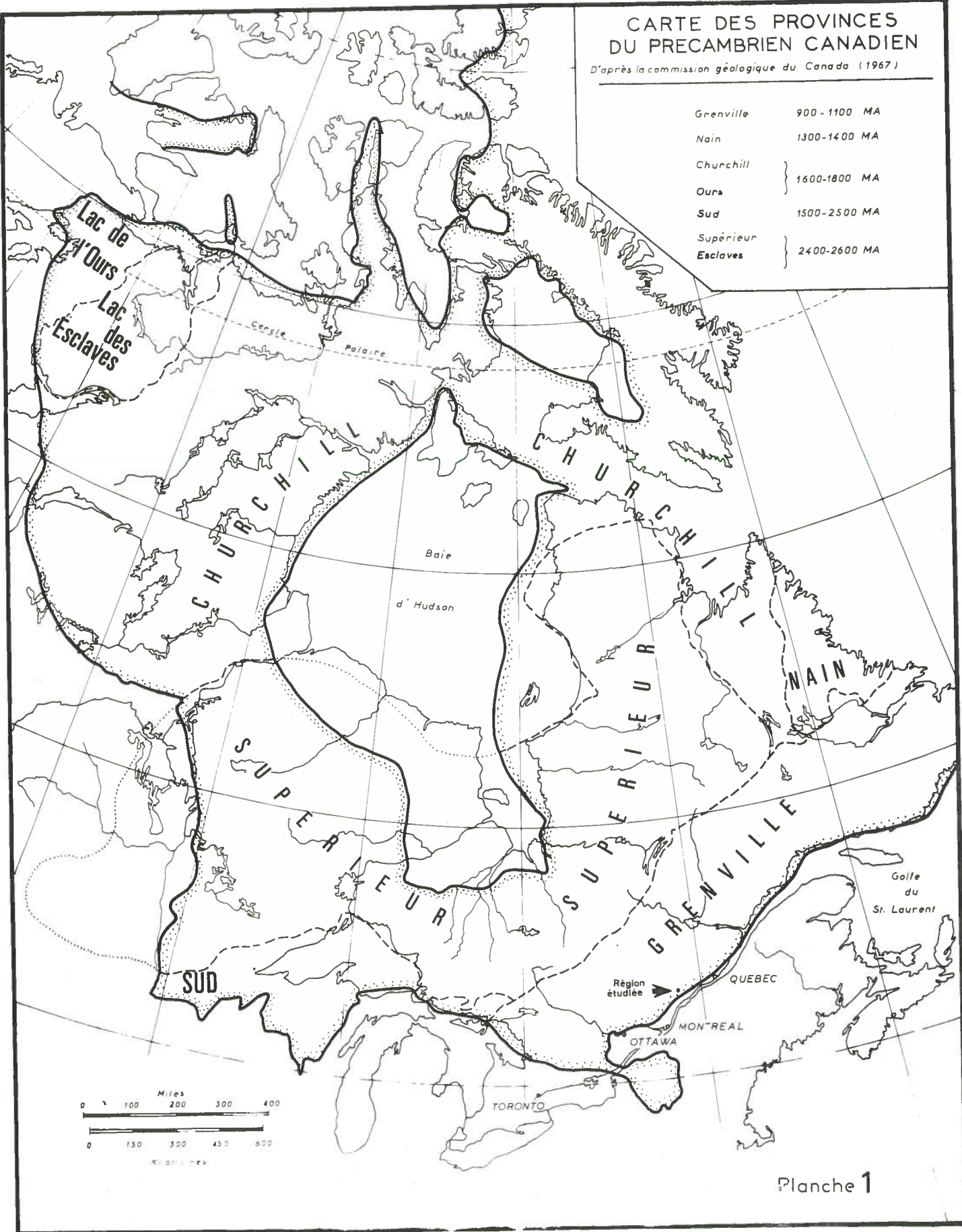


Planche 1

métriques ont donné des âges qui se groupent autour de certaines valeurs. Pour plusieurs d'entre elles toutefois on peut avoir des groupements d'âges différents.

Ces quatre orogènes seront décrites plus en détail dans le chapitre géochronométrie (p. 159). Nous ne ferons ici qu'un bref rappel des subdivisions du bouclier Canadien (voir Pl. 1) :

1. Les Provinces du Supérieur et du Grand Lac des Esclaves constituent les noyaux anciens édifiés au cours de l'orogène kénoranienne, il y a 2 500 MA.
2. Les Provinces de Churchill, du Grand Lac de l'Ours et du Sud, ainsi que la région de Sudbury, se sont édifiées lors de l'orogène hudsonienne soit vers 1 800 MA.
3. La Province du Nain, édifiée au cours de l'orogène elsonienne (1 400 MA), possède un caractère "intrusif" en raison de l'abondance des masses anorthositiques.
4. Enfin, la Province de Grenville, édifiée au cours de la dernière orogène (grenvillienne), il y a environ 950 MA.

Les roches de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon appartiennent justement à cette Province de Grenville. Nous ferons donc, maintenant, un tour d'horizon des principales caractéristiques de cette dernière.

1.2. LA PROVINCE DE GRENVILLE

1.2.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Cette province se situe sur la bordure sud est du bouclier. C'est un vaste segment allongé Sud Ouest-Nord Est, dont la longueur est supérieure à 2 000 km et dont la largeur est de 300 km (Pl. 1). Sa bordure nord ouest est représentée par ce que l'on appelle le "front Grenville". Cette zone, plus ou moins rectiligne, se présente parfois comme un front de métamorphisme ou (et) comme une zone de failles jalonnée par des mylonites. Ce "front" recoupe la direction des roches volcano-détritiques de la Province du Supérieur (2 500 MA) situées au Nord Ouest. En outre, alors que le degré du métamorphisme des roches de la Province du Supérieur correspond le plus souvent au facies schistes verts, celui des formations grenvilliennes est plus intense : facies amphibolite et facies granulite.

Quant à la limite sud est de la Province de Grenville, elle est constituée par la vallée du Saint-Laurent, orientée Sud Ouest-Nord Est. Elle correspond au

passage d'une grande faille reconnue par W. LOGAN. Au-delà du fleuve on entre dans le domaine des Appalaches.

1. 2. 2. CARACTERES GEOLOGIQUES

Les roches de cette province se rattachent à trois grands ensembles.

Un premier ensemble comprend essentiellement des gneiss quartzo-feldspathiques à biotite et amphibole. Un second est constitué par une série paragneissique caractérisée par des quartzites, des gneiss à grenat et sillimanite et surtout des niveaux carbonatés, parfois très puissants, qui se concentrent de préférence dans la partie sud de la province autour d'Ottawa. Enfin, un troisième ensemble groupe les roches éruptives et surtout celles de la "suite anorthosite-mangérite" qui forment divers massifs d'importance variable depuis la région de Montréal jusqu'aux côtes du Labrador.

Le métamorphisme des formations cristallophylliennes grenvilliennes s'est effectué essentiellement sous les conditions du facies granulite ou du facies amphibolite.

Quant à l'évolution tectonique de cette province, la majorité des auteurs s'accordent pour y reconnaître au moins deux phases de plissements mais les directions majeures de ceux-ci sembleraient varier d'une région à l'autre.

1. 3. LA REGION DE SAINT-GABRIEL-DE-BRANDON

1. 3. 1. CADRE GEOGRAPHIQUE

1. 3. 1. 1. Situation

Le quart nord est de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon, qui, à vol d'oiseau n'est qu'à environ 100 milles (160 km) au Nord Est de Montréal, est délimité, en gros, par les longitudes 73°15' à 73°24' Ouest et par les latitudes 46°21' à 46°30' Nord, soit une superficie approximative de 125 km². Du point de vue administratif, le comté de Berthier couvre la majeure partie de cette superficie, tandis que celui de Maskinongé s'étend sur quelques kilomètres carrés au Nord Est et au Nord Ouest de la région.

Les limites de notre étude se définissent mieux par les voies fluviales que par les coordonnées ou les comtés (Pl. 2). Ainsi, nous avons à l'Ouest et au Sud Ouest le lac de la Chute et la rivière Mastigouche Nord ; le Sud Est et l'Est sont occupés par les lacs Mandeville, Deligny et Gertrude ; enfin, une partie de la limite nord est donnée par une portion de la rivière aux Ecorces.

A l'exception du petit centre urbain que constitue Saint-Gabriel-de-Brandon, situé à une dizaine de kilomètres au Sud de la terminaison du territoire cartographié, les habitants se groupent, soit à Saint-Charles-de-Mandeville, petit village situé à la limite entre les Hautes-Terres et les Basses-Terres du Saint-Laurent, soit dans les fermes disposées le long des vallées glaciaires que constituent les rivières Mastigouche et aux Ecorces, ainsi que les alentours des lacs Mandeville et Déléigny.

1.3.1.2. Voies d'accès

Notre région, bien qu'entourée par d'excellentes routes en terre, implantées dans les grandes vallées et rayonnant pour la plupart à partir de Saint-Charles-de-Mandeville, compte peu de chemins forestiers accédant au coeur de ce petit plateau montagneux.

Les déplacements ont été effectués, surtout, pour atteindre les lacs de la Roche, Joli, de la Chute et de la Lune, soit à l'aide d'un véhicule à quatre roues motrices, prêté par le Ministère des Richesses Naturelles du Québec, soit à l'aide d'une motocyclette. L'usage du canot nous a permis d'accélérer nos déplacements sur quelques-uns de ces lacs. Par contre les deux petites rivières de ce secteur ne constituent pas des voies navigables en canot.

1.3.1.3. Topographie

La partie nord de la feuille de Saint-Gabriel-de-Brandon est un exemple typique des Hautes-Terres du Saint-Laurent. Les points les plus hauts de cette région, à relief moutonné, varient entre 1 500 et 1 650 pieds (500 à 550 m). Ils se concentrent, pour la plupart, dans les roches plutoniques de la partie nord est du territoire. C'est à cet endroit, où existe la plus forte dénivellation, soit près de 1 000 pieds (environ 330 m), que se dresse une barrière au bas de laquelle coule la rivière aux Ecorces. Celle-ci paraît avoir été détournée par cette barrière vers le bassin de la rivière du Loup à l'Est, alors que tous les autres cours d'eau de notre région sont tributaires du grand bassin du lac Maskinongé, situé au Sud, en bordure de la ville de Saint-Gabriel-de-Brandon. D'autre part, dans la partie occidentale, la grande vallée de la rivière Mastigouche s'enfonce vers le Nord en direction du lac de la Chute, par l'intermédiaire d'une vallée relativement étroite dont les flancs atteignent une dénivelée de l'ordre de 600 pieds (environ 200 m).

La topographie de la région est contrôlée en partie par la structure générale des roches cristallines. Les ruisseaux, les lacs et les rivières suivent très souvent, soit les directions de foliation, soit les systèmes de joints ou de failles. On peut facilement les repérer sur les photos aériennes ou sur les cartes topographiques.

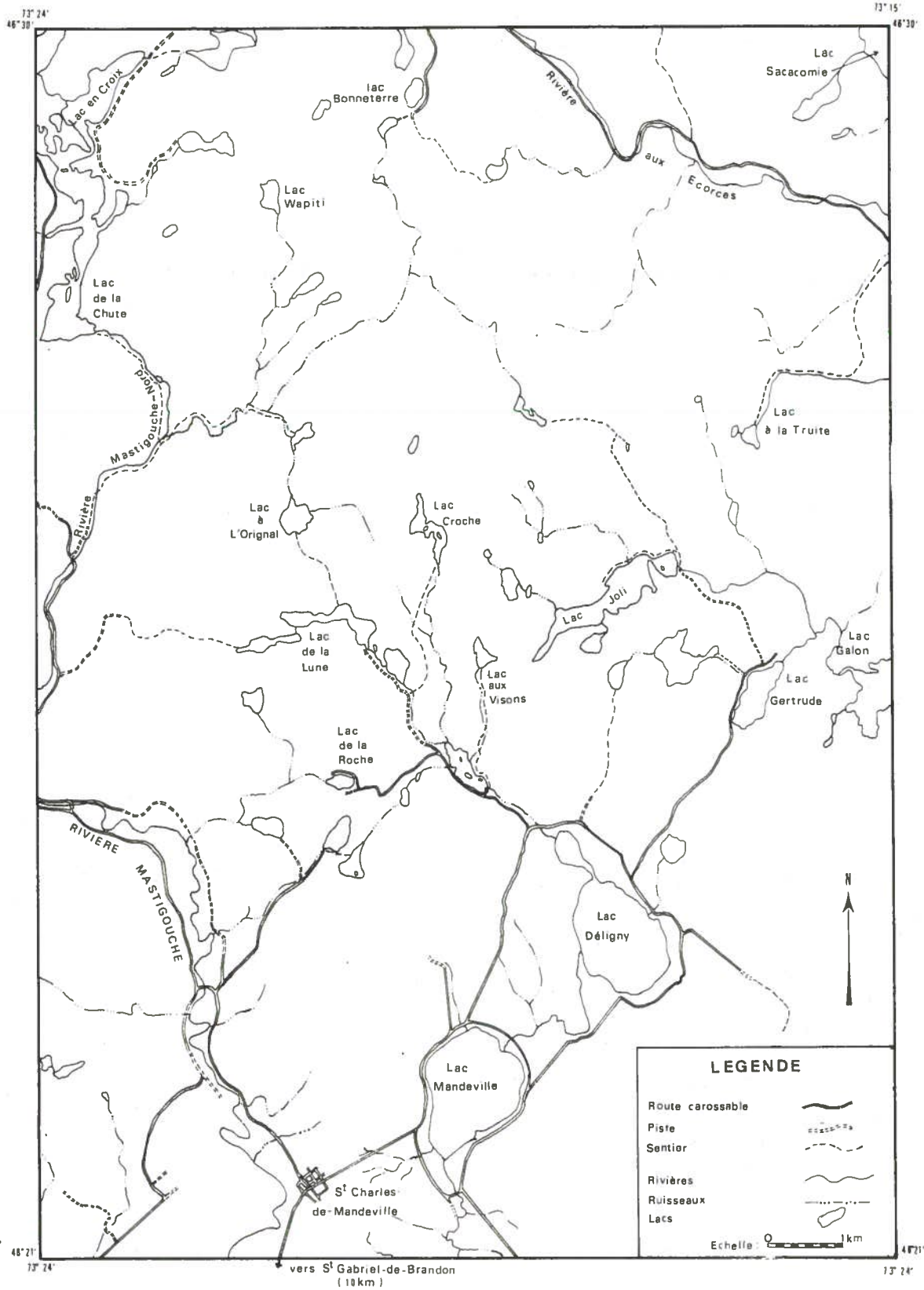
Enfin, notons que, dans notre région, même si l'altération n'est que

RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

ET

VOIES DE COMMUNICATION

Pl. 2



superficielle; les affleurements sont, en général, de très mauvaise qualité. En effet, une mince couche de lichen couvre la majeure partie de ces affleurements qui sont, en plus, de dimensions très restreintes, à l'exception des roches plutoniques du Nord Est. Les falaises sont peu fréquentes et les coupes fraîches, le long des routes, n'existent pas.

1. 3. 1. 4. Végétation

Presque toute la partie de notre région située sur les Hautes-Terres est actuellement en cours de reboisement. On y trouve une végétation dense composée en majeure partie par des feuillus (érables, bouleaux et trembles) ainsi que par des conifères (sapins, épinettes, pins) qui se concentrent souvent dans les pentes abruptes.

1. 3. 1. 5. Economie de la région

Les habitants de Saint-Charles-de-Mandeville, principale agglomération de la région, vivent surtout de l'agriculture, du tourisme et d'une petite industrie de transformation du bois.

Dans cette partie des Basses-Terres, recouvertes par les dépôts fluvioglaciaires de la mer Champlain, qui atteignait à une époque la cote de 650 pieds, les deux principales ressources agricoles sont : l'élevage des bovins et la culture des céréales.

La présence de nombreux lacs dispersés à travers un paysage splendide, attire un nombre croissant de touristes, soit pour la pêche à la truite, soit pour la chasse à l'orignal, au chevreuil, à l'ours, aux lièvres ou à la perdrix, gibiers encore abondants dans la région; ou bien enfin pour fréquenter les résidences d'été telles qu'il en existe aux bords des lacs Gertrude, de la Roche et de la Chute.

1. 3. 2. POSITION GEOLOGIQUE

Comme il a été dit précédemment, notre terrain d'étude s'insère dans la Province de Grenville. En outre, par rapport aux subdivisions établies par OSBORNE et MORIN (1962), il se compare assez bien avec la sous-province A de ces deux auteurs. Cette sous-province se caractérise par la présence de niveaux carbonatés, de quartzites et de gneiss alumineux dont le degré de métamorphisme est plus élevé (facies granulite à sillimanite) que celui de la sous province B (facies amphibolite à disthène et staurotide).

Toutefois, les calcaires cristallins et les roches calco-silicatées ont, dans notre région, une extension très faible comparativement au lieu type de Grenville, situé beaucoup plus au Sud Ouest.

Quant au caractère intrusif de la sous-province A, si notre secteur ne comporte pas de massif anorthosique, par contre, comme nous le verrons plus loin,

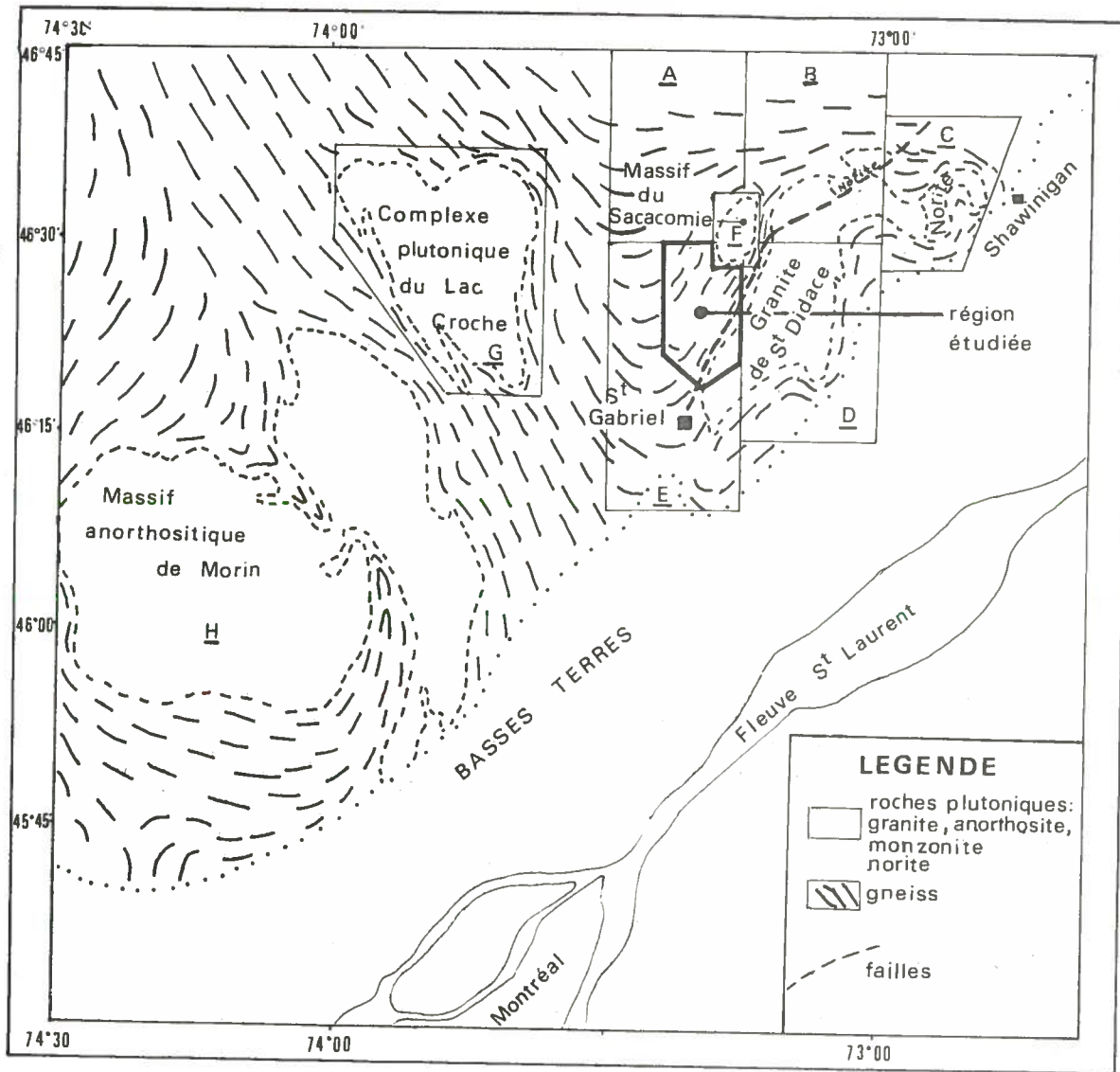


SCHÉMA STRUCTURAL DE L'ENVIRONNEMENT
DE NOTRE RÉGION

Travaux antérieurs

<u>A</u>	E. DIMROTH	1963	<u>E</u>	R. BÉLAND	1967
<u>B</u>	A. PHILPOTTS	1962	<u>F</u>	K. SCHIMANN	(en cours d'étude)
<u>C</u>	J. MARTIGNOLE	1968	<u>G</u>	K. SCHRYVER	1968
<u>D</u>	R. BÉLAND	(non publié)	<u>H</u>	J. MARTIGNOLE	
				K. SCHRYVER	19...

il renferme des roches mangéritiques lesquelles sont associées dans d'autres régions aux anorthosites et autres faciès à caractère charnockitique.

1. 3. 3. TRAVAUX ANTERIEURS

La région de Saint-Gabriel-de-Brandon fut d'abord visitée par ADAMS en 1895 au cours d'une étude géologique régionale effectuée sur une partie du massif laurentien situé au Nord de l'île de Montréal. Par la suite, ELLS, en 1898, dans le rapport géologique de la feuille de Trois-Rivières, précisa, entre autres, les contours du granite de Saint-Didace qui affleure dans la partie sud est de notre région. Mais c'est surtout à F. F. OSBORNE (1936) qui cartographia la région de Shawinigan, centre industriel important à cette époque, situé à une quarantaine de kilomètres à l'Est de notre région, que l'on doit la différenciation, d'une part, d'un ensemble inférieur constitué par des gneiss à plagioclase et amphibole et d'autre part, d'un ensemble supérieur représenté par des gneiss alumineux, des quartzites et des calcaires cristallins.

Par la suite, le Ministère des Richesses Naturelles du Québec, dans le cadre d'une cartographie systématique des régions situées au Nord de Montréal et de Trois-Rivières, confia en 1958 à R. BELAND le soin de cartographier, au 1/63 000, la région de Saint-Gabriel-de-Brandon. Cet auteur y distingua en particulier la présence sporadique, sous forme de lentilles plus ou moins continues, de paragneiss de la série de Grenville, ainsi que des granulites charnockitiques, qui appartiennent à la série de Morin et qui, dans la moitié Nord de la feuille de Saint-Gabriel-de-Brandon, couvrent de grandes étendues. Quant à la structure des gneiss de cette région, R. BELAND, dans son rapport géologique (1967) écrit : "on a l'impression de gneiss déformés plastiquement un peu à la façon d'une feuille de papier froissée, chiffonnée et non pas pliée systématiquement selon des lignes de charnières régulièrement disposées!"

Puis, au cours de l'été 1959, les travaux s'étendent sur le territoire situé à l'Est. R. BELAND cartographia ainsi la région de Saint-Alexis-des-Monts (rapport non publié).

Par la suite, A. R. PHILPOTTS (1962) et E. DIMROTH (1963), dans une étude pétrographique et structurale plus détaillée, étudièrent respectivement les régions de Belleau-Desaulniers et de Chapleau-Kaine qui sont voisines de notre terrain au Nord Est et au Nord.

E. DIMROTH, dans le rapport géologique final non publié mais qui m'a été communiqué, décrit, dans la région de Chapleau-Kaine, plusieurs périodes de plissements. Les anciennes structures, (anticlinaux et synclinaux très serrés) orientées vers l'Est ou le Nord Est, auraient été déformées par la suite en plis couchés plongeant vers le Sud Est. Puis, un troisième système de plis très ouverts, sans direction privilégiée, d'une importance relativement faible, aurait repris le tout.

Pour sa part, A. R. PHILPOTTS (1966), dans son étude pétrographique détaillée des roches éruptives de la région de Belleau-Desaulniers, à laquelle nous nous référerons lors de l'étude pétrogénétique des roches mangéritiques, a proposé une origine magmatique de la "suite anorthosite-mangérite" : par différenciation très poussée, un magma granodioritique aurait produit les divers facies de cette série.

Enfin, les derniers travaux pétrographiques et structuraux publiés récemment et qui concernent des régions proches de la nôtre sont ceux effectués par J. MARTIGNOLE (1967 à 1970 inclus). Ils concernent, d'une part la région de Shawinigan, et d'autre part la région du massif anorthositique de Morin. L'extension de cette dernière étude, menée conjointement par J. MARTIGNOLE et K. SCHRIVER (1970), concerne la partie occidentale de notre territoire. Nous aurons l'occasion, au cours de notre étude sur la région de Saint-Gabriel, de comparer nos résultats à ceux obtenus, entre autres, par ces deux derniers auteurs.

1.3.4. TRAVAUX EFFECTUES

La région fut cartographiée pendant une période totalisant près de cinq mois de terrain, échelonnée sur deux saisons : soit en 1968, pendant les mois de mai, septembre et mi-octobre ; et en 1969, au cours des mois de septembre, octobre et novembre.

La carte géologique qui accompagne cette étude est un agrandissement au 1/15 000 de la feuille 31 i/6w partie nord (Saint-Gabriel-de-Brandon) de la série topographique du Canada au 1/50 000.

Les affleurements ont été repérés directement sur les photos aériennes prises en 1959 par Aéro Photo Inc. à l'échelle de 1/15 000, pour le compte du Ministère des Richesses Naturelles du Québec.

En ce qui concerne les travaux minéralogiques et pétrographiques, ils ont été exécutés à l'Institut Dolomieu de Grenoble dont le Laboratoire de Chimie a effectué 16 analyses chimiques. Enfin, j'ai complété deux stages au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, pour m'initier aux méthodes géochronologiques et réaliser ainsi 25 mesures radiométriques sur certains de mes échantillons.

1.3.5. GEOLOGIE ECONOMIQUE

Situation générale : comme pour beaucoup d'autres régions de la province de Grenville, celle de Saint-Gabriel ne présente que peu d'intérêt dans le domaine minier.

Seuls quelques rares permis de recherche (claims) ont été accordés pendant quelques années, par exemple sur la concentration de magnétite située à

l'extrémité nord du Lac en Croix et sur les indices de chalcopryrite et de pyrrhotine au NO. Ce sont les principales anomalies que les prospecteurs locaux ont visitées.

Nos levés n'ont pas conduit à la découverte de concentrations minérales d'intérêt économique et nous ne ferons qu'énumérer les divers minéraux renfermant des éléments utiles dont les teneurs sont localement un peu plus élevées que la normale.

Sulfures. Parmi les sulfures les plus couramment rencontrés, la pyrite vient au premier rang. Elle constitue un des éléments prédominants des gneiss à graphite et pyrite décrits dans le premier chapitre. Elle cristallise en petits cubes qui peuvent parfois constituer des amas qui ne dépassent toutefois pas 5 cm d'épaisseur sur 20 cm de longueur. Un autre mode de gisement a été rencontré dans les gneiss migmatitiques sous forme de petits filonnets associés aux gros cristaux de pyroxène recristallisés dans le matériel quartzo-feldspathique. La chalcopryrite, plus rare, est associée parfois aux gneiss à graphite et pyrite sous forme disséminée. Près de la rivière aux Ecorces, à l'extrémité sud du massif de monzonite, un niveau paragneissique à petit grenat contenant une légère concentration de chalcopryrite, pyrrhotine, bornite et pyrite a été dynamité. Les premiers résultats ne furent pas, semble-t-il, très convaincants pour les prospecteurs qui abandonnèrent cet indice.

Magnétite et ilménite. Ces oxydes constituent l'essentiel des minéraux opaques rencontrés en lame mince. Leur pourcentage ne dépasse que rarement 3 %. La plus forte concentration a été rencontrée à l'Est du Lac en Croix, soit à l'intérieur des migmatites hétérogènes où la magnétite forme des petits amas massifs.

Nous avons également rencontré, à l'intérieur de la série paragneissique ceinturant le massif de monzonite, des petits filonnets, fortement magnétiques, perpendiculaires à la foliation, de quelques mm de largeur sur 3 à 10 cm de longueur.

Graphite. Il se rencontre surtout à l'intérieur des niveaux pyriteux, lesquels sont intimement associés aux gneiss à grenat et sillimanite. La teneur en graphite varie beaucoup mais dans les niveaux "schisteux", elle est assez élevée. Certains plans de foliation comportent un enduit graphiteux leur donnant un aspect très soyeux. Ces niveaux, dont l'épaisseur, relativement constante, est de l'ordre du mètre, semblent être continus.

Ce graphite se rencontre également dans les quartzites et les roches calco-silicatées à l'intérieur desquelles il est disséminé.

Sillimanite. A l'intérieur des gneiss à grenat et sillimanite, celle-ci peut constituer jusqu'à 20 % de la roche. Toutefois, aucun véritable gisement n'a été rencontré dans la région.

Quartz. Plusieurs niveaux de quartzites massifs ont été cartographiés (voir

chapitre 1). Le plus souvent ces bancs contiennent malheureusement quelques petits agrégats disséminés de feldspath et de graphite. Toutefois, le niveau affleurant à l'Est du lac Joli pourrait conduire à une exploitation.

Micas. Un agrégat de biotite a été rencontré à l'intérieur de la charnière de la structure ouest du lac de la Roche. Cette concentration de biotite avec diopside, calcite, graphite est associée aux roches calco-silicatées. Le volume de cet amas de biotite, en petites lamelles onduleuses, dont la couleur varie d'un brun foncé à un jaune très pâle, n'a pu être déterminé de façon précise mais doit être restreint uniquement à la charnière.

Calcaires cristallins. Il s'agit le plus souvent de roches calco-silicatées (voir chapitre 1) dont l'épaisseur est trop faible pour envisager d'y installer des carrières.

Matériaux de construction. Le granite de Saint-Didace pourrait, dans la région, être exploité mais en dehors de la grande zone faillée, orientée NE - SO. La couleur chatoyante de ce granite est très appréciée à travers toute l'Amérique. Deux carrières sont déjà en activité près de Saint-Alexis-des-Monts.

Sables et graviers. Plusieurs dépôts de sables et de graviers sont présents dans le fond des grandes vallées drainées par les rivières, aux Ecorces et Mastigouche. On peut envisager de les exploiter comme cela est le cas à quelques kilomètres plus au Sud, à Saint-Gabriel-de-Brandon, où d'immenses gravières sont en pleine activité.

CHAPITRE II

ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE

- 2.0. INTRODUCTION
 - 2.1. LA SERIE PARAGNEISSIQUE
 - 2.2. LE COMPLEXE MIGMATITIQUE
 - 2.3. LES ROCHES ERUPTIVES
 - 2.4. LES ROCHES CATACLASTIQUES
-

2.0. INTRODUCTION

Pour présenter les différentes formations constitutives du substratum cristallin du quart nord est de la feuille de Saint-Gabriel-de-Brandon, nous avons jugé bon de distinguer les quatre grands ensembles suivants :

1. Série paragneissique. Il s'agit, en fait, de roches cristallophylliennes très variées du point de vue pétrographique puisque y ont été rassemblés diverses catégories de gneiss, des leptites, des leptynites, des quartzites, des formations carbonatées et des roches basiques. Toutefois, ces divers facies étant étroitement associés les uns aux autres, et présentant les paragenèses d'un même facies métamorphique, ils constituent de la sorte les termes d'une même série cristallophyllienne.

2. Les migmatites. Il s'agit d'un ensemble qui, nous le verrons, est très individualisé des points de vue géographique, pétrographique et structural.

3. Les roches éruptives. Elles comprennent essentiellement le granite de Saint-Didace et des roches mangéritiques. Très accessoirement on a également quelques filons de diabase.

4. Les roches cataclastiques. Il a paru utile de consacrer un paragraphe spécial aux roches qui jalonnent un important réseau de fractures dans la partie sud est de notre terrain.

2.1. LA SERIE PARAGNEISSIQUE

2.1.0. INTRODUCTION

Comme il a été dit dans le paragraphe précédent, on a rassemblé, sous l'appellation de série paragneissique, des types très variés de schistes cristallins dont les caractéristiques essentielles sont de présenter le même grade métamorphique et d'être étroitement interstratifiés. Mais il faut préciser tout de suite que l'adjectif "paragneissique" n'est pas parfaitement approprié. En effet, s'il est très vraisemblable que la majorité de ces roches cristallophylliennes a une origine sédimentaire, par contre, certaines d'entre elles dérivent probablement, comme nous le verrons dans le chapitre pétrogénétique, de formations éruptives. Toutefois, ces dernières s'étant mises en place durant l'épisode sédimentaire initial, il est difficile de les traiter à part et d'en faire une entité propre. En outre, aucun terme suffisamment général ne nous a paru convenir. On aurait pu évidemment, comme ont l'habitude de le faire les pétrographes français, individualiser cet ensemble de schistes cristallins d'origine variée sous l'appellation de "groupe cristallophyllien", par exemple du Lac Joli ; mais cette expression, proposée par J. JUNG et M. ROQUES (1952), n'est pas utilisée au Canada où elle pourrait prêter à confusion.

2.1.1. LES GNEISS A GRENAT ET A SILLIMANITE

2.1.1.1. Mode de gisement

Ces gneiss alumineux sont caractéristiques de la série de Grenville. Pour la région, ils occupent approximativement un tiers de sa superficie. Bien que leur composition soit variable, ils constituent d'excellents niveaux repères du point de vue stratigraphique et structural. A l'affleurement leur couleur est fréquemment rouille mais quand la teneur en quartz augmente, ils deviennent grisâtres. Leur surface est rugueuse et parsemée d'alvéoles qui représentent les "moules internes" de grenats dont la taille peut atteindre 2 cm de diamètre. Souvent la partie superficielle est friable. En cassure fraîche, leur couleur est variable mais en général, elle est gris sombre avec des taches violacées qui correspondent aux grenats. On voit aussi fréquemment des fibres de sillimanite bleu-tées, de 1 à 2 cm de long. Ces fibres épousent la forme des grenats ce qui donne à la roche un aspect fluidal. La taille des grains est en général moyenne (1 à 2 mm) à l'exception des grenats qui peuvent atteindre 2 cm.

Ces gneiss constituent le plus souvent des bancs relativement massifs où l'on peut toutefois déceler une foliation fruste du fait de petits niveaux, parallèles entre eux, riches en grenat et sillimanite. Dans certains cas, on observe également la présence de petits horizons de quartzites qui peuvent atteindre 1 m d'épaisseur et qui traduisent l'ancien litage.

La puissance réelle des principaux horizons de gneiss à grenat et à sillimanite est difficile à chiffrer car ils ont subi plusieurs phases tectoniques successives. Toutefois, en rive gauche de la rivière Mastigouche, leur épaisseur a pu être mesurée et est en moyenne de 75 m. Par ailleurs, au sein de certains bancs de leptites, on a pu observer de minces niveaux de gneiss alumineux de 2 m d'épaisseur.

L'étude minutieuse des affleurements de ces gneiss permet d'y déceler les traces des déformations et des recristallisations successives qu'ils ont subies. Par exemple on peut observer des charnières de plis décimétriques matérialisés soit par de petits niveaux plus grenatifères soit, le plus souvent, par de minces bancs (1 à 2 cm) de quartzites interstratifiés. L'altération différentielle fait ressortir ces structures (fig. 1 de la Pl. 4).

2.1.1.2. Etude microscopique

La structure.

Le fond montre une structure granoblastique. Il s'y détache des porphyroblastes de grenat à inclusions poecilites. Le quartz tend, parfois, à devenir lenticulaire, "granulitique".

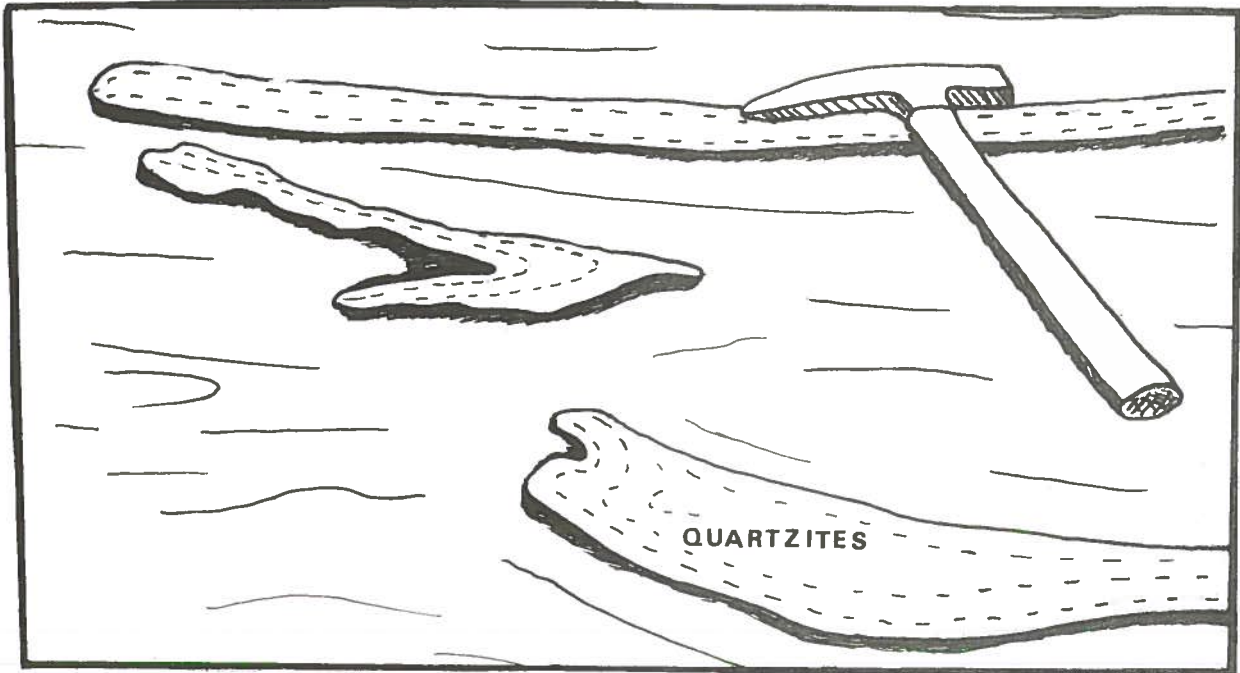


Fig. 1. Altération différentielle d'un niveau centimétrique de quartzite à l'intérieur d'un banc de gneiss à grenat et sillimanite à foliation fruste. (100 m au Sud du lac Joli).

Lame 28-16

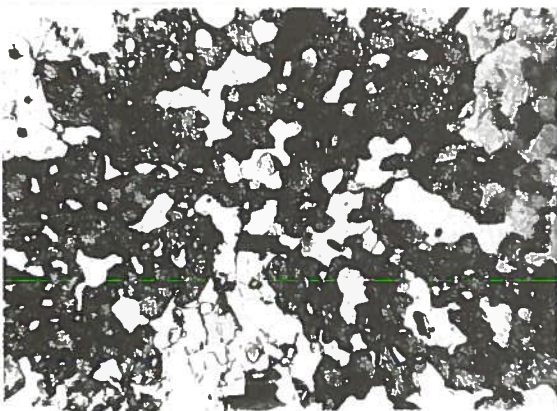


Fig. 2. Grenat à structure diablastique. (L.N. x 35).

Lame 40-10

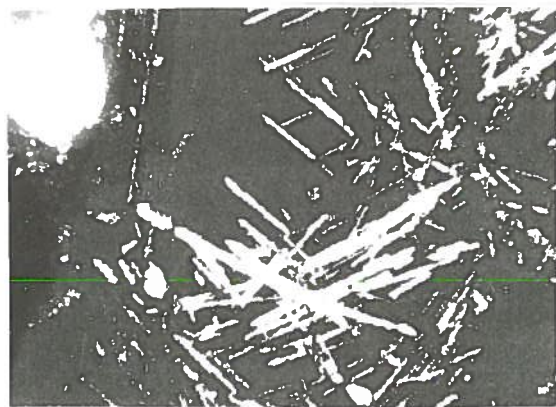


Fig. 3. Développement secondaire d'aiguilles de sillimanite dans un grenat. (L.P. x35)

Pourcentage volumétrique

Il a été calculé sur 3 échantillons particulièrement représentatifs:

	G-26-21	G-28-17	G-40-10
quartz	58 %	55 %	50 %
feldspath potassique	8	20	3
plagioclase	5	4	<1
biotite	<1	1	2
grenat	2	6	21
sillimanite	20	11	20
sphène	-	-	1
oxydes de fer	4	<1	2

Le facies malgachitique

Les échantillons de gneiss à grenat et sillimanite prélevés à proximité de la surface montrent le facies malgachitique (A. LACROIX, 1922) : couleur jaune cassonade à brun chamois du quartz et des feldspaths. En lame mince, tous les minéraux sont parcourus ou encerclés par de très nombreux filaments de couleur orange. Rappelons qu'il s'agit, d'après J. ORLIAC (1957), d'un hydrate ferrique qui provient de l'oxydation, par des agents météoriques, d'un hydrate ferreux primaire incolore.

Le quartz : Son pourcentage dépasse, en général, 50 % mais, dans certains niveaux, il n'atteint que 20 %. Il forme des plages à extinction roulante soit "granulitiques" (8 mm), soit amiboïdes (2 à 3 mm) ; ou bien il se présente en cristaux très fins de recristallisation. On le trouve également en inclusions dans le grenat et la biotite. Il renferme très fréquemment des inclusions aciculaires de rutile.

Le feldspath potassique : Il s'agit de microcline perthitique en plages de taille moyenne (4 mm) mais parfois d'allure porphyroblastique (1 cm). Ces dernières sont cataclastiques. Les macles quadrillées caractéristiques

peuvent être très nettes mais parfois elles se fondent pour donner un moirage. Entre les porphyroblastes, on a une mésostase faite de feldspath potassique et de quartz disposés en mosaïque.

Le plagioclase : Sa proportion est en général faible : entre 1 et 7 %. Sa composition varie de An20 à An44 mais la plus courante est celle d'une andésine An36. Les plages sont maclées (albite-ala ou albite). Certaines d'entre elles, xénomorphes, sont en inclusions dans les grenats.

Le grenat : Sa taille est variable mais, dans la région du lac Délicny, elle peut atteindre 2, 5 cm de diamètre. Il est souvent disposé en rubans dans le plan de la foliation. Il est toujours poecilitique (fig. 2 de la Pl. 4); les inclusions les plus fréquentes sont : quartz, feldspath potassique et plagioclase. Sur ses bordures la sillimanite tend à l'envelopper ou à le pénétrer par des golfes.

La sillimanite : Son pourcentage varie entre 10 et 20 %. Elle donne essentiellement des plages automorphes d'allure prismatique. Les sections perpendiculaires à l'allongement (001) sont losangiques et montrent un clivage (010) très net. La mesure de son 2V a donné, par rapport à Ng, des valeurs comprises entre 25° et 28,5°.

Elle tend à se concentrer autour des grenats. A l'intérieur de ceux-ci, on peut également voir des amas de fibres de sillimanite secondaire (fig. 3 et 4).

Sur le terrain quelques mesures de l'orientation de l'axe c des prismes ont été pratiquées. En moyenne ceux-ci sont orientés suivant une direction comprise entre N-S et NO-SE. Le nombre de mesures est toutefois trop réduit pour en tirer des conclusions d'ordre structural.

La biotite : Son pourcentage est de l'ordre de 1 à 6 %. Les plages sont fortement pléochroïques : d'un rouge brun selon Ng à un brun jaunâtre pâle selon Np. Elles sont disposées parallèlement à la foliation mais elles paraissent concentrées sur le pourtour des grenats.

Les minéraux accessoires sont les suivants : oxydes de fer, graphite en petites paillettes parfois dentritiques, apatite, rutile en inclusions dans le quartz, sphène, zircon. Enfin, dans certaines plages de plagioclase altéré, ont été observés quelques grains de clinzoïsite.

2.1.2. LES GNEISS A BIOTITE ET GRENAT

2.1.2.1. Mode de gisement

Ces roches forment des niveaux parfaitement interstratifiés dans les gneiss à grenat et sillimanite, au sein desquels il est souvent difficile de les distinguer. Parfois ils renferment des passées plus riches en biotite.

Les principaux affleurements se situent à l'Ouest du territoire. Ainsi en bordure nord du lac en Croix, on a un banc de quelques mètres de puissance et près de la rivière Mastigouche, on en observe un autre dont l'épaisseur est de l'ordre de 3 à 4 m. Ce dernier surmonte, de façon apparemment concordante, le complexe migmatitique occidental.

A l'affleurement ces gneiss ont un aspect très micacé et se débitent en minces feuillets. Les surfaces altérées sont gris sombre à gris pâle. En cassure fraîche les grenats, légèrement violacés, se détachent sur un fond blanc à grisâtre.

En moyenne ces gneiss sont plus riches en feldspath et biotite que les gneiss à sillimanite associés. Les feldspaths, qui peuvent constituer le tiers de la roche, se disposent bien souvent en petits lits parallèles à la foliation.

2.1.2.2. Etude microscopique

L'analyse modale a été pratiquée sur deux échantillons représentatifs :

	G-34-3a	G-37-3a
quartz	24 %	12 %
plagioclase	21	4
feldspath potassique	9	28
biotite	24	33
grenat	19	19
mineral	<1	1
sphène	trace	trace
apatite	--	trace
zircon	trace	trace

La structure est granolépido-blastique.

Le quartz se présente en plages soit "granulitiques", soit interlobées, le plus souvent à extinction roulante. Sa proportion varie considérablement (24 et 12 %). Il renferme quelquefois des aiguilles de rutile.

Le plagioclase : Sa proportion est variable (21 et 4 %) mais en moyenne il paraît plus abondant que dans les niveaux à sillimanite. Deux types semblent coexister :

- oligoclase An 22 - An 25,
- andésine An 33 - An 49.

Ils sont légèrement séricitisés et sont parfois antiperthitiques. Les macles, du type albite, sont parfois fusiformes et légèrement tordues.

Le feldspath potassique : se présente sous deux formes : un microcline perthitique, avec un moirage caractéristique, et une micropertithe (orthose ?) sans les macles fines albite-péricline. Par place, il est très fracturé et le long des cassures l'altération pénètre dans les cristaux.

La biotite : forme de petits bâtonnets disposés dans le plan de foliation ou autour des grenats qu'elle moule. Son pléochroïsme est très prononcé : brun rouge vif selon Ng, à brun jaune paille selon Np. Sa teneur en titane est donc vraisemblablement forte. Certaines plages, surtout celles en inclusions dans les grenats, sont bordées par une frange noirâtre d'oxydes métalliques ; d'autres présentent un début de chloritisation. On peut noter également que les plages en inclusions dans les grenats sont parallèles à la foliation.

Le grenat : peut atteindre 1 cm de diamètre. Il renferme des inclusions poecilites de nature variée : surtout biotite, plus rarement quartz. Comme l'indique l'analyse donnée page 109 il s'agit de pyrope-almandin. On note que la plupart des plages sont légèrement ovoïdes et localement déchiquetées, ce qui donne à penser qu'elles ont subi une rotation. (Voir fig. 5 Pl. 5).

Parmi les minéraux accessoires, le graphite est toujours présent mais il n'excède pas 1 %. Il forme des plages disposées parallèlement à celles de la biotite. Zircon, sphène, apatite sont parfois présents.

A l'intérieur de ces roches, il est possible qu'il existe de la cordiérite (?) mais sa présence n'a pu être décelée avec certitude. Seules quelques plages qui font penser à de la pinnite ont été observées dans un échantillon prélevé en bordure du lac en Croix.

Lame 26-21

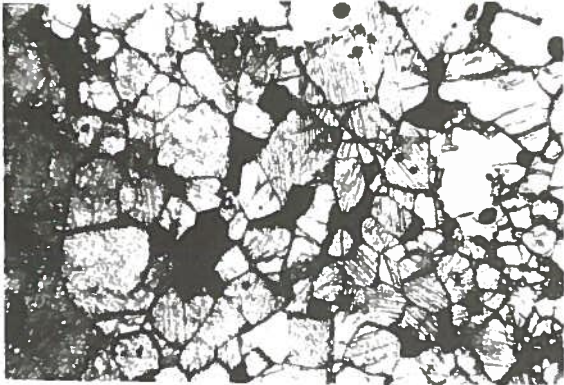


Fig. 4. Concentration de sillimanite prismatique et développement interstitiel d'oxydes métalliques. (L.N. x 35)

Planche 5

Lame 10-7 a



Fig. 5. Déviation du quartz granulitique autour d'un grenat ovoïde ayant subi une rotation. (L.P. x 35)

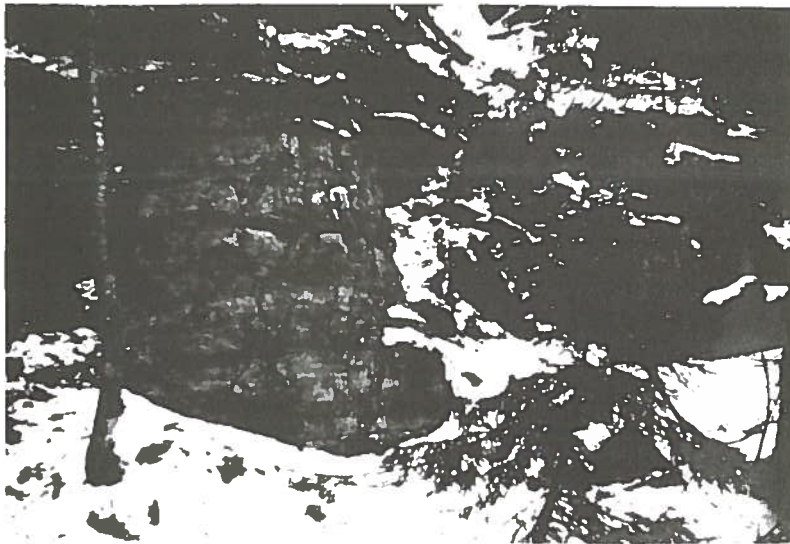


Fig. 6. Banc de quartzite massif où l'on peut voir un certain rubanement causé par une concentration de minéraux plus feldspathiques (1 km à l'Est du lac Joli,

2. 1. 3. LES GNEISS A GRAPHITE ET PYRITE

2. 1. 3. 1. Mode de gisement

En association avec les roches carbonatées, on rencontre parfois des petits niveaux de gneiss à graphite et pyrite dont l'épaisseur maximale est de l'ordre de 5 à 6 m, par exemple près de la rivière aux Ecorces. A cet endroit, il a pu être suivi sur une distance de 100 m. Au-delà, il subsiste sous forme de xénolithes au sein du massif de monzonite du lac Sacacomie qui présente en bordure une foliation parallèle à ces gneiss.

Au Sud, sur le flanc est de la structure du lac de la Roche, un niveau de 2 m de puissance a été observé en quelques points sur une distance de 1 km. Il apparaît qu'il s'agit, dans les deux cas, d'un niveau stratigraphique qui n'a toutefois pas l'extension ni la puissance suffisantes pour servir de banc repère ou pour constituer une unité cartographiable.

Ces gneiss sont associés d'une part à des roches carbonatées, d'autre part à des gneiss à grenat. Au contact de ces derniers, les niveaux graphiteux et pyriteux peuvent s'enrichir en grenat.

A l'affleurement les surfaces altérées sont rouge brun à jaune rouille. En cassure, apparaît une teinte blanchâtre dominante. L'altération est intense et rend difficile l'échantillonnage. Sous le choc du marteau, une odeur sulfurée se dégage. Elle est due à l'altération de la pyrite qui est également à l'origine de la couleur rouille de la roche et de sa faible cohérence.

2. 1. 3. 2. Minéralogie

Il n'a pas été possible de tailler de lame mince dans ce type de roche. A la loupe on reconnaît : quartz étiré, feldspath, pyroxène verdâtre (diopside ?), graphite, pyrite.

2. 1. 4. LES QUARTZITES

2. 1. 4. 1. Mode de gisement

La région étudiée est parcourue par de très nombreux bancs de quartzites massifs. Les types en sont variés. Ils forment d'excellents niveaux repères et soulignent très bien les structures. Parfois au sein des gneiss à grenat, ils sont boudinés. Ils ont été particulièrement bien étudiés dans trois secteurs.

A) Au Nord Est, près de la rivière aux Ecorces, on a de petits niveaux de 5 à 10 cm de puissance alternant avec des gneiss à biotite et à grenat. Il s'agit de séquences rythmiques.

B) Plus au Sud, soit à 1 km à l'Est du lac Joli, on a deux gros bancs massifs de quartzites qui forment de petites crêtes. Leur épaisseur varie de 5 à 7 m. Chaque banc est constitué par une alternance de niveaux feldspathiques de couleur blanche ocre et de niveaux franchement quartzitiques d'un blanc bleuté vitreux (fig. 6 Pl. 5). Il a été possible de suivre ces bancs sur une distance de près de 2 km : depuis le lac Gertrude, où ils sont découpés et décrochés par un système de failles, jusqu'à l'Ouest du lac à la Truite, où ils sont boudinés, étirés, et paraissent avoir été localement "digérés" par la mangérite. Par contre en d'autres points de ce secteur, il est fréquent de voir un banc de quartzite en contact direct et concordant avec un niveau de gneiss mangéritique.

C) Au coeur de la structure du lac Joli, on rencontre un banc de quartzite de 2,50 m à 3 m de puissance qui se rattache peut-être à l'ensemble précédent. On peut le suivre jusqu'à l'intérieur du grand antiforme, situé à l'Ouest de la région. Sa couleur est variable : brun chamois au coeur de l'antiforme ou gris bleuté dans sa partie orientale.

2.1.4.2. Caractères microscopiques

Les différentes lames minces de quartzite montrent des structures isogranulaires.

Le quartz : est le principal constituant. Il représente en moyenne 95 % de la roche. Il donne des plages amiboïdes ; dans certaines d'entre elles, on a observé la présence de nombreuses inclusions aciculaires qui pourraient être des aiguilles de rutile.

Le plagioclase : est soit présent soit absent selon que l'on s'approche ou que l'on s'éloigne des niveaux feldspathiques signalés dans les quartzites du lac Joli. Il s'agit essentiellement d'oligoclase qui est parfois séricitisé. Ces petits niveaux plagioclasiques sont parallèles à la foliation.

Le feldspath potassique ne s'observe qu'en association avec le plagioclase. Il s'agit de perthite dont les plages sont granoblastiques.

Les minéraux secondaires sont par ordre d'importance décroissante :

Le grenat dont le pourcentage peut être compris entre 5 et 10 % dans les quartzites impurs. Quand sa proportion excède 10 %, on a un gneiss à grenat très siliceux lequel peut passer progressivement à un véritable gneiss à grenat.

Biotite, graphite, zircon et sphène peuvent se rencontrer à titre accessoire.

2.1.5. LES FORMATIONS CARBONATEES

2.1.5.1. Nomenclature des roches métamorphiques calciques, calco-magnésiennes et silico-magnésiennes

La dénomination des roches métamorphiques riches en CaO ou en CaO + MgO est délicate en raison de la grande variété des roches sédimentaires originelles qui renferment ces éléments, et, d'autre part, des hypothèses émises sur leur recristallisation.

2.1.5.1.1. Nature de la roche initiale.

Les roches sédimentaires carbonatées sont excessivement variées du fait qu'elles peuvent renfermer en proportions variables, à côté des minéraux carbonatés (calcite, dolomite, giobertite, sidérose, ...), du quartz, des minéraux argileux, etc. Il s'ensuit que les paragenèses des roches métamorphiques, qui dériveront de ces divers facies, seront extrêmement variées, d'autant que les conditions thermo-dynamiques régnant lors des recristallisations peuvent être plus ou moins élevées. Or il n'existe pas de terme spécifique pour désigner les équivalents métamorphiques pour les différents facies des calcaires argileux ou gréseux ou dolomitiques, les dolomies pures, argileuses, gréseuses, etc. De plus, il est possible que certaines roches sédimentaires carbonatées, renfermant, outre la calcite et la dolomite, certaines proportions de SiO₂, Al₂O₃, FeO, donnent, à la suite d'un métamorphisme général suffisamment intense, une roche où ne subsiste plus de carbonate. Par exemple une pyroxénite à diopside, plagioclase, amphibole, peut se former à partir d'un calcaire argilo-gréseux sous les conditions du facies amphibolite-almandin (B.2.3. de H. WINKLER) dans la mesure, bien sûr, où la phase gazeuse CO₂ a pu s'échapper.

Une telle roche ne peut donc pas, malgré son origine, être considérée comme une roche métamorphique carbonatée. Le terme à lui appliquer serait, selon les auteurs : une pyroxénite, une roche calco-silicatée, une tactite ou enfin un skarn.

2.1.5.1.2. Processus de recristallisation

Les roches métamorphiques riches en silicates calciques (diopside, grenats calciques), avec ou sans calcite, sont considérées par beaucoup d'auteurs comme ne pouvant résulter que de l'intervention de phénomènes métagénétiques. De telles roches sont alors rangées dans la catégorie des skarns, terme qui implique, dans son acceptation initiale, des apports d'éléments par des processus hydrothermaux, ou pneumatolytiques ou sous forme ionique. Mais si effectivement le gisement de telles roches, au contact par exemple de granites intrusifs, rend parfaitement plausible cette hypothèse, il n'en est pas de même pour des roches minéralogiquement semblables, qui se trouvent associées à des roches carbonatées au sein de nombreuses séries cristallophylliennes, en dehors de toute présence

de massif intrusif. Or de telles roches riches en silicates calciques sont souvent, néanmoins, appelées skarns.

Ceci semble le cas en particulier au Canada où un skarn désigne une roche métamorphique riche en silicates calciques avec ou sans calcite et ne sous-entend pas automatiquement l'intervention de processus métasomatiques. Même si cette façon de faire peut évidemment être critiquée, en éliminant le sens génétique initial donné au terme de skarn, on peut faire les remarques suivantes :

- si des auteurs ont cru bon d'utiliser ce terme de façon purement descriptive, c'est qu'il n'y en avait pas d'autre plus satisfaisant ;

- il est courant, dans la littérature pétrographique, de voir des termes perdre le sens génétique qu'ils avaient initialement d'autant que, bien souvent, l'hypothèse génétique donnée par l'inventeur du terme peut être controversée.

En définitive, nous utiliserons dans ce travail le terme de skarn car son emploi est pratique et courant au Canada et parce que son sens génétique initial a disparu dans beaucoup de cas. Nous le réserverons ici à des roches dont le pourcentage en calcite est très faible, voire nul, et dont, par contre, celui en silicates calciques est très élevé.

Quant aux roches où la proportion de calcite est supérieure à 25 % mais inférieure à 50 %, nous les rangerons dans la catégorie des roches calco-silicatées. Il est difficile, en effet, de parler de calcaires cristallins ou de marbres pour des roches semblables. Ces derniers termes pourraient être réservés à des roches contenant au minimum soit 50 %, soit 75 % de minéraux carbonatés.

2.1.5.2. Les roches calco-silicatées

2.1.5.2.1. Mode de gisement

Il s'agit de roches très friables de couleur grisâtre à brun pâle en surface altérée. En cassure fraîche, difficile à obtenir, dans un fond granuleux de couleur blanchâtre, se détachent des agglomérats de pyroxène vert sombre. L'épaisseur des bancs est variable mais, en général, elle est faible : de l'ordre de 1 à 2 m. De la sorte et en raison aussi de leur dissolution facile, ces minéraux calcaires sont difficiles à déceler et à suivre en direction. Toutefois, les gneiss associés sont souvent recouverts d'une pellicule carbonatée blanchâtre, ce qui laisse soupçonner leur présence.

Au sein de ces bancs calco-silicatés, d'aspect massif, s'observent d'une part des amas lenticulaires plus sombres de pyroxénite et d'autre part des petits niveaux très riches en quartz. Ces derniers reflètent vraisemblablement

un ancien épisode sédimentaire siliceux (niveau détritique ?). Par ailleurs, ces bancs ont fréquemment une texture fluidale ou bien sont boudinés et affectés de microplis. Parfois ils se concentrent dans les charnières de plis disharmoniques.

Du point de vue cartographique, ils ont surtout été suivis, dans la partie sud ouest, au sein des paragneiss près de la rivière Mastigouche ainsi que dans la grande structure du lac de la Roche.

Un autre niveau, reconnu par PHILPOTTS (1962) et DIMROTH (1963), affleure à proximité du massif monzonitique situé au Nord Est, dont il épouse le contour.

Le raccordement entre ces deux niveaux n'a pu être établi en raison du manque d'affleurements au Sud du Club Bonnetterre. Toutefois, compte tenu de la nature semblable des faciès qui leur sont respectivement associés, il est très probable qu'il s'agisse d'un même horizon. Le raccordement s'effectuerait par une charnière très serrée à proximité de la rivière aux Ecorces (?).

2.1.5.2.2. Etude microscopique.

La structure est granoblastique, du type polygonal ou interlobée

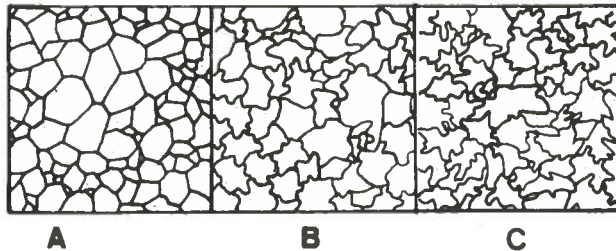


Fig..7. Nomenclature des structures granoblastiques (d'après A. BERTHELSEN, 1960, p. 24).

- A : polygonale
- B : interlobée
- C : amiboïde

Les pourcentages volumétriques mesurés sur deux échantillons sont les suivants :

	G-37-3c	G-47-9a
calcite	36 %	28 %
clinopyroxène	29	42
scapolite	18	20
quartz	12	--
sphène	3	4
apatite	1	trace
biotite	trace	trace
rutile	trace	--
minéraux opaques	1	2
clinozoïsite	trace	1 %

La calcite d'après les comptages de points effectués, apparaît en proportion relativement faible mais cette dernière varie très fortement d'un point à un autre du même affleurement. Elle forme des cristaux automorphes de l'ordre du millimètre, avec des macles polysynthétiques très nettes.

Le clinopyroxène. Il s'agit de diopside vert pâle à faible pléochroïsme, en plages subautomorphes de 1 à 3 mm qui s'agglomèrent pour former de petits amas. Il renferme parfois des inclusions poecilitiques de scapolite. En outre, il paraît localement être transformé en biotite. Notons qu'à l'affleurement ces petits amas vert foncé, du fait de l'altération différentielle, forment saillie.

La scapolite se présente en petites plages formant une mosaïque. Parfois elle renferme des inclusions de quartz.

Le quartz, en petites plages presque toujours à extinction roulante et parfois légèrement étirées et amiboïdes.

La biotite peu abondante paraît s'être développée au détriment du diopside.

Les minéraux accessoires sont nombreux : le sphène est le plus abondant ; il se présente sous sa forme en "chapeau de gendarme" ; l'apatite est pres -

que toujours présente en petits cristaux trapus parfois en inclusions dans le quartz ; le graphite en petits bâtonnets pouvant atteindre 0,5 cm de long, se dispose entre les grains de calcite. Enfin on voit de rares aiguilles de rutile dans les cristaux de quartz ou de biotite.

2.1.5.3. Les skarns

2.1.5.3.1. Mode de gisement

Il s'agit de roches composées presque uniquement de pyroxène (diopside) associées étroitement aux formations carbonatées décrites dans le paragraphe précédent. Leur importance volumétrique est insuffisante pour constituer une unité cartographiable. Il s'agit d'amas concordants d'une puissance maximale de 2 à 3 m, disséminés de façon irrégulière mais qui paraissent se rencontrer de préférence près des charnières des plis de grande ou de moyenne amplitude.

A l'affleurement leur texture est massive, leur composition apparaît homogène, leur couleur est vert foncé et le grain varie de moyen à fin.

2.1.5.3.2. Etude microscopique

La structure est granoblastique du type polygonal. Du point de vue minéralogique, il s'agit d'une roche anchimonominérale, constituée à plus de 95 % par un clinopyroxène de la série diopside-hédenbergite. Ses caractères optiques sont les suivants :

$$\begin{aligned} 2V Z &= 60 \text{ à } 66^\circ \\ Z \wedge C &= 37 \text{ à } 44^\circ. \end{aligned}$$

Le pléochroïsme assez faible varie de jaune verdâtre (Ng) à vert pomme (Nm) et à incolore (Np).

Le plagioclase, dont le pourcentage volumétrique est inférieur à 1 %, n'a pu être déterminé car il est souvent altéré en séricite. Certaines plages sont maclées.

L'amphibole présente seulement dans certaines lames est une hornblende dont le pléochroïsme varie de vert à jaune pâle. Elle paraît se développer aux dépens du pyroxène.

La scapolite, quand elle est présente, a tendance à former de petits amas. Ses plages sont très fraîches et ne paraissent pas s'être développées aux dépens du plagioclase. Elle est donc vraisemblablement primaire.

La calcite peut être soit présente, soit absente selon qu'il s'agit d'échantillons pris dans la zone de passage entre skarn et roche calco-silicatée ou à l'intérieur de l'amas de skarn. Dans ce cas son pourcentage n'excède pas 1 %.

Parmi les minéraux accessoires il faut surtout citer le sphène assez régulièrement réparti, un peu d'apatite et quelques plages de quartz.

2. 1. 6. LES GNEISS A BIOTITE ET AMPHIBOLE

2. 1. 6. 1. Mode de gisement

Bien que ce type de gneiss soit associé aux leptites, il a paru préférable de le traiter dans la rubrique des gneiss. Ils forment, dans toute la région étudiée, de très nombreux bancs disséminés. Leur épaisseur est comprise, en général, entre 15 et 20 m. Dans la majorité des cas leur foliation est très nette et marquée par une alternance de niveaux de 2 à 5 cm d'épaisseur, les uns presque uniquement composés de biotite et d'amphibole, les autres de quartz et feldspath avec de rares minéraux mafiques.

La taille des grains est, en général, moyenne à fine. A l'affleurement, la patine est gris blanchâtre et les cassures fraîches sont grises, légèrement verdâtres.

2. 1. 6. 2. Etude microscopique

Pourcentage volumétrique : comme le montrent les résultats de 5 comptages de points, les proportions des minéraux sont très variables : celle des minéraux felsiques varie de 64 à 95 % et celle des minéraux mafiques de 2 à 20 %.

La structure est granoblastique, les grains étant équidimensionnels. L'alternance des niveaux felsiques et mafiques, notée à l'affleurement, n'a pas été observée en lame mince en raison de la différence d'échelle.

	G-38-2	G-31-18	G-30-15	G-28-35	G-28-11-B
quartz	21 %	40 %	10 %	31 %	28 %
feldspath	53	44	40	50	49
plagioclase	20	11	14	16	15
biotite	1	1	15	1	3
amphibole	2	1	5	1	1
pyroxène	trace	-	-	-	1
mineral	1	1	10	1	1
apatite	1	1	3	trace	< 1
zircon	trace	trace	trace	trace	-

Le quartz se présente soit en plages interlobées, soit en amas lenticulaires polycristallins plus ou moins "granulitiques". Son extinction est franche. Quelques inclusions aciculaires de rutile s'observent ainsi que des grains d'apatite.

Le plagioclase est un oligoclase An 20 - An 28, comme dans les leptites auxquelles les gneiss à biotite et amphibole sont associés. Il est maclé albite-péricline. Certaines macles sont fusiformes. Les plages sont, en général, fraîches mais certaines montrent un début de séricitisation. Au contact du feldspath se développent parfois des associations myrmékites. Notons enfin qu'on rencontre également du plagioclase à l'intérieur des mésoperthites et qu'il peut former jusqu'à 20 % de certaines perthites en flammèches (fig. 8 Pl. 6).

Le feldspath potassique très abondant dans ce type de roche (jusqu'à 53 %) est représenté surtout par un microcline perthitique avec son fin quadrillage des macles albite-péricline caractéristique. D'autres plages non maclées mais également perthitiques, paraissent être de l'orthose (par comparaison avec l'orthose identifiée dans les gneiss à pyroxène).

Ces feldspaths potassiques ont tendance à se rassembler en petits niveaux parallèles à la foliation. Certaines plages sont étirées parallèlement à l'allongement des amas lenticulaires de quartz (fig. 9 Pl. 6). Par endroits, on observe dans les cassures des filaments jaunâtres caractéristiques du faciès malgachitique.

La biotite en petits bâtonnets trapus, disposés dans le plan de foliation, représente, en général, de 1 à 3 % des constituants mais atteint parfois 15 %. Son pléochroïsme est prononcé : de brun rougeâtre à brun jaunâtre très pâle.

L'amphibole est une hornblende verte en petites plages subautomorphes disposées en rubans et dont l'axe C définit une linéation. Elle paraît, le plus souvent, représenter le produit d'altération des pyroxènes. Elle-même peut s'altérer le long des clivages en biotite.

Le pyroxène est soit absent, soit à l'état de traces. Il semble s'agir de clinopyroxène dont les caractères optiques le rapprochent de l'augite. Mais il est toujours plus ou moins ouralitisé.

Les minéraux accessoires sont variés. Le plus fréquent est l'apatite qui peut former jusqu'à 3 % de la roche et qu'on rencontre en inclusions dans le quartz ou le feldspath potassique. Les oxydes de fer qui peuvent atteindre 10 %, mais qui ne représentent, en général, que 1 % des lames, se localisent de préférence dans les golfes qui pénètrent les amas lenticulaires de quartz.

Lame 28-11 B



Fig. 8 . Perthites en "flammèches" dans un gneiss à biotite et amphibole. La partie claire du feldspath est le plagioclase. (L. P. x 100)

Lame 10-7 A

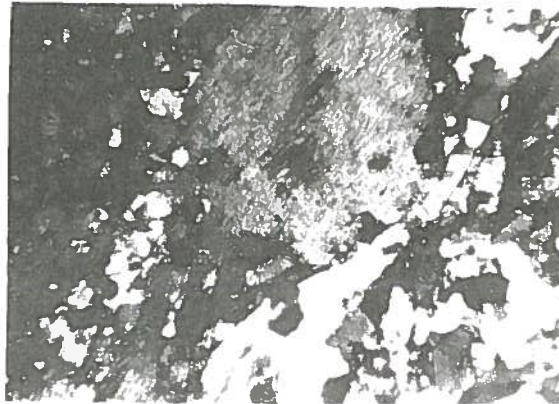


Fig. 9. Porphyroblaste de feldspath potassique "écrasé", ceinturé à droite par un quartz granulitique. Gneiss à biotite et amphibole. (L. P. x 35)

Lame 27-9 B

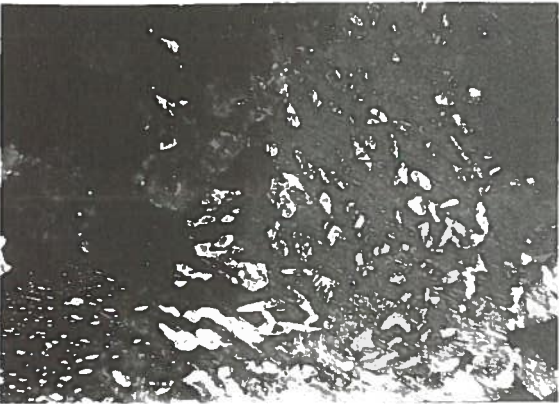


Fig. 10. Perthites en "gouttelettes" (au centre) et en "plumes" (coin inférieur droit) dans une leptite. (L. P. x 100)

Lame 10-2

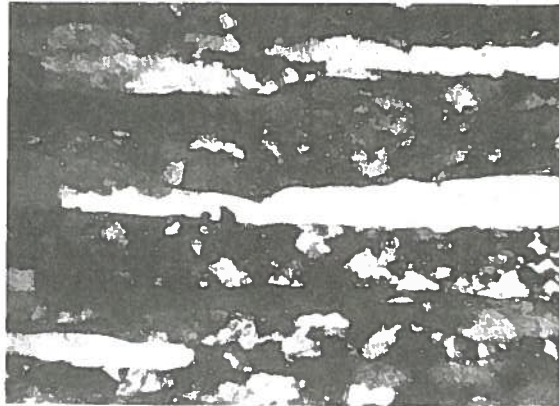


Fig. 11. Structure granulitique des quartz dans une leptite. (L. P. x 100)

2.1.7. LES GNEISS A PYROXENE

2.1.7.1. Mode de gisement

Ce sont des roches associées aux gneiss à biotite et amphibole décrits dans le chapitre précédent. Sur la carte, elles ont pu être individualisées, mais leurs limites sont parfois arbitraires car leur identification sur le terrain est, dans certains cas, assez difficile. Il s'agit de niveaux massifs à grain fin pouvant atteindre 20 m de puissance. Leur foliation n'est soulignée que par des traînées de petits amas de pyroxène. Près du lac de la Roche, on a un banc d'une vingtaine de mètres de puissance situé près du coeur du pli. Son passage aux gneiss à amphibole et biotite associés se fait de façon progressive.

Les surfaces altérées montrent une couleur gris pâle à blanchâtre, les pyroxènes étant recouverts d'un enduit rouille caractéristique. En cassure fraîche, la couleur est bigarrée : brun pâle à vert jaune. Ce type d'altération et la coloration des échantillons frais rappellent les roches charnockitiques. L'étude microscopique a confirmé d'une part la présence d'orthopyroxène et d'autre part l'existence de filaments caractéristiques du facies malgachitique.

2.1.7.2. Etude microscopique

La structure est granoblastique mais on voit se développer soit des grandes plages de feldspath potassique, soit des amas lenticulaires plus ou moins aplatis de quartz.

Pourcentage volumétrique: trois échantillons ont fait l'objet d'une analyse modale.

	G-23-4a	G-29-16	G-32-2
quartz	30 %	16 %	10 %
feldspath potassique	45	35	54
plagioclase	19	34	26
pyroxène	5	11	3
amphibole	-	trace	-
biotite	1	2	1
minerai	trace	2	3
apatite	< 1	trace	1
zircon	trace	"	trace
sphène	-	"	"

	G-23-4a	G-29-16	G-32-2
COL :	6	15	10
FELD :	70	51	68
SAT :	32	19	11

Le quartz, entre 10 et 30 %, peut se présenter en plages interlobées ou bien en amas lenticulaires de type granulitique, ou bien en inclusions circulaires dans le feldspath potassique. Son extinction est parfois onduleuse. Les inclusions qu'il renferme sont surtout représentées par des aiguilles de rutile.

Le feldspath potassique est toujours abondant (de 45 à 54 %). Il s'agit, d'une part, mais rarement, de microcline perthitique, et d'autre part d'une variété également perthitique mais sans le fin quadrillage des macles albite-péricline (la valeur de 2V mesuré indiquerait d'après la courbe de Smith et Mc Kenzie, 1955, qu'il s'agirait d'orthose ?). Les perthites sont de type en "plumes" ou en "gouttelettes" (fig. 10 Pl. 6).

Cette seconde variété tend à devenir parfois porphyroblastique "yeux" légèrement étirés, dans certains cas cataclastiques, entourés d'une mosaïque équigranulaire de plagioclase et de feldspath potassique.

Le plagioclase, en plages de l'ordre du millimètre, a une composition assez constante : An 24 à An 38, la plus courante étant An 28. Les macles en général fines ou fusiformes sont soit simples (albite) soit combinées (albite-péricline). Une frange myrmékitique se développe parfois au contact du feldspath potassique. La séricitisation est peu fréquente et jamais très développée.

Le pyroxène : le plus courant est de l'hyperstène (entre 40 et 50 % d'enstatite) 2V Np : 50° ; pléochroïsme prononcé (Ng : vert jaune, Nm : jaune brunâtre, Np : jaune rosé).

Dans quelques lames, on a un clinopyroxène de la série diopside-hedenbergite. Ces deux types de pyroxène donnent des sections subrectangulaires ne dépassant pas 3mm et orientées à peu près parallèlement les unes aux autres. Elles déterminent de la sorte une foliation.

L'amphibole, quand elle est présente, est une hornblende brun vert (pléochroïsme de vert brunâtre à vert bouteille). Le plus souvent, elle se forme par ouralitisation des pyroxènes.

La biotite dont le pourcentage ne dépasse pas 2 % se présente en petites baguettes disposées dans le plan de foliation. Elle possède un fort pléochroïsme :

rouge brun à jaune paille.

Minéraux accessoires : apatite, sphène, zircon, oxydes de fer : ceux-ci apparaissent surtout dans les niveaux enrichis en pyroxène.

2.1.8. LES LEPTITES ET LES LEPTYNITES

2.1.8.0. Introduction

La série paragneissique de la région renferme de nombreux niveaux de roches très leucocrates (très acides) qui sont le plus généralement interstratifiées dans les gneiss à grenat et sillimanite.

D'après la littérature, il est difficile d'en donner une nomenclature parfaitement satisfaisante. Nous appellerons ici leptites des roches constituées par plus de 95 % de minéraux felsiques et qui ne renferment pas de grenat, et leptynites des roches également très quartzo-feldspathiques mais dont le pourcentage en minéraux blancs est inférieur à 95 % et où le grenat est présent.

Dans ces deux types de roches, le quartz est "granulitique" c'est-à-dire selon les auteurs, blastomylonitique ou en "platten structure" (fig. 11 Pl. 6).

Cet aspect structural du quartz n'étant pas propre, dans notre région, à ce type de roche, nous pensons qu'il est préférable de ne pas utiliser le terme de granulite d'autant plus que, d'une part, il peut prêter à confusion, et que, d'autre part, on n'a pas rencontré certains des minéraux caractéristiques de la granulite de Saxe, par exemple le disthène.

LES LEPTITES MASSIVES ET LES LEPTITES RUBANÉES

Fig. 12 : banc de leptite massive où la foliation ne peut être décelée que grâce aux minces niveaux d'amphibolites très plissées qui remplissent les charnières (1 km à l'Est du lac Croche).

Fig. 13 : bancs d'épaisseur métrique de leptite massive (en bas et en haut) séparés par un niveau de leptite rubanée très plissée (50 m au Nord du lac de la Roche).

Fig. 14 : leptite finement rubanée avec des intercalations millimétriques d'amphibolite (bordure nord du lac de la Roche).

Fig. 15 : rubanement centimétrique d'amphibolite et de leptite plissées d'une façon isoclinale (lac aux Visons).

PL. 7

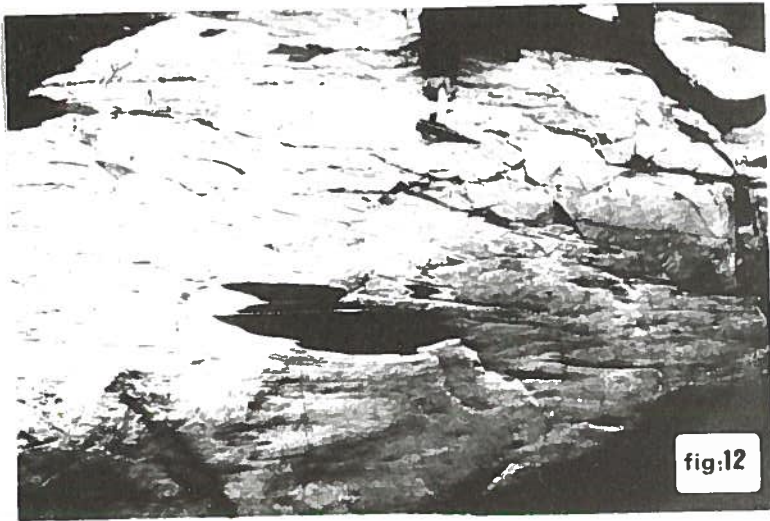


fig:12



fig:13



fig:14



fig:15

2.1.8.1. Les Leptites

2.1.8.1.1. Mode de gisement

Les leptites constituent une unité lithologique importante qui a pu être cartographiée de façon assez précise et qui a constitué un excellent niveau repère.

Elles ont été rencontrées soit en bancs massifs très homogènes de 4 à 5 m de puissance (voir fig. 12 Pl. 7), soit en niveaux plus minces de 2 à 5 cm, séparés les uns des autres par de minces couches d'amphibolites de 1 à 50 cm (leptites rubanées).

Dans le premier cas, la foliation est fruste et un système de joints débite les bancs en pavés. On voit se développer des "yeux" de feldspaths roses ainsi que des lamelles de quartz pouvant atteindre 2 cm de long sur 1 mm d'épaisseur.

Dans le second cas, la foliation est nette du fait de la présence des niveaux amphiboliques interstratifiés et de l'existence de quelques plages de biotite parallèles au contact (fig. 13, 14, 15, Pl. 7).

Dans le chapitre consacré à la structure de la région, nous verrons l'utilité présentée par ce second ensemble de "leptites rubanées". En effet les petits niveaux amphiboliques boudinés, déplacés, plissés ont permis de retracer la suite des épisodes tectoniques.

A l'affleurement, ces deux types de leptites sont caractérisés aussi bien en surface altérée, qu'en cassure fraîche, par une coloration rose ou blanc rose.

2.1.8.1.2. Etude microscopique

La structure est caractérisée par une mésostase granoblastique dans laquelle se développent, d'une part, des lamelles ou des lentilles de quartz, d'où l'aspect "granulitique", et, d'autre part, dans certains cas, des "yeux" de feldspath potassique, d'où l'aspect porphyroblastique.

Le pourcentage volumétrique a été calculé pour deux échantillons de leptites massives,

	G-16-2 B	G-27-9 B
quartz	38 %	47 %
feldspath potassique	47	43
plagioclase	14	8
oxydes de fer	trace	1
biotite	-	trace
apatite	trace	-
zircon	-	trace
sphène	trace	trace

	G-16 2 B	G-27-9 B
COL :	< 1	2
FELD :	77	84
SAT :	62	92

Le quartz, toujours abondant, se présente essentiellement en lentilles polycristallines très étirées pouvant atteindre 3 cm de long sur quelques millimètres d'épaisseur (voir fig. 11 Pl. 6). Le rapport longueur sur largeur varie, en moyenne, de 5/1 à 8/1. L'extinction roulante, assez constante, témoigne d'efforts tectoniques postérieurs à la cristallisation.

Par ailleurs, nous avons pu observer le passage d'un niveau pyroblastique à un niveau à quartz granulitique : dans le premier, on a de gros "yeux" de feldspath potassique et des quartz granoblastiques plus ou moins isogranulaires ; au fur et à mesure qu'on se rapproche du second niveau, les quartz tendent à se "rassembler" en lentilles entre lesquelles subsistent quelques porphyroblastes de feldspath potassique. On a donc l'impression, ici, que l'apparition de la structure "granulitique" s'est développée secondairement, au détriment d'une structure porphyroblastique. On peut même envisager que le même processus puisse s'effectuer aux dépens d'une structure granoblastique.

Signalons enfin que certaines plages de quartz renferment des inclusions aciculaires de rutile.

Le feldspath potassique représente fréquemment plus de la moitié de la roche.

Il s'agit d'une part de microcline, avec ses macles caractéristiques, et le plus souvent perthitiques, d'autre part d'orthose également perthitique mais moins abondante. Leurs plages forment des assemblages granoblastiques mais, dans certains facies, certaines d'entre elles deviennent porphyroblastiques (leur diamètre ne dépassant pas toutefois 1 cm).

Le plagioclase est, en général, en faible proportion : respectivement 8 % et 14 % pour les deux comptages de points effectués. Ce faible pourcentage se manifeste très bien sur les surfaces fraîches des roches traitées au cobaltinitrite de sodium qui permet de voir le rassemblement des plagioclases en petits "lits".

Il s'agit d'oligoclase entre An 22 et An 28. La macle de l'albite est souvent présente, parfois associée à celle du péricline, mais de nombreux individus ne sont pas maclés. Les franges myrmékitiques sont

assez courantes et des inclusions de feldspath potassique s'observent fréquemment.

La biotite, à l'état de trace, se dispose en fines paillettes orientées parallèlement les unes aux autres et de la sorte soulignent une légère foliation. Dans les fins niveaux de leptites associées aux amphibolites, les plages de biotite, à orientation plus ou moins désordonnée, se concentrent dans de petits niveaux privilégiés. Son pléochroïsme est net : brun verdâtre à presque incolore. Elle est parfois chloritisée.

Les minéraux accessoires sont les suivants : oxydes de fer, apatite, zircon et sphène.

2.1.8.2. Les leptynites

2.1.8.2.1. Mode de gisement

Les leptynites, que nous avons convenu de différencier des leptites en raison de leur composition moins felsique et de la présence du grenat, ne constituent pas une unité cartographiable. On les rencontre surtout à l'intérieur de la structure orientale du lac Joli où elles forment un niveau massif qui peut atteindre trois mètres d'épaisseur au maximum. Comme les leptites, elles sont étroitement associées aux gneiss à grenat et sillimanite. Leur contact avec ceux-ci est net. Une lame mince taillée dans la zone de passage montre que sur une distance de 1 cm la sillimanite et le grenat, disparaissent brutalement quand on va du gneiss à la leptynite.

De même, les oxydes de fer, qui représentent un pourcentage relativement important dans les gneiss, sont totalement absents dans la leptynite.

Il semble bien que de telles différences minéralogiques reflètent un changement des conditions de la sédimentation originelle.

En surface altérée leur couleur passe d'un blanc laiteux à un rose pâle. En raison de l'altération différentielle, les quartz étirés en lentilles forment saillie, tandis que les grenats laissent des empreintes en creux.

Le grain de la roche est soit fin, soit moyen.

2.1.8.2.2. Etude microscopique

La structure est très proche de celles des leptites : fond granoblastique où se détachent les lentilles étirées de quartz.

Le pourcentage volumétrique a été calculé sur trois échantillons.

	G-10-7 B	G-14-1 B	G-23-3 B
quartz	22 %	30 %	32 %
feldspath potassique	55	38	32
plagioclase	16	26	23
grenat	7	5	12
biotite	-	trace	1
minerai	trace	trace	trace
zircon	trace	trace	trace
apatite	trace	trace	trace
sphène	trace	trace	trace
COL :	7	6	13
FELD :	78	59	58
SAT :	31	47	58

Ces chiffres montrent que les leptynites sont moins riches en quartz que les leptites mais, par contre, le pourcentage de plagioclase est plus élevé. La teneur en feldspath potassique est variable entre 32' et 55 %.

Le quartz se présente en plages lenticulaires à extinction roulante, mais elles sont moins étirées que dans les leptites. Certaines d'entre elles moule les grenats et on a l'impression que ceux-ci ont subi une rotation.

Le feldspath potassique est un microcline perthitique (inclusions en "plumes" ou en "flammèches"), rarement bien maclé. Son pourcentage volumétrique est très variable : le plus élevé se rencontrant dans les niveaux très roses.

Le plagioclase est particulièrement abondant dans les niveaux blanchâtres (jusqu'à 26 %). Diverses mesures ont montré qu'il s'agissait d'un oligoclase à An 23. Les macles, quand elles existent, sont fusiformes et de type albite.

Les grenats en grains xénomorphes, dont le diamètre ne dépasse que rarement

5 mm, sont, sur les échantillons frais, rouge violacé. Une telle coloration semble indiquer qu'il s'agit d'un pyrope almandin.

Les plages sont poecilitiques : inclusions parfois nombreuses de quartz, de feldspath potassique et, plus rarement, de plagioclase.

Notons, enfin, que ces plages de grenat apparaissent comme des fragments d'individus plus volumineux, et s'alignent parallèlement aux lentilles de quartz.

Une telle disposition suggère^{que} l'acquisition de la structure 'granulitique' est postérieure à la cristallisation des grenats et est due à des contraintes d'ordre tectonique.

La biotite, quand elle est présente, est à l'état de trace. Elle forme de petites lamelles très étirées disposées à proximité des lentilles de quartz.

Les minéraux accessoires sont identiques à ceux signalés dans les leptites : oxydes de fer dont le pourcentage tend à augmenter au fur et à mesure que l'on s'approche des gneiss alumineux, zircon, apatite, sphène.

2.1.9. LES ROCHES BASIQUES

Par analogie avec ce que l'on entend par "roches basiques" dans la catégorie des roches éruptives, les roches basiques incluses dans la série paragneissique sont des roches constituées de feldspath essentiellement calco-sodique, de pyroxène et d'amphibole. Le quartz est, soit absent, soit à une teneur inférieure à 10 %.

Compte tenu des proportions variables du plagioclase, du pyroxène et de l'amphibole, on peut avoir plusieurs facies pétrographiques dans cet ensemble basique. Le problème de leur nomenclature se pose donc là encore.

2.1.9.1. Nomenclature

Il apparaît d'abord que le critère minéralogique est le mieux adapté et qu'il peut être utilisé isolément. Les données chimiques et géochimiques doivent bien sûr être fournies, dans la mesure du possible, mais elles permettent, essentiellement, de connaître l'origine des divers facies pétrographiques auxquels il faut bien, au préalable, donner un nom.

Dans cette optique, nous avons confronté les classifications proposées par A. BERTHELSEN (1960), R. T. CANNON (1963), P. GIRAUD (1964), et J. MARTIGNOLE (1968), et nous en proposerons une synthèse.

Rappelons d'abord, rapidement, les propositions faites par les auteurs cités supra :

A. BERTHELSEN (1960) crée, à côté des termes d'amphibolite et de pyroxénite, ceux de pyribolite et de pyriclasite, en prenant en compte la valeur du rapport hornblende sur pyroxène.

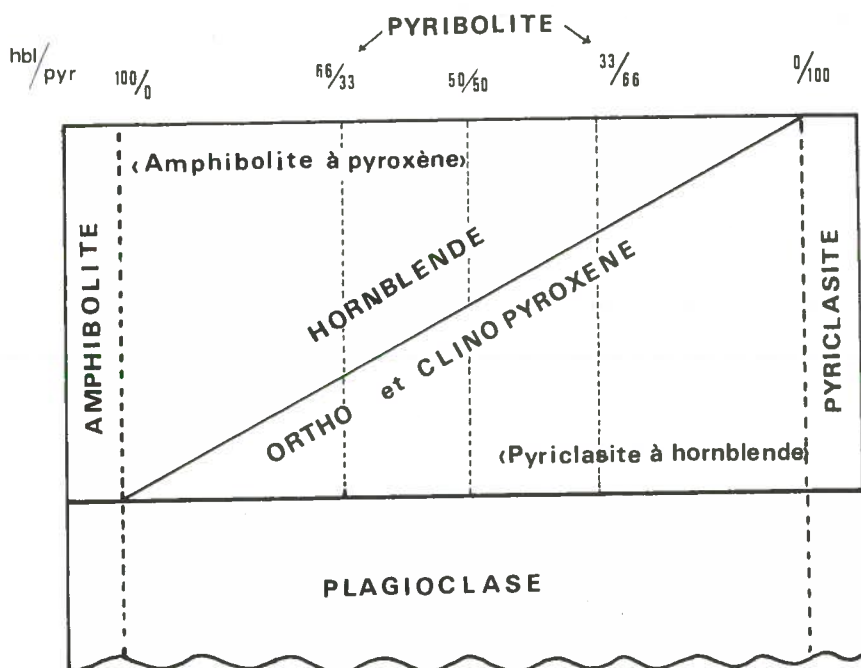


Fig. 16. Classification des roches à pyroxène-hornblende et plagioclase d'après A. BERTHELSEN (1960).

R. T. CANNON (1963) propose d'appeler amphibolite s. lat., toute roche contenant au minimum 50 % d'amphibole et une amphibolite s. str., celle contenant, à côté de 50 % d'amphibole, un même pourcentage de plagioclase et de quartz (une différence de 10 % étant tolérée). Si la roche renferme plus de 10 % de plagioclase par rapport au quartz on a une amphibolite à plagioclase, si c'est l'inverse, une amphibolite quartzique.

P. GIRAUD (1964) pour les roches à caractères charnockitiques, propose d'utiliser les indices créés par J. JUNG et R. BROUSSE (1959) pour les roches éruptives.

Ces indices sont les suivants :

- indice de coloration = COL = 100 - (quartz + feldspath),
- indice de saturation = SAT = $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspath}} \times 100$,

- indice feldspathique = FELD = $\frac{\text{feldspath alcalin}}{\text{feldspath alcalin} + \text{plagio.}} \times 100.$
- indice pyroxéno-amphibolique = $\frac{\text{pyroxène}}{\text{amph.} + \text{pyroxène}} \times 100.$

Dans la catégorie des roches feldspathiques (SAT entre 0 et 10)

P. GIRAUD distingue :

- . COL 0-90 et FELD 0-40 : plagioclase (COL 0-20)
pyriclasite et
amphiclasite (COL 20-90)

et dans la catégorie des roches mélanocrates : COL 90-100 :

- pyr. -amph. : 100-60=pyroxénite
- " " : 60-40=pyribolite
- " " : 40-00=amphibolite.

Une telle classification utilisable même pour les roches basiques ne faisant pas partie d'une série charnockitique, peut être complétée par un diagramme triangulaire : plagioclase-pyroxène-amphibole, pour les roches dont :

SAT = 0 à 10

FELD = 0 à 40.

Les valeurs des indices de coloration et pyroxéno-amphibolique peuvent également y être reportées.

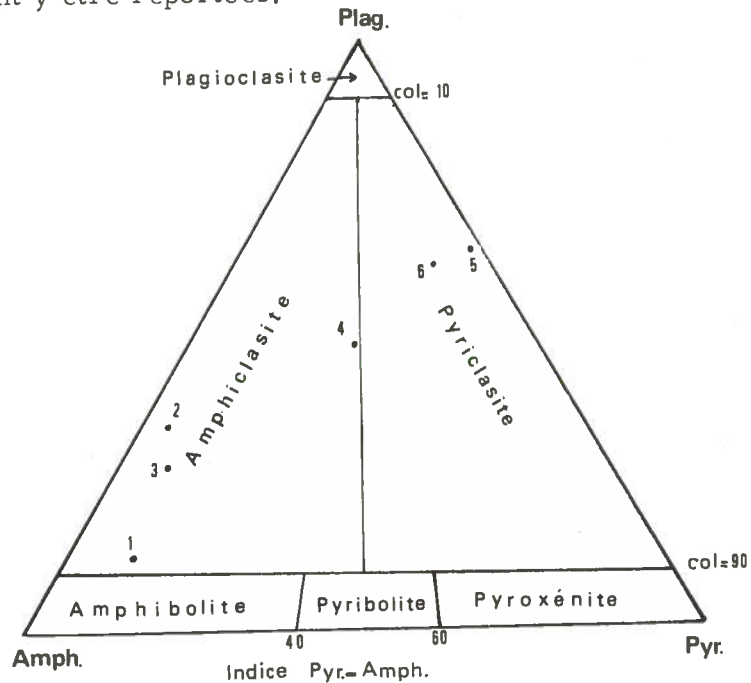


Fig. 17. Diagramme de répartition des principaux types de roches métamorphiques basiques, d'après la classification de P. GIRAUD (1960). (Valable pour des roches dont SAT entre 0-10 et FELD " 0-40).

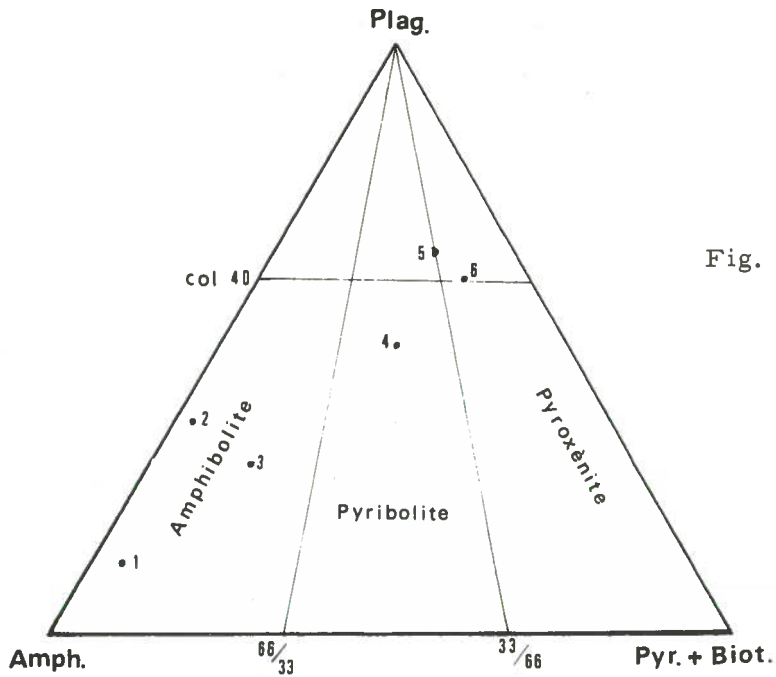


Fig. 18. Diagramme de répartition des principaux types de roches métamorphiques pyroxéno-amphibolitiques (d'après J. MARTIGNOLE, 1968).

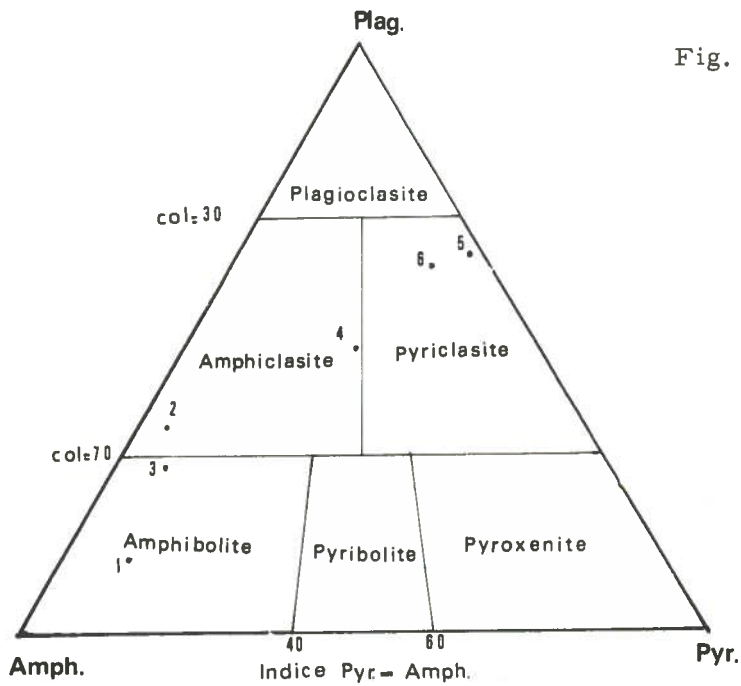


Fig. 19. Diagramme proposé pour la répartition des principaux types de roches métamorphiques basiques. Valable pour les roches dont :
 $0 < SAT < 10$ et
 $0 < FELD < 40$.

J. MARTIGNOLE (1968) combine la classification de A. BERTHELSSEN et celle de R. T. CANNON, en construisant un diagramme triangulaire (fig. 18 Pl. 8) plagioclase-amphibole-pyroxène + biotite, où les valeurs du rapport hbl./pyr. et de l'indice de coloration délimitent les champs de l'amphibolite, de la pyribolite et de la pyroxénite.

En définitive, nous proposons le diagramme triangulaire plagioclase-amphibole-pyroxène (fig. 19 Pl. 8) au sein duquel les domaines des mêmes roches sont délimités par les valeurs des indices de coloration et pyroxéno-amphibolique.

Au lieu de prendre en compte la valeur du rapport hbl./pyr. pour définir les champs des amphibolites, pyribolites et pyroxénites, il est tenu compte de l'indice pyr.-amp, respectivement : 0-40, 40-60, 60-100, comme dans la classification de P. GIRAUD.

Mais cette dernière est modifiée afin de mieux "équilibrer" le diagramme : domaine des plagioclases étendu jusqu'à COL = 30, le domaine des amphibolites, pyribolites, pyroxénites a été agrandi jusqu'à COL = 70.

Il est bien évident que de telles limites sont arbitraires mais le lecteur saura ce qu'il faudra entendre ultérieurement quand seront employés les termes d'amphibolite, de pyriclasite, etc.

Rappelons que ce diagramme n'est valable que pour les roches dont :

SAT = 0 à 10

FELD = 0-40.

Les indices de coloration et pyr./amp. sont calculés ici en ramenant le **total** : plagioclase + pyroxène + amphibole à 100.

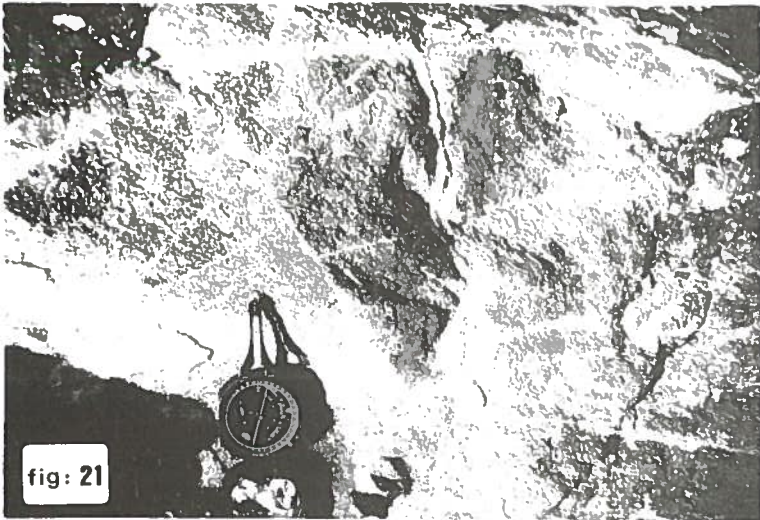
LES ROCHES BASIQUES

Fig. 20 : masse amphibolique parcourue par des veinules de plagioclase (lac de la Roche).

Fig. 21 : aspect agmatitique d'une amphibolite (Sud du lac Croche).

Fig. 22 : mince niveau d'amphibolite plissé (coin supérieur gauche) et recoupant légèrement des mangérites à foliation fruste (1,5 km au Nord Ouest du lac à la Truite).

PL. 9



2. 1. 9. 2. Mode de gisement

Les trois catégories de roches basiques reconnues sur notre terrain (amphibolite, amphiclasite et pyriclasite) présentent un mode de gisement semblable. D'ailleurs, fréquemment, on peut voir, dans un même banc, le passage graduel d'un facies à l'autre.

Plusieurs types de gisement ont pu être individualisés.

On a, d'abord, des unités cartographiables. Ainsi, sur la carte géologique ont été indiquées plusieurs masses de roches basiques :

- au coeur du synforme du lac Joli Ouest, un croissant, soulignant la structure, suivi sur 2 km en direction et d'une puissance réelle d'une vingtaine de mètres ;
- au coeur de la structure du lac de la Roche, un amas de 15 m de puissance réelle et de 3 km d'allongement ;
- au Nord Ouest du lac Joli, d'une part, et à l'Ouest du lac de la Roche, d'autre part : 2 amas dont la superficie est pour chacun d'eux de l'ordre de 1 à 2 km².

Dans tous les cas, les différents facies sont associés. De plus on peut parfois observer des facies de migmatisation : du matériel "granitique" est injecté dans les cassures affectant le matériel basique (agmatites) (fig. 20 et 21 Pl. 9).

A côté de ces amas stratiformes, qui ont pu être indiqués sur la carte géologique, on rencontre de petits niveaux basiques dont la puissance atteint rarement un mètre. On les rencontre d'abord dans les leptites rubanées, au sein desquels elles sont interstratifiées.

Les efforts tectoniques les ont fréquemment plissés, boudinés, étirés. Il s'agit-là d'amphibolites qui ont tendance à s'épaissir dans les charnières (Pl. 7).

Par la suite, dans le complexe migmatitique occidental, il est fréquent d'observer de petits niveaux riches en amphibole et pyroxène de quelques centimètres d'épaisseur. Parfois, sur leur bordure, le matériel quartzo-feldspathique se charge en gros individus de pyroxène de recristallisation. Cette dernière semble s'être effectuée lors de l'"injection" d'un matériel granitique provenant d'un phénomène anatectique.

Enfin, un autre type, franchement recoupant, a pu être identifié dans la série paragneissique et dans les gneiss mangéritiques (fig. 22 Pl. 9) mais leur puissance et leur fréquence sont trop faibles pour en faire des niveaux cartographiables.

Toutes ces roches sont facilement identifiables sur le terrain du fait

d'une altération brun noir ; en cassure fraîche amphibole et pyroxène, noir brillant ou noir verdâtre foncé, se détachent sur un fond blanc verdâtre de plagioclase. Le facies malgachitique s'observe assez couramment.

Le grain est moyen à grossier.

2.1.9.3. Etude microscopique

Comptage de points. Ils ont été effectués sur 6 échantillons.

	1	2	3	4	5	6
amphibole	71 %	56 %	70 %	26 %	1 %	5 %
pyroxène	8	4	8	25	29	18
plagioclase	11	32	25	44	53	51
biotite	--	1	5	1	1	2
feldspath potas- sique	< 1	2	1	3	4	8
minéral	6	1	2	trace	2	4
scapolite	2	-	-	-	-	-
quartz	-	2	3	< 1	8	2
grenat	-	-	-	-	1	-
apatite	trace	trace	trace	-	trace	trace
sphène	trace	trace	trace	-	-	-
zircon	-	-	-	trace	trace	trace
SAT	1	5,9	11	2,1	14	3,4
COL	88	64	71	52	35	39
FELD	8,3	5,9	3,8	6,4	7	13,5
PYR/AMP	10	6,7	10	49	97	78

1 : G-26-9A

2 : G-28-15

3 : G-23-5A

4 : G-27-8A

5 : G-27-17

6 : G-27-6A.

Les points représentatifs de ces six échantillons sont reportés sur les différents diagrammes de la page 43 et 44 . On voit que, dans la classification que nous proposons (fig. 19 Pl. 8), 1 et 3 sont des amphibolites, 2 et 4 des amphi-clasites , 5 et 6 des pyriclasites.

Nous nous contenterons, ici, de faire un résumé des caractères des minéraux constitutifs.

La structure dominante est granoblastique du type polygonal ou interlobé. Parfois se détachent des cristaux subautomorphes, de hornblende.

Le quartz est, soit absent, soit présent à de faibles teneurs. Le pourcentage maximum (8 % pour l'échantillon 5) a été trouvé dans une pyriclasite. Il forme alors de petits grains interlobés ou de petites lentilles.

Le feldspath potassique est lui aussi présent en faible quantité, de 1 à 4 % en moyenne. Seul l'échantillon 6, qui est une pyriclasite, en renferme 8 %. On doit observer que pour cette roche il s'agit d'un feldspath potassique qui remplit de petites fractures, l'échantillon ayant ainsi l'aspect d'une agmatite.

Il semble s'agir d'orthose par comparaison à des cristaux définis comme tels dans d'autres types de roches.

Le plagioclase, dans les amphibolites 1, 3, et les amphi-clasites 2, 4, est de l'andésine entre An 42 et An 50, avec une dominante An 47. Les macles polysynthétiques albite-ala et albite-péricline sont parfois tordues ou fusiformes. Certaines plages sont séricitisées, l'altération affectant d'abord le centre. On les trouve parfois en inclusions dans la hornblende. Dans l'amphi-clasite 4 et les pyriclasites 5, 6, le plagioclase est plus calcique : labrador An 63 - 66 pour l'échantillon 4 et bytownite An 72 - An 79 pour 6. Les plages sont, en général, subautomorphes avec des macles polysynthétiques albite et albite-péricline. Certaines d'entre elles présentent un début d'altération en scapolite.

L'amphibole, dans les amphibolites et amphi-clasites, est une hornblende à fort pléochroïsme variant du jaune brun au vert jaunâtre. Les plages ont tendance à être automorphes. Les mesures effectuées ont donné : $2V \text{ Np} = 88^\circ$; $Z \wedge C = 12^\circ$.

Localement on la voit se développer aux dépens des pyroxènes. Elle peut renfermer des inclusions : quartz-plagioclase-scapolite.

Dans les pyriclasites, il s'agit également d'une hornblende mais à pléochroïsme variant du vert brunâtre foncé au jaune verdâtre. On la voit très fréquemment se développer aux dépens des pyroxènes. Certains individus sont subautomorphes mais la plupart sont en plages amiboïdes entre les plagioclases. Les principales inclusions sont celles de plagioclase.

Les pyroxènes sont représentés essentiellement par de l'orthopyroxène soit non pléochroïque soit à pléochroïsme net (Ng : vert pâle, Np : rose brunâtre), avec, dans les deux cas : $2V Np = 61^\circ$.

On rencontre également soit du diopside soit de l'augite.

La biotite a un pourcentage qui atteint, au maximum, 5 % dans l'échantillon 3. Son pléochroïsme est très élevé dans les termes riches en amphibole (rouge brun intense à brun clair), mais il est plus faible dans la pyriclasite : de brun jaunâtre à jaune pâle. On la voit se développer aux dépens de la hornblende en petits bâtonnets disposés dans le plan de la foliation.

Les minéraux accessoires sont les suivants : oxydes de fer, dont le pourcentage peut atteindre 6 % et qui se situent en bordure des cristaux de hornblende : apatite, sphène. Dans la pyriclasite 5 ont été observés quelques grenats poecilites. Dans l'amphibolite 1 la scapolite développée aux dépens du plagioclase atteint 2 %. Quelques zircons ont été observés dans les échantillons 4, 5, et 6.

2.2. LE COMPLEXE MIGMATITIQUE

2.2.1. MODE DE GISEMENT

Par complexe migmatitique nous entendons ici tout un ensemble de formations qui affleure au Nord Ouest de notre terrain d'étude et qui présente une grande homogénéité tant du point de vue pétrographique que du point de vue structural. En particulier, il s'individualise de façon très nette par rapport à la série paragneissique, qui, comme nous le verrons plus loin, se situe topographiquement et sans doute stratigraphiquement au-dessus.

L'étude de cet ensemble n'a été que fragmentaire. Aussi nous n'en donnerons qu'une description sommaire.

Du point de vue des facies on peut distinguer deux grandes catégories : migmatites rubanées et migmatites hétérogènes.

2.2.1.1. Les migmatites rubanées constituent un empilement assez régulier de niveaux d'amphibolite à pyroxène de quelques centimètres à 30 cm d'épaisseur (restite ou paléosoma)¹ et de gneiss à amphibole et pyroxène, de 0,20 à

1. Les termes de restite ou paléosoma, de mobilisat ou néosome, de textures surritiques, sont empruntés à la nomenclature proposée par K. R. MEHNERT et R. V. DIETRICH (1960) ; et ceux de migmatites hétérogènes, embrèchites, épibolites et diadysites à celle de J. JUNG et M. ROQUES (1952).

à 1 m de puissance, où s'individualisent des porphyroblastes de feldspath potassique (texture d'embranchite ocellée).

Localement les niveaux d'amphibolites sont boudinés, l'espace entre les fragments étant rempli par du matériel granitique (texture surréitique).

En cassure fraîche les gneiss présentent une coloration gris verdâtre à franchement verte, due à la pigmentation des feldspaths.

2.2.1.2. Les migmatites hétérogènes ont une importance volumétrique plus faible que celle des migmatites rubanées. Au sein de ces dernières, on observe des secteurs où s'individualisent des filons, des amas de granite à grain fin ou grossier et de pegmatites. Les filons, dont la puissance varie de 10 cm à 10 m, peuvent être concordants (épibolite) ou franchement recoupants (diadysite) par rapport à la foliation des gneiss.

Les amas de forme lenticulaire, dont la superficie peut dépasser 100 m², ne présentent pas de contours nets. Localement ils passent de façon progressive aux migmatites rubanées. Ce matériel, à composition granitique, a une couleur rose dominante du fait de l'abondance du feldspath potassique. Par ailleurs on doit noter qu'il présente presque constamment une foliation due, en particulier, à la disposition des lentilles de quartz et des "yeux" de feldspath.

Du point de vue structural, ce complexe migmatitique présente une foliation NE-SO quasi constante qui n'est affectée localement que par de petites ondulations. Dans les migmatites rubanées, des plis couchés mineurs ont pu être observés, mais leur fréquence est bien moindre que dans l'ensemble paragneissique. Quant à l'épaisseur de ce complexe, elle n'a pas été chiffrée de façon précise car sa structure exacte n'a pas pu être décelée. Dans l'hypothèse où il n'y aurait pas de redoublement tectonique cette épaisseur serait approximativement de 2 000 m.

2.2.2. ETUDE MICROSCOPIQUE

Il ne sera pas fait ici une description détaillée de tous les facies constitutifs du complexe migmatitique.

Nous nous contenterons de donner les caractères essentiels de deux échantillons de migmatites rubanées où on observe une partie de "restite" et une autre où un début de mobilisation s'est effectué. Les pourcentages volumétriques donnés sont donc les moyennes de ces deux parties.

Pourcentage volumétrique :

	G-39-16	G-59-15
quartz	10 %	18 %
feldspath potassique	53	47
plagioclase	19	13
amphibole	5	19
pyroxène	7	5
biotite	1	< 1
mineral	2	< 1
apatite	trace	trace
zircon	-	trace
sphène	-	trace

Structure

Dans la "restite" la structure est franchement granoblastique. Dans la partie qui a été affectée par un début de mobilisation on voit des porphyroblastes de feldspath potassique qui, d'une part, sur leur pourtour, ont subi une cataclase, matérialisée par une granulation, et qui, d'autre part, sont entourés par une mésostase granoblastique. Dans cette dernière s'individualisent des lentilles de quartz de type granulitique.

Le quartz est relativement peu abondant (10 à 18 %). Comme il a été dit plus haut, il tend à se présenter en lentilles étirées pouvant atteindre 1 cm de long. On le rencontre également en plages interlobées associées au feldspath potassique. Parfois, il présente une extinction roulante.

Le plagioclase est de l'andésine (An 31 à An 36). Il est, en général, maclé : association de type albite-ala. Les individus de macles sont le plus souvent fusiformes et tordus. Dans les zones riches en quartz et feldspath, il peut prendre une allure porphyroblastique et est alors antiperthitique. Certains plagioclases peuvent renfermer des inclusions poecilites d'anciens plagioclases.

Le feldspath potassique est contamment abondant (53 et 47 %) dans les deux échantillons supra). Il s'agit essentiellement de microcline perthitique et peut-être également d'orthose microperthitique (quelques mesures ont donné $2V Np : 72^\circ$).

La taille des plages est variable : soit identique à celle des quartz et plagioclase, c'est-à-dire faible, soit beaucoup plus grande (0,5 x 1 cm).

Les mégacristsaux sont fréquemment entourés d'une mosaïque de petits individus de feldspath potassique qui proviennent de phénomènes cataclastiques. Ces derniers sont certainement également à l'origine de la forme ocellée des porphyroblastes.

L'amphibole est une hornblende dont le pléochroïsme varie du vert brunâtre au jaune verdâtre. Les autres caractères optiques sont les suivants : $2V Ng : 66^\circ$, $Ng \wedge C : 15^\circ$.

Cette hornblende brunâtre se concentre dans les niveaux ferromagnésiens qui représentent les "restites" et elle peut être absente dans les niveaux plus leucocrates. Souvent on la voit se développer aux dépens du pyroxène.

Le pyroxène. Il s'agit essentiellement d'un clinopyroxène de la série diopside-hedenbergite. Il montre un léger pléochroïsme : Ng : vert pomme, Np : vert brunâtre.
Son angle d'axe est $2V Ng : 60^\circ$.
Il est souvent ouralitisé.

A côté de ce clinopyroxène a été rencontré, dans quelques lames, de l'hyperstène.

La biotite dont le pourcentage est toujours inférieur à 1 % se présente en petits bâtonnets disposés dans le plan de foliation. Son pléochroïsme est très prononcé de brun rougeâtre au jaune brunâtre. On la voit parfois se développer à l'intérieur des pyroxènes.

Les minéraux accessoires sont : oxydes de fer sur le pourtour de certaines plages, apatite à l'état de trace mais toujours présente, zircon et sphène.

2. 3. LES ROCHES ERUPTIVES

2. 3. 1. LE GRANITE DE SAINT-DIDACE

2. 3. 1. 1. Historique

Le massif granitique de Saint-Didace fut d'abord reconnu par ADAMS (1895). Ses limites furent tracées par ELLS (1898) à la suite d'une reconnaissance qu'il effectua pour le compte de la Commission Géologique du Canada. Puis OSBORNE (1936) fit l'étude pétrographique de la région de Shawinigan et aborda ainsi l'étude de la bordure orientale de ce batholithe. Quant aux limites sud et nord, elles furent étudiées respectivement par J. BELAND (1961), PHILPOTTS (1962) et R. BELAND (1967). Enfin plus récemment J. MARTIGNOLE (1968 à 1970 inclus), à l'occasion de son étude générale de la région de Shawinigan, a insisté tout particulièrement sur les aspects structuraux et pétrographiques de ce granite.

2. 3. 1. 2. Mode de gisement

A l'extrême Sud Est de notre terrain d'étude affleure une très faible partie du batholithe granitique de Saint-Didace, qui mesure selon NE-SO une cinquantaine de kilomètres, et selon NO-SE une dizaine de kilomètres.

Du point de vue topographique ce massif granitique donne de petits monticules fortement boisés dont la hauteur excède rarement 100 m.

Sur la carte géologique on voit tout de suite que sa limite nord ouest correspond à un important réseau de fractures de direction moyenne NE-SO. Par ailleurs, le long de la zone de contact, entre granite et gneiss, s'échelonne toute une série de lacs reliés entre eux par des vallées remplies d'alluvions de nature diverse. De la sorte, il n'a pas pu être trouvé d'affleurement permettant, d'une part, de localiser exactement la limite du granite, et, d'autre part, de voir le contact entre ce dernier et l'ensemble gneissique. Il n'est donc pas possible de dire si ce granite est concordant ou discordant. Toutefois, du point de vue régional, il paraît être, en grand, concordant avec les schistes cristallins encaissants.

A hauteur du lac Délicy, en partant du granite franc, au SE, et en se dirigeant vers le NO, quelques affleurements montrent un granite présentant une texture gneissique assez prononcée. Puis, sur toute la largeur de la dépression séparant le lac Délicy au lac Gertrude, aucune observation n'a pu être faite. Au-delà, on tombe dans la zone de failles où les roches présentent des structures cataclastiques si prononcées qu'il est difficile de dire s'il s'agit de granite ou de leptite mylonitique. Quelques panneaux de roches, moins écrasées, laissent penser qu'il s'agit de leptites qui, avant le jeu de failles et de la cataclase, auraient été "contaminées" par le granite. Celui-ci aurait développé une petite "auréole" de migmatisation. Mais il est difficile de l'affirmer.

Au NE, à proximité du lac Gertrude, nous n'avons pas non plus observé de contact entre le granite et les gneiss mangéritiques. On a l'impression qu'il y a un passage progressif entre les deux types de roches mais aucune preuve ne peut être avancée.

Les affleurements les plus typiques de ce granite se situent sur le bord de la route qui contourne à l'Est le lac Déligny. Les porphyroblastes de feldspaths potassiques roses, entourés de ferromagnésiens, sont étirés et déterminent ainsi une linéation très nette. Quand on se rapproche de la zone faillée, la structure devient cataclastique : coloration rose saumon des feldspaths, quartz étirés, foliation et linéation très développées.

2.3.1.3. Description microscopique

Pourcentage volumétrique. Deux échantillons ont été passés à la platine intégratrice. Le calcul des indices de J. JUNG et R. BROUSSE (1959) indique que l'on a affaire à une roche de la famille des granitiques monzonitiques.

	G-73-1	G-72-2
feldspath potassique	25 %	28 %
plagioclase	46	42
quartz	17	14
biotite	1	3
amphibole	7	8
mineral	4	3
zircon	trace	trace
apatite	<1	1
sphène	trace	trace
COL :	12	16
FELD :	35	40
SAT :	24	20

Dans la classification proposée par M. WILLIAMS, F. J. TURNER et C. N. GILBERT (1954), il s'agit d'une adamellite.

structure	feldspath alcalin > 1/8 < 1/3 feldspath total	feldspath alcalin > 1/3 < 2/3 feldspath total	feldspath alcalin > 2/3 feldspath total
grain fin	dacite	rhyodacite	rhyolite
grain grossier	granodiorite	<u>adamellite</u>	granite

La structure. Les lames taillées dans des échantillons frais, non cataclastiques, montrent des mégacristsaux de microcline perthitique pouvant atteindre 4 cm de diamètre, se détachant dans une mésostase grenue, faite de feldspaths, de quartz et de ferromagnésiens (biotite et amphibole). Certains des mégacristsaux ont une structure rapakiwique : coeur de feldspath potassique et auréole, parfois de 0,5 cm d'épaisseur, de plagioclase. Plus rarement aussi on peut voir de grands individus de plagioclase, localement bordés par une frange de feldspath potassique et renfermant, en inclusions, des petites plages de ce dernier. On a là une amorce de structure antirapakiwique.

Le quartz se présente en plages à contours interlobés et le plus souvent à extinction roulante. Certaines d'entre elles sont étirées et ont tendance à mouler les mégacristsaux de feldspath. D'autres sont en inclusions poecilitiques dans ces derniers.

Le feldspath potassique constitue des mégacristsaux (porphyroblastes) qui peuvent atteindre quelques centimètres de diamètre. Ils sont parfois légèrement étirés et leur contours sont souvent dentelés. Parfois on a l'impression que la fine mosaïque qui les entoure est un produit d'écrasement du mégacrystal. Il s'agit, le plus souvent, d'un microcline perthitique caractéristique. Mais il n'est pas impossible que l'orthose perthitique soit présente (absence de macles). Les inclusions de plagioclase sont en forme de petites flammes ou de filonnets. Elles sont irrégulièrement disséminées et leur total volumétrique peut atteindre 20 % du mégacrystal.

On a pu observer également d'autres inclusions poecilitiques : plages amiboïdes de plagioclase An 25, renfermant souvent des inclusions myrmékitiques, quartz, biotite et zircon.

Le plagioclase est de l'oligoclase dont la composition varie entre An 23 et An 30. Il présente des macles albite et Carlsbad. Les premières étant souvent fusiformes et tordues.

Rappelons que certains porphyroblastes de feldspath potassique possèdent une auréole régulière de plagioclase. Enfin, on doit noter l'abondance des associations myrmékitiques au contact des feldspaths potassiques.

La biotite est fortement pléochroïque : Ng : rouge foncé, Np : jaune brunâtre clair. On la rencontre le plus souvent en petites baguettes au sein des amphiboles ou au contact des porphyroblastes de feldspath potassique, Il semble, en règle générale, qu'elle se soit développée aux dépens de l'amphibole. Enfin on la rencontre en association diablastique avec le quartz.

L'amphibole dont le pourcentage est supérieur à celui de la biotite est une hornblende, dont le pléochroïsme varie du vert foncé au brun jaunâtre. Parfois elle donne des plages automorphes mais, dans beaucoup de cas, celles-ci paraissent "rongées" par le quartz et les feldspaths et renferment de nombreuses inclusions de minéraux felsiques, de biotite, de zircon, d'apatite.

Les minéraux accessoires sont : oxydes métalliques (3 et 4 %) représentés par de l'ilménite et de la magnétite, ce qui rend la roche parfois magnétique (déviations de l'aiguille de la boussole) ; apatite, le plus souvent en inclusions dans les amphiboles ; zircon relativement abondant et sphène sous forme de trace.

2.3.2. LES ROCHES MANGÉRITIQUES

2.3.2.0. Introduction

Nous allons décrire maintenant un ensemble de formations que, sur le terrain, nous avons dénommées mangérites quartziques ou (et) gneiss mangéritiques. Après comptages de points, analyses chimiques et étude minéralogique détaillée, le problème s'est posé de savoir quel était le terme qui leur convenait le mieux. En définitive, nous avons jugé préférable, pour les raisons qui seront exposées à la fin de ce paragraphe, de conserver les termes de mangérite quartzique et de gneiss mangéritique.

2.3.2.1. Mode de gisement

Du point de vue cartographique ces roches constituent d'abord un niveau isolé au SO, dans la région du lac de la Roche, et, surtout, de puissantes masses

au NE entre le lac Gertrude au Sud et la rivière aux Ecorces au Nord.

Dans les deux cas, mais c'est particulièrement net pour le premier niveau, ces formations sont interstratifiées dans les schistes cristallins décrits précédemment et particulièrement dans les gneiss à grenat et les leptites rubanées. En outre leur foliation est parallèle à celle de leurs roches encaissantes.

A l'affleurement on a des roches massives dont la surface altérée est brun chamois. Cette coloration se poursuit plus ou moins profondément sur quelques centimètres à dix centimètres. En dessous la roche fraîche est vert foncé. La granulométrie est, en général, grossière et très fréquemment, on voit s'individualiser des mégacristsaux de feldspath verdâtres, parfois étirés et dont la taille varie de 1 à 4 cm.

La puissance des différents bancs est difficile à chiffrer. Localement, près du lac Joli, elle a pu être estimée à une trentaine de mètres.

Il est très important de signaler que, si dans l'ensemble ces mangérites sont concordantes avec les schistes cristallins encaissants, on a pu observer les faits suivants : lambeaux de gneiss à grenat et de leptite complètement cernés par la roche mangéritique ; banc de quartzite isolé dans cette dernière, fracturé, ses fragments flottant dans la mangérite.

2. 3. 2. 2. Etude microscopique

Les structures. Sur notre terrain les roches mangéritiques se caractérisent par la présence de mégacristsaux (ou porphyroblastes ?) surtout de feldspath potassique et, accessoirement, de plagioclase. Mais leur taille et leur forme sont très variables et on peut ainsi distinguer plusieurs types de structures (Pl. 10).

a) Structure en mortier : les mégacristsaux de feldspath potassique, rosés sur l'échantillon, ou de plagioclase sont "écrasés" sur leur pourtour en une fine mosaïque de feldspaths (fig. 23 Pl. 10).

b) Structure ocellée proprement dite : les mégacristsaux ont été étirés et ont également recristallisé sur leur pourtour (fig. 24 Pl. 10).

c) Structure ocellée du type "flaser" : les yeux, plus ou moins étirés, de feldspath potassique ou calco-sodique qui apparaissent sur les échantillons sont, en fait, constitués par une association granoblastique interlobée ou amiboïde de feldspaths de recristallisation. Ils sont entourés par une mésostase de quartz, feldspaths et ferromagnésiens (fig. 25 Pl. 10).

d) Structure granoblastique : sur l'échantillon et sur la lame mince, on ne voit plus que très rarement des mégacristsaux qui se résolvent à des agglomérats granoblastiques polygonaux ou interlobés (fig. 26 Pl. 10).

STRUCTURE DES GNEISS MANGERITIQUES

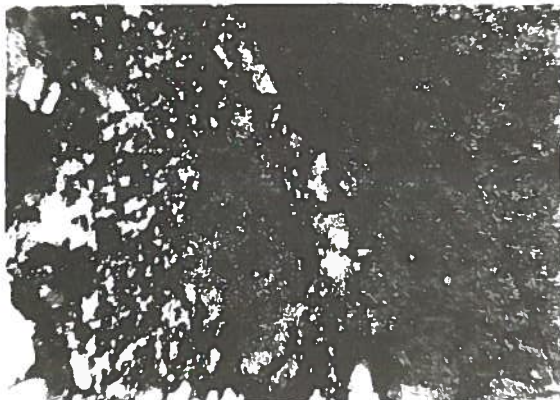


Fig. 23. Structure en mortier
(L. P. x 100).

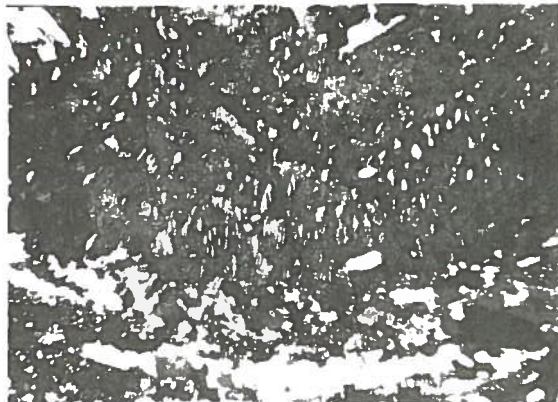


Fig. 24. Structure oillée
(L. P. x 35).

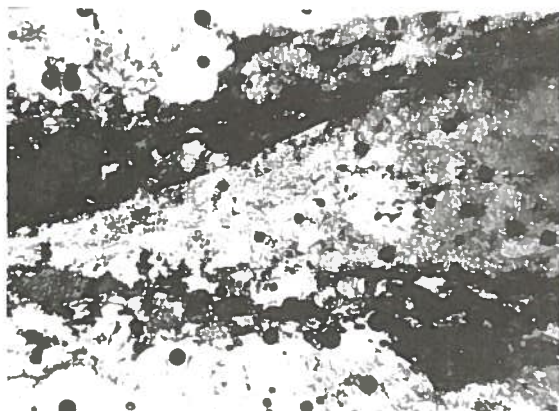


Fig. 25. Structure oillée du type
"flaser" (L. N. x 35).

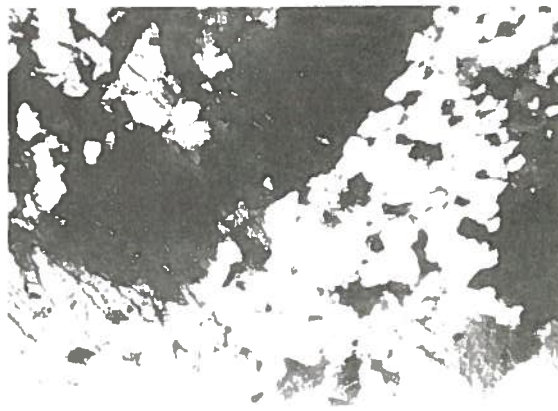


Fig. 26. Structure granoblastique
(L. P. x 35).

A l'échelle de la région, on peut voir le passage d'une structure à une autre : la structure en mortier s'observe tout particulièrement dans la partie nord est à l'approche du massif de monzonite du lac Sacacomie, tandis que la structure de type "flaser" s'observe près du lac Gertrude et que la structure granoblastique est constante dans le niveau mangéritique isolé du Sud Ouest.

D'après ce simple critère structural, on peut déjà envisager que ces roches à composition minéralogique proche de celle des mangérites, étaient primitivement des roches plutoniques à structure porphyroïde mais qu'elles ont subi des phénomènes cataclastiques accompagnés de recristallisations.

Pourcentage volumétrique : les quatre échantillons ci-dessous peuvent représenter la composition des mangérites de la région. Le premier a été récolté dans la bande mangéritique isolée du Sud Ouest et les trois autres proviennent des amas mangéritiques de la partie orientale.

	1	2	3	4
quartz	21 %	18 %	9 %	20 %
feldspath potassique	59	51	34	38
plagioclase	13	19	36	29
biotite	3	--	1	1
pyroxène	1	9	7	-
amphibole	1	1	6	8
oxyde de fer	1	2	6	3
apatite	trace	trace	-	< 1
sphène	trace	--	-	-
zircon	-	--	trace	trace
SAT :	22	20	13	30
FELD :	82	71	48	57
COL :	7	12	21	13

1 = G-38-8

2 = G-10-10

3 = G-11-6

4 = G-10-2

Description minéralogique

Le quartz, dont le pourcentage atteint dans certains cas 20 %, se rencontre dans la mésostase qui cimente les mégacristaux de feldspath, soit sous forme de plages granoblastiques, soit sous forme de lentilles étirées et aplaties. Son extinction est le plus généralement onduleuse surtout dans les échantillons qui montrent une faible recristallisation.

Le feldspath potassique est toujours abondant : il représente en moyenne autour de 50 %. La mesure de l'angle des axes optiques, sur les plages non maclées ($2V Np = 60^\circ$) indique qu'il s'agirait d'une orthose mais nous n'avons pas fait l'étude radiocristallographique pour déterminer le degré de triclinicité.

A côté de cette orthose (?) non maclée, on trouve également du microcline quadrillé. Ces deux types de feldspath potassique sont perthitiques.

Rappelons que certaines plages sont porphyroblastiques (jusqu'à 3 cm dans leur plus grande dimension) et sont bordées par une mosaïque de fins cristaux de recristallisation (structure en mortier).

En outre certains "yeux" qui, sur l'échantillon, apparaissent constitués par un seul individu, se décomposent bien souvent en une association de plages granoblastiques de feldspath potassique (structure du type "flaser" ou structure granoblastique).

Les inclusions poecilites, en particulier de plagioclase, sont fréquentes. Il semble que dans certains cas, on puisse parler de pseudomorphose, plus ou moins avancée, des plagioclases par les feldspaths potassiques. Lors des recristallisations accompagnant la cataclase, la phase potassique a pu être mobilisée et remplacer les plagioclases.

Le plagioclase. Ses proportions varient entre 13 et 36 %. Il s'agit essentiellement, soit d'oligoclase calcique, soit d'andésine (An 24 à An 42). Quelques très rares mesures ont donné un labrador aux alentours de An 60.

Les plages sont en général maclées du type albite, les individus étant fréquemment fusiformes et tordus. Certaines plages sont antiperthitiques. Enfin les associations myrmékitiques, soit au contact, soit à l'intérieur des feldspaths potassiques, sont courantes.

Les pyroxènes. Il s'agit d'une association de clinopyroxène et d'orthopyroxène, le second étant le plus abondant. Le clinopyroxène, dont les caractères optiques sont ceux de l'augite, se présente en plages subautomorphes à extinction franche.

L'hypersthène lui, donne des plages à extinction roulante et à clivages

tordus. Dans les échantillons présentant une structure granoblastique, il donne des prismes dont l'axe de plus grand allongement est parallèle à la foliation.

L'amphibole. Il s'agit d'une hornblende brunâtre dont les plages sont subautomorphes. Bien souvent on la voit se développer aux dépens des pyroxènes.

La biotite se présente sous forme de petits bâtonnets disposés dans le plan de la foliation ou moulant les porphyroblastes de feldspath. Son pléochroïsme est fort, de rouge brunâtre à beige pâle.

Les minéraux accessoires principaux sont : oxydes métalliques qui peuvent atteindre 3 % du volume de la roche ; il s'agit essentiellement de magnétite et d'ilménite qui remplissent les interstices entre les grains de la mésostase ; l'apatite toujours présente, le plus souvent en petits grains trapus, mais parfois en prismes longs et étroits ; zircon, sphène rencontrés dans quelques échantillons en plages subautomorphes.

2.3.2.3. Conclusion

Les caractères, observés sur le terrain et au microscope, des roches que nous venons de décrire laissent supposer qu'il s'agit de roches éruptives à caractère charnockitique ayant subi, après leur mise en place, des déformations et des recristallisations.

Quant à la nature pétrographique exacte de ces roches, nous pouvons utiliser, d'une part les indices de J. JUNG et R. BROUSSE (1959) et, d'autre part, le diagramme triangulaire quartz-feldspath alcalin-plagioclase proposé par J. HØDAL (1945) pour la classification des roches charnockitiques (fig. 27).

En ce qui concerne les indices de J. JUNG et R. BROUSSE leurs valeurs pour les 4 comptages de points sont données en bas du tableau précédent ; on note que SAT, est toujours supérieur à 10, ce qui range nos roches dans la catégorie quartzique.

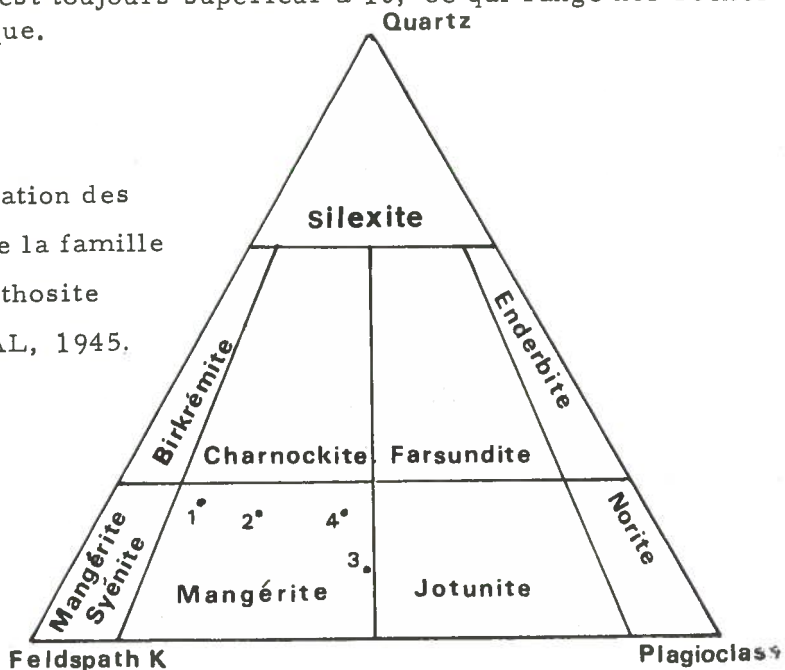


Fig. 27. Classification des roches de la famille de l'anorthosite (J. HØDAL, 1945. p. 139).

- L'indice feldspathique compris entre 48 et 82 en fait, soit des granites monzonitiques, soit des granites subalcalins. Dans la classification proposée par P. GIRAUD (1964) il s'agirait de charnockites s. str.

Dans le diagramme triangulaire quartz-feldspath alcalin-plagioclase de J. HØDAL, donné ci-avant (fig. 27), nos 4 roches se situent dans la catégorie des syénites (ou des mangérites), 3 d'entre elles se situant toutefois près de la limite des domaines des mangérites et des charnockites.

Dans l'étude pétrogénétique nous verrons, d'après les résultats de deux analyses effectuées, qu'il s'agit de roches intermédiaires entre la lignée charnockitique et celle des mangérites.

En définitive, le choix d'un terme exact est délicat. Nous opterons pour celui de mangérite (ou plutôt de gneiss mangéritique car il s'agit d'orthogneiss) car ce terme paraît être couramment utilisé au Canada pour des roches semblables.

2. 3. 3. LES DIABASES

2. 3. 3. 1. Mode de gisement

Quelques dykés de diabase, i subverticaux, ont été rencontrés dans le Sud Est de la région près de la route qui part à l'Ouest des lacs de Mandeville et Déligny. Ces filons se sont mis en place dans des fractures de direction nord 30° reliés au grand système de faille NE-SO.

En un point on a observé l'injection d'un filon dans le plan de foliation de gneiss penté 30° SE. La "racine" de ce filon couche est, semble-t-il, à rechercher dans un filon vertical remplissant une fracture.

A l'affleurement la patine de ces roches est brun chocolat et la cassure fraîche est gris noir. La texture est aphanitique surtout à proximité des épontes. Leur épaisseur excède rarement plus de 1 m.

Ces dykes sont la manifestation du dernier épisode intrusif de la région. Ils semblent être postérieurs au grand réseau de failles car on peut les voir localement recouper à la fois les brèches et les pseudotachylites qui jalonnent les grands accidents NE-SO. (fig. 28).

Fig. 28. Diabase recoupant une zone mylonitisée (sur la route, coté ouest du lac Déligny).



2. 3. 3. 2. Etude microscopique

La structure est subophitique, porphyrique (phénocristaux de plagioclase et de pyroxène. On note aussi de petites "cavités" remplies de calcite.

Minéralogie

La matrice, composée de microlites de plagioclase, de grains d'oxydes de fer, de quartz, de calcite, de hornblende verte et de clinopyroxène, forme près de 95 % de la roche. Des phénocristaux de taille moyenne baignent dans cette matrice. Il s'agit d'une part de plagioclases très altérés mais où les macles sont encore décelables et d'autre part de pyroxènes. Leur taille excède rarement plus de 3 mm de longueur. En outre, on a de la calcite, laquelle soit pseudomorphose en partie les plagioclases, soit forme des amas circulaires analogues à ceux trouvés dans les roches de type spilitique.

LOCALISATION

DES ZONES FAILLÉES



Riv. aux Ecorces

Lac à la Truite

Lac Croche

Lac Joli

Lac Gertrude

Lac de la Roche

Lac D'Éligny

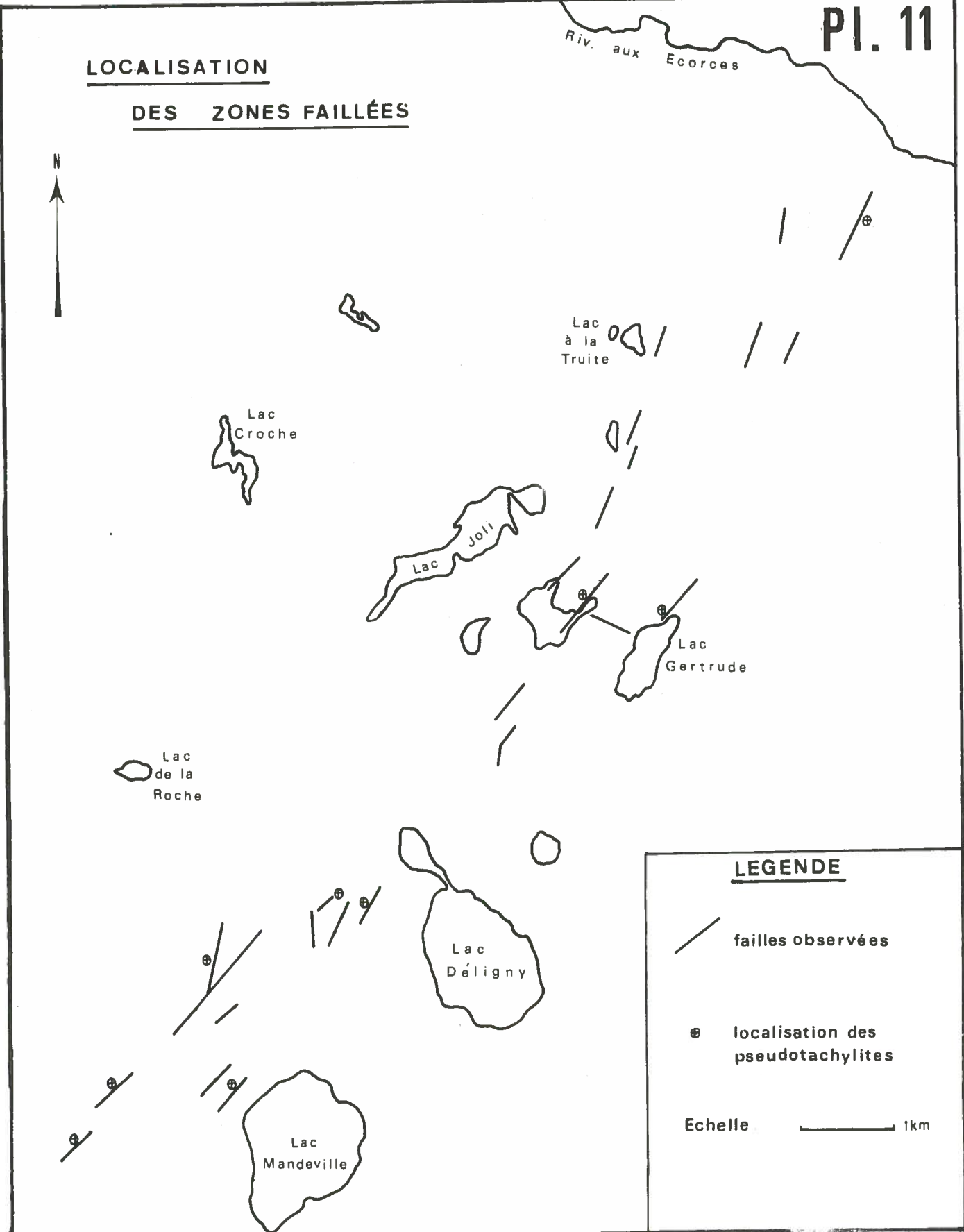
Lac Mandeville

LEGENDE

— / — / failles observées

⊕ localisation des pseudotachylites

Echelle ————— 1km



2. 4. LES ROCHES CATACLASTIQUES : LES PSEUDOTACHYLITES

2. 4. 0. INTRODUCTION

C'est à SHAND (1916) que l'on attribue l'introduction du terme "pseudotachylite" dans la littérature. Il l'appliquait à une roche aphanitique de couleur très noire trouvée dans un granite près de la ville de Parys, en Afrique du Sud. Or cette roche ressemblait étrangement aux tachylites qui sont des verres volcaniques de composition basique, d'où l'appellation par SHAND de pseudotachylites.

Par la suite, de nombreux auteurs ont noté d'une part la présence de roches semblables dans des zones de failles et de déformations tectoniques très intenses, et, d'autre part, leur association étroite avec des mylonites. Leur dénomination est très variable : crypto-mylonite, hyalo-mylonite, ultramylonite, purée parfaite, etc. (voir A. R. PHILPOTTS, 1964).

2. 4. 1. LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT

En ce qui concerne la région de Saint-Gabriel, les pseudotachylites s'observent tout le long du système de failles d'orientation majeure NE-SO qui traverse la partie SE du territoire étudié et qui est situé entre, d'une part le granite adamellitique de Saint-Didace au SE et, d'autre part, les paragneiss et les gneiss mangéritiques au NO. C'est dans ces derniers qu'elles sont les plus abondantes et les plus caractéristiques.

Sur le croquis de la planche 11 les principaux affleurements ont été indiqués. Par exemple, du lac Gertrude à la rivière aux Ecorces, nous en avons noté la présence sporadique sur une largeur de l'ordre de 500 à 1 500 m.

Dans cette zone elles sont intimement associées à des mylonites. Leur couleur varie du noir lustré à un gris très sombre. Elles se présentent sous forme de petits "filonnets" ou "dykes" (fig. 29 Pl. 12) dépassant rarement 4 à 5 cm d'épaisseur. Leur longueur varie beaucoup mais le plus souvent elle est de l'ordre de 10 à 15 cm. Elles peuvent prendre également la forme de petites langues ou veinules dans les niveaux non déformés. Mais le plus souvent elles constituent une matrice très noire englobant des fragments de roches, ce qui donne à l'affleurement un aspect bréchique (fig. 30 Pl. 12).

2. 4. 2. ETUDE MICROSCOPIQUE

Les pseudotachylites de la région de Saint-Gabriel sont souvent constituées essentiellement des parties suivantes : un verre brun foncé, parfois en voie de dévitrification, dans lequel flottent soit des minéraux ou esquilles de minéraux, soit des fragments de roches.



Fig. 29. Petit "dyke" de pseudotachylite recoupant la roche encaissante et se prolongeant dans une zone bréchique vers la droite (lac Gertrude).



Fig. 30. Pseudotachylite (en gris sombre) dans laquelle semblent flotter les fragments de mangérite. Cette dernière constitue les "épontes" de cette brèche (lac Déligny).

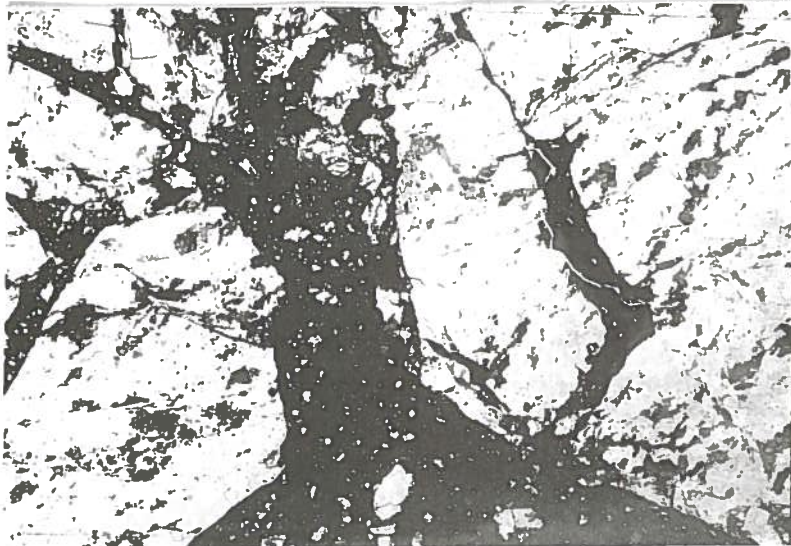


Fig. 31. Reproduction de la lame G-63-20 montrant plus en détail le phénomène de la fig. 30.

La couleur brun foncé du verre paraît provenir d'une pigmentation d'oxydes de fer, dont le pourcentage est parfois suffisamment élevé pour rendre la roche légèrement magnétique.

Ce verre est, le plus souvent, complètement opaque en lumière naturelle. Mais parfois il montre des traces de dévitrification : très fines taches incolores en lumière naturelle mais colorées en lumière polarisée.

Au sein de ce produit amorphe on rencontre deux types de minéraux : résiduels et de néoformation.

Les premiers ont une forme soit arrondie, quand leur diamètre est faible (de l'ordre du millimètre), soit anguleuse, quand leur taille augmente : cette dernière peut atteindre alors 1 centimètre.

Il s'agit essentiellement de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de ferromagnésiens (surtout pyroxène). Tous ces minéraux présentent des phénomènes de torsion, d'éclatement et, pour les minéraux felsiques, un début de fusion sur leur pourtour. Par ailleurs, ces derniers montrent parfois en lumière naturelle une coloration ou irisation violacée.

Quant aux minéraux secondaires, il faut surtout signaler la présence de petites vésicules, parfaitement circulaires, de calcite ainsi que de minéraux phylliteux de type séricite, muscovite et biotite. Par contre, nous n'avons pas observé la présence de microlites de feldspath potassique tels qu'en signale PHILPOTTS (1964).

Les fragments de roches inclus dans le verre ou dans la roche en contact direct avec les pseudotachylites, présentent de nettes structures cataclastiques et de rares cristallisations : extinctions roulantes, torsions de macles, éclatements, traînées de séricite. Quand il est présent le clinopyroxène paraît avoir mieux résisté ; toutefois certaines plages ont été cassées, les fragments déplacés et cimentés par le verre.

2.4.3. PROBLEME DE L'ORIGINE DES PSEUDOTACHYLITES

De nombreux auteurs se sont penchés sur le problème de l'origine de ces roches si particulières. Citons entre autres SHAND (1916), REYNOLDS (1954), PHILPOTTS (1969).

On peut d'abord résumer quelques-unes de leur caractéristiques essentielles :

1/ Les pseudotachylites sont en relation étroite et directe avec certains types d'accidents cassants. Apparemment, il semble s'agir, le plus souvent, d'accidents très importants du point de vue

régional. Dans notre cas les pseudotachylites ont été observées à proximité d'une faille sur 150 km en direction.

2/ La composition chimique du "verre pseudotachylitique" est analogue à celle des roches encaissantes.

3/ On peut parler de véritables "figures d'injection". Le matériel pseudotachylitique devait donc être doué d'une certaine mobilité, car on le voit remplir des fractures et donner de véritables "réseaux filoniens". Il fait penser parfois au matériel granitique (ou néosome) d'une agmatite.

De ces quelques caractères on peut en déduire raisonnablement que le "verre pseudotachylitique" provient de la solidification d'un matériel fondu. Celui-ci a dû être produit par une très forte augmentation de température, provoquée par des phénomènes de compression, de frottement ou de friction accompagnant les mouvements de certains types de faille.

Certains auteurs font même intervenir des phénomènes explosifs. Par exemple PHILPOTTS (1964) conçoit que de véritables explosions soient possibles lorsque les failles, contenant toujours de grandes quantités d'eau, subissent une soudaine augmentation de température du fait de la chaleur de friction.

Mais on pourrait aussi envisager qu'une très forte pression de vapeur d'eau puisse à elle seule, sans faire intervenir de "véritables explosions", abaisser le point de fusion de la roche.

On peut également se demander si la production d'un "bain pseudotachylitique" n'impose pas un climat thermodynamique élevé, c'est-à-dire que les roches affectées par les phénomènes cataclastiques soient également soumises à un fort gradient géothermique. C'est ce que pensent divers auteurs et en particulier A. R. PHILPOTTS (1964), qui avance, pour les pseudotachylites de la région avoisinante de Belleau-Desaulniers, le chiffre de 400°C comme valeur de la température régnant lors de la formation du "bain pseudotachylitique".

CHAPITRE III

ETUDE PETROGENETIQUE

- 3.1. ORIGINE DES DIVERS FACIES PETROGRAPHIQUES
 - 3.2. CARACTERES DU METAMORPHISME
-

3.1. ORIGINE DES DIVERS FACIES PETROGRAPHIQUES

3.1.0. - INTRODUCTION

A la suite de l'étude pétrographique des diverses formations cristallines de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon, nous aborderons maintenant le problème de leur mode de formation. Nous discuterons d'abord de l'origine de ce que nous avons considéré, dans le chapitre précédent, comme "série paragneissique", à savoir :

- 1-les gneiss,
- 2-les leptites,
- 3-les roches basiques,
- 4-les autres facies de cette série.

Par la suite, nous aborderons très brièvement, l'origine du complexe migmatitique. Enfin, nous discuterons de la pétrogenèse des roches plutoniques.

Nous confronterons aux résultats des seize analyses chimiques effectuées au laboratoire de géologie de Grenoble par Mesdames B. USELLE et F. KELLER, les diverses données recueillies soit par l'étude minéralogique ou pétrographique, soit par les données de terrain.

L'interprétation de ces résultats, à l'aide de plusieurs diagrammes classiques, nous permettra, par la suite, d'élucider leur mode de formation.

3.1.1. - ORIGINE DES GNEISS

Nous avons distingué dans ce groupe, lors de la description pétrographique (chapitre II), plusieurs variétés de gneiss : à grenat et sillimanite, à grenat et biotite, à graphite et pyrite, à biotite et amphibole et enfin à pyroxène.

Etant donné le très large éventail des compositions minéralogiques, il n'a pas été possible de faire des analyses chimiques systématiques de ces différents gneiss. Seuls un gneiss à sillimanite et grenat (1) et deux à biotite et amphibole (2 et 3) ont fait l'objet de dosages des éléments majeurs.

3.1.1.1. - Gneiss à grenat et sillimanite : (1)

3.1.1.1.1. - Diagramme $c/fm \times 100 - al - alk$
de Niggli (fig. 32, pl. 13)

Le point figuratif (1) tombe dans le domaine des "sédiments résiduels et argileux".

3. 1. 1. 1. 2. - Diagramme Fe_2O_3 (total) + TiO_2
+ CaO — Al_2O_3 — .73 SiO_2
de H. de la Roche (fig. 36, pl. 14)

L'auteur a constaté que les éléments Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, TiO_2 , CaO et SiO_2 étaient reliés entre eux dans la nature par une équation du type :

$$(i) \quad Al_2O_3 + Fe_2O_3 \text{ total} + TiO_2 + CaO = - \frac{cte}{100} SiO_2 + cte$$

En reportant la somme des oxydes (membre de gauche) pour chacune de nos analyses sur un graphique et les valeurs correspondantes en pourcentage de SiO_2 , on obtient un alignement plus ou moins parfait dont l'ordonnée à l'origine nous donne la valeur de la constante.

Pour nos roches, cette valeur se rapproche de celle trouvée par H. de la ROCHE, soit : 73. Nous avons donc, en reportant cette valeur dans l'équation (i) :

$$Al_2O_3 + Fe_2O_3 \text{ total} + TiO_2 + CaO + .73 SiO_2 = 73$$

L'auteur a donc conçu un diagramme triangulaire dont la somme des différents pôles est constante (73) et dans lequel il a défini des domaines à l'intérieur desquels se groupent les roches possédant la même origine.

Le report de l'analyse d'un échantillon de gneiss à grenat et sillimanite (1) s'effectue à proximité de la lignée éruptive (entre diorite et granite), mais dans un secteur où les domaines des pélites et des grauwackes se chevauchent. Compte tenu des paragenèses, l'origine pélitique est plus vraisemblable.

3. 1. 1. 1. 3. - Diagramme MgO - Na_2O - K_2O
de H. de la Roche (fig. 37, pl. 14)

Ici aussi, l'auteur a réparti, en fonction des rapports des proportions moléculaires de MgO , Na_2O , K_2O , d'une part, les roches ignées, le long d'une courbe allant des rhyolites aux gabbros et, d'autre part, les quelques grandes familles de roches sédimentaires qui occupent des domaines propres.

Sur ce diagramme, le point (1) tombe en dehors mais à proximité du champ des pélites et très loin de la lignée éruptive.

En conclusion, les trois diagrammes utilisés confirment ce que l'on pouvait supposer quant à l'origine des gneiss à grenat et sillimanite : ils dérivent de sédiments silico-alumineux.

3. 1. 1. 2. - Gneiss à biotite et grenat

Nous ne disposons pas d'analyse de ce facies, mais, compte tenu de la grande richesse en biotite (24 et 33 % dans deux échantillons), on peut raisonnablement avancer qu'il s'agit également d'anciennes pélites, un peu moins alumi-neuses que celles ayant donné les gneiss à grenat et sillimanite.

3. 1. 1. 3. - Gneiss à graphite et pyrite

Il s'agit de petits niveaux qui n'ont pu être cartographiés. La présence de graphite peut être raisonnablement interprétée comme résultant de la recrystal-lisation de matières charbonneuses ou sapropéliques. La pyrite peut, semble-t-il, être considérée comme primaire car c'est un minéral qui, on le sait, est fréquemment associé aux niveaux charbonneux ou bitumineux.

3. 1. 1. 4. - Gneiss à biotite et amphibole (2 et 3)

3. 1. 1. 4. 1. - Diagramme c/fm x.100 .- al .- alk
de Niggli (fig. 32, pl. 13)

Les deux analyses se placent, en raison de leur pourcentage relative-ment élevé en CaO, à l'intérieur du domaine des roches éruptives. D'après l'exa-men des autres diagrammes, nous verrons que ces gneiss à biotite et amphibole paraissent, en fait, dériver de grauwackes.

Ce diagramme c/fm - al - alk ne paraît pas ainsi permettre une discri-mination entre roches éruptives basiques d'une part, et grauwackes ou argiles carbonatées d'autre part.

3. 1. 1. 4. 2. - Diagramme Q - Ab - Or de Bowen
et Tuttle (fig. 33, pl. 13)

Il a paru utile de reporter les points (2 et 3) sur un tel diagramme afin de comparer les gneiss à amphibole et biotite avec les leptites. On voit que ces deux analyses sont très éloignées du domaine des maximums des fréquences qui correspond, par ailleurs, au "puits thermique" du système Q - Ab - Or. On note en outre qu'elles se situent loin du pôle Quartz et à proximité de la ligne Ab - Or.

3. 1. 1. 4. 3. - Diagramme Fe₂O₃ total + TiO₂ +
CaO .- Al₂O₃ .- 73 SiO₂ de H. de la
Roche (fig. 36, pl. 14)

Les deux points figuratifs se situent de part et d'autre de la courbe des roches éruptives et à une assez grande distance l'un de l'autre. La roche (2) qui

est plus alumineuse mais moins riche en fer total, tombe dans le domaine des pélites tandis que la roche (3), moins alumineuse mais plus riche en fer total et titane, se place au-dessus du point moyen des basaltes.

Une telle dispersion est due au fait que la proportion d'amphibole était plus élevée dans la roche (3) que dans la roche (2). Quant à l'origine de ces facies on pourrait concevoir qu'il s'agit d'anciennes formations volcano-détritiques à éléments "basaltiques".

3.1.1.4.4. - Diagramme $MgO - Na_2O - K_2O$
de H. de la Roche (fig. 37, pl. 14)

Les points figuratifs (2) et (3) se situent de part et d'autre du domaine des grauwackes mais à proximité des limites de ces dernières.

3.1.1.4.5. - Diagramme $Al + Fe + Ti - Ca + Mg$
de H. de la Roche (fig. 35, pl. 13)

Les deux points (2) et (3) se placent à la limite supérieure des grauwackes dans la zone de passage au domaine des basaltes. Ils sont très éloignés de nos amphibolites (8, 9, 10) qui elles, nous le verrons, tombent dans la partie supérieure du domaine des basaltes. Par contre, à proximité de ces deux points figure l'analyse d'une amphibolite de PHILPOTTS (1967).

3.1.1.5. - Gneiss à pyroxène

Nous ne disposons pas d'analyses de ce facies. Rappelons qu'il est associé aux gneiss à biotite et amphibole et qu'il renferme de petits niveaux de quartzites. Par ailleurs, il s'agit de roches relativement peu quartzieuses mais par contre très riches en feldspath (de 64 à 80 %). Il semble possible d'envisager pour ces roches une origine sédimentaire et plus particulièrement arkosique.

Tableau I

ANALYSE CHIMIQUE DES GNEISS

	1	2	3
SiO ₂	71,30	58,60	55,65
Al ₂ O ₃	15,85	19,35	14,90
Fe ₂ O ₃	1,45	1,70	5,55
FeO	3,20	3,45	4,75
MgO	1,40	2,90	2,95
CaO	0,85	5,35	5,45
Na ₂ O	0,80	5,80	3,70
K ₂ O	3,65	1,50	4,10
TiO ₂	0,70	0,20	1,50
P ₂ O ₅	0,05	0,10	1,05
MnO	0,10	0,15	0,20
H ₂ O ⁺	0,35	0,55	0,80
H ₂ O ⁻	0,05	0,30	0,05
Total	99,75	99,95	100,65

- Localisation des affleurements, exprimée selon les coordonnées de la grille Mercator (). Nous donnerons par convention en premier la coordonnée verticale située à l'Ouest de l'échantillon puis la coordonnée horizontale est choisie en se déplaçant vers le Sud.

- Nous localisons également selon les coordonnées Lambert, x et y.

1 : (30, 49) gneiss à grenat et sillimanite : G-1-8
 $x = 73^{\circ}18'00''$ $y = 46^{\circ}29'15''$

2 : (29, 47) gneiss à biotite et amphibole : G-48-6
 $x = 73^{\circ}19'05''$ $y = 46^{\circ}28'00''$

3 : (28, 45) gneiss à biotite et amphibole : G-70-14
 $x = 73^{\circ}19'45''$ $y = 46^{\circ}27'00''$

3.1.2. ORIGINE DES LEPTITES

Lors de la description pétrographique nous avons fait remarquer que le terme de leptite, utilisé du point de vue cartographique, regroupait en fait différents faciès : leptites massives ou rubanées, leptynites et aussi gneiss à biotite et amphibole en raison de leur étroite association.

Nous nous contenterons de discuter ici de l'origine des leptites massives (analyses 4 et 5) ainsi que des leptites rubanées (analyses 6 et 7). Nous utiliserons, pour fin de comparaison, d'une part des analyses effectuées par J. MARTIGNOLE (1968) sur les leptynites (ou leptites d'après la nouvelle terminologie) de la région de Shawinigan et, d'autre part, la moyenne des rhyolites de NOCKOLDS (1954).

Pour discuter de l'origine ortho ou para de telles roches, nous avons choisi quelques diagrammes classiques.

3.1.2.1. Diagramme c/fm x 100 - al - alk de Niggli (fig. 32 Pl. 13)

Nos analyses (4, 5, 6, 7) se placent à l'intérieur du domaine des roches éruptives. A l'exception de 4, les leptites se situent à proximité de la moyenne des rhyolites de NOCKOLDS (1954) et de celles de J. MARTIGNOLE (1968). Il s'agit-là du domaine des roches éruptives acides.

Cette position n'implique pas automatiquement une origine éruptive car il pourrait s'agir, par exemple, d'anciennes arkoses ou de tufs acides.

3.1.2.2. Diagramme quartz - albite-orthose de O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958) (fig. 33 Pl. 13)

Ces auteurs ont, en particulier, reporté à l'intérieur du système quartz-albite-orthose, 362 roches extrusives dont la norme contenait au moins 80 % de ces constituants. Un maximum de fréquence est ainsi apparu à proximité du centre du triangle tandis qu'un domaine de moindre concentration s'éloignait du pôle quartz. Pour les roches plutoniques un maximum de concentration apparaissait également et, bien qu'un peu plus étendu, coïncidait avec celui des roches extrusives.

Pour nos leptites, compte tenu de leur parfaite interstratification avec les autres schistes cristallins et de l'absence de contact intrusif, nous n'utiliserons que le diagramme des roches extrusives.

Les 4 analyses dont nous disposons pour ces leptites se situent à l'intérieur (n° 4 et 7) ou sur le pourtour (n° 5 et 6) du domaine du maximum de fréquence qui correspond, rappelons-le, au minimum ternaire (puits thermique).

Signalons enfin qu'elles se situent toutes quatre à proximité de la

moyenne des rhyolites de NOCKOLDS (1954).

Il va de soi que cette position sur le diagramme quartz-albite-orthose ne permet pas de conclure à une origine rhyolitique certaine. C'est la raison pour laquelle il nous faut utiliser d'autres diagrammes qui permettent une meilleure discrimination.

3. 1. 2. 3. Diagramme Fe_2O_3 total + TiO_2 + CaO — Al_2O_3

— .73 SiO_2 de H. de la Roche (fig. 36 Pl. 14)

Les échantillons (5 et 6) se situent très près de la ligne éruptive qui de part et d'autre du point moyen des rhyolites. Le point (6) est également proche de la moyenne des rhyolites de NOCKOLDS. L'échantillon (5) est, lui, plus proche du granite mais dans le domaine des grauwackes. Quant à (7), c'est le point le plus éloigné de la ligne éruptive et il se situe dans le domaine de chevauchement arkoses-grauwackes.

Ce diagramme ne permet donc pas de trancher de façon rigoureuse entre les origines effusive, sédimentaire ou mixte.

3. 1. 2. 4. Diagramme MgO — K_2O — Na_2O de H. de la Roche

(fig. 37 Pl. 14)

Là encore les quatre analyses se placent de part et d'autre de la ligne éruptive entre granite et rhyolite. Seul le point (5) se rapproche du domaine des arkoses mais il se situe en fait sur sa limite.

A fin de comparaison, nous avons reporté les points figuratifs de 5 analyses de leptynites (ou leptites) de la région de Shawinigan (J. MARTIGNOLE, 1968) ; on constate, qu'à l'exception de deux d'entre elles, elles se situent dans le domaine des arkoses.

Par ailleurs, en reportant nos quatre analyses sur le diagramme :

$10 \frac{Na_2O}{K_2O}$ — SiO_2 — Al_2O_3 , utilisé par J. MARTIGNOLE (1968), on s'aperçoit

qu'elles se situent autour de l'échantillon 3 de cet auteur, lequel pense qu'il peut correspondre aussi bien à une coulée rhyolitique qu'à une arkose très évoluée.

3. 1. 2. 5. Diagramme $K - (Na + Ca) /$ soit $\frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2Ca}{3})$

soit $Fe+Ti+Mg$ de H. de la Roche (fig.
38 et 39 Pl. 15)

L'auteur a conçu une représentation tridimensionnelle des diverses

variétés de roches ignées en utilisant les paramètres suivants :

- en abscisses $K - (Na + Ca) = B$
- en ordonnées :
 - . soit $Si/3 - (K + Na + 2 \frac{Ca}{3}) = Q$
 - . soit $Fe + Ti + Mg = F$
- et en altimétrie $Na + K$;
- le plan de projection étant :
 - . soit $K - (Na + Ca) / \frac{Si}{3} - (K + Na + \frac{2 Ca}{3})$,
 - . soit $K - (Na + Ca) / Fe + Ti + Mg$.

Cette représentation permet de distinguer, par exemple, un granite alcalin d'un granite hypoalcalin grâce à leur "altitude" respective donnée par leurs valeurs $Na + K$.

Trois de nos analyses (4, 5, 6) se groupent dans les deux diagrammes près du pôle théorique granite-rhyolite. Seul l'échantillon 7, Dans le diagramme B/Q , s'éloigne de ce pôle, vers le domaine des "per-acidites". L'écart est ici uniquement causé par un plus fort pourcentage en silice que dans la moyenne des autres leptites de la région.

Cette position apporterait un argument supplémentaire pour une origine magmatique.

3.1.2.6. Conclusion à l'étude des leptites

D'après les résultats obtenus à partir de quatre analyses chimiques faites sur des leptites massives ou rubanées de la région de Saint-Gabriel, nous avons de bonnes présomptions pour attribuer à ces roches une origine éruptive.

On peut envisager qu'il s'agit, soit de coulées rhyolitiques, soit de nappes ignimbritiques, intercalées dans les formations soit sédimentaires péliques, qui ont donné les gneiss à grenat et sillimanite, soit volcano-détritiques (grauwackes), qui sont à l'origine, par exemple, des gneiss à biotite et amphibole.

Toutefois, on doit faire remarquer que quatre analyses chimiques sur un des termes de l'ensemble, cartographié sous l'appellation de leptite, ne peuvent suffire pour préciser si tout cet ensemble a une origine sédimentaire, volcano-sédimentaire ou éruptive.

On peut penser que les leptynites associées qui présentent des critères sédimentologiques, assez évidents (autres qu'un litage apparent) ont en fait une origine arkosique.

	4	5	6	7	1M	2M	3M	4M	NOCK
SiO ₂	72,45	72,20	75,20	77,55	70,06	78,73	74,92	76,62	74,57
Al ₂ O ₃	13,25	13,75	12,75	12,00	14,33	11,15	13,06	11,17	12,58
Fe ₂ O ₃	1,30	0,75	0,70	1,50	0,79	0,38	0,74	1,41	1,30
FeO	1,05	2,20	0,95	0,90	1,13	0,70	0,94	1,15	1,02
MgO	0,75	0,65	0,40	0,40	0,25	0,07	0,25	0,09	0,11
CaO	1,35	0,95	0,50	0,15	0,70	0,61	0,72	0,54	0,61
Na ₂ O	4,30	3,55	3,85	3,70	3,27	3,33	4,14	3,22	4,13
K ₂ O	4,80	5,00	5,20	4,20	6,95	4,87	4,83	5,48	4,73
TiO ₂	0,40	0,60	0,25	0,10	0,41	0,15	0,27	0,24	0,17
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,05	0,05	0,06	0,01	0,08	0,09	0,07
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,01	0,03	0,03	0,05
H ₂ O ⁺	0,20	0,00	0,10	0,05	---	---	---	---	---
H ₂ O ⁻	0,20	0,25	0,05	0,05	---	---	---	---	---
Total	100,20	100,00	100,05	100,70	98,00	100,01	100,00	100,04	99,34

Tableau 2

ANALYSES CHIMIQUES des LEPTITES

Localisation des affleurements selon la grille Mercator () et les coordonnées Lambert.

4 : (26.42) Leptite massive éch. : G-47-5

x = 73°21'15" ; y = 46°25'45"

5 : (30.43) Leptite massive éch. : G-23-3B

x = 73°17'45" ; y = 46°26'15"

6 : (27.40) Leptite rubanée éch. : G-27-10

x = 73°20'30" ; y = 46°24'30"

7 : (27.46) Leptite rubanée éch. : G-50-12

x = 73°20'15" ; y = 46°27'45"

1M : (57.57) Leptynite (J. MARTIGNOLE - 68)

2M : (54.60) Leptynite "

3M : (57.57) Leptynite "

4M : (57.58) Leptynite "

NOCK. : Composition moyenne des rhyolites alcalines (Nockolds-54).

En ce qui concerne les leptites rubanées (intercalations étroites de leptites et d'amphibolites) on peut se demander si elles ne correspondent pas à une alternance d'épisodes volcano-détritiques acides et basiques.

3.1.3. ORIGINE DES ROCHES BASIQUES

Actuellement, l'origine des roches métamorphiques basiques affleurant dans la province de Grenville prête encore énormément à controverse. Rappelons d'abord que les amphibolites, dont il sera question ici, correspondent à la terminologie retenue dans le chapitre II (p.41).

Des différents types d'amphibolite décrits précédemment nous ne discuterons ici que de celles interstratifiées dans les leptites (analyse 9) et de celles qui constituent des masses cartographiables (analyses 8 et 10).

Ne disposant que de trois analyses chimiques de ce type de roches, nous avons jugé utile de les comparer aux analyses effectuées, sur des facies équivalents, par J. MARTIGNOLE (1968), A. R. PHILPOTTS (1967) et OSBORNE (1937), dans les régions avoisinantes.

Dans le but de déceler, dans la mesure du possible, l'origine de ces amphibolites, nous avons utilisé certains diagrammes classiques.

3.1.3.1. Diagramme $c/fm \times 100$ - alk - al de Niggli (fig. 32 Pl. 13)

Les trois amphibolites de notre région, ainsi que celles de la région de Shawinigan, se situent à l'intérieur du domaine des roches éruptives. Nous ferons cependant remarquer que certaines roches carbonatées peuvent avoir des rapports identiques. En outre les deux analyses de gneiss à biotite et amphibole (voir fig. paragraphe) tombent à proximité des amphibolites 8 et 9 alors qu'il s'agit plus vraisemblablement d'anciennes grauwackes.

Ce diagramme ne permet donc pas d'affirmer avec certitude que nos amphibolites dérivent de roches magmatiques.

3.1.3.2. Diagramme Alk - Ti - P et K en fonction de Mg de Niggli (fig. 34 Pl. 13)

Les différents paramètres permettent de séparer le domaine des ortho-amphibolites de celui des para-amphibolites.

Les paramètres K et Alk montrent des valeurs très faibles de l'ordre de .1 pour K et inférieure à 10 pour Alk, alors que, dans les pérites et les

marnes, ces mêmes paramètres ont des valeurs supérieures à .4 pour K et supérieures à 10 pour Alk (en tenant compte de la valeur de Mg de l'échantillon 8, le moins magnésien).

Les paramètres P — Ti et Alk laissent supposer, à partir des trois points que nous possédons, une corrélation négative de Mg par rapport à ces derniers paramètres, corrélation analogue à celle notée par J. MARTIGNOLE (1968).

Ainsi d'après ces diagrammes, une origine magmatique est plus vraisemblable qu'une origine marneuse. Toutefois, il faut remarquer qu'à la suite des travaux de P. LAPADU-HARGUES (1958), dans "Observations à propos des amphibolites", l'auteur attribue automatiquement une origine ortho à une amphibolite contenant plus de 0,8 % en poids de TiO_2 . Selon ces observations seule l'analyse n° 8 (2,3 % de TiO_2) serait indéniablement d'origine magmatique. Par contre, pour les analyses 9 et 10, qui contiennent respectivement .7 % et .5 % de TiO_2 en poids, ce critère ne peut être utilisé pour résoudre le problème.

3.1.3.3. Diagrammes Na_2O — K_2O — MgO (fig. 37 Pl. 14) et
 SiO_2 — Al_2O_3 — Fe_2O_3 total + TiO_2 + CaO (fig. 36
pl. 14) de H. de la Roche

Nos trois analyses (8, 9, 10) se situent à proximité du point moyen des gabbros et assez loin au-delà du domaine des grauwackes. Toutefois, on ne peut pas totalement éliminer la possibilité d'anciennes grauwackes dolomitiques.

3.1.3.4. Diagramme $Ca + Mg$ — $al + Fe + Ti$ de H. de la Roche
(fig. 35 Pl. 13)

Ce diagramme, qui fait intervenir les proportions en millièmes des éléments Ca, Mg, Al, Fe et Ti pour 100 gr de roche, met particulièrement bien en valeur les différences entre les roches ignées basiques, d'une part, et les grauwackes et grauwackes dolomitiques d'autre part.

Les trois points (8, 9, 10) représentant nos analyses s'étalent selon une pente négative à la limite supérieure de l'aire délimitant les basaltes, à l'opposé du domaine des grauwackes. Nous avons également reporté, à fin de comparaison, la moyenne des 19 analyses d'amphibolites de J. MARTIGNOLE. Elle tombe également dans le champ supérieur délimitant les basaltes, à proximité de notre analyse 8.

3.1.3.5. Conclusion à l'étude pétrogénétique des amphibolites

Le nombre d'analyses chimiques d'amphibolites à notre disposition étant trop restreint, nous ne pouvons en déduire, de façon probante, leur origine exacte. Comme le remarquait LEAKE (1964) l'origine ortho ou para des amphibo-

Tableau 3

	8	9	10	1M	2M	3M	4M	5M	6M	7M	8M	9M	15M	17M	18M	19M	20M	21M	22M	23M	24M	41M	1Ph	OSB	
SiO ₂	47.60	47.20	47.30	48.92	45.41	42.71	45.66	46.58	45.95	43.68	47.24	45.16	47.05	46.46	50.91	47.33	43.64	45.90	45.09	49.53	45.87	64.64	59.20	55.70	SiO ₂
Al ₂ O ₃	15.80	17.60	17.85	13.97	14.41	13.96	15.20	15.51	16.36	14.66	14.99	16.18	15.52	15.76	15.17	16.65	14.30	14.70	16.41	17.57	17.40	14.41	16.63	15.50	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	6.30	3.40	3.05	5.30	4.31	3.92	2.62	1.10	2.24	3.18	5.11	1.97	---	2.24	3.31	3.27	1.81	0.97	1.20	3.99	2.09	1.81	3.72	2.55	Fe ₂ O ₃
FeO	7.05	7.05	4.80	8.68	9.14	14.63	12.93	11.51	10.71	13.56	6.87	13.16	12.70	11.80	7.01	9.67	17.06	15.90	14.04	6.32	11.27	4.56	3.75	6.14	FeO
MgO	6.55	8.85	8.85	6.53	6.89	5.09	6.39	7.84	7.42	5.08	8.26	7.12	9.25	7.35	7.01	4.98	5.47	4.53	8.76	5.25	8.44	2.35	1.43	5.21	MgO
CaO	8.55	9.45	14.10	7.91	11.62	8.64	9.51	9.40	9.07	9.19	9.59	3.57	10.32	9.35	7.33	8.20	8.20	8.76	7.90	9.70	9.19	3.96	5.40	6.90	CaO
Na ₂ O	4.25	4.40	2.70	4.04	2.95	3.12	2.52	2.43	2.93	3.06	4.22	1.96	1.45	3.87	4.00	3.89	3.24	3.51	2.55	4.46	2.77	3.62	4.81	3.43	Na ₂ O
K ₂ O	0.80	1.05	0.40	1.23	0.99	1.07	0.55	0.88	0.79	0.84	1.01	0.68	0.35	0.96	1.39	1.85	0.98	1.00	1.06	1.45	0.66	3.52	2.35	1.75	K ₂ O
TiO ₂	2.50	0.70	0.50	1.76	1.77	4.23	2.57	1.79	2.60	4.16	1.52	2.02	1.50	1.79	1.28	2.34	4.23	4.39	2.37	1.19	1.93	0.84	1.00	0.90	TiO ₂
P ₂ O ₅	0.33	0.33	0.05	0.39	0.29	0.74	0.36	0.20	0.55	0.84	0.26	0.48	0.25	0.25	0.46	1.68	0.81	0.11	0.45	0.38	0.24	0.15	0.25	0.35	P ₂ O ₅
MnO	0.20	0.13	0.20	0.30	0.21	0.27	0.22	0.18	0.20	0.23	0.18	0.23	0.19	0.17	0.13	0.14	0.24	0.12	0.17	0.16	0.15	0.00	0.13	0.05	MnO
H ₂ O ⁺	0.50	0.30	0.55	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.52	0.60	H ₂ O ⁺
H ₂ O ⁻	0.05	0.33	0.05	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.02	0.20	H ₂ O ⁻
TOTAL	100.51	99.85	100.40	99.01	98.99	95.38	98.56	98.72	98.52	98.38	99.25	95.53	98.59	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	99.98	99.51	99.81	TOTAL

* Localisation des échantillons, exprimée selon les coordonnées de la grille Mercator (). Nous donnerons par convention en premier la coordonnée verticale située à l'Ouest de l'échantillon, puis la coordonnée horizontale est choisie en se déplaçant vers le Sud.

8 : (32.41) amphibolite massive échantillon G-23-5A
x = 73°16'45" ; y = 46°25'00"

9 : (28.39) amphibolite rubanée échantillon G-28-15
x = 73°20'00" ; y = 46°24'00"

10 : (27.40) amphibolite massive échantillon G-27-8A
x = 73°20'45" ; y = 46°24'30"

1M : (54.60) amphibolite région de Shawinigan (J. MARTIGNOLE, 1968)

2M : (55.68) amphibolite " "

3M : (54.52) amphibolite " "

4M : (54.52) amphibolite " "

5M : (55.51) amphibolite " "

6M : (55.51) amphibolite " "

7M : (52.54) amphibolite " "

8M : (57.58) amphibolite " "

9M : (67.60) amphibolite " "

15M : (65.62) amphibolite région de Shawinigan (J. MARTIGNOLE, 1968)

17M : (66.55) amphibolite " "

18M : (61.63) amphibolite " "

19M : (58.60) amphibolite " "

20M : (54.52) amphibolite " "

21M : (60.59) amphibolite " "

22M : amphibolite, 200 m au N de la route Saint-Mathieu (J. MARTIGNOLE, 1968)

23M : amphibolite, 1 km au S du lac Bélanger

24M : (55.56) amphibolite

41M : (42.64) granulite rubanée

1Ph : amphibolite, région de Belleau-Desaulniers (A. R. PHILPOTTS, 1967)

OSB : amphibolite, région de Shawinigan (OSBORNE 1936)

TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLITES

lites doit être recherchée dans la tendance des courbes de variation et non pas dans la simple comparaison de leur composition chimique qui alors serait ici celle de basaltes alcalins.

MARTIGNOLE (1968), dont nous avons utilisé les analyses sur les principaux diagrammes, démontre que les amphibolites du "complexe de base" de la région de Shawinigan dériveraient vraisemblablement de sills ou de coulées basaltiques mis en place durant le dépôt de la série sédimentaire originelle.

A. BERTHELSEN (1960) arrive également à une conclusion semblable (origine volcanique) pour les pyrobolites de la région de Tovqussap Nunâ (Groenland). Il suppose même que les interstices, entre les coussinets des coulées de laves sous-marines, renferment assez souvent du matériel riche en chaux qui, par suite du métamorphisme et de la tectonique, peuvent donner des petits niveaux interstratifiés de roches calco-silicatées au sein de roches amphiboliques ou pyroboliques.

ENGEL et ENGEL (1962), dans leur conclusion sur l'origine des amphibolites des Adirondacks, sont également en faveur d'une origine magmatique : sills ou dykes basaltiques ; mais ils n'excluent pas l'hypothèse d'une différenciation métamorphique.

En définitive, pour les amphibolites de notre région, compte tenu des résultats obtenus par l'utilisation des divers diagrammes, une origine magmatique serait plus vraisemblable qu'une origine sédimentaire. Les masses cartographiables d'amphibolites pourraient représenter d'anciens massifs de gabbros métamorphisés tandis que les amphibolites rubanées dériveraient de coulées basaltiques auxquelles seraient mélangées des tufs basiques.

3. 1. 4. ORIGINE DES AUTRES FACIES DE LA SERIE PARAGNEISSIQUE

Il ne nous a pas été possible de faire analyser des échantillons représentatifs des autres facies pétrographiques cartographiés sur notre terrain d'étude, en particulier des quartzites et des formations carbonatées.

3. 1. 4. 1. - Les quartzites

Etant constitués, en moyenne, par plus de 95 % de quartz et étant associés aux gneiss à grenat et sillimanite, ont peut dire, avec quasi certitude, qu'il s'agit d'anciens niveaux de grès siliceux.

3. 1. 4. 2. - Les formations carbonatées

Les roches calco-silicatées ainsi que les skarns qui constituent des niveaux peu puissants, interstratifiés dans les paragneiss alumineux, doivent être considérés comme les équivalents métamorphiques de roches sédimentaires carbonatées, calco-magnésiennes, riches en impuretés : quartz, minéraux argileux, minéraux solubles (gypse, sel gemme, etc.) et traces organiques.

3. 1. 5. - ORIGINE DU COMPLEXE MIGMATITIQUE

Rappelons que cet ensemble se caractérise par une disposition rythmique et une grande homogénéité dans le rubanement. Nous avons indiqué (chap. II) que deux types de migmatites existaient dans ce complexe : des migmatites hétérogènes, d'un volume peu important, et, surtout, des migmatites rubanées. C'est seulement de ces dernières dont nous allons discuter.

Trois analyses (11, 12, 13) ont été effectuées sur des échantillons de gneiss à amphibole et pyroxène riches en minéraux felsiques (quartz + feldspath potassique + plagioclase = 82 % dans (11) et 70 % dans (13). L'échantillon (12) a une composition minéralogique très proche de celle de (13). Il s'agit de facies où l'homogénéisation n'a pas été complète.

3. 1. 5. 1. - Diagramme quartz - albite - orthose de Tuttle et Bowen (1958) (fig. 33, pl. 13)

En toute logique l'utilisation de ce diagramme ne devrait pas être faite car les totaux Qtz + Ab + Or normatifs de nos échantillons sont inférieurs à 80 % (11 = 40,44 % ; 12 = 73,52 % ; 13 = 59,46 %). Toutefois, il paraissait intéressant de voir la position de nos échantillons par rapport au maximum de fréquence des roches riches en éléments felsiques.

Les trois échantillons se situent en dehors du domaine du minimum des fréquences des roches extrusives renfermant au moins 80 % de la norme Ab + Or + Qtz.

Ce résultat peut paraître aberrant pour l'échantillon (11) qui renferme un total modal de quartz + feldspath potassique + plagioclase = 82 %. Cela tient à ce que l'échantillon analysé du point de vue chimique ne devait pas avoir la même composition que l'échantillon sur lequel a été effectué le comptage de points (on sait, en effet, la difficulté de l'échantillonnage des facies migmatitiques).

La lecture du diagramme montre la pauvreté en quartz des échantillons (11) et (13) compensée par la relative abondance de l'albite. Quant à l'échantillon (12), c'est celui qui se rapproche le plus du maximum de fréquence mais il est trop pauvre en potasse pour se situer dans ce domaine.

En définitive, la position apparemment anormale de ces analyses dans ce diagramme pourrait confirmer l'impression acquise sur le terrain d'un phénomène anatectique débutant et non achevé. Seul le matériel franchement granitique des migmatites hétérogènes, d'une importance volumétrique faible, représenterait le bain silicaté produit par ce phénomène anatectique.

3.1.5.2. - Diagramme Fe_2O_3 (total) + TiO_2 + CaO — 73
 SiO_2 — Al_2O_3 de H. de la Roche (fig. 36, pl. 14)

La position de nos trois analyses est la suivante :

- 12, se situe près de la ligne des roches ignées, entre granite et granodiorite mais aussi dans le domaine des grauwackes ;
- 13, est situé près du pôle des diorites, un peu au-delà du domaine des pélites ;
- 11, enfin, a une position assez éloignée de la courbe des roches ignées et proche du point représentatif de la glauconite.

De ces résultats il n'est guère possible de tirer des informations très valables.

3.1.5.3. - Diagramme MgO — Na_2O — K_2O de H. de la Roche
(fig. 37, pl. 14)

Les informations suivantes peuvent en être tirées :

- les échantillons (12) et (13) se placent dans le domaine des grauwackes ;
- l'échantillon (11) est, comme dans le diagramme précédent, excentré et en dehors aussi bien de la lignée éruptive que des domaines sédimentaires ou volcano-sédimentaires.

Ce diagramme fait bien ressortir la pauvreté en K_2O déjà observé dans le diagramme Qtz - Ab - Or.

3.1.5.4. - Diagramme $Al + Fe + Ti$ — $Ca + Mg$ de H. de la Roche
(fig. 35, pl. 13)

Ce diagramme vient confirmer l'éventualité de l'origine grauwackeuse des échantillons (12) et (13) décelée dans le diagramme précédent. En outre, l'échantillon (11) se situe dans le domaine des grauwackes dolomitiques métamor-

ANALYSES CHIMIQUES DES MIGMATITES

Tableau 4

	11	12	13
SiO ₂	54,80	68,45	57,50
Al ₂ O ₃	14,35	15,40	17,60
Fe ₂ O ₃	2,70	1,65	3,55
FeO	5,00	1,35	4,00
MgO	4,45	1,50	3,85
CaO	11,95	4,05	5,05
Na ₂ O	4,00	4,55	4,80
K ₂ O	0,80	1,60	2,60
TiO ₂	0,80	0,65	1,20
P ₂ O ₅	0,25	0,10	0,30
MnO	0,15	0,05	0,15
H ₂ O ⁺	0,55	0,90	0,00
H ₂ O ⁻	0,10	0,25	0,05
Total	99,90	100,50	100,65

Localisation des affleurements selon la grille Mercator () et les coordonnées Lambert.

11 : (24.45) migmatite échantillon : G-59-15

x = 73° 22' 45" ; y = 46° 27' 15"

12 : (26.48) migmatite échantillon : G-39-11

x = 73° 21' 15" ; y = 46° 29' 00"

13 : (26.48) migmatite échantillon : G-39-16

x = 73° 21' 00" ; y = 46° 28' 45"

phisées ; ce qui rendrait compte de sa position particulière sur le diagramme Fe_2O_3 (total) + TiO_2 + CaO — SiO_2 — Al_2O_3 où on note une valeur du premier terme supérieur à 20 %.

3. 1. 5. 5. - Conclusions à l'étude pétrogénétique du complexe migmatitique

La comparaison des observations de terrain des caractères pétrographiques et des résultats de cette courte étude pétrochimique des migmatites rubanées, nous conduit aux réflexions suivantes.

Sur le terrain, la nature migmatitique de cet ensemble paraissait assez évidente ; au microscope le développement des porphyroblastes de feldspath potassique et des lentilles quartzzeuses tendaient à confirmer les impressions de terrain. Or, les trois analyses effectuées conduisent à envisager plutôt une origine grauwackeuse. Cette contradiction tient essentiellement au fait que les analyses ont été effectuées sur des échantillons où coexistaient un matériel riche en minéraux mafiques et un matériel très leucocrate. C'est dire que ces analyses doivent correspondre approximativement à la composition chimique du matériel initial, c'est-à-dire, à celle des grauwackes.

Ces grauwackes, auxquelles devaient être associés des matériaux encore plus basiques, auraient ainsi subi un début d'anatexie matérialisée par le développement des porphyroblastes feldspathiques et des lentilles de quartz ainsi que l'individualisation de lits riches en éléments blancs.

Quant au matériel basique (anciens tufs basaltiques ?), il aurait cristallisé de façon topochemique, sans être affecté par des phénomènes de mobilisation et aurait donné des amphibolites.

3. 1. 6. PETROGENESE DES ROCHES PLUTONIQUES

La genèse et la géochronologie des roches plutoniques de la région font actuellement l'objet d'une étude détaillée de la part de K. et M. SCHIMANN à Nancy.

Nous nous contenterons donc, ici, de discuter des résultats obtenus sur seulement deux analyses (14 et 15), effectuées sur des gneiss mangéritiques, en utilisant les deux diagrammes $K - (Na + Ca)$, en fonction, d'une part, de $\frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2Ca}{3})$, et, d'autre part, $Fe + Ti + Mg$. Sur ces diagrammes nous avons également réparti les valeurs de ces paramètres calculées sur neuf analyses chimiques de mangérite quartzique du Comté de Grenville et de la région de Belleau-Desaulniers, données par A. R. PHILPOTTS (1966).

3. 1. 6. 1. - Diagramme K - (Na + Ca) — $\frac{Si}{3}$ - (Na + K + $\frac{2Ca}{3}$) de H. de la Roche (1964-67) (fig. 38, pl. 15)

Sur cette figure ont été reportées les différentes "lignées" d'une part, des roches éruptives "normales", et, d'autre part, des roches éruptives charnockitiques. Huit des neuf analyses de A. R. PHILPOTTS (1966) et les deux nôtres s'inscrivent dans un domaine ellipsoïdal situé dans le prolongement de la lignée charnockitique. On serait donc en droit de prolonger cette dernière jusqu'à la valeur 0 du paramètre Q. Ce domaine chevauche la lignée "normale" adamelite-monzonite. On peut donc dire qu'une des lacunes signalées par H. de la ROCHE (1967) dans le champ des variations chimico-minéralogiques des roches charnockitiques par rapport aux roches éruptives est comblée.

3. 1. 6. 2. - Diagramme Fe + Ti + Mg — K - (Na + Ca) de H. de la Roche (1964-1967) (fig. 39, pl. 15)

Les analyses reportées sur ce diagramme s'inscrivent dans un domaine grossièrement parallèle, d'une part, à la lignée des charnockites, et, d'autre part, à la lignée des opdalites. Là encore, pour ces roches à caractère charnockitique de la province de Grenville, on note une absence de lacune entre ces deux lignées.

Une remarque peut être également tirée de la lecture de ce diagramme : les roches mangéritiques de notre région et de celles du Comté de Grenville, ainsi que de la région de Belleau-Desaulniers ne se situent pas sur la lignée des mangérites des deux diagrammes.

Il s'agit là d'une difficulté de nomenclature déjà soulevée lors de l'étude pétrographique et qui est classique quand on a affaire à des roches intermédiaires entre des types bien précis.

3. 1. 6. 3. - Origine des gneiss mangéritiques

Nous ne ferons ici qu'effleurer ce problème qui a été abordé en particulier pour les mangérites et les roches associées de la province de Grenville par A. R. PHILPOTTS (1966) et J. MARTIGNOLE (Nat. can. 1968).

L'origine magmatique de nos gneiss mangéritiques nous paraît assez évidente compte tenu des caractères pétrographiques observés et de la position de nos deux analyses dans les deux diagrammes utilisés.

Nous avons tenté de savoir si ces roches pouvaient être le produit d'une anatexie d'une partie des gneiss encaissants. Nous avons ainsi reporté sur les deux diagrammes précédents les points représentatifs d'un gneiss à grenat et sillimanite, de deux gneiss à biotite et amphibole et de quatre leptites : roches constituant l'encaissant. La dispersion anarchique de ces points (évidemment trop peu nombreux) ne laisse pas envisager la possibilité d'un tel phénomène anatextique.

ANALYSES CHIMIQUES DES MANGERITES

Tableau 5

	14	15	7Ph	8Ph	9Ph	12Ph	13Ph	14Ph	21Ph	22Ph	23Ph
SiO ₂	60,55	62,20	63,80	55,50	68,64	56,01	57,57	63,36	52,00	52,61	63,60
Al ₂ O ₃	15,30	14,50	14,39	14,31	13,14	12,75	13,67	14,44	16,68	14,26	14,94
Fe ₂ O ₃	1,10	1,30	4,05	2,93	1,05	7,55	6,64	3,97	6,45	6,67	1,91
FeO	6,10	5,05	3,96	2,29	3,58	5,40	4,81	2,58	5,41	7,21	4,28
MgO	1,85	3,30	1,29	0,87	0,70	1,87	1,93	1,15	1,77	2,41	1,19
CaO	4,40	3,75	4,06	2,08	2,82	6,94	5,96	3,78	6,07	6,41	3,66
Na ₂ O	3,55	3,55	3,10	3,66	3,14	2,51	3,05	3,26	3,99	3,39	3,49
K ₂ O	4,30	4,40	4,45	6,17	5,40	3,82	3,55	5,29	3,32	2,54	5,03
TiO ₂	1,30	1,10	0,37	0,95	1,05	2,38	2,15	1,50	2,75	2,60	1,30
P ₂ O ₅	0,55	0,50	0,41	0,14	0,27	0,45	0,12	0,46	0,43	0,66	0,49
MnO	0,15	0,10	0,09	0,08	0,09	0,16	0,15	0,08	0,13	0,16	0,11
H ₂ O ⁺	0,05	0,00	0,59	0,38	0,22	0,65	0,64	0,48	0,46	0,45	0,32
H ₂ O ⁻	0,10	0,05	0,02	0,10	0,15	0,00	0,10	0,00	0,08	0,05	0,03
Total	99,30	99,80	100,58	100,56	100,25	100,49	100,34	100,35	99,54	99,42	100,35

Localisation des échantillons selon la grille Mercator () et les coordonnées Lambert

14 : (31.43) gneiss mangéritique G-12-4 ; x = 73°17'00" ; y = 46°26'00"












15 : (31.47) gneiss mangéritique G-10-5 ; x = 73°17'30" ; y = 46°28'10"

7Ph, 8Ph, 9Ph, 14Ph : mangérite quartzique, région du Comté de Grenville (A. R. PHILPOTTS, 1966)

12Ph, 13Ph : mangérite, région du Comté de Grenville (A. R. PHILPOTTS, 1966)

21Ph, 22Ph : mangérite, 23Ph : gneiss mangéritique, région de Belleau-Desaulniers
(A. R. PHILPOTTS, 1966).

LEGENDE DES DESSINS

<u>Symboles</u>	<u>Désignations</u>
	- gneiss à grenat et sillimanite n° 1
	- gneiss à biotite et amphibole n° 2 - 3
	- leptites n° 4 - 5 - 6 - 7
	- leptites, région de Shawinigan (MARTIGNOLE, 1968)
	- moyenne des rhyolites alcalines (NOCKOLDS, 1954)
	- amphibolite n° 8 - 9 - 10
	- amphibolite, région de Shawinigan (MARTIGNOLE, 1968)
	- moyenne des amphibolite, région de Shawinigan (MARTIGNOLE, 1968)
	- amphibolite, région de Belleau-Desaulniers (PHILPOTTS, 1967)
	- amphibolite, région de Shawinigan (OSBORNE, 1936)
	- gneiss migmatitique n° 11 - 12 - 13

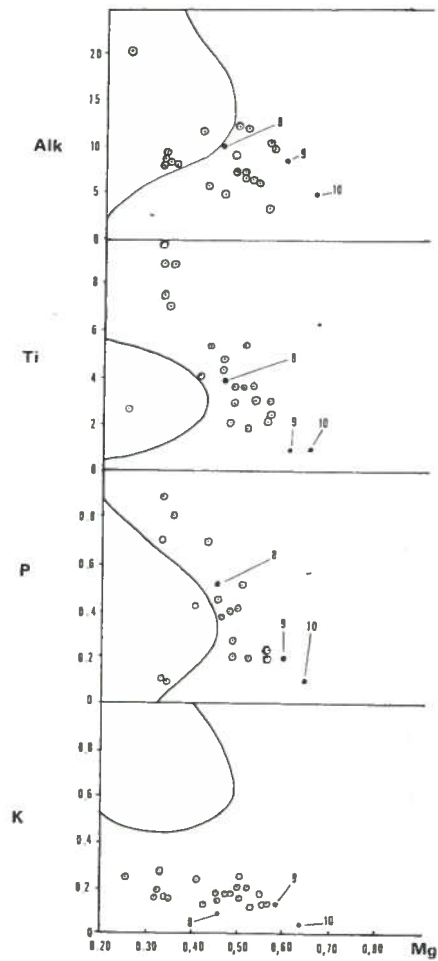
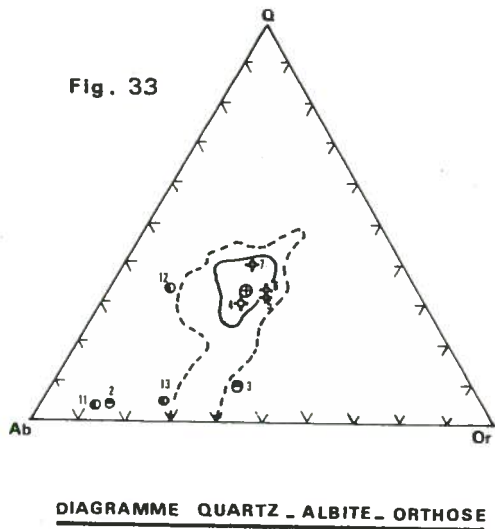
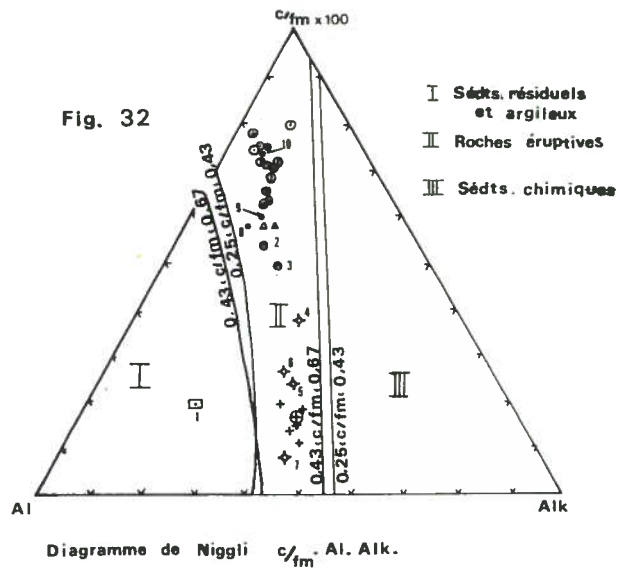


Fig. 34: Courbes de variation des paramètres K, Ti, P, Alk en fonction de Mg, de Niggl. (Le trait plein délimite l'aire des para-amphibolites)

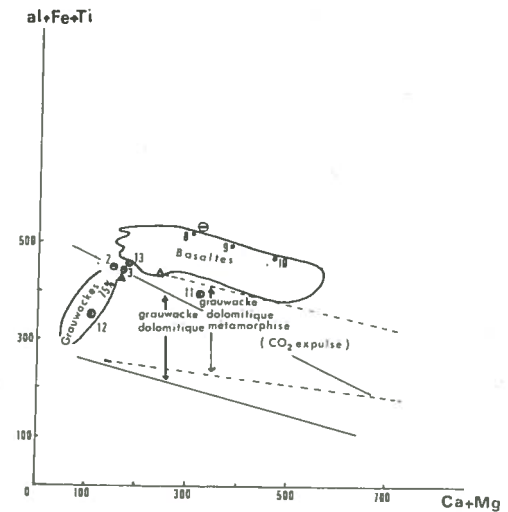


Fig. 35: Distinction entre les roches ignées basiques et les grauwackes ou les grauwackes carbonatées. (de H. de la ROCHE, 1968).

LEGENDE DES DESSINS

Symboles

Désignations











	- gneiss à grenat et sillimanite	n° 1
	- gneiss à biotite et amphibole	n° 2 - 3
	- leptites	n° 4 - 5 - 6 - 7
	- leptites, région de Shawinigan (MARTIGNOLE, 1968)	
	- moyenne des rhyolites alcalines (NOCKOLDS, 1954)	
	- amphibolite	n° 8 - 9 - 10
	- moyenne des amphibolites, région de Shawinigan (MARTIGNOLE, 1968)	
	- amphibolite, région de Belleau-Desaulniers (PHILPOTTS, 1967)	
	- amphibolite, région de Shawinigan (OSBORNE, 1936)	
	- gneiss migmatitique	n° 11 - 12 - 13

Fig. 36

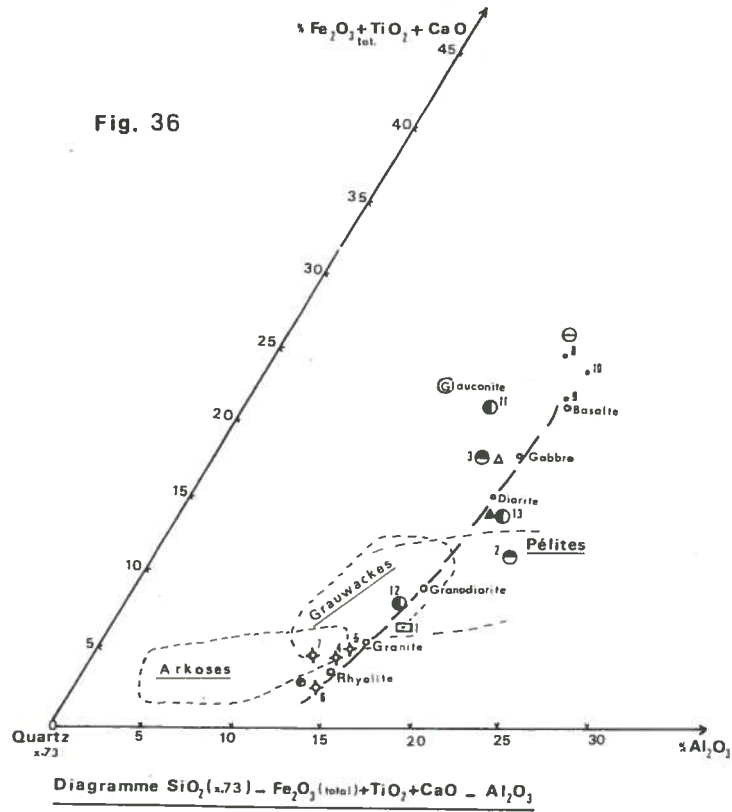
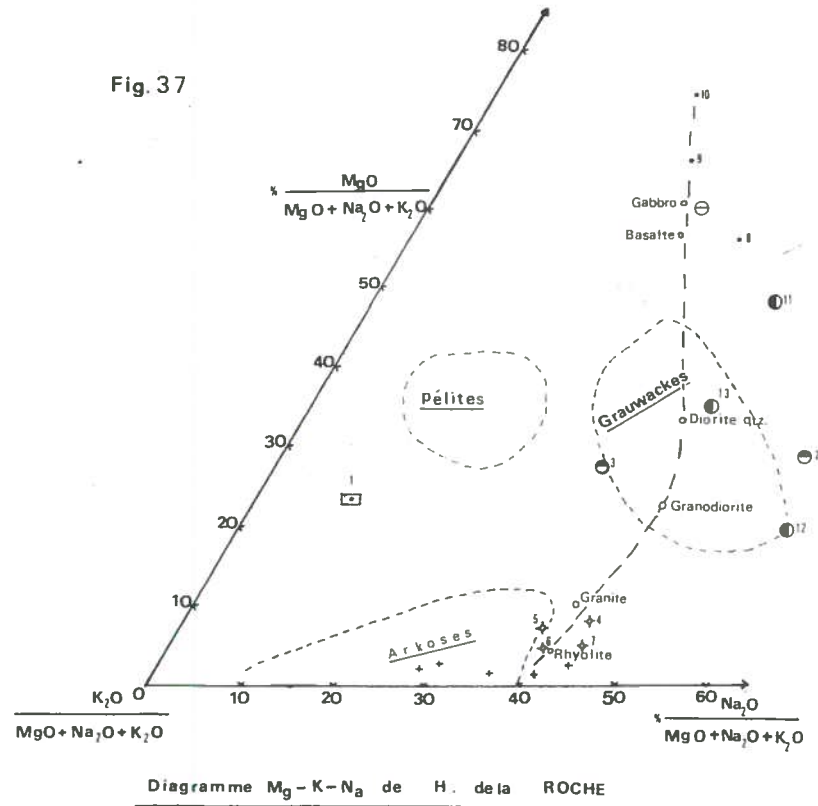


Fig. 37



LEGENDE DES DESSINS

Symboles

Désignations



- gneiss à grenat et sillimanite n° 1



- gneiss à biotite et amphibole n° 2 - 3



- leptite n° 4 - 5 - 6 - 7



- gneiss mangéritique n° 14 - 15



- mangérite quartzique
série de MORIN (A. R. PHILPOTTS, 1966).

Fig. 38

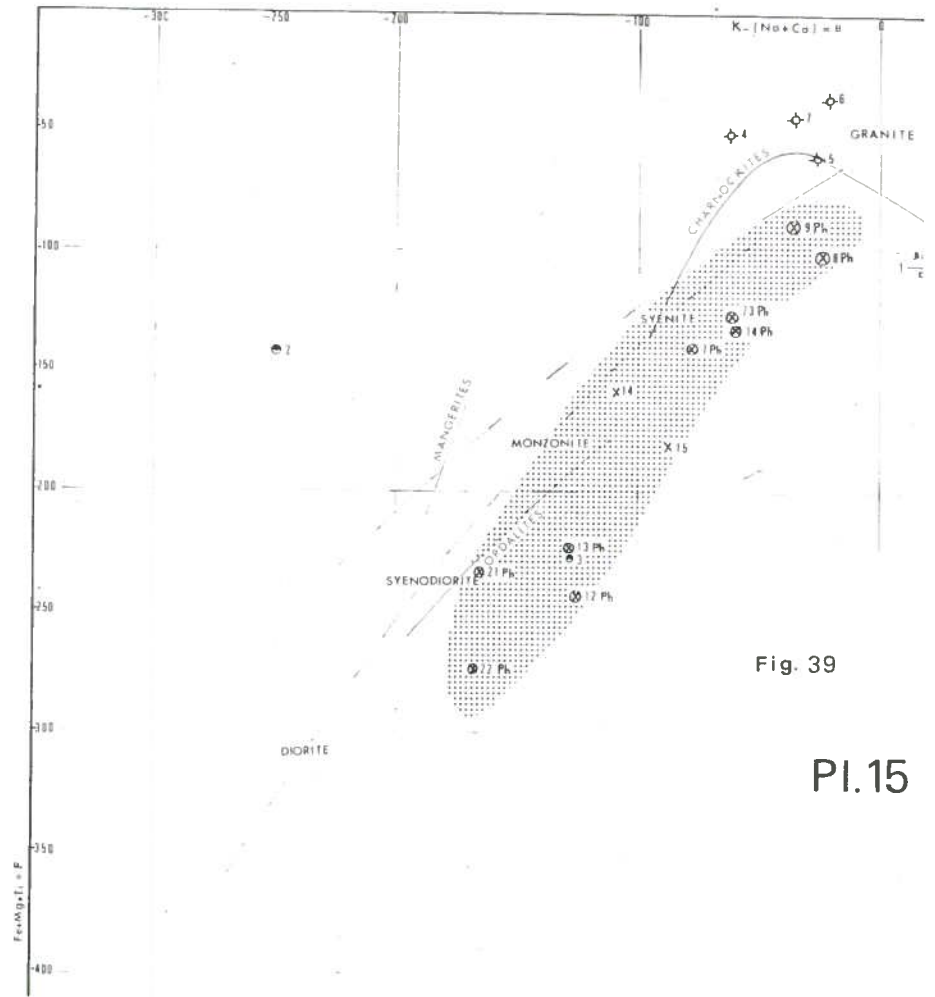
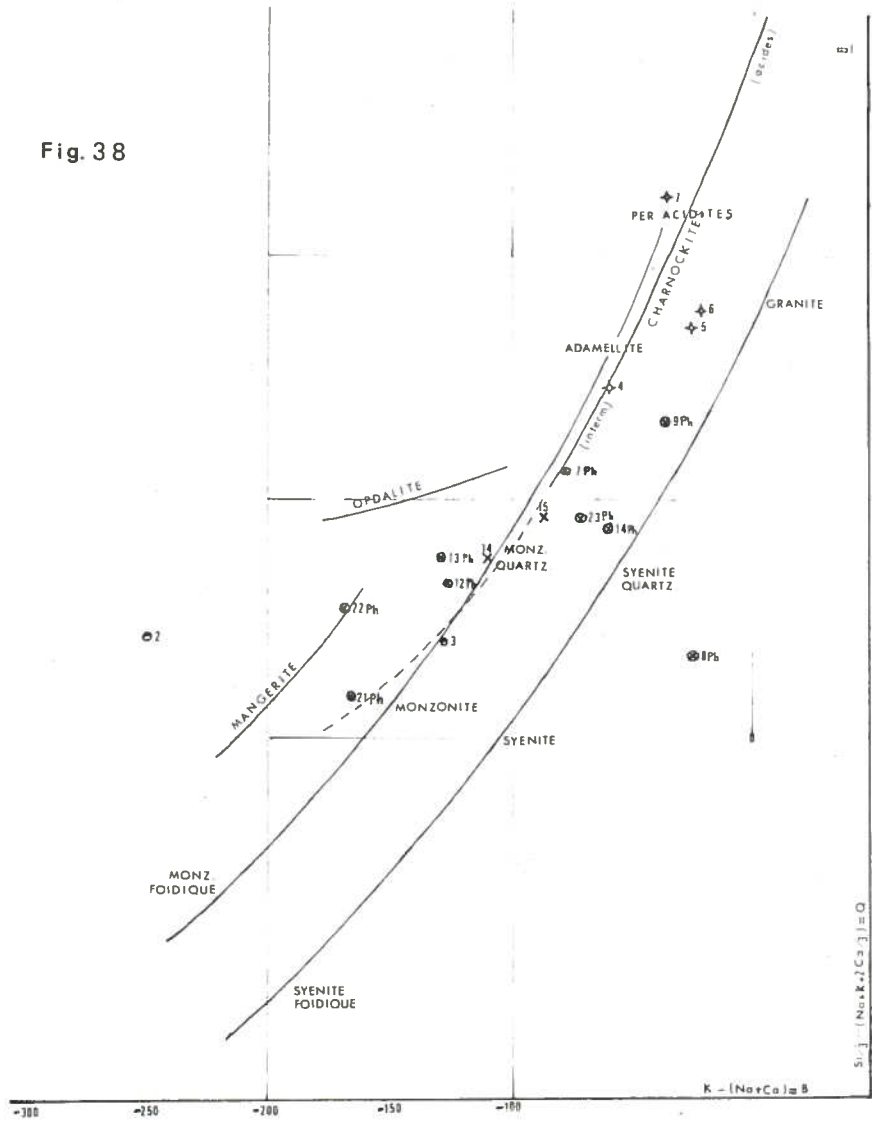


Fig. 39

PI.15

Diagramme des roches
classées par type
et par type

3.2. CARACTERES DU METAMORPHISME

Après avoir essayé de déceler l'origine des divers schistes cristallins de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon, nous allons tenter de préciser sous quelles conditions thermodynamiques se sont effectuées les recristallisations. Nous examinerons successivement les groupes suivants :

- les gneiss quartzo-feldspathiques, où ont été rassemblés les gneiss à biotite et amphibole, les gneiss à pyroxène, les leptites et les leptynites ;
- les gneiss à grenat, les uns avec sillimanite, les autres avec biotite ;
- les roches basiques avec des amphibolites, des amphi-clasites et des pyriclasites ;
- les roches carbonatées.

Nous examinerons enfin, d'après leurs paragenèses, à quel facies métamorphique peuvent se rapporter, d'une part les migmatites rubanées du complexe nord occidental et, d'autre part, les orthogneiss mangéritiques.

3.2.1. LES GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES

3.2.1.1. - Les paragenèses.

Dans le tableau ci-contre sont indiqués les divers minéraux présents dans plusieurs lames des divers types lithologiques. Les associations critiques permettent de fixer, du point de vue purement minéralogique, le facies et le sous-facies des différentes catégories de roches. A ces assemblages, il faut ajouter le zircon, l'apatite et les oxydes métalliques.

A la lecture de ce tableau, on peut faire les remarques suivantes :

- les leptynites ne renferment comme minéraux repères que du grenat, tandis que les leptites montrent la présence, en très faible quantité, de biotite. Leur degré métamorphique ne peut donc guère être apprécié ;
- en ce qui concerne les gneiss, les uns sont à biotite et amphibole et sont donc à ranger dans le facies amphibolite tandis que les autres sont à ortho et clinopyroxène, avec ou sans hornblende (laquelle est alors la variété brun verdâtre) et sont caractéristiques du facies granulite.

Or, ces deux catégories de gneiss sont étroitement associées sur le terrain. On sait que P. ESKOLA, (1952, 57, 61) avait déjà observé une telle association de roches à facies amphibolite et de roches à facies granulite. Il l'expliquait, à la suite des travaux de H. S. YODER (1952, 1955), par l'intervention d'importants mouvements de cisaillement provoquant le départ d'eau et l'appari-

Qtz.	Plag.	F. K.	Bi.	Grenat	Opx.	Cpx.	Hbl.	Sph.	Nombre delames	Nomenclature	Association critique	Facies et sous-facies
+	+	+	+	+					3	Leptynite	Pl. - Gr. - Bi.	F. amph.
+	+	+		+					4		Pl. - Gr.	F. amph.
+	+	+	+					+	6	Leptite	Pl. - Bi.	F. amph.
+	+	+	+				+	+	8	Gneiss à biot. et amph.	Pl. - Hbl. - Bi.	F. amph.
+	+	+	+		+	+	+		9	Gneiss à pyroxène	Pl. - Hbl. - Op. - Cp.	F. Gr.
+	+	+	+		+	+			4		Pl. - Op. - Cp.	F. Gr.

+ = minéral présent

+ = peut être absent ou présent

F. Gr. = Facies Granulite

F. amph. = Facies amphibolite

tion de minéraux anhydres. En fait, une telle explication ne paraît pas convenir pour notre région car du point de vue structural, il n'y a aucune différence entre les deux types de gneiss. Ceux à orthopyroxène ne montrent aucune trace particulière de cataclase. On pourrait également essayer d'interpréter une telle association d'après l'hypothèse de de WAARD, (1965). Selon cet auteur, une partie de la phase liquide expulsée de la charpente des minéraux lors d'une phase métamorphique de facies granulite resterait dans la roche à l'état de film intergranulaire. Elle pourrait se recombinaer aux minéraux anhydres primitifs si la roche était soumise pendant un laps de temps suffisant aux conditions soit du facies amphibolite, soit du facies schistes verts,

Cette explication convient parfaitement dans le cas où de puissantes masses de roches à facies granulite sont en totalité rétro-morphosées. Mais dans notre cas il faudrait admettre que certains niveaux auraient été entièrement déshydratés, lors de la première phase de métamorphisme tandis que d'autres ne l'auraient été que partiellement.

En définitive, il semble plus logique d'envisager à la suite des travaux de WYNNE-EDWARDS et HAY (1963), WYNNE-EDWARDS (1967), REINHARDT (1968) et FLECHTER (1968), que les différences de pourcentage en minéraux hydratés dans des couches adjacentes peuvent être dues à des variations du rapport Fe/Mg et non pas à des teneurs en eau initiales différentes. Les recristallisations auraient eu lieu sous des conditions de température et de P_{H_2O} identiques. Précisons tout de suite que P_{H_2O} doit être inférieure à P_L (ce point sera discuté ultérieurement).

3.2.1.2. - Diagrammes A C F - A' K F

Les points représentatifs des analyses de leptites et de gneiss à minéraux mafiques ont été reportés sur les diagrammes d'une part du facies amphibolite almandin (sous-facies sillimanite - almandin - orthose) d'autre part du facies granulite de la planche 16.

En ce qui concerne les leptites (4, 5, 6, 7) comme il fallait s'y attendre elles se situent à proximité du pôle K (valeurs comprises entre 50 et 70 %). Par contre, les diverses incompatibilités suivantes apparaissent entre les compositions modales et normatives :

- elles devraient renfermer du grenat, or ce minéral est absent ;
- l'échantillon (7) devrait montrer de la sillimanite, alors qu'elle n'existe pas ;
- 4, 5, 6, devraient contenir soit de la hornblende et de la biotite (facies amphibolite) soit de l'orthopyroxène (facies granulite).
Or, seules quelques traces de biotite ont été observées.

Ces incompatibilités s'expliquent par le fait qu'il s'agit de roches très siliceuses (SiO_2 compris entre 72 et 77 %) et potassiques ($K_2O > 4$ %) ce qui fait que les autres éléments (Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O) constituent un "reliquat" très faible et que leurs rapports sont peu significatifs.

Quant aux gneiss à biotite et amphibole (2, 3) les constatations suivantes peuvent être faites :

- ils se situent dans les diagrammes A C F et A' K F du sous-facies B.2.3.
- l'échantillon (2) devrait renfermer du diopside. En fait on a fréquemment observé, dans d'autres lames de roches voisines, l'ouralitisation du pyroxène, il s'agit donc là, vraisemblablement d'un facies où la hornblende est secondaire;
- ce même échantillon (2) renferme en même temps biotite et feldspath potassique (perthite) alors qu'il se situe entre le pôle F et le domaine de la biotite. On peut penser là encore que la biotite est secondaire et s'est développée aux dépens de la hornblende en empruntant un peu de potassium à la perthite ;

- l'échantillon (3) laisse prévoir la présence à côté du quartz et du plagioclase, de la hornblende, de la biotite et du feldspath potassique, paragenèse effectivement observée ; mais il n'est pas impossible que là encore il puisse s'agir d'un gneiss à pyroxène, de facies granulite, rétro-morphosé.

3.2.2. LES GNEISS A GRENAT

3.2.2.1. - Les paragenèses

Comme le montre le tableau ci-dessous, on peut distinguer trois catégories de gneiss grenatifères, ceux à biotite et sillimanite, ceux à sillimanite et ceux à biotite.

Qtz	F. K.	Plag.	Biot.	Gren.	Sill.	Scap.	Sph.	Nbre. de lames	Association critique	Facies et sous-facies
+	+	+	+	+	+	+		1	Sill. -Gr. -Pl. -Bi.	S. F. sill - al - or ou F. Gr.
+	+		+	+	+	+		1	Sill. -Gr. - Sc. - Bi.	"
+	+	+	+	+	+		+	6	Sill. - Gr. - Pl. - Bi.	"
+	+	+		+	+			1	Sill. - Gr. - Pl.	F. Gr.
+	+	+		+	+		+	1	Sill. -Gr. - Pl.	F. Gr.
+	+	+	+	+	+			7	Sill. - Gr. - Pl. - (Bi.)	S. F. sill. - al - or ou F. Gr.
+	+	+	+	+			+	4	Gr. - Bi. - Pl.	S. F. sill. -al-or

+ = présent

+ = peut être présent ou absent

S. F. sill - al - or = sous-facies à sillimanite-almandin-orthose

F. Gr. = Facies Granulite.

La présence de biotite dans certains de ces gneiss, associée à la sillimanite, induit normalement qu'ils se sont formés sous les conditions du sous-facies le plus élevé du facies amphibolite. Toutefois, il s'agit le plus sou-

Fig. 40

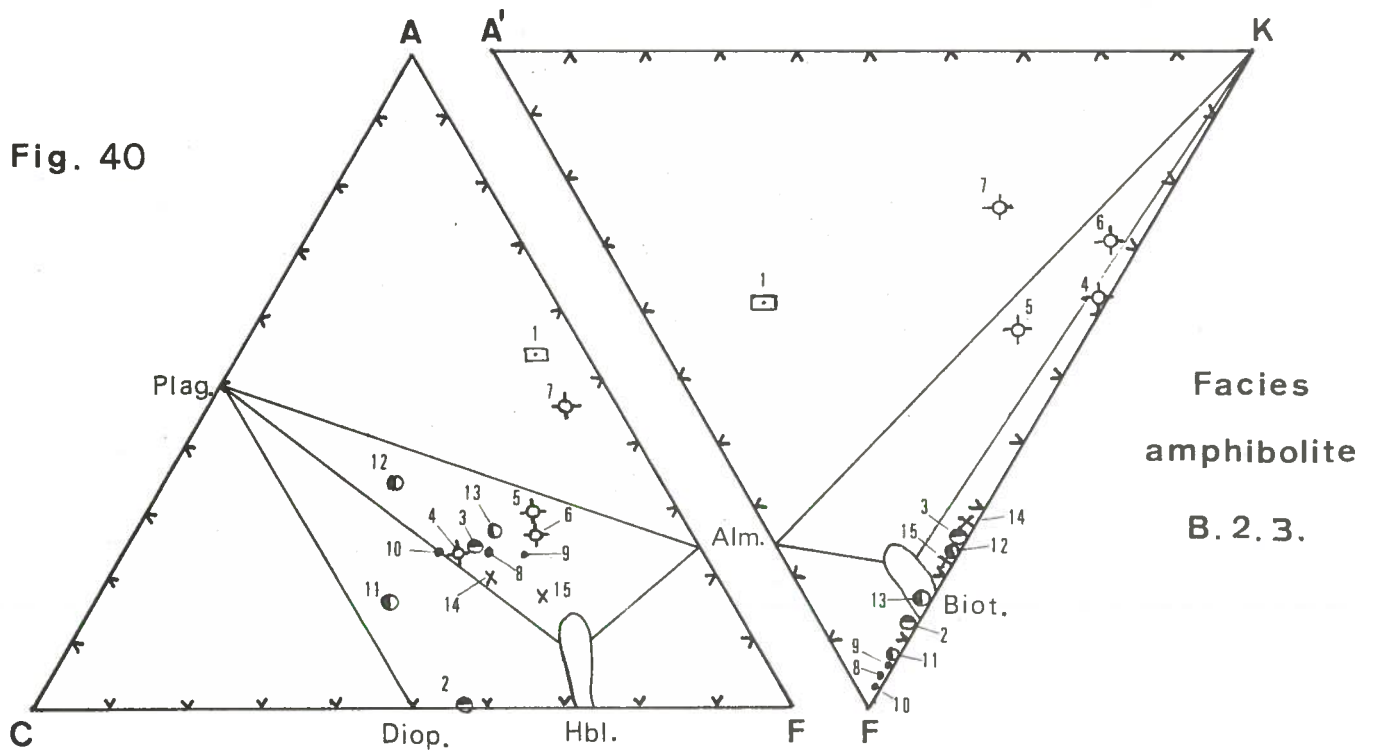
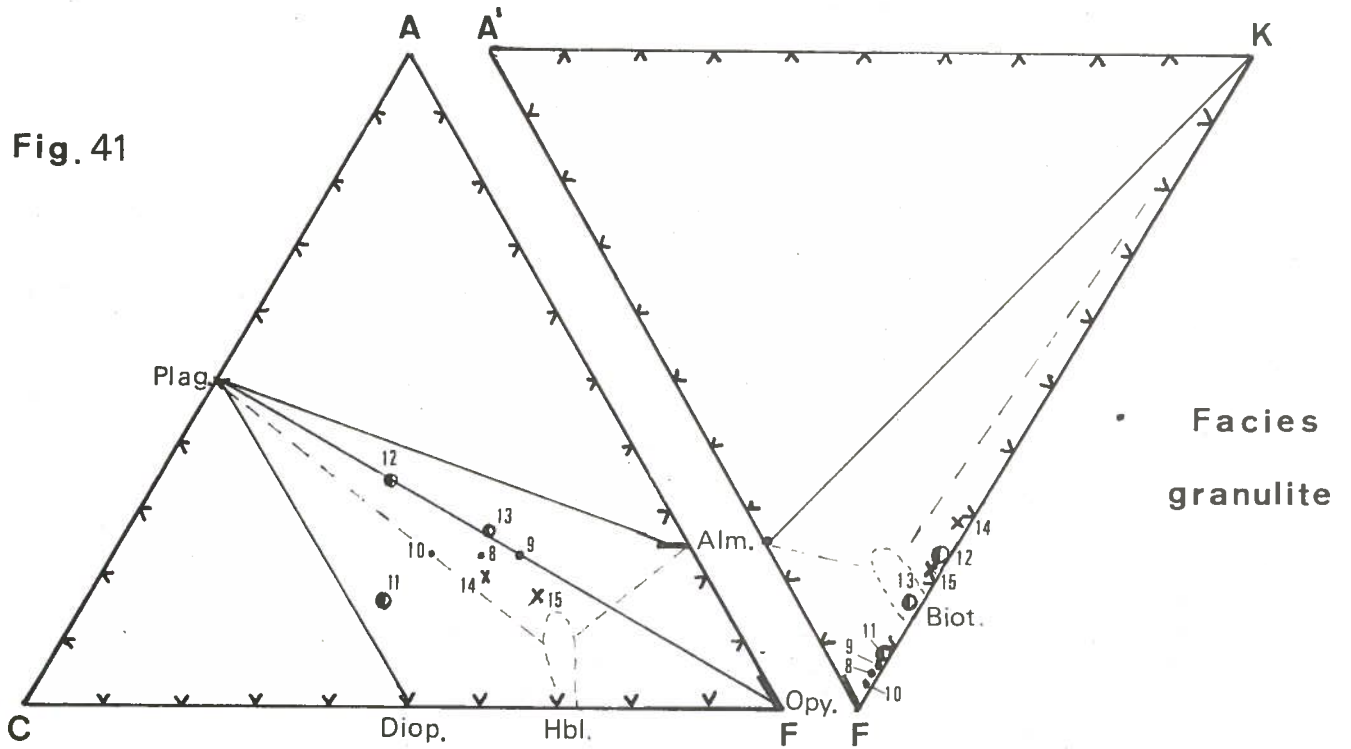


Fig. 41



vent d'une biotite fortement pléochroïque en raison de sa teneur élevée en Ti et qui paraît stable sous les conditions du facies granulite. En outre, l'absence de cordiérite tend à indiquer qu'il doit s'agir d'un métamorphisme de type Barrow plutôt que du type Abukuma.

A l'exception des 4 échantillons du bas du tableau, la sillimanite est constante et souvent très abondante. Sa cristallisation prismatique et non pas fibreuse (parfois on pourrait même parler de phénoblastes) conduirait, comme le pensent de nombreux auteurs, à considérer qu'elle s'est développée sous les conditions du facies granulite.

3.2.2.2. - Diagramme A C F - A' K F

Nous ne disposons malheureusement que d'une seule analyse faite sur un facies à grenat, sillimanite et biotite. Sur A C F elle tombe normalement dans les domaines plagioclase - sillimanite - grenat des facies B.2.3. (fig. 40) et granulite (fig. 41).

Sur A' K F par contre, elle se situe dans le diagramme partiel sillimanite-feldspath potassique-almandin, ce qui excluerait la présence de biotite. Deux explications peuvent être proposées.

- La ligne d'attache grenat - feldspath potassique n'est peut-être pas toujours impérative et dans certains cas, on est sans doute en droit de ne tenir compte que de la ligne grenat - biotite - feldspath potassique.

- Le grenat a été en partie transformé en biotite par suite d'un phénomène de rétro-morphose.

Il ne nous est guère possible de choisir valablement entre ces deux hypothèses.

3.2.2.3. - Géothermomètres de Perchuk

Afin d'apprécier la température à laquelle les gneiss à grenat se sont formés nous avons utilisé le géothermomètre de Perchuk (1967)

Il constitue une application directe de la loi de distribution de NERNST pour les éléments Fe, Mg et Mn entre les minéraux biotite et grenat. PERCHUK a considéré ce couple comme étant un système chimique, en équilibre où les échanges d'ions se font mutuellement. En conséquence, les potentiels chimiques de Mg^{++} , Fe^{++} et Mn^{++} dans la biotite et le grenat sont identiques. Cet auteur en conclut qu'à l'équilibre le coefficient de distribution de Mg entre ces deux derniers minéraux peut se traduire par une droite dans un diagramme de concentration et que cette droite est fonction de la température de formation. PERCHUK a donc construit une série de courbes isothermes en fonction des différents coefficients de distribution de Mg.

Analyses chimiques du couple biotite - grenat extrait de l'échantillon G-34-3C. Provenance : (23.50), $x = 73^{\circ}23'30''$; $y = 46^{\circ}29'30''$.
 Analyste : B. USELLE - Grenoble, 1970.

	Biotite	Grenat
SiO ₂	38,60	37,20
Al ₂ O ₃	15,50	21,55
Fe ₂ O ₃	1,20	2,30
FeO	13,90	26,45
MgO	13,95	7,25
CaO	1,00	3,90
Na ₂ O	0,30	0,30
K ₂ O	9,10	0,10
TiO ₂	4,45	0,10
P ₂ O ₅	0,20	0,20
MnO	0,10	0,90
H ₂ O ⁺	1,20	0,00
H ₂ O ⁻	0,10	0,05
Total	99,60	100,30
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$.625	.307

Bien que nous n'ayons à notre disposition qu'une analyse de biotite et qu'une de grenat, minéraux extraits d'un gneiss à biotite et grenat, les rapports de $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$ donnent une température de 670°C. Sur la figure 42 ont été reportés également les résultats donnés par F. BRON (1970) pour deux couples biotite - grenat de gneiss en provenance de la région de Labrieville - Lac Isidore, Québec. Une température moyenne de 650°C était avancée, valeur très proche de la nôtre.

Admettons donc que la température sous laquelle ont cristallisé, d'une part les gneiss à biotite et grenat dont ces deux minéraux ont été analysés, et d'autre part les gneiss à grenat et sillimanite associés, on peut essayer de préciser les valeurs de P_S et de F_{H_2O} . Précisons en outre que ces gneiss ne présentent pas de phénomènes de mobilisation anactectique.

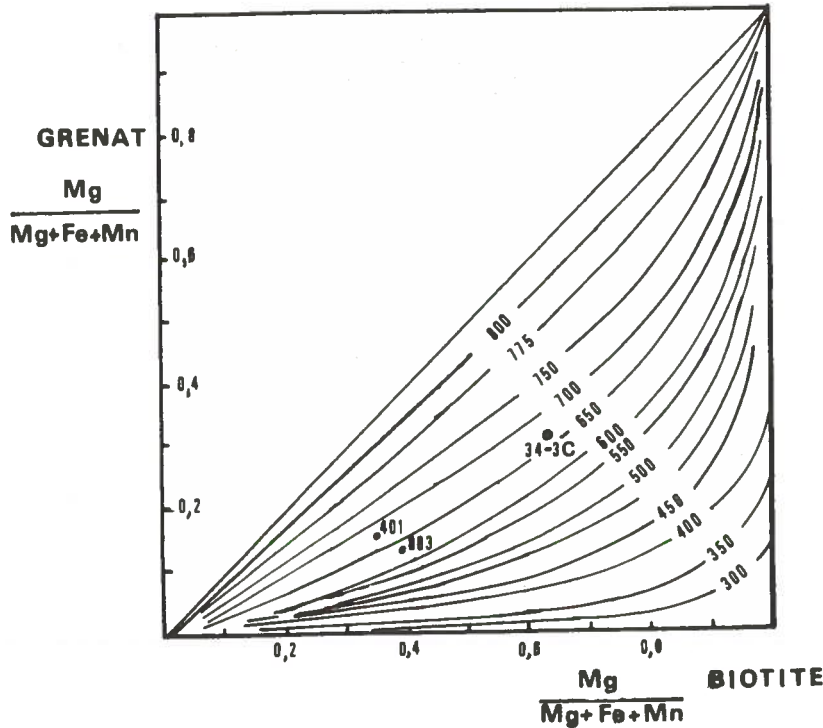


Fig. 42 : Géothermomètre biotite - grenat de PERCHUK (1967)

Sur le diagramme de la fig. 43 ont été reportées les courbes suivantes :

- 1 Courbe de stabilité des silicates d' Al_2O_3 , selon E. ALTHAUS, 1967 et RICHARSON, BELL et GILBERT, 1968.
- 2 Deux courbes de la réaction muscovite + quartz \rightleftharpoons feldspath potassique + sillimanite + H_2O , l'une pour $P_{H_2O} = P_S$ (2A) et l'autre pour $P_{H_2O} = 0.5 P_S$ (2B). Cette dernière a été calculée par A. WEISBROD (1970) à partir de la première qui, elle, est expérimentale.
- 3 Courbe délimitant le domaine de stabilité (entre 3A et 3B) des associations à almandin-cordiérite-biotite-sillimanite (quartz + orthose + H_2O), d'après A. HIRSCBERG et H. G. F. WINKLER (1968). Compte tenu de la teneur en MnO du grenat analysé (0,9 %), la limite inférieure de ce domaine a été déplacée selon les indications de J. P. BARD (1969).
- 4 Courbe de la réaction hornblende-pyralsite \rightleftharpoons orthopyroxène + plagioclase + H_2O pour $P_{H_2O} < P_S$ (H. R. WYNNE - EDWARDS, 1968).
- 5 Courbe d'anatexie minimale (H. G. F. WINKLER, 1967).

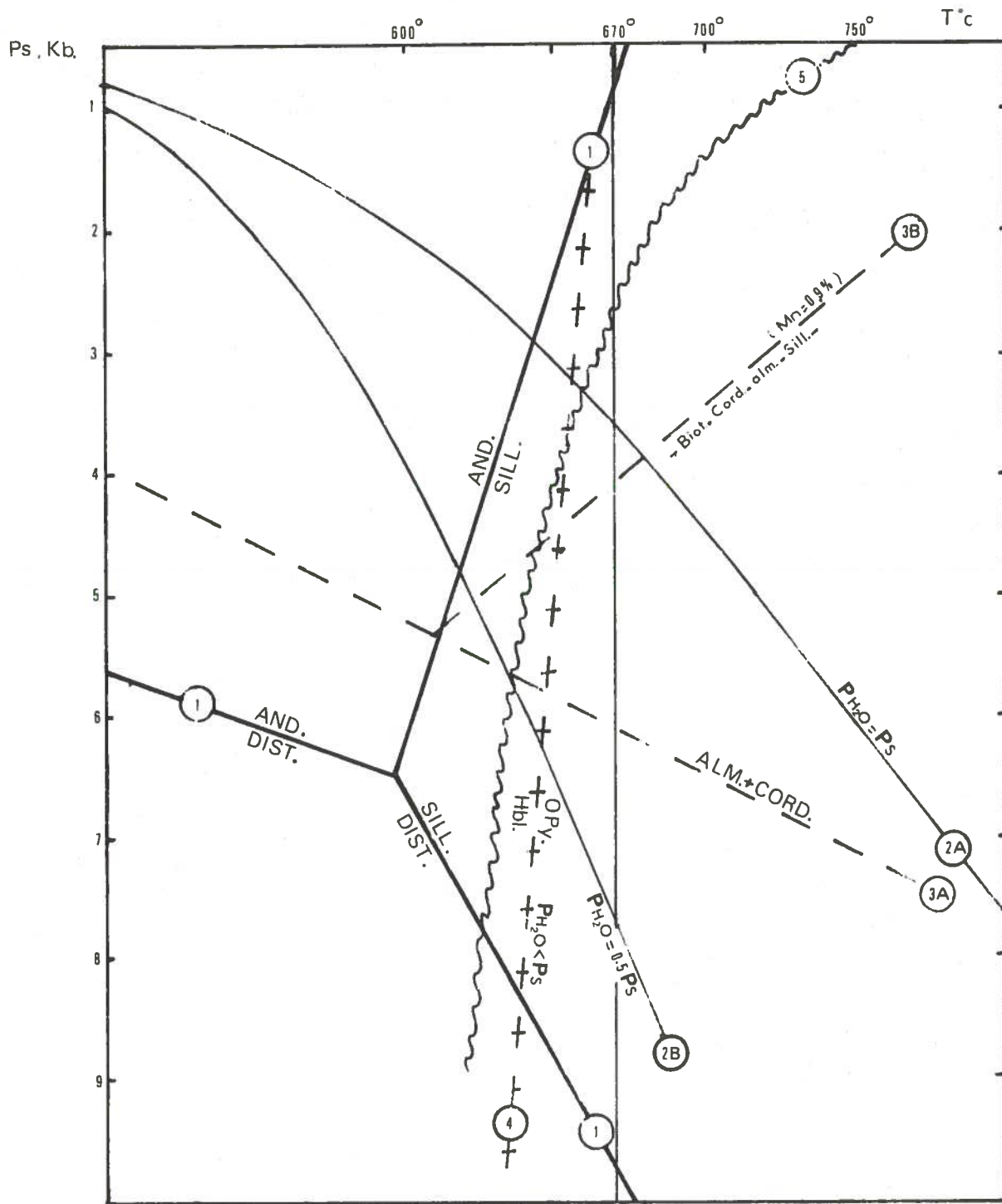


Fig. 43. Champs de stabilité de certains assemblages minéralogiques en fonction de la température et de la pression. Pour la légende, voir le texte.

La lecture de ce diagramme, en admettant que la température est fixée, soit 670°C, permet de tirer les conclusions suivantes :

1 - En tenant compte de l'absence de phénomènes anatectiques, de la présence de sillimanite, et en admettant que $P_{H_2O} = P_S$, le seul domaine de pression compatible avec la température de 670°C est celui compris entre 1Kb et 2,5 Kb. Cela impliquerait un gradient géothermique très élevé, supérieur à 70°C/Km. Or de tels gradients, s'ils ont été avancés pour des schistes cristallins hercyniens, tels que ceux de Bosost (H. ZWART, 1962) ou d'Aracéna (J. P. BARD, 1969), ne paraissent pas avoir été mis en évidence lors des cycles orogéniques précambriens. En particulier dans la région de Shawinigan, proche de la nôtre, J. MARTIGNOLE, 1968, a mis en évidence l'existence d'un métamorphisme général de haute température et de haute pression. Nous pensons donc devoir éliminer ce domaine de faibles pressions.

2 - Si P_S a donc de bonnes chances d'avoir été supérieure à 2,5 Kb, cela impose que P_{H_2O} lui était inférieure (sans quoi on aurait eu début d'anatexie).

Cette condition $P_{H_2O} < P_S$ est rendue également nécessaire par le fait que certaines roches associées aux gneiss à grenat renferment de l'hypersthène lequel ne peut apparaître, lors d'un métamorphisme général, pour des températures de l'ordre de 700°C que si P_{H_2O} est plus faible que la pression lithostatique (A. WEISBROD, 1970).

Quant aux domaines de P_S possibles, ils sont difficiles à préciser. Tout ce que l'on peut dire à la lecture du diagramme c'est que P_S a été soit inférieur à 4 Kb, soit compris entre 6 et 10 Kb.

A notre avis, le second domaine (pression lithostatique supérieure à 6 Kb) s'accorde mieux avec ce que l'on connaît du métamorphisme des formations grenvilliennes et en particulier de celle de la région de Shawinigan où J. MARTIGNOLE, 1968, a avancé une pression lithostatique, de l'ordre de 7 à 8 Kb, la température étant là de 800°C.

A titre indicatif, si P_{H_2O} avait été égale à 0,5 P_S , cette dernière, pour une température de 670°C, aurait été comprise entre 7,5 et 8 Kb.

3.2.3. LES ROCHES BASIQUES

3.2.3.1. - Les paragenèses

Elles sont données dans le tableau ci-contre. Rappelons que les proportions respectives des divers minéraux ont permis de distinguer différents facies pétrographiques : amphibolites, pyroxénites, pyribolites, amphiclasites.

Qtz.	Plag.	F. K.	Hbl.	Cpx.	Opx.	Biot.	Nbre de lames	Association critique	Facies et sous-facies
+	+	+	+	+	+	+	4	Pl. - Hbl. - Opx. - Cpx.	F. Gr.
	+		+	+			1	Pl. - Hbl. - Cpx.	F. Amp. - alm.
	+	+	+	+	+	+	2	Pl. - Hbl. - Opx. - Cpx.	F. Gr.
+	+	+		+	+		1	Pl. - Opx. - Cpx.	F. Gr.
	+			+	+	+	2	Pl. - Opx. - Cpx.	F. Gr.

+ = présent

+ = peut être présent ou absent.

De façon générale, on peut faire les observations suivantes :

- à part un échantillon toutes les roches basiques renferment de l'orthopyroxène ;

- celui-ci est présent aussi bien dans des roches leucocrates avec quartz, plagioclase, feldspath potassique que dans les roches basiques avec plagioclase basique, clinopyroxène et hornblende ;

- la hornblende est la variété brun verdâtre signalée fréquemment dans les gneiss charnockitiques.

Du point de vue minéralogique les paragenèses observées dans les roches basiques sont pour la plus grande majorité d'entre elles caractéristiques du facies granulite.

3.2.3.2. - Diagramme A C F - A' K F

Compte tenu de la présence d'orthopyroxène (en proportion variable) dans les roches 8, 9, 10, il convient d'utiliser les diagrammes A C F - A' K F du facies granulite (fig. 41, pl. 16).

Sur ces diagrammes ont été tracées en pointillé les lignes d'attache suivantes : plagioclase - hornblende (brun vert), hornblende - grenat, grenat - biotite (titanifère), biotite (titanifère) - orthose.

En fait les différentes lignes figurées sur ces diagrammes ne permettent pas une bonne représentation de la norme des roches basiques. L'exemple le plus évident est le fait que les positions des trois roches sur A C F excluraient l'association hornblende brun vert et orthopyroxène qui est pourtant constante. En fait, il serait sans doute plus logique au lieu de tracer la ligne hornblende - grenat de tirer celle entre hornblende et orthopyroxène (fig. 41).

Mais on peut penser également, et certaines observations microscopiques tendraient à le prouver, que la hornblende brun vert est en fait un produit secondaire formé aux dépens de l'orthopyroxène. On serait donc en présence de roches métastables entre le sous-facies granulite à hypersthène et le sous-facies granulite à hornblende.

Toujours est-il que la présence d'orthopyroxène vient confirmer la conclusion, émise lors de l'étude des gneiss à grenat, selon laquelle P_{H_2O} avait été inférieure à P_G lors de la phase métamorphique majeure (voir discussion de la p. 112).

3.2.4. LES ROCHES CARBONATEES

Compte tenu d'une part de la faible importance volumétrique de ces roches dans notre région et, d'autre part du manque d'analyses chimiques sur les différents types de ces roches, nous nous contenterons d'abord de faire une brève énumération de quelques paragenèses caractéristiques.

- . calcite - diopside - scapolite - sphène
(quartz avec rutil)
- . quartz - diopside - hornblende - feldspath potassique - plagioclase (biotite - graphite - apatite - rutil - oxydes métalliques).

Les minéraux qui peuvent donner une idée du grade métamorphique sont :

- . diopside : il implique au minimum le facies amphibolite ;

- scapolite : elle peut atteindre 20 % de la roche. Au microscope, elle nous est apparue primaire. D'après Van de KAMP (1968) la réaction : andésine + biotite + hornblende + calcite + Cl + F \rightleftharpoons scapolite + pyroxène + phlogopite, nécessiterait une température de 500°C - 700°C pour une pression de 6 à 8 Kb.

De telles conditions sont tout à fait compatibles avec celles déduites du géothermomètre de Perchuk sur un couple biotite - grenat ($T^{\circ} = 670^{\circ}\text{C}$). Quant à Ps nous l'avons estimée comme vraisemblablement comprise entre 6 et 10 Kb.

3.2.5. LES MIGMATITES RUBANÉES

L'étude du complexe migmatitique nord occidental n'a pas, rappelons-le, fait l'objet d'une étude détaillée. Nous nous bornerons donc à émettre quelques considérations très générales.

3.2.5.1. - Les paragenèses

Le tableau ci-dessous indique les assemblages présents.

Qtz.	Plag.	F. K.	Biot.	Opx.	Cpx.	Hbl.	Nbre de lames	Association critique	Facies et sous-facies
+	+	+	+	+	+	+	5	Pl. - Opx. - Cpx. - Hbl.	F. Gr.
+	+	+	+	+	+		2	Pl. - Opx. - Cpx. - Bi. (tit.)	F. Gr.
+	+	+	+	+			1	Pl. - Opx. - Bi. (tit.)	F. Gr.

+ = minéral présent

+ = peut être présent ou absent

(tit) = titanifère.

Les proportions de ces minéraux sont évidemment variables. Parmi eux le plus caractéristique est évidemment l'orthopyroxène qui indique qu'il s'agit de roches du facies granulite. A côté de lui se rencontrent biotite et parfois hornblende brun vert mais en général en faible quantité (pour la première, moins de 3 % et, pour la seconde, quand elle est présente, moins de 5 %, sauf dans une lame où elle atteint 19 %).

Là encore, d'après certaines observations microscopiques, ces deux minéraux paraissent s'être développés secondairement.

3.2.5.2. - Diagramme A C F - A' K F

Trois échantillons ont été analysés (11, 12, 13). Ils sont reportés sur les diagrammes de la planche 16.

Sur ceux du facies granulite, auxquels nous devons nous référer compte tenu de la présence d'hypersthène, les mêmes remarques sont à faire que celles données au sujet des roches basiques : association apparemment anormale entre orthopyroxène - hornblende - biotite, mais elle peut s'expliquer sans doute par certaines transformations de type rétro-morphique ou par certains caractères chimiques, par exemple, valeurs particulières de Fe/Mg.

3.2.6. LES ORTHOGNEISS MANGERITIQUES

3.2.6.1. - Les paragenèses

D'après le tableau ci-contre, on s'aperçoit, exception faite de trois échantillons, que tous les orthogneiss mangeritiques renferment de l'orthopyroxène.

En outre, le feldspath potassique est constamment perthitique et le quartz contient parfois des aiguilles de rutile.

Qtz.	F. K.	Plag.	Opx.	Cpx.	Hbl.	Biot.	Nbre de lames	Association critique	Facies et sous-facies
+	+	+	+	+		+	4	Pl. - Opx. - Cpx.	F. Gr.
+	+	+	+	+	+	+	10	Pl. - Opx. - Cpx. - Hbl.	F. Gr.
+	+	+	+	+	+		5	Pl. - Opx. - Cpx. - Hbl.	F. Gr.
+	+	+			+	+	3	Pl. - Hbl. - Bi.	F. Amp. alm.

+ = minéral présent

+ = peut être présent ou absent.

Il s'agit donc de roches possédant les caractères des roches charnockitiques. Comme on l'a vu dans la 1^{re} partie de ce chapitre, consacré à la pétrogenèse, il s'agit d'anciennes roches plutoniques, porphyroïdes ayant subi des phénomènes essentiellement cataclastiques.

3.2.6.2. - Diagramme A C F - A' K F

Deux échantillons ont fait l'objet d'analyses (14 et 15). Sur les diagrammes du facies granulite (fig. 41, pl. 16), auquel on doit se reporter, elles se situent dans le domaine plagioclase - hornblende - orthopyroxène (ACF) et sur le côté orthose - orthopyroxène (A' K F).

N'ayant pas observé dans ces roches de phénomènes rétro-morphiques liés à la cataclase qu'elles ont subi on peut penser que cette dernière a dû s'effectuer sous les conditions du facies granulite.

3.2.7. CONCLUSIONS

Les paragenèses observées dans les formations cristallines de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon sont caractéristiques en partie du facies amphibolite - almandin (sous-facies le plus élevé) et en partie du facies granulite (les deux sous-facies à hornblende et à hypersthène étant représentés).

De façon très approchée, on peut tenter de fixer les conditions thermodynamiques de la phase métamorphique majeure :

- Une température minimale de 670°C a été atteinte ; c'est celle calculée grâce au géothermomètre de Perchuk sur un couple biotite-grenat d'un gneiss alumineux ;

- P_{H_2O} a très vraisemblablement été inférieure à P_S en raison de l'absence de phénomènes anatextiques et de la présence d'hypersthène (A. WEISBROD, 1970) ; malheureusement on ne peut fixer, même approximativement, la valeur de λ dans la relation $P_{H_2O} = \lambda P_S$;

- P_S peut difficilement être chiffrée elle aussi mais il semble qu'on puisse raisonnablement avancer des valeurs comprises entre 6 Kb et un maximum de 10 Kb. Au cas où dans la relation précédente λ serait égal à 0,5 le maximum de P_S pour 670°C serait compris entre 7,5 et 8 Kb.

Quant à l'association sur le terrain de roches à facies amphibolite et de roches à facies granulite, on pourrait l'interpréter au moins de deux façons :

- variation du rapport Fe/Mg (ou d'autres éléments) dans ces deux catégories de roches, P_{H_2O} y étant constante ;

- dans certains niveaux, existence d'une phase fluide (ou gazeuse) intergranulaire après acquisition du faciès granulite, cette phase pouvant se recombinaer avec les minéraux anhydres initialement formés et donner des roches de faciès amphibolite.
-

CHAPITRE IV

- 4.0. - INTRODUCTION
- 4.1. - LES ELEMENTS STRUCTURAUX MESURES
- 4.2. - LES GRANDES UNITES STRUCTURALES
- 4.3. - CONCLUSIONS A L'ETUDE STRUCTURALE

4.0. - INTRODUCTION

4.0.1. - HISTORIQUE

R. BELAND (1967) lors des levés au 1/50 000 n'avait pu que noter la grande complexité structurale de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon ; les séries avaient été plissées, selon lui, au cours de déformations plastiques (allure de feuille froissée et chiffonnée).

Les premiers levés effectués dans une optique structurale furent ceux de E. DIMROTH (1963) sur un terrain situé au Nord de notre région. Il mit en évidence de façon très nette la succession de trois phases de plissement :

- une première phase, dont l'axe varie de E-O à NE - SO, est à l'origine de plis droits et serrés ;
- une deuxième série de mouvements se superpose à la précédente et se matérialise par des axes orientés NO - SE et plongeant vers le Sud Est ;
- enfin, un système de plis ouverts (grandes ondulations) a repris le tout.

De son côté, J. MARTIGNOLE (1968-1969) a très bien démontré, dans la région de Shawinigan, l'existence de deux phases principales de déformations :

- une phase ancienne donne des plis d'axe E-O à E - NE, couchés ou déversés vers le Nord ;
- une seconde phase, d'axe N-S à S - SE, a repris les premières structures et a ainsi provoqué la formation de croissants, de dômes et de bassins.

De son côté, dans le rapport préliminaire de la région de Houde-Masson, ainsi que dans l'article publié sur le Complexe Plutonique du lac Croche, situé à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de notre territoire, K. SCHRIJVER (1966-1968), reconnaît l'existence de trois phases de plissement. En particulier, l'axe des plis produits par la phase principale, c'est-à-dire la deuxième, aurait une direction N-S à S - SE et un plongement variant de 25° S à 15° SE.

Enfin, ces deux derniers auteurs ont retracé récemment, dans une publication conjointe (J. MARTIGNOLE - K. SCHRIJVER 1970), l'évolution tectonique du massif de Morin. Cette étude structurale s'étend depuis la limite ouest de notre territoire jusqu'au massif d'anorthosite de Morin, situé à une soixantaine de kilomètres plus à l'Ouest. D'après ces auteurs, les roches encaissantes de ce massif auraient subi quatre phases de déformations dont deux principales. On peut les résumer de la façon suivante :

Un ancien système de plis d'axe orienté E-O à NE - SO a été repris par une seconde phase de déformation contemporaine de l'étalement, vers l'Est et sous forme de nappe, de la masse anorthositique.

Une troisième phase, coaxiale avec la seconde, comporte des plis droits et ouverts et se localise en bordure de la nappe d'anorthosite.

Enfin, des ondulations ont repris le tout.

4.0.2. - APERCU STRUCTURAL D'ENSEMBLE

La région qui fait l'objet de cette étude est, du point de vue structural, caractérisée par certains traits essentiels qui seront développés ultérieurement, mais que nous allons résumer dès maintenant.

I - Présence de deux phases de plissements majeurs qui donnent des figures d'interférence très complexes.

La phase la plus ancienne est représentée par des plis couchés de grande envergure, déversés vers le Nord et plongeant faiblement vers l'Est. Leur axe varie entre N 70 E et E - O dans le Sud et N 40 E dans le Nord de la région.

Une seconde phase est responsable de plis déversés vers l'Ouest et plongeant vers le Sud ou le Sud Est. Elle se superpose à la première d'une façon plus évidente dans la moitié Sud de la carte que dans la partie nord.

II - Existence de trois unités structurales différentes, à savoir : un ensemble de roches plutoniques, une série paragneissique, et un complexe migmatitique lequel, comme nous le verrons dans le chapitre consacré à la géochronologie, représenterait un socle ancien (2 400 MA) par rapport à la série paragneissique (1430 MA).

4. 0. 3. - METHODES ET CONDITIONS DE TRAVAIL

4. 0. 3. 1. - Levés de terrain

Durant les campagnes sur le terrain, nous avons à notre disposition divers moyens de travail pour déceler les différentes structures de la région. Mais plusieurs facteurs, comme la rareté des coupes verticales, le style isoclinal des couches, la couverture de mort terrain et la difficulté de localisation dans la forêt, ont été de gros handicaps pour mener une étude tectonique détaillée.

Compte tenu de ces difficultés, nous avons d'abord repéré les principales zones de charnières, et les avons étudiées avec soin en suivant systématiquement certains niveaux repères qui constituent des petits "chapelets d'affleurements", peu altérés et où les mesures des différents éléments structuraux pouvaient ainsi être pratiquées.

Les différents renseignements recueillis sur le terrain ont été reportés directement sur photo aérienne (au 1/15 840) par superposition d'une feuille de kodatrace. Les affleurements, ainsi que toutes les mesures structurales relevées, ont été transcrites sur des agrandissements au 1/16 000 de la carte régionale au 1/50 000.

Nous avons utilisé, tout au long de l'étude, les méthodes de la micro-tectonique, que ce soit pendant les cheminements systématiques espacés de 500 mètres, dans la poursuite des niveaux repères ou lors des vérifications dans les charnières des plis majeurs.

Nous avons également posé comme principe de base que les plis mineurs représentaient un modèle réduit du style de plissement des grandes structures auxquelles ils se rattachaient.

4. 0. 3. 2. - Géomorphologie structurale

Cette région montre particulièrement bien l'action qu'ont joué les glaciers sur la morphologie structurale. Le mouvement des glaces s'étant effectué selon une direction approximativement N-S, il est possible comme nous le verrons dans les deux paragraphes suivants de déceler la direction générale des couches d'après les cartes topographiques et les photos aériennes.

Les dépôts glaciaires formant une mince couverture de mort terrain, les roches sous-jacentes affleurent à des endroits préférentiels, par exemple le long des ruisseaux et des rivières ou en bordure des lacs.

Par ailleurs, dans les parties montagneuses, les différents cours d'eau, qui accentuent l'érosion glaciaire, sont souvent guidés par les caractères

structuraux et pétrographiques des séries traversées. La partie sud, c'est-à-dire celle des lacs Déligny, Mandeville, Maskinongé et de la rivière Mastigouche est recouverte par les dépôts fluvio-glaciaires de la mer Champlain.

L'étude de la morphologie, à l'aide de différents moyens, nous a ainsi permis de mesurer de nombreuses directions de cassures. Par exemple : le grand système de failles, au SE de la région, est jalonné par une série de lacs plus ou moins importants.

Par contre, de grandes vallées, comme celles des rivières aux Ecorces et Mastigouche, recouvertes par d'épais dépôts morainiques, n'ont montré sur le terrain aucun indice réel de faille.

4.0.3.3. - Les données photogéologiques

La région est couverte, en grande partie, par la série de photographies aériennes A 65 131, à l'échelle 1/15 840. Elles sont de très bonne qualité et leur examen au stéréoscope nous a permis de tracer une première carte des principaux éléments structuraux.

En plus des informations d'ordre topographique et structural qu'elles nous ont fournies, ces photos permettaient de distinguer les différentes espèces d'arbres qui constituent le manteau forestier quasi constant. Cela nous a fourni parfois de bons points de repère. Toutefois, au cours des itinéraires dans les portions à forêt dense, nous avons été obligé d'utiliser, en plus de la boussole, le compte-pas.

4.0.3.4. - Interprétation de la carte aéromagnétique

Nous disposons également de la carte aéromagnétique n° 1872 G de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon au 1/63 000. La partie qui nous intéresse est reproduite à la page 125.

Aucune relation stricte n'existe entre la nature pétrographique des formations constitutives et les différentes lignes isomagnétiques. Toutefois les anomalies, que permettent de dégager ces courbes, étant fonction de l'intensité magnétique relative des diverses roches, peuvent délimiter des ensembles et fournir les grands traits de leur agencement structural.

Ainsi, la simple lecture de la carte fait ressortir, dans le quart SE, une forte anomalie négative, orientée NE - SO. Elle correspond au grand système de failles du lac Déligny qui sépare le granite de Saint-Didace, au SE, et les gneiss au NO. Le granite, quant à lui, constitue une anomalie positive : en gros, elle passe, depuis la zone faillée jusqu'à l'intérieur du massif, de 3 500 à 6 000 gammas.

Les gneiss du NO, par contre, ont, en général, une intensité magnétique moyenne variant de 3 700 à 4 000 gammas. Les contrastes y sont moins prononcés et on n'y décèle pas de structures très nettes. Au sein de ces gneiss, on observe toutefois quelques anomalies. Au NE du lac Joli, on a une petite "lentille" d'intensité $> 4\ 000 \gamma$ orientée NNO - SSE qui correspond à un niveau de gneiss mangéritique. En fait, cette anomalie n'est peut-être pas due au fait que de telles roches renferment des pyroxènes et des oxydes métalliques mais elle doit plutôt être causée par le relief que constitue ce facies. Il a pu y avoir aussi combinaison de ces deux facteurs.

Côté ouest du même lac, une anomalie semblable est donnée par une amphibolite particulièrement riche en oxyde de fer.

Au lac de la Chute, la direction NO - SE indiquée par la carte aéromagnétique, n'a pas été vérifiée par les mesures pratiquées sur le terrain. Quant à la très forte anomalie positive, visible dans le coin supérieur droit, qui atteint plus de 5 500 gammas, elle correspond à une intrusion noritique dans le massif de monzonite.

En définitive, la carte aéromagnétique donne l'impression qu'au Sud Ouest et à l'Ouest les couches tendraient vers une nette orientation NO - SE. Au Nord de la carte, soit dans la région traversée par la rivière aux Ecorces, les structures seraient orientées en gros N-S. Par contre, au Sud Est, soit à partir du lac Joli, une direction NE - SO se dégage nettement.

Le territoire étudié se situe donc à cheval sur ces trois domaines structuraux apparents. Cela peut témoigner déjà d'une grande complexité structurale. Cette dernière a été confirmée par l'étude photogéologique et par les levés au sol. Il faut bien reconnaître que, pour cette région, les informations fournies par la carte aéromagnétique ont été assez limitées : direction très générale des structures, localisation de massifs plutoniques et de zones faillées.

4.1. - LES ELEMENTS STRUCTURAUX MESURES

La mesure des différents éléments structuraux rencontrés dans la région a porté sur les directions et pendages des plans de foliation, des axes de plis mineurs et des linéations.

4.1.1. - LA FOLIATION

Nous avons pu distinguer deux différents plans de foliation :

1° - Une foliation (S_1) marquée par une ségrégation en couches parallèles plus ou moins épaisses d'un minéral donné (quartz, grenat, amphibole, pyroxène, biotite) ou d'une association de minéraux (felsiques ou mafiques). Cette texture planaire est plissée et elle est parallèle à ce que l'on peut considérer comme la stratification, à savoir, l'alternance de couches pétrographiquement différentes : gneiss à grenat, quartzite, roches carbonatées, etc.

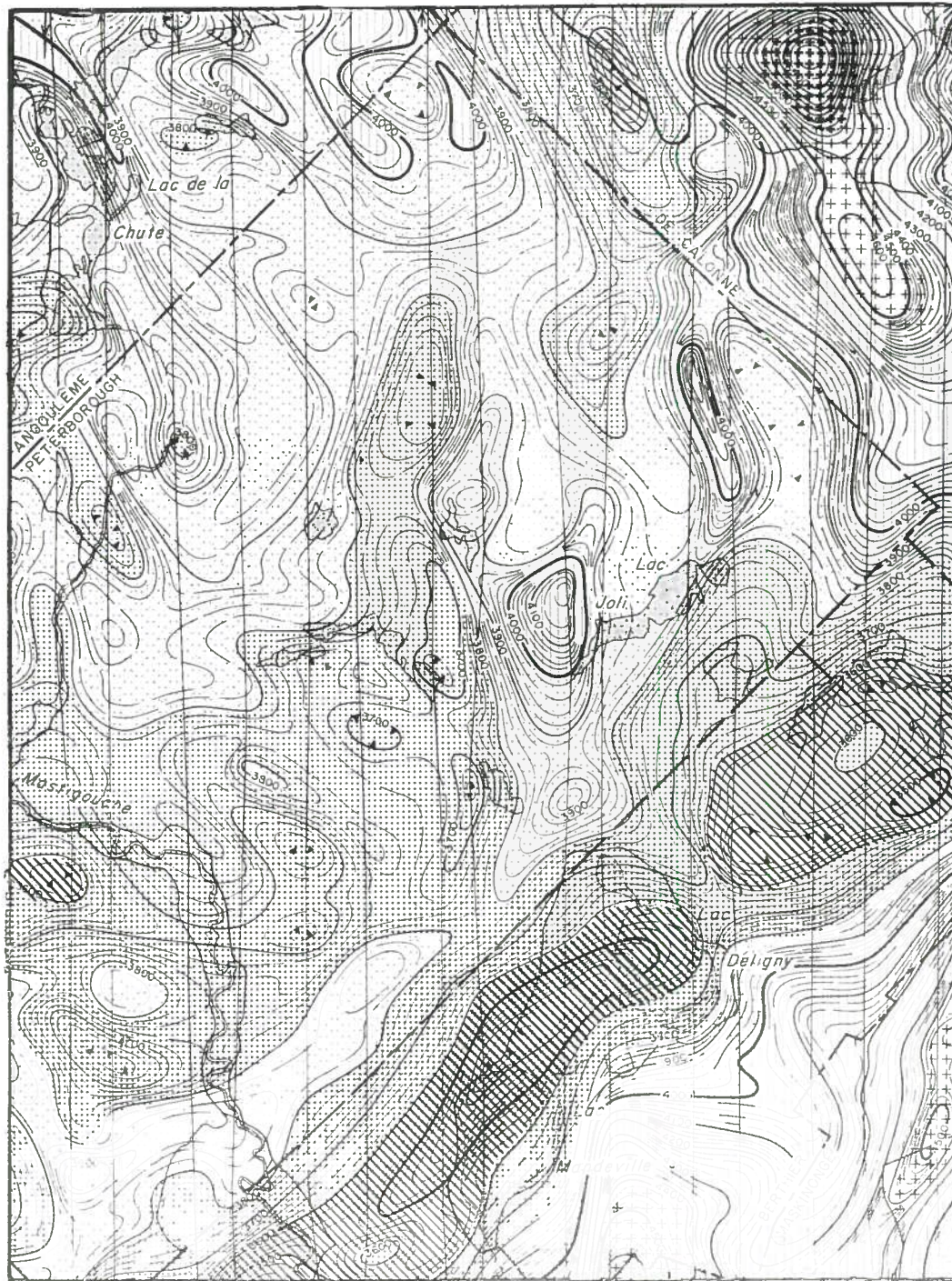
Cette foliation (S_1) nous semble correspondre plus à des différences d'ordre stratigraphique qu'à des ségrégations produites durant le métamorphisme.

2° - Une foliation de plan axial (S_2), définie surtout par l'orientation du quartz et de la biotite, est postérieure à (S_1). Son orientation sur la majorité des affleurements est parallèle à cette dernière. De la sorte leur distinction est souvent impossible. Seules les charnières de certains plis mineurs montrent l'obliquité de S_2 sur S_1 (fig. 44, pl. 17).

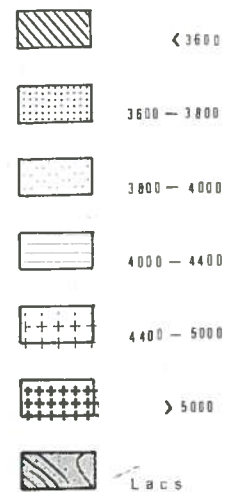
4.1.2. - LES PLIS MINEURS

Ils sont fréquents dans la région. On les rencontre beaucoup plus souvent dans la série paragneissique que dans le complexe migmatitique nord-occidental. En outre, on ne les a pas observés à l'intérieur des roches mangérites.

Ces plis mineurs, comme nous l'avons déjà dit, ont été d'une grande utilité. Ils ont servi, à petite échelle, de fil conducteur pour expliquer l'agencement et l'évolution des grandes structures. Ainsi a été notée la fréquence croissante des plis mineurs au fur et à mesure que l'on s'approchait du "nez" des structures régionales. En outre, c'est à l'aide de la méthode dite des plis mineurs en S, en Z ou en W (fig. 45, pl. 17) (RAMSAY, 1967, p. 535), méthode qui toutefois a été utilisée avec réserve en raison de la dimension parfois restreinte des affleurements, qu'ont pu être définis les flancs inverses ou normaux des plis majeurs.



Légende



Lignes isomagnétiques en gammas
 Lignes de vol

ECHELLE



CARTE AEROMAGNETIQUE DE LA REGION
 DU LAC JOLI

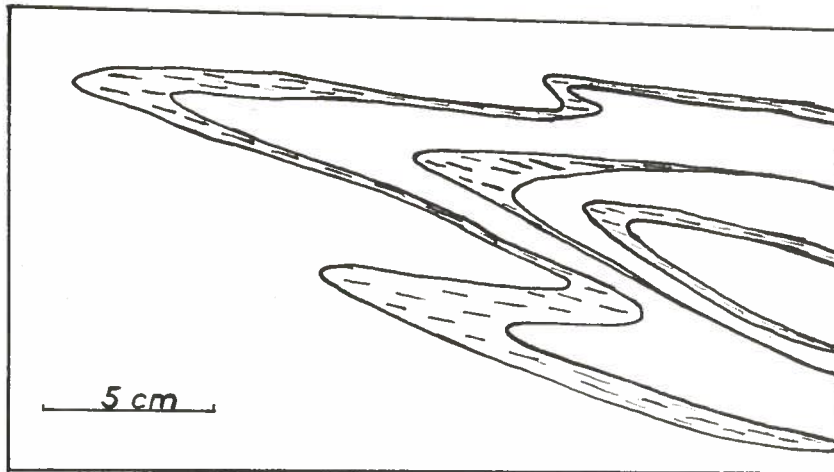


Fig. 44 -
Développement d'une
foliation de plan axial (S_2)
dans des petits niveaux de
quartzite.
(Lac Joli Ouest).



Fig. 45 -
Plis mineurs du type "W"
près du lac de la Roche.



Fig. 46 -
Plis mineurs de grande
amplitude dans des gneiss à
grenat (sommet de la montagne
située à l'extrémité sud du lac
Joli).

Dans notre région le style des plis mineurs ainsi rencontrés varie beaucoup mais, en général, il s'agit de plis disharmoniques isoclinaux dont le plan axial est souvent proche de l'horizontal (pl. 17).

Leur amplitude mesurée sur un affleurement varie également : de l'ordre du centimètre à celui du mètre (fig. 46). Leur origine sera discutée plus en détail ultérieurement, mais, en regardant le diagramme (fig. 48, pl. 18), où sont reportés tous les axes de plis mineurs de la région, nous sommes tentés de dire que leurs axes s'orientent selon deux directions préférentielles :

- + le groupement le plus important (F_2), dont les plans axiaux et les axes sont respectivement sub-parallèles à (S_2) et (L_2), est orienté NO - SE et il possède un plongement approximatif de 20° vers le Sud Est ;
- + le second groupement (F_1), de direction NE - SO, et qui possède un plongement approximatif de 10° vers le NE ou le SO, correspondrait à la première phase de plissement. Notons que la dispersion des axes observés entre N 90 et N 130 correspond peut-être à une rotation des axes (F_1) repris dans la phase ultérieure (F_2).

4.1.3. - LES LINEATIONS

Elles s'observent à la fois dans les gneiss migmatitiques, dans la série paragneissique, et, surtout, dans les gneiss mangéritiques. Il s'agit de linéations dues aux orientations privilégiées de certains minéraux et, en particulier, du quartz, dont l'étirement s'effectue suivant son grand axe C, des agrégats de pyroxène et d'amphibole, qui dessinent parfois, dans le plan de la foliation, des traînées noirâtres. Plus rarement les aiguilles prismatiques de sillimanite ainsi que les grenats et les feldspaths porphyroblastiques présentent un certain étirement.

Comme le montre le diagramme (fig. 49, pl. 18) la distribution des linéations à travers la région se fait selon une ceinture dont le maximum aurait une orientation N 145° avec un plongement variant de 10° à 20° vers le SE. L'interprétation de ces mesures sera faite ultérieurement ; mais signalons ici que ces linéations (L_2) seraient contemporaines de la deuxième phase de plissement, car leurs orientations sont souvent sub-parallèles aux axes des plis mineurs (F_2).

Pl. 18

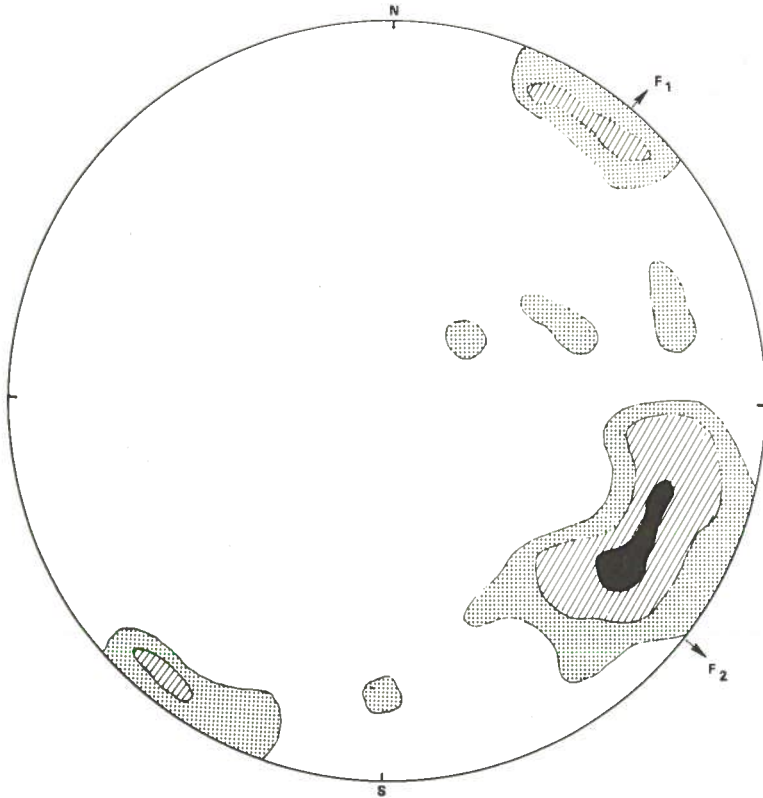


Fig. 48: Diagramme des axes des plis mineurs;
contours: $>6\%$, $>3.4\%$, $>1.7\%$,
projection hémisphère inférieure (Wulff).

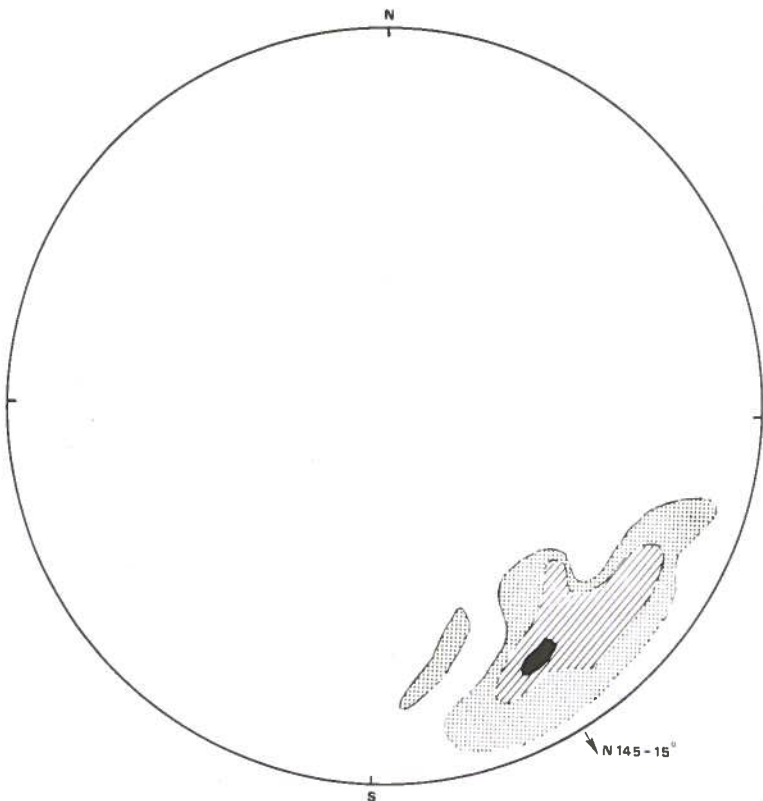


Fig. 49: Diagramme des linéations minéralogiques;
contours: $>10\%$, entre 5 et 10% , entre 2 et 5% ,
projection hémisphère inférieure (Wulff).

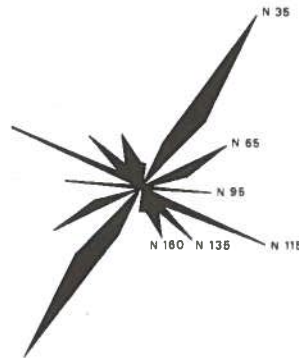


Fig. 50: Diagramme des orientations
des joints.

4.1.4. - LES JOINTS

Ils sont très nombreux dans la région. Ils n'ont toutefois pas fait l'objet d'une étude systématique, mais leurs directions principales ont été relevées au cours des différents itinéraires. Ils possèdent en général un pendage très prononcé et leurs directions confirment très bien les différents accidents relevés sur les photos aériennes.

Un examen de la figure 50, pl. 18, où les directions des joints de toute la région, sont reportées, montrent deux directions majeures presque orthogonales, soit N 035 et N 115.

Il est très difficile, par contre, de dire si les deux directions majeures (N 035 et N 115), sont des fractures de distension et si les directions mineures (N 065, N 095, N 135 et N 160) sont des fractures de cisaillement, et si elles se rapportent à une phase précise de plissement. La superposition et la virgation des axes des plis majeurs, qui sont apparues à la suite de l'étude structurale et qui seront décrites ultérieurement, auraient exigé une étude plus approfondie des différents types de joints dans la région à l'intérieur de secteurs bien individualisés. Mais il n'a pas été possible de revenir sur le terrain pour résoudre cet aspect structural.

On peut dire toutefois que la direction N 035 paraît avoir été une "direction de faiblesse" favorisant ainsi le développement de la zone mylonitisée, à laquelle se rattache les pseudotachylites (p. 70) formées à la fin de l'orogénèse grenvillienne.

4.1.5. - LES BOUDINAGES

Certains niveaux, sur des sections perpendiculaires au plan de foliation et parallèles à la direction de cette dernière, montrent des phénomènes de boudinage. Il s'agit, le plus souvent, d'amphibolites ou de skarns, dont la forme en rouleaux est particulièrement caractéristique. Parfois le niveau "compétent" est représenté par des passées de minéraux mafiques à l'intérieur de bancs quartzo-feldspathiques, qui ont eu un comportement plus plastique. Les sections perpendiculaires à leur axe donnent un rapport longueur/largeur de l'ordre de 3/1.

Les axes de ces rouleaux sont en général parallèles à ceux de certains plis mineurs. Les mesures effectuées donnent une orientation autour de N 130, ce qui indiquerait qu'ils se seraient formés lors de la deuxième phase. Toutefois nous ne pouvons pas affirmer que seule cette seconde phase en soit responsable.

4.1.6. - LES MENEaux ("mullions")

Des meneaux ont été trouvés dans la charnière de la structure du lac Joli Est, au sein des niveaux de gneiss à grenat qui délimitent très bien cette grande structure et qui sont situés sous des gneiss mangéritiques. Leur longueur varie de quelques centimètres à un mètre tandis que leur épaisseur, en section transversale, est de l'ordre du centimètre. Dans ce secteur, la direction de leur axe, mesurée dans le plan de foliation, est de N 125 E et possède un plongement moyen de 18° vers le SE.

4.1.7. - COMPETENCE RELATIVE DES DIVERSES UNITES LITHOLOGIQUE

Nous avons déjà noté, dans la description des modes de gisement, le comportement mécanique différent des diverses unités lithologiques soumises aux mêmes phases successives de plissement. Par exemple, il faut mentionner la facilité avec laquelle les niveaux carbonatés, du fait de leur plasticité, ont tendance à migrer : ils disparaissent sur les flancs des plis et viennent remplir les charnières.

De leur côté, les quartzites, les amphibolites et les gneiss à pyroxène, lorsqu'ils sont en bancs massifs, ne montrent que très rarement des traces de plis mineurs. Par contre, quand elles forment de petits niveaux, de 1 à 3 cm d'épaisseur, à l'intérieur des bancs soit alumineux, soit quartzofeldspathiques, ces roches ont bien conservé les traces des différentes phases de plissements. Ces traces sont d'autant plus nettes et significatives que l'on s'approche de la charnière d'un pli majeur.

4.1.8. - LES CRITERES DE POLARITE

Bien que nous soyons en présence d'anciennes séries sédimentaires, où subsiste encore une certaine stratification, il nous a été impossible de trouver des critères de polarité valables. Evidemment, une étude très détaillée sur la plus ou moins grande concentration de certains minéraux détritiques (zircon, hématite, etc.) dans les quartzites aurait sans doute pu être un bon moyen pour déceler un granoclassement. Toutefois, quelques rares essais s'étant révélés infructueux et le temps manquant, cette étude n'a pas été entreprise.

4.2. - LES GRANDES UNITES STRUCTURALES

Pour faciliter la compréhension de la structure de la région, celle-ci a été divisée en 5 unités structurales, soit :

- 1 - au centre, le lac Joli Ouest,
- 2 - à l'Est, le lac Joli (centre et Est),
- 3 - à l'Ouest, le lac de la Roche,
- 4 - au Nord, le lac Wapiti,
- 5 - au Nord Est, la rivière aux Ecorces.

Ces limites sont en partie arbitraires. Le plus souvent elles ont été choisies en fonction de certains critères lithologiques et structuraux tel qu'un style de plissement distinctif. Au cours de la description détaillée de ces unités, dont la superficie varie de 5 à 15 km², nous utiliserons les termes de synformes et d'antiformes d'après la définition de RAMSAY (1967, p. 358).

4.2.1. - LA STRUCTURE DU LAC JOLI OUEST

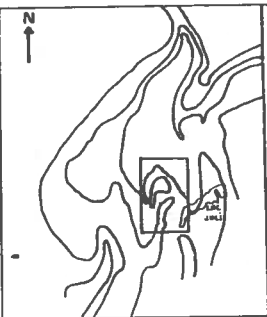
4.2.1.0. - Introduction

Il y a plusieurs raisons pour lesquelles cette structure sera discutée en premier. Tout d'abord, les horizons repères (quartzites, amphibolites et leptites) ont pu être bien individualisés et suivis sur d'assez longues distances. En outre, c'est ce secteur où l'existence de deux phases de plissements a pu être le mieux mise en évidence. Cette structure servira en quelque sorte de référence et à partir d'elle, de proche en proche, on pourra donner une interprétation meilleure des structures plus complexes ou mal exposées.

4.2.1.1. - Généralités

L'observation de la carte géologique de ce secteur montre la nature complexe de cette structure. Elle comprend, à l'Est, un grand synforme dont l'axe NNO - SSE plonge légèrement vers le Sud. En fait, ce synforme est "accidenté" de deux petits antiformes obliques par rapport à la direction générale. Du point de vue pétrographique, l'essentiel de cette structure est occupé par des gneiss à grenat au sein desquels on a deux excellents niveaux repères : des amphibolites, dont la forme, surtout au SE du lac Croche, rappelle celle d'un croissant et des leptites qui ceinturent le petit antiforme du lac aux Visons. Au Nord ce synforme oriental est très bien délimité par un banc de quartzites d'épaisseur variable.

La partie NO de la structure du lac Joli Ouest, quant à elle, est représentée par un antiforme (du lac Croche) dont la terminaison sud est très res-



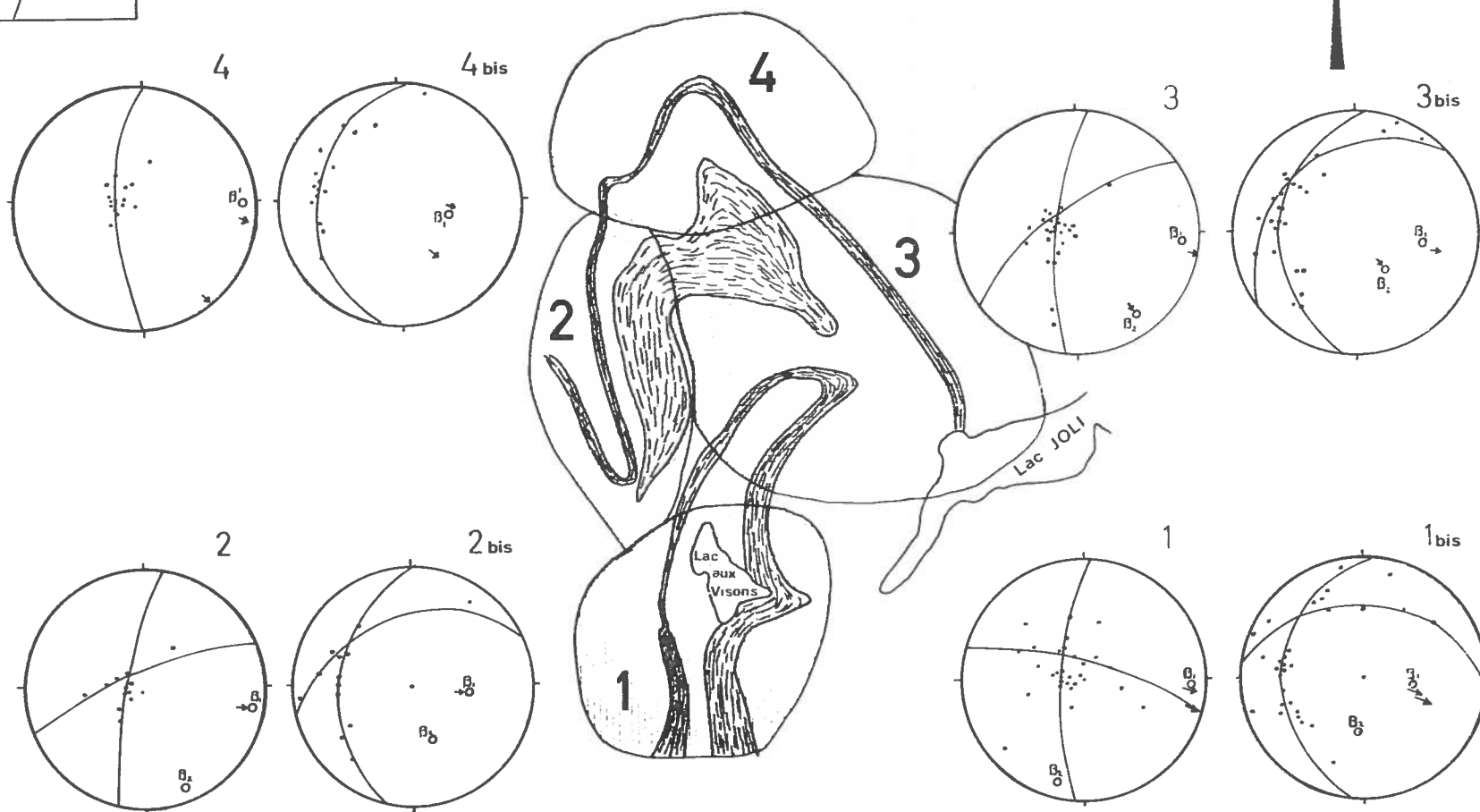
Structure du lac Joli Ouest

Echelle: 500m

 niveaux repères

 linéation  axe de plis

fig. 51



serrée mais qui se dilate considérablement vers le Nord. Le cœur est occupé par des leptites tandis que des quartzites et des gneiss à pyroxène en forment l'enveloppe, qui est en contact, à l'Ouest et à l'Est, avec des gneiss à grenat.

Pour étudier en détail ce domaine, nous avons subdivisé la région en quatre secteurs (fig. 51), à l'intérieur desquels huit stéréogrammes ont été construits dont quatre sont les résultats obtenus après avoir redressé de 40° , suivant une direction N-S, le plan axial passant par les plis isoclinaux.

4.2.1.2. - Le secteur n° 1

Les amphibolites et les leptites rubanées constituent, d'une part, le cœur d'un grand antiforme déversé vers l'Ouest, dont l'axe est orienté N 195 et qui possède un plongement vers le Sud de 15° ; d'autre part, au SO du lac aux Visons, on a un petit niveau de gneiss à grenat pincé entre des amphibolites et des leptites. Il s'agit là (fig. 51) d'un petit antiforme déversé vers le Nord dont l'axe orienté N 095 plonge de 15° vers l'Est.

Cette dernière structure se serait produite lors de la deuxième phase de plissement. Nous aurons l'occasion d'en reparler lors de l'étude du secteur 3. Mais alors que dans ce dernier secteur on aurait une direction dominante Sud Est, ici (secteur 1), nous aurions une légère rotation de la charnière qui s'orienterait vers le Sud. Ceci s'observe également à l'intérieur du petit synforme perché aux flancs très redressés situé à l'Est du lac aux Visons.

Nous ne disposons malheureusement d'aucune mesure de linéations correspondant à ce secteur. Par contre, les axes des plis mineurs se concentrent nettement vers le pôle N 095 et on peut les considérer comme des vestiges de plis formés au cours de la première phase de plissement.

Pour confirmer l'explication donnée pour ce secteur (fig. 52), il faudrait que le petit niveau de gneiss à grenat réapparaisse directement au Sud du lac aux Visons, sur le flanc normal du grand antiforme orienté N-S, sous forme d'une "pincée" entre les amphibolites et les leptites. Malheureusement, nous n'avons pas pu faire l'étude cartographique très détaillée qui aurait été nécessaire au contact des bancs d'amphibolites et de leptites.

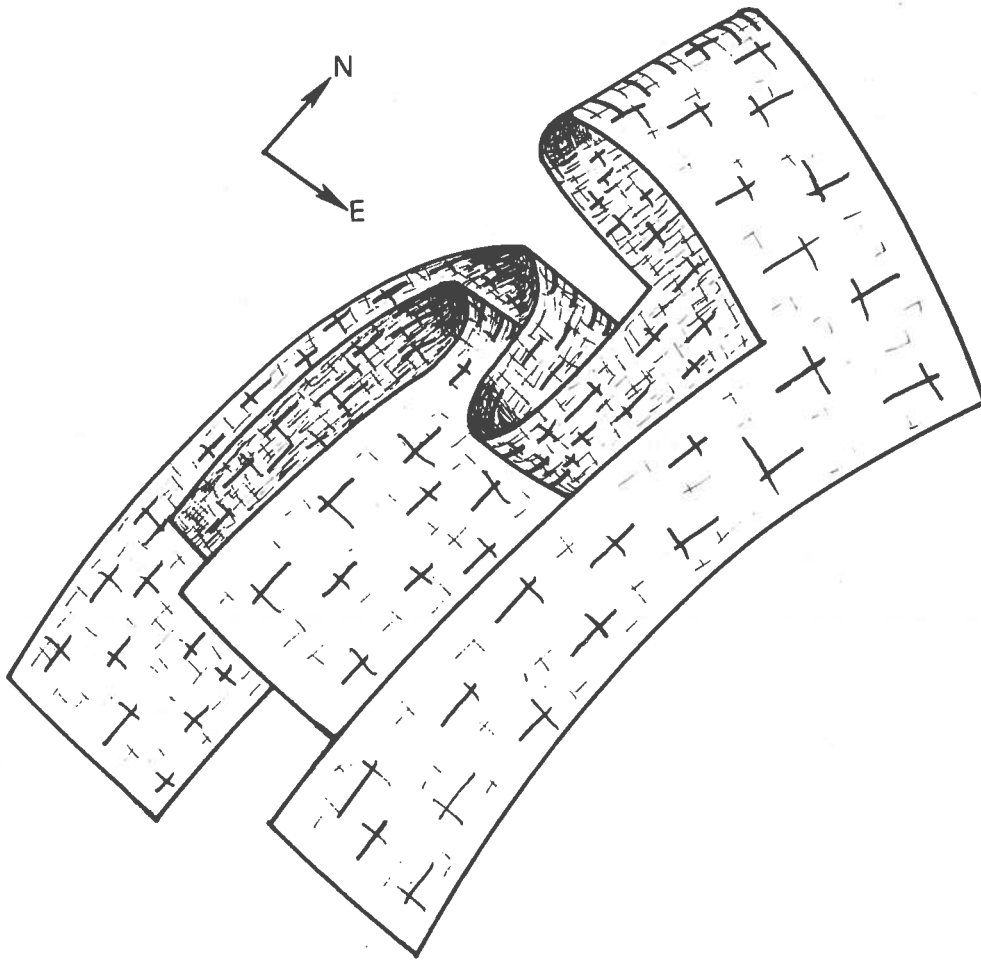


Fig. 52 : Bloc-diagramme du secteur n° 1 de la région du lac Joli Ouest.

4.2.1.3. - Le secteur n° 2

Il comporte, au Sud du lac Croche, un antiforme très pincé déversé vers l'Ouest. Cette structure est délimitée par un niveau de quelques mètres de quartzites qui parfois peut être boudiné. Elle est étudiée sur les stéréogrammes 2 et 2 bis (fig. 51). Les pôles des ceintures définies sur ces stéréogrammes s'orientent ici aussi selon deux directions préférentielles. Une première direction aurait un pôle orienté N 100 avec un plongement de 12° vers l'Est. Une deuxième ceinture, construite à l'aide de quelques mesures obtenues sur les gneiss à grenat et les amphibolites, donne une direction de N 168 avec un plongement de 14° vers le Sud. La mesure d'un axe de plis mineurs s'oriente selon la même direction que le premier axe.

4.2.1.4. - Le secteur n° 3

Il correspond à la partie la plus significative de cette structure. Il comprend surtout la terminaison NE d'un antiforme constitué par un niveau de leptite et par des gneiss à grenat. Le pôle de son axe (β_1) s'oriente, sur les stéréogrammes 3 et 3 bis, selon N 96 avec un plongement de 15° vers l'Est. Ces niveaux de leptites et de gneiss à grenat se prolongent au SO dans le secteur 1 (stéréogramme 1) où ils sont alors repris par une seconde phase orientée N-S.

Cet antiforme et les structures adjacentes sont reprises par une seconde phase (β_2), dont l'orientation serait de N 145 et qui aurait un plongement de 20° vers le SE. Les axes des plis mineurs rencontrés, bien que peu fréquents et difficiles à mesurer, semblent appartenir aussi bien à la première qu'à la deuxième phase de plissements.

4.2.1.5. - Le secteur n° 4

Il groupe les mesures obtenues à l'Est du lac Croche. Les stéréogrammes 4 et 4 bis (fig. 51) nous montrent une orientation du pôle (β_1) des plans de foliation à N 90 avec un prolongement de 15° vers l'Est. Mais étant donné le peu d'informations recueillies près de la charnière de ce pli, l'étalement des points sur le stéréogramme est donc restreint et il est impossible de préciser si une deuxième ceinture pourrait être tracée dans ce secteur. Nous croyons que la direction de l'axe oscillerait entre une valeur N 78/15 à N 108/10. Mais la valeur N 90/15 semble convenir le mieux.

Un axe de pli mineur pris dans cette zone correspond à cette dernière direction tandis qu'une autre mesure nous donne par contre N 145/10. Nous avons vu précédemment (stéréogramme 2) que ce pli mineur appartient sans doute à une phase de plissement postérieure.

4.2.1.6. - Conclusion

D'après la configuration en croissant des amphibolites dans ce domaine, le style de plis rentre dans la catégorie des figures d'interférence du type 2 défini par J.G.RAMSAY (1967). Or, selon cet auteur, on peut calculer la direction de la première phase de plissement en joignant à une même altitude les extrémités de ce croissant. Cette opération donne, ici, une direction approximative de N 70° E.

Ainsi les données géométriques, stratigraphiques et structurales montrent, dans ce secteur, l'existence d'une tectonique superposée de grande amplitude.

- une première phase de plissement aurait donné des plis couchés vers le Nord, dont l'axe oscillerait entre N 070 et N 100 et plongerait approximativement de 15° vers l'Est ;
- une seconde phase de plissement aurait repris ces structures et donné des plis isoclinaux déversés vers l'Ouest. On remarque que l'orientation de cette seconde phase possède une virgation : elle passe de N 145 au NE, à N 195 au SO. Toutefois, le plongement reste pratiquement constant (15 - 20°) vers le S et le SE.

On peut enfin indiquer qu'à ces deux épisodes de déformations correspondraient deux générations de plis mineurs.

4.2.2. - LA STRUCTURE DU LAC JOLI (Centre et Est)

Le secteur du lac Joli comporte en fait deux structures mineures : à l'Ouest, un antiforme plongeant légèrement vers le Sud et relayé à l'Est par la terminaison d'un grand synforme qui plonge également vers le Sud. Cette dernière structure se prolonge au Sud du lac Joli où les niveaux de gneiss à grenat s'épaississent. Leur orientation générale à ce moment-là se modifie et de NNO elle passe à NE.

Les gneiss de la portion E de ce grand synforme sont de nature très variée et les plis mineurs sont peu fréquents. Le centre est occupé par des amphibolites plus ou moins massives dont la présence n'a été relevée qu'à proximité de la charnière. Des niveaux de gneiss à pyroxène, de leptites rubanées et de leptynites forment les couches intermédiaires. Puis, en s'éloignant du cœur, on a des gneiss à grenat à l'intérieur desquels un petit banc de quartzite nous permet de bien délimiter la série dans la partie nord.

Cette structure est en contact à l'Est avec des gneiss mangéritiques.

Quant à l'antiforme situé au centre du lac Joli, il possède une stratigraphie légèrement différente. Des gneiss à pyroxène en forment le cœur puis viennent des leptites rubanées et enfin, à l'Ouest, un petit banc de quartzite, qui sert de limite à ce secteur.

Les mesures effectuées sur ces deux structures mineurs sont reportées sur quatre stéréogrammes (fig. 53). Pour deux d'entre eux (1 bis et 2 bis) les mesures ont subi un redressement de 40° autour d'un axe orienté approximativement N-S, afin d'obtenir une plus grande dispersion des points et par là même de tracer plus facilement des ceintures.

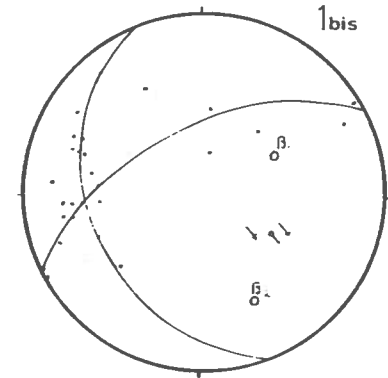
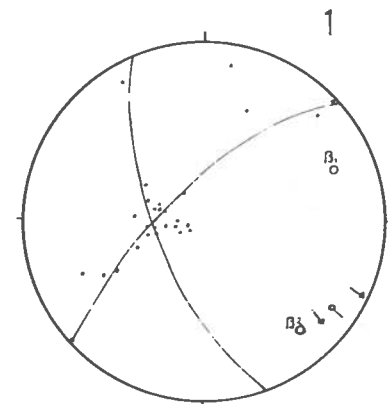
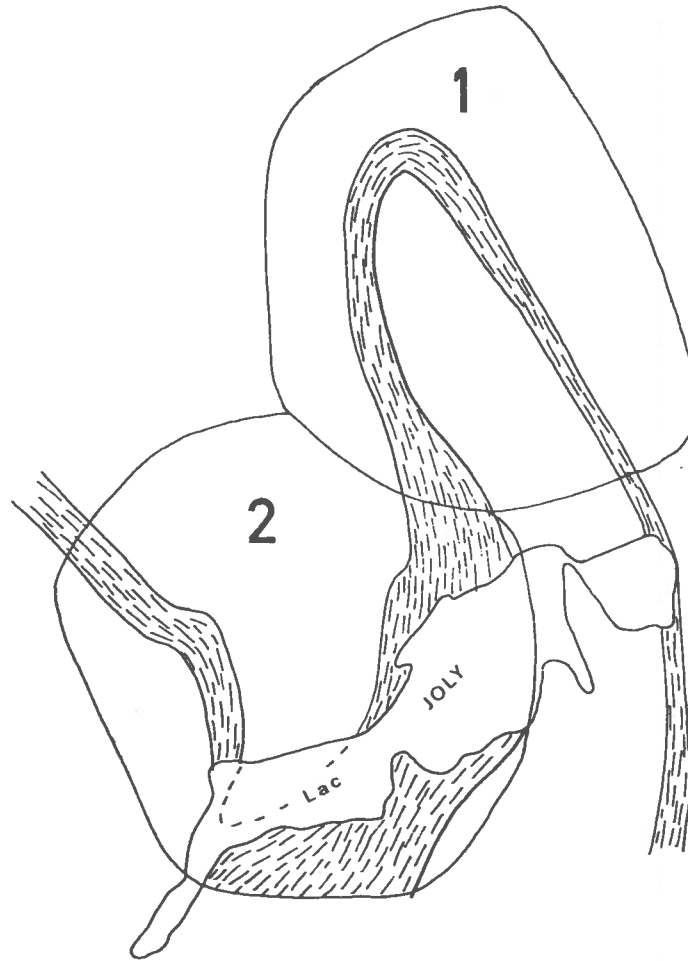
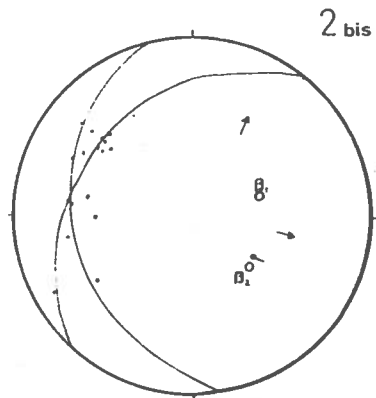
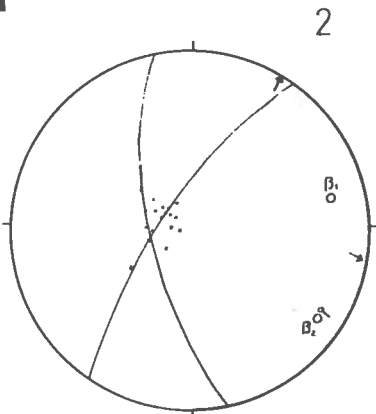
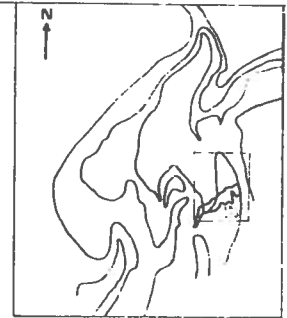
Structure du lac Joli (Centre et Est)

Echelle: 500m

☐ niveaux repères

○ lineation → axe de plis

fig:53



4.2.2.1. - Secteur n° 1

Dans le secteur n° 1, situé au Nord, nous aurions l'extrémité E d'un grand synforme dont les axes des plis mineurs et des linéations plongent faiblement vers l'ESE. Nous pouvons également distinguer deux ceintures construites à l'aide de l'orientation des différents plans de foliation existant dans ce secteur.

1 - Une première ceinture, dont le pôle de l'axe (β_1) semble s'orienter ENE, posséderait un plongement de 20° vers l'E. Celle-ci, bien que difficile à déterminer sur le diagramme 1, se dessine plus facilement sur le stéréogramme 1 bis auquel on a fait subir une rotation.

2 - Une deuxième ceinture ayant un pôle β_2 voisin de SE et qui plonge de 18° vers cette même direction, nous permet de déceler la présence d'une deuxième phase de plissement.

4.2.2.2. - Secteur n° 2

Dans le secteur n° 2, qui comprend l'antiforme situé au SO du lac Joli, nous aurions apparemment la superposition de deux ceintures, comme tendent à nous le montrer les stéréogrammes 2 et 2 bis.

1 - Une première ceinture aurait le pôle de son axe orienté à N 80 et posséderait un plongement de 20° vers l'Est.

2 - Une seconde ceinture serait orientée à N 125 avec un plongement de 15° vers le SE.

Une mesure de linéation correspond également à cette dernière orientation. Les axes des plis mineurs mesurés sont peu nombreux et semblent par contre indiquer une orientation différente de celle obtenue par β_1 et β_2 . On peut tenter d'expliquer ce fait par la présence d'un pli conique affectant ce secteur.

Nous remarquons également que la disposition des pôles des différents plans de foliation se groupent près du centre du stéréogramme 2 et que l'on pourrait effectivement tracer une seule ceinture avec un pôle β_1 orienté approximativement à N 100 avec un plongement de 15° vers l'Est. Mais étant donné, d'une part, le peu de mesures disponibles dans la charnière de cet antiforme, car elle est immergée et, d'autre part, l'isoclinalité des niveaux, nous croyons que la solution adoptée ici, c'est-à-dire celle de deux ceintures distinctes, doit mieux correspondre à la réalité. Des mesures supplémentaires pourraient, nous pensons, le confirmer.

4.2.2.3. - Conclusion

L'examen du style de la déformation à différentes échelles et des résultats des mesures, nous permettent de déceler, pour ce secteur du lac Joli, la présence d'au moins deux phases successives de plissements. La première aurait donné des plis déversés vers le Nord, de direction N 66 à N 80 et dont l'axe plonge vers le NE. La seconde phase serait responsable de plis isoclinaux à axes déversés vers l'Ouest, orientés NO - SE et plongeant vers le SE.

Ces conclusions coïncident assez bien avec celles obtenues dans le domaine du lac Joli Ouest.

4.2.3. - LA STRUCTURE DU LAC DE LA ROCHE

Cette structure, représentée dans la figure 54, concerne la partie comprise entre la rivière Mastigouche et la structure du lac Joli Ouest, soit dans le SO du territoire. Afin de débrouiller l'agencement et la chronologie des plis affectant cette région nous l'avons subdivisée en sept secteurs.

4.2.3.1. - Le secteur n° 1

Il est situé à l'Est et est occupé essentiellement par des gneiss à grenat et sillimanite ainsi que d'un niveau de leptite. Il s'agit d'un petit synforme dont l'axe serait orienté N 90 et posséderait un plongement de 12° vers l'Est. En effet, les stéréogrammes 1 et 1 bis montrent une dispersion des pôles des plans de foliation autour d'une seule ceinture avec un pôle (β_1) orienté vers l'Est. On remarque également que les axes des plis mineurs mesurés sur le terrain s'orientent sur ces stéréogrammes de part et d'autre de l'axe du synforme.

Une étude attentive du style des plis mineurs rencontrés dans ce secteur confirme la théorie des plis en "S" ou en "Z". En effet, de nombreux plis isoclinaux très aigus en "Z", mais dont les axes sont parfois difficiles à mesurer, existent dans le flanc supérieur, tandis que quelques plis du type "S", se retrouvent sur le flanc inférieur de ce synforme. Par contre, dans la charnière les plis rencontrés sont du type "W" avec un amincissement très poussé des épaisseurs dans les flancs.

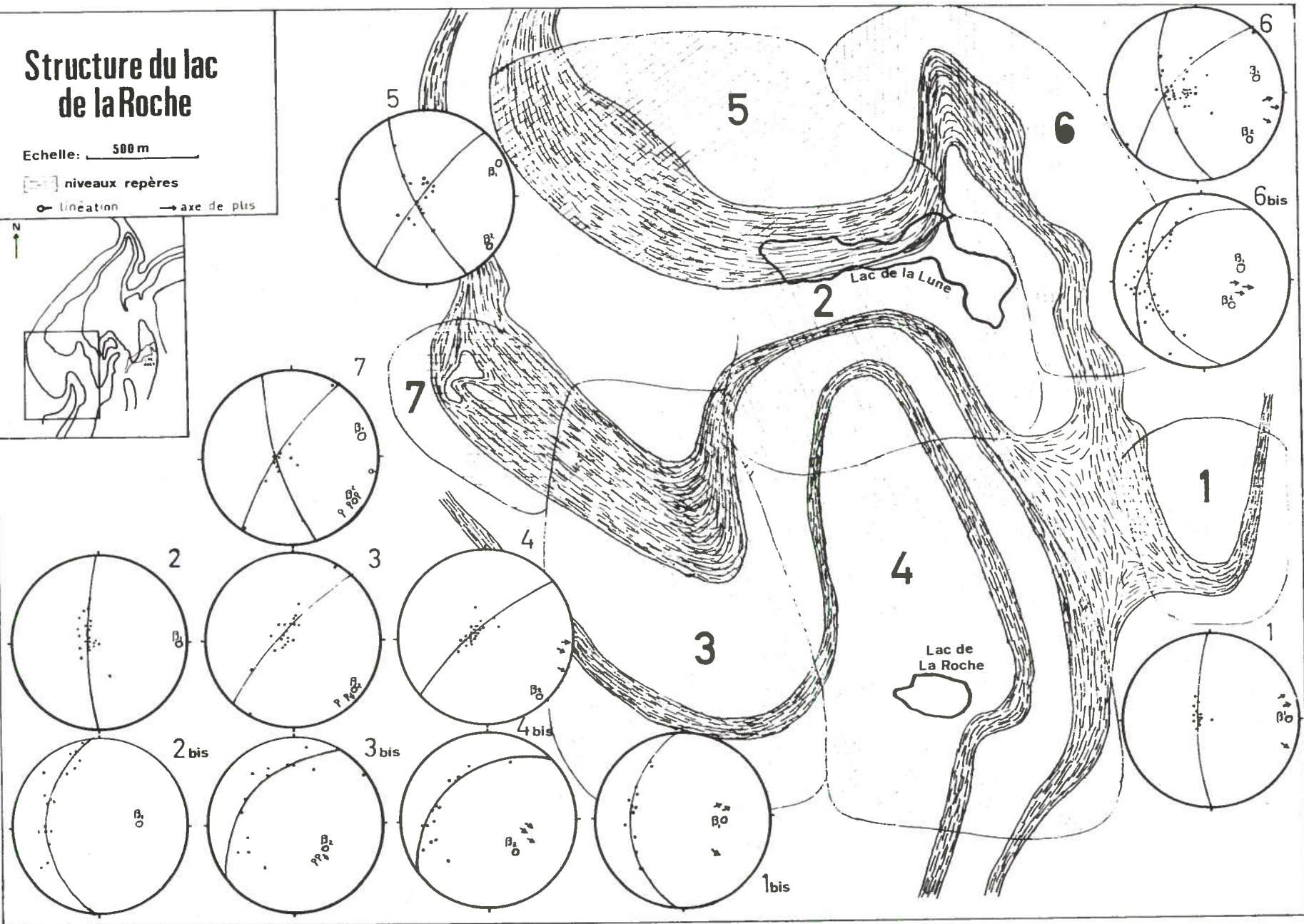
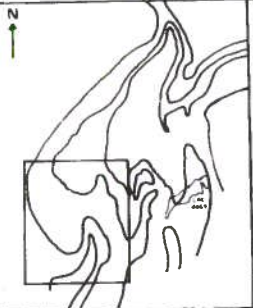
Le petit synforme ainsi que les plis mineurs de ce secteur n° 1 seraient des structures produites durant la première phase de déformation. Les niveaux se prolongent vers le NE en direction du lac aux Visons et forment, comme nous l'avons décrit précédemment (p. 137), le petit antiforme dont l'axe plongerait également vers l'Est.

Structure du lac de la Roche

Echelle: 500 m

☐ niveaux repères

○ linéation → axe de plis



4.2.3.2. - Le secteur n° 2

Situé légèrement au Sud du lac de la Lune, il constitue une zone importante pour déchiffrer l'évolution de la structure du lac de la Roche. Du point de vue lithologique, on a une succession de niveaux de gneiss à grenat et sillimanite, de leptite et de gneiss mangéritique. Ce secteur donne l'impression de "recouper" un vaste antiforme qui part du lac de la Roche au Sud et qui se prolonge, au Nord, jusqu'au lac de l'Original. En effet, les couches sont, à hauteur du lac de la Lune, dirigées E-O alors que l'axe de l'antiforme est N 140 (voir secteurs 4 et 5).

En fait les stéréogrammes n° 2 et 2 bis montrent que le pôle de l'axe de ce pli s'oriente N 90 et possède un plongement de 10° vers l'Est. Il s'agirait d'un antiforme déversé vers le Nord, de la première génération sur lequel les effets de la deuxième phase de plissement (nets au Sud et au Nord) ne sont pas décelables. Il pourrait s'agir d'une charnière importante d'un pli de la première phase. La coupe N-S de la fig. 55 illustre cette interprétation.

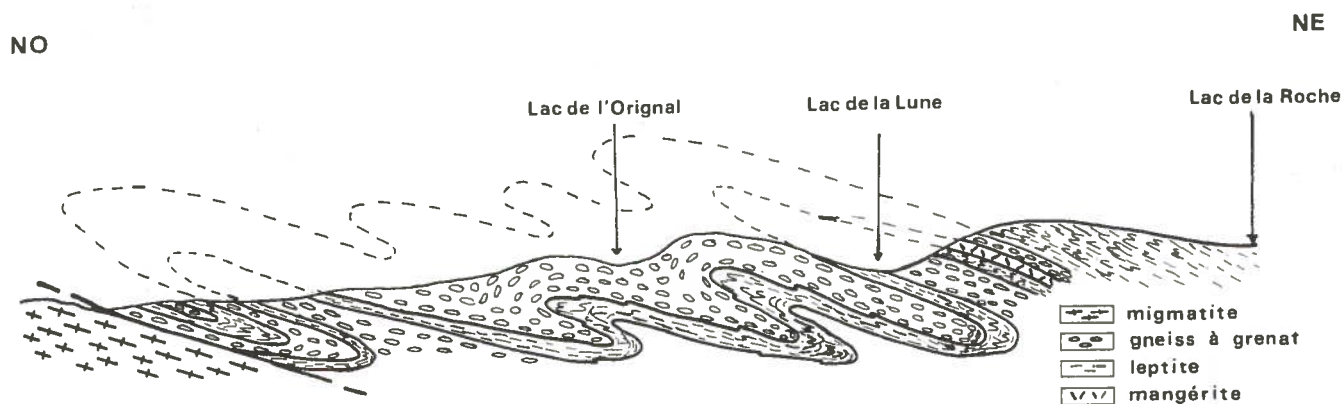


Fig. 55 : Coupe structurale N-S entre le complexe migmatitique et le lac de la Roche.

4.2.3.3. - Le secteur n° 3

Il représente la terminaison sud du grand synforme constitué de roches calco-silicatées, de gneiss à grenat et sillimanite, de leptites rubanées ainsi que d'un niveau de gneiss mangéritiques très recristallisés.

Ce synforme se prolonge au NO jusqu'à mi-chemin entre le lac à l'Original et la rivière Mastigouche Nord. Cette structure majeure est relayée à l'Est par le grand antiforme décrit dans les secteurs 4 et 5.

Les pôles des plans de foliation mesurés sont représentés à l'intérieur des stéréogrammes n° 3 et 3 bis. L'orientation de l'axe du pli ainsi délimité est de N 130 et son plongement de 10° vers le SE. De même les axes des plis mineurs ainsi que les linéations, s'orientent vers le SE et plongent en moyenne de 12° vers cette même direction.

Ainsi dans ce secteur les éléments structuraux mesurés (en particulier axe de plis mineurs orienté N 130 et plongeant vers le SE) seraient à rapporter à la deuxième phase du plissement. Les traces du premier épisode auraient été totalement oblitérées.

4.2.3.4. - Le secteur n° 4

C'est celui des environs du lac de la Roche. On a là un vaste antiforme constitué, du cœur vers la périphérie, par des amphibolites, des gneiss à pyroxène, des leptites, des gneiss à grenat et sillimanite et, enfin, des gneiss mangéritiques.

Les stéréogrammes n° 4 et 4 bis montrent assez bien une direction du pôle de l'axe à N 140 plongeant de 10° vers le SE. Cette orientation, soit approximativement celle que l'on retrouve en observant l'alignement des niveaux sur la carte géologique, résulterait de la deuxième phase de plissement.

Par contre les axes de plis mineurs paraissent avoir une autre orientation, proche de E-O avec un faible plongement vers l'Est. Ils pourraient appartenir à la première génération de plis.

Au Sud du lac de la Roche, les niveaux passent de SE à SO. Il est possible qu'il s'agisse d'une simple virgation.

4.2.3.5. - Le secteur n° 5

Il est situé au Nord du lac de la Lune. On a là l'extrémité sud d'un grand antiforme orienté SSE - NNO et déversé vers l'Ouest. On voit qu'il est dans le prolongement de l'antiforme du lac de la Roche situé au Sud. Au Nord, il passe à la structure du lac de l'Orignal (fig. 57). Cette structure est particulièrement intéressante car, comme nous le montre le stéréogramme 5 (fig. 54), deux générations de plis peuvent être distinguées. On a une première ceinture dont le pôle de l'axe s'oriente à N 64° et plonge vers l'Est de 14°, puis une seconde dirigée N 130° et plongeant de 10° vers le SE.

4.2.3.6. - Le secteur n° 6

Il est situé à l'Est du lac de la Lune dans le prolongement oriental de l'antiforme E-O du secteur 2. L'axe de cette structure 6, d'abord E-O, s'incurve vers le Nord puis vers le NNO. Ici son axe E-O du début a été repris par un second orienté SE et plongeant vers cette même direction.

L'interprétation des stéréogrammes 6 et 6 bis est délicate, malgré un grand nombre de mesures. Nous pensons toutefois pouvoir dire qu'une première série de plis orientés N 75 et plongeant de 28° vers l'Est aurait été reprise par une seconde phase de plissement responsable de plis dont l'axe s'orientent N 130 et plonge de 20° vers le SE. Cette seconde direction, qui ressort mal à la lecture des stéréogrammes, nous paraît résulter de la reprise d'une chernière E-O par un second pli dont la direction serait plus proche de N-S que celle mesurée N 130. Les deux figures ci-dessous, vues sous deux angles différents, illustrent cette interprétation. Quant aux axes des plis mineurs ils s'orientent plutôt vers l'Est et semblent appartenir à la première phase de plissement. Leur relative dispersion laisserait supposer qu'il s'agit de plis coniques.

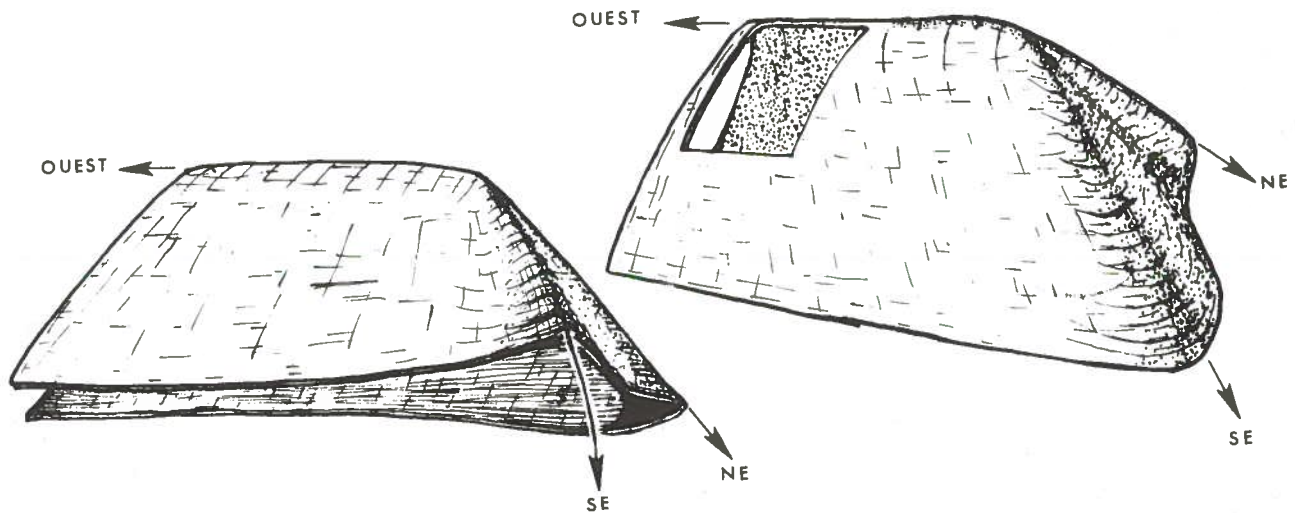


Fig. 56 : Bloc-diagramme illustrant la superposition d'une phase N-S sur un plissement E-O.

4.2.3.7. - Le secteur n° 7

Il s'agit de la région située à l'Ouest du lac de la Lune. Il a été individualisé car il permet une étude détaillée d'un pli mineur d'entrafnement à l'intérieur d'un niveau de leptite.

On se trouve là, d'une part, dans l'axe de l'antiforme E-O du secteur n° 2 et, d'autre part, sur le flanc inférieur occidental du grand synforme décrit dans le secteur n° 3.

L'étude du stéréogramme 7 (fig. 54) indique que, malgré le peu de mesures dont nous disposons, on peut dire quand même qu'il s'agit d'un pli dont l'axe est orienté N 120 et plonge de 10° vers le SE. En outre, il apparaît une amorce de ceinture de pôles d'axes orientés N 73 et plongeant de 15° E. Toutefois, cette ceinture n'étant définie que par quatre mesures rapprochées, une

certaine prudence est de rigueur. Il est fort probable que l'axe E-O du grand antiforme situé en bordure sud du lac de la Lune, se poursuit jusque dans ce secteur.

En ce qui concerne les plis mineurs, ils sont orientés SE - NO et plongent vers le SE. Il en est de même d'une mesure de linéation. Ces éléments seraient contemporains de la deuxième phase.

4.2.3.8. - Conclusion

L'interprétation géométrique des différents secteurs de la région du lac de la Roche nous amène à faire les constatations principales suivantes :

- existence au niveau du lac de la Lune d'une charnière principale isoclinale, orientée E-O, déversée vers le Nord et dont l'axe plonge faiblement vers l'Est. Cette structure date de la première phase de plissement,
- une seconde phase, serait responsable de la formation du grand antiforme compris entre le lac de l'Original au Nord et le lac de la Roche au Sud. Cette grande structure orientée NNO - SSE, déversée vers l'Ouest et dont l'axe plonge vers le SE, est relayée à l'Ouest par un grand synforme d'axe NO - SE et plongeant également vers le SE.

4.2.4. - LA STRUCTURE DU LAC WAPITI

A l'intérieur de cette structure située au NO de notre terrain, nous avons cru bon d'individualiser deux secteurs (fig. 58) : le premier, près du lac Wapiti à l'intérieur du complexe migmatitique et le second, au Nord du lac de l'Original occupé par la série paragneissique. Le parallélisme des minéraux, dans cette région est relativement constant. Il tend à s'orienter NE - SO sur une distance de plusieurs kilomètres.

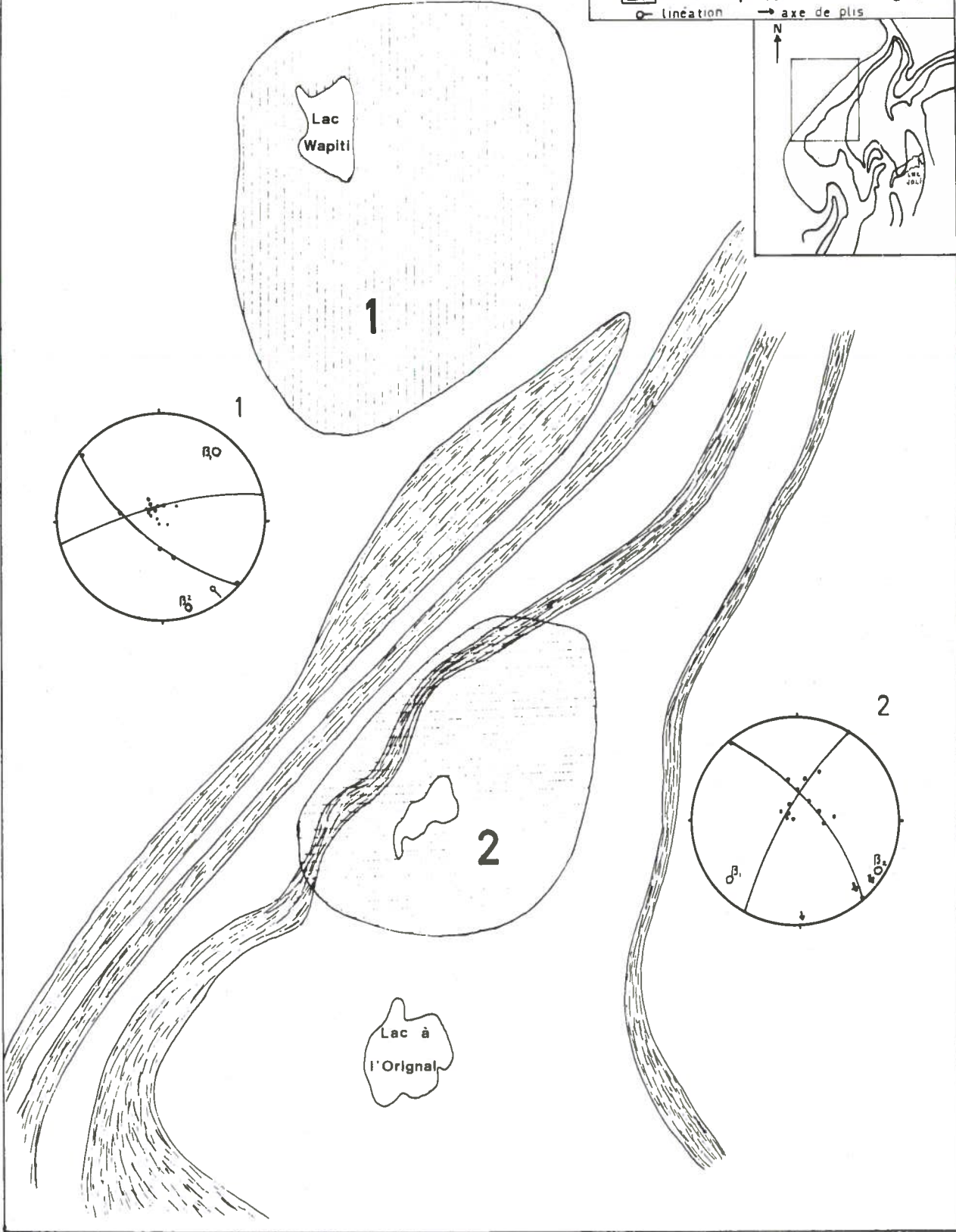
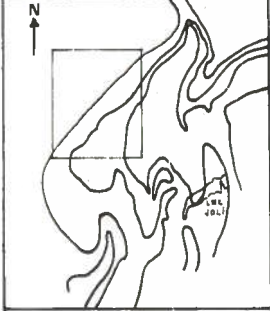
4.2.4.1. - Secteur migmatitique du lac Wapiti

Les mesures reportées dans le stéréogramme 1 ont été recueillies aux environs mêmes du lac Wapiti. En raison de la monotonie des facies lithologiques, aucun niveau repère n'a pu être suivi pour déterminer l'agencement structuro-lithologique de ce domaine. Seules les mesures de foliation reportées sur le stéréogramme 1 nous indiquent d'abord l'amorce d'une ceinture dont le pôle de l'axe du pli s'orienterait N 40 et plongerait de 20° vers le NE.

Structure du lac Wapiti

Echelle: 500m

☐ niveaux repères fig:5/
○ linéation → axe de plis



Nous voyons également apparaître sur ce stéréogramme une autre direction d'axe de plissement : N 165 - 10 SSE. Une mesure de linéation montre que celle-ci plonge également vers le SE.

Ainsi on retrouve dans ce domaine une superposition de deux phases de plissement comme dans la plupart des autres structures décrites précédemment. Toutefois, la première génération de plis majeurs s'orienterait ici plus vers le NE et son plongement serait légèrement plus accentué. La deuxième phase serait également présente mais aurait tendance à s'orienter plus vers le Sud comparativement aux structures du lac Joli ou du lac de la Lune.

4.2.4.2. - Secteur du lac de l'Original

Il regroupe les mesures effectuées dans un secteur situé légèrement au Nord du lac de l'Original. Notons que ce domaine se trouve dans le prolongement de l'axe de l'antiforme décrit dans le secteur n° 5 de la structure du lac de la Roche. L'orientation de cet antiforme apparaît ici aussi sur le stéréogramme n° 2. Il prend une direction de N 120 et un plongement de 10° vers le SE. Sur ce même stéréogramme on peut soupçonner la présence d'un autre axe de pli majeur qui s'orienterait selon N 230 et plongerait vers le SO de 18°. Cette deuxième direction (SO) appartiendrait à la première phase de plissement qui serait responsable à cet endroit de l'orientation plus ou moins parallèle des différentes couches lithologiques aux environs du complexe migmatitique. Les directions des axes des plis mineurs se dispersent pour leur part, entre S et SE. Cet étalement pourrait être causé par un style de plis coniques. Dans ce secteur, la première génération de plis s'orienterait donc selon une direction NE - SO et plongerait soit vers le NE, soit vers le SO selon que l'on se situerait sur le flanc oriental ou occidental de la terminaison nord de l'antiforme reconnu au Sud, au lac de la Lune et au lac de la Roche.

Cet antiforme qui s'amortit au Nord du lac de l'Original s'est, comme il a été montré précédemment, formé au cours de la deuxième phase de plissement.

Ainsi on a de bons arguments pour penser que la répétition des niveaux de gneiss à grenat et sillimanite et de leptite, constitutifs de ce secteur n'est causée en fait que par un empilement de plis isoclinaux très serrés d'axe NE - SO, et déversés vers le NO, c'est-à-dire sur le complexe migmatitique.

Sur la figure 58 a été dessinée une coupe structurale interprétative NO - SE comprise entre la région du lac en Croix et le lac de l'Original. Entre ces deux points a été représenté un grand antiforme déversé vers le NO dont le noyau est composé par le complexe migmatitique.

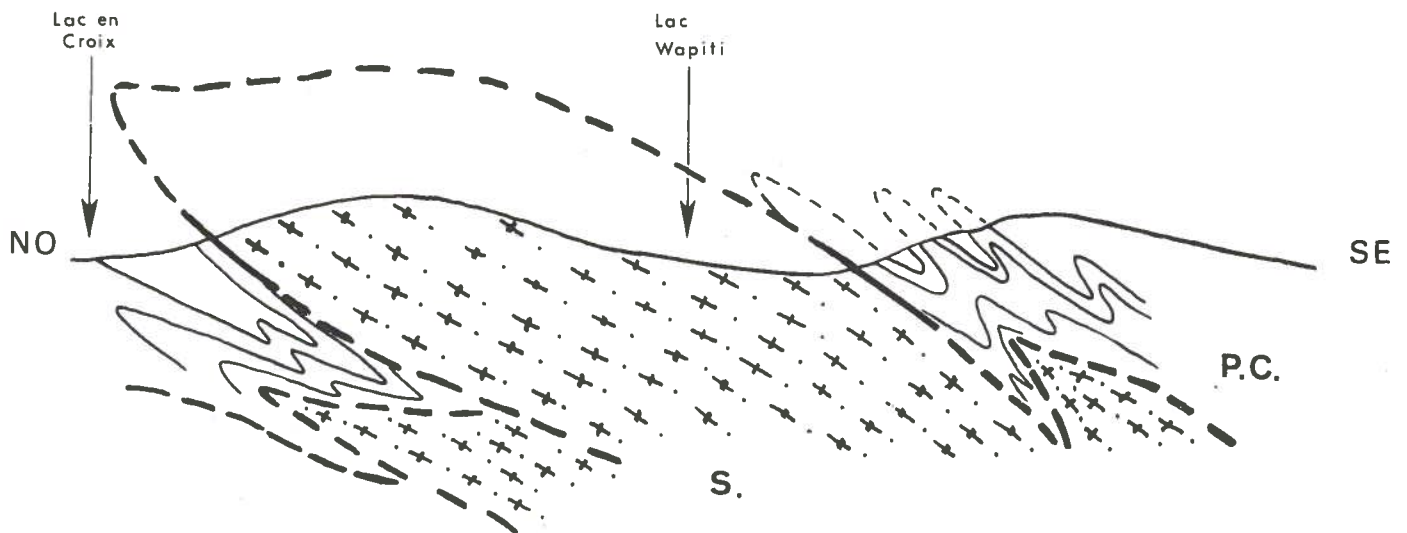


Fig. 58 : schéma interprétatif des relations entre la série paragneissique et le complexe migmatitique. - P.C. = plissements de couverture (paragneiss). - S. = écailles du socle migmatitique.

Ce complexe migmatitique est recouvert au SE de façon apparemment concordante par la série paragneissique et chevauche au NO cette dernière sans discontinuité structurale apparente. On est donc tenté de penser que ces deux unités font partie d'une même série dont la base aurait subi une migmatitisation et aurait joué un rôle d'infrastructure.

Toutefois, il s'agit de deux ensembles lithologiquement très différents et dont les caractères structuraux sont également dissemblables. On est plutôt amené à penser qu'on aurait eu là un écaillage du complexe migmatitique qui constituerait le socle sur lequel se serait déposée et aurait été déversée la série paragneissique. L'absence de discontinuité structurale entre ces deux ensembles pourrait s'expliquer par le rôle "cicatrisant" du métamorphisme de haut degré observé dans la série paragneissique.

4.2.5. - LA STRUCTURE DE LA RIVIERE AUX ECORCES

Cette région située à l'extrémité NE de notre territoire est limitée au Nord par la rivière aux Ecorces et le massif monzonitique du lac Sacacomie dont on a ici la terminaison SO, et au Sud par la structure du lac Joli.

Afin de coordonner notre étude à celle que mène K. SCHIMANN sur les roches plutoniques de la région avoisinante du lac Sacacomie, la cartographie de ce secteur a été conduite conjointement avec ce dernier. Malgré une étude de terrain détaillée, certains facteurs défavorables telle que la présence d'affleurements de petite dimension, la couverture de morts terrains masquant parfois les zones clés des charnières et l'existence d'une faille, ne nous ont pas permis d'élucider parfaitement la structure de cette région ni de proposer une interprétation bien étayée.

Les principales roches rencontrées dans cette grande structure sont d'une part les roches plutoniques (en fait surtout des orthogneiss mangéritiques) et d'autre part, la série gneissique habituelle : gneiss à grenat et sillimanite, leptites rubanées, amphibolites.

En raison de la grande complexité de la structure de ce domaine, nous avons cru bon d'y individualiser trois secteurs centrés sur des zones de charnières (fig. 59).

4.2.5.1. - Secteur n° 1

C'est celui situé au Sud. Il comporte des gneiss mangéritiques et des paragneiss. Du point de vue structural, c'est la terminaison d'un antiforme dont l'axe plongerait vers le SE.

Les mesures de foliation effectuées sont réparties sur le stéréogramme n° 1. Elles semblent indiquer qu'une orientation de pli majeur s'effectue selon N 120, son plongement étant de 15° SE. Les mesures de trois linéations ainsi que celles d'un axe de pli mineur montrent une direction analogue.

En fait, nous sommes là dans une zone de virgation des gneiss mangéritiques qui forment l'enveloppe du massif plutonique du lac Sacacomie. Ils arrivent de ce dernier avec une direction NE sous forme d'un grand antiforme déversé vers le NO qui se rattache à la première phase de plissement (voir secteur n° 3). Puis ces gneiss mangéritiques se dirigent vers le lac Joli, au Sud, par l'intermédiaire d'un second antiforme dont l'axe plonge vers le SE de 15°. Il serait, lui, contemporain de la deuxième phase de plissement. Au Sud du secteur n° 1, cette structure serait déversée vers le SO sur le synforme oriental de la structure du lac Joli centre et Est (secteur n° 1).

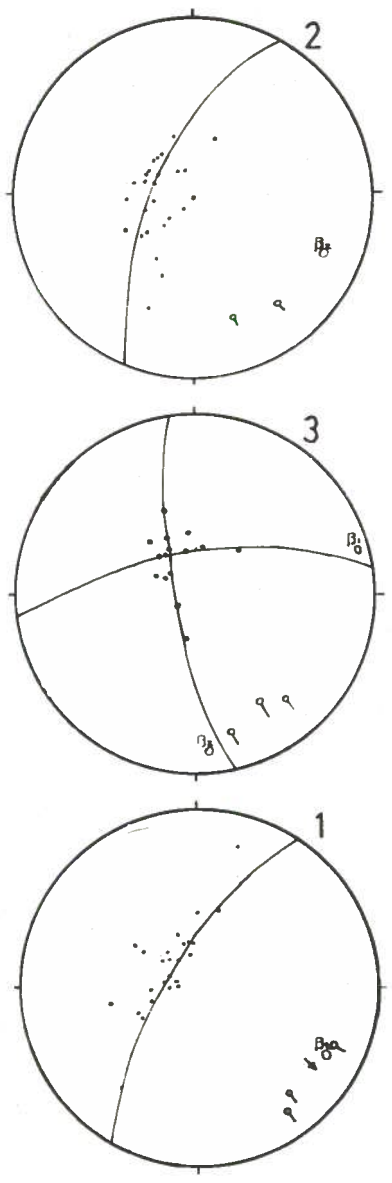
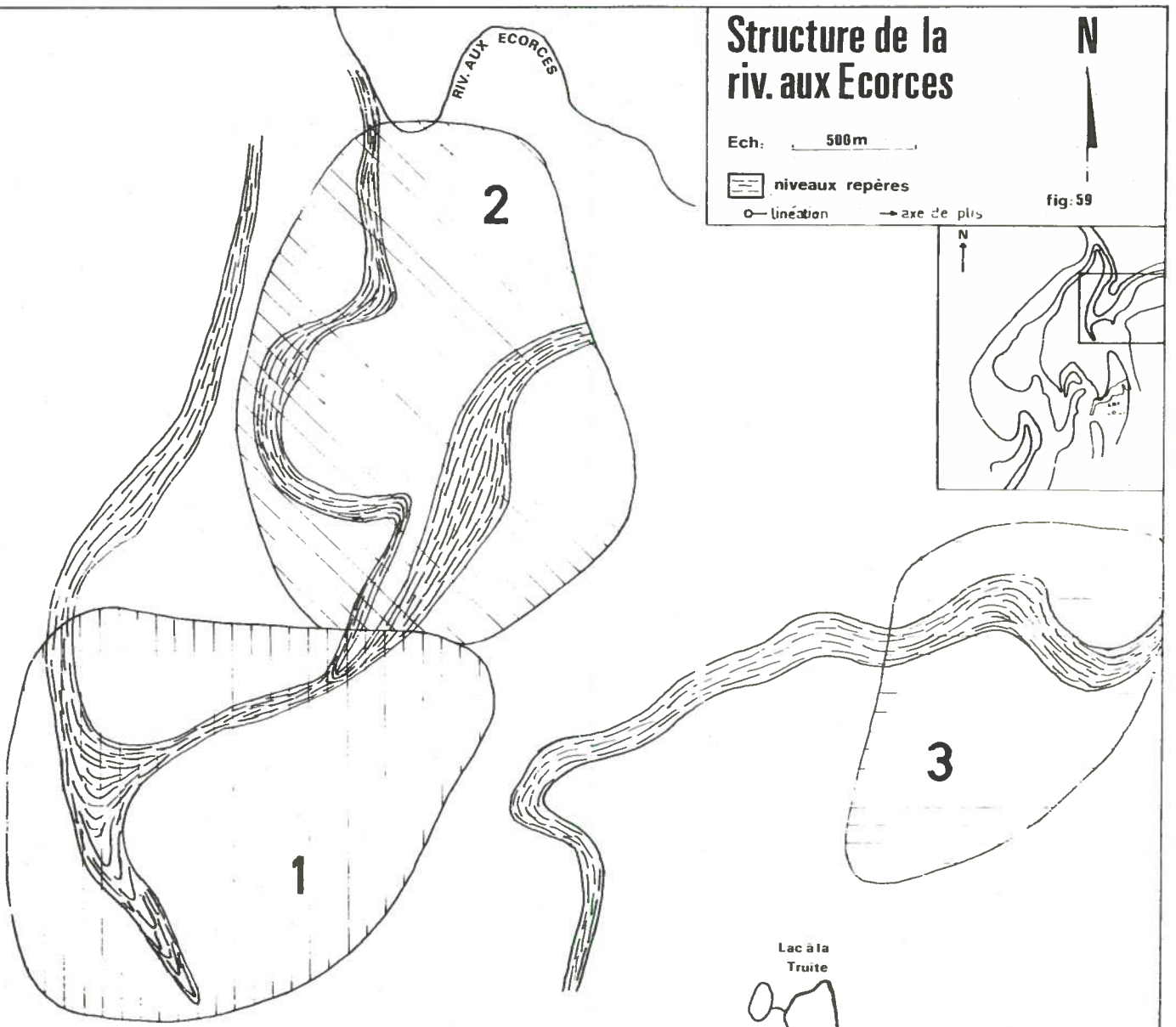
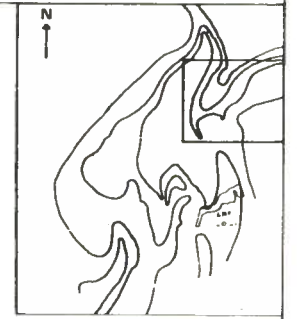
Structure de la riv. aux Ecorces

Ech: 500m

— niveaux repères
○ linéation → axe de plis

N

fig: 59



Lac à la Truite

4.2.5.2. - Secteur n° 2

Il correspond à la partie nord de cette structure. Les mesures ont été effectuées, soit dans la terminaison SO du massif plutonique du lac Sacacomie, soit dans les niveaux de gneiss qui le moulent assez régulièrement. La disposition des pôles des plans de foliation, sur le stéréogramme n° 2, se fait le long d'une grande ceinture dont le pôle de l'axe est plus ou moins bien défini par une direction N 114 et un plongement de 20° vers le SE. Deux mesures de linéation indiquent que celle-ci plonge, soit vers le SE, soit vers le SSE.

Ce domaine pourrait ainsi comporter un petit antiforme orienté NO - SE. Il serait relié au secteur n° 1, décrit précédemment, par un synforme occupé par l'amas isolé de gneiss mangéritiques qui apparaît au SO du secteur n° 2.

4.2.5.3. - Secteur n° 3

Il rassemble les mesures obtenues d'une part à l'intérieur d'une unité cartographiée sous l'appellation générale de leptites mais qui en fait, groupe des facies très variés et d'autre part sur les gneiss mangéritiques situés près de la limite NE de notre carte.

Le stéréogramme n° 3 indique que les mesures ainsi reportées se répartissent le long de deux ceintures. Une première concentration possède un pôle orienté N 78 et plongeant de 10° vers l'ENE. Une seconde ceinture dont le pôle de son axe s'oriente à N 174 et plonge de 15° vers le Sud, peut à la rigueur être construite, malgré le petit nombre de mesures obtenues dans ce secteur. Toutefois, on doit noter que l'axe de cette dernière ceinture s'orienterait approximativement selon une direction voisine de celles données par trois mesures de linéations. L'éventail ainsi fourni par ces linéations laisse supposer, encore une fois, l'existence possible de plis coniques mais étant donné le peu de mesures disponibles il est difficile d'en déduire des conclusions certaines.

Une interprétation de l'architecture de ce domaine ne peut en fait être obtenue qu'en comparant ce secteur n° 3 aux secteurs n° 1 et 2. On aurait eu là, durant une première phase, formation d'un grand antiforme déversé vers le NO avec un axe plongeant faiblement vers l'ENE. Il aurait été repris par une seconde phase qui l'aurait replissé en un synforme orienté N-S et plongeant de 15° vers le Sud.

4.2.5.4. - Conclusion

On peut maintenant essayer de reconstituer l'évolution tectonique de cette région de la rivière aux Ecorces.

Deux phases de plissements majeurs peuvent être reconnues.

- La première a donné des plis dont les axes s'orientent de N 78° à N 40° et plongent vers le NE. Il s'agit de structures déversées vers le NO. En allant du SE au NO, on a successivement un antiforme occupé par les orthogneiss mangéritiques, puis une gouttière synclinale de "remplissage" de paragneiss et enfin un nouvel antiforme d'orthogneiss mangéritiques du secteur n° 2.

- La deuxième phase a repris ces structures. Les nouveaux plis ainsi formés ont des axes orientés N 174 à l'Est et N 114 à l'Ouest et plongeant vers le SE. Il s'agit de l'antiforme de la partie ouest du secteur n° 1, de l'antiforme du secteur n° 2, du synforme situé entre les deux structures précédentes et du synforme de l'extrémité orientale de cette région de la structure aux Ecorces.

4.3. - CONCLUSIONS A L'ETUDE STRUCTURALE

Malgré les difficultés rencontrées pour mener de façon satisfaisante l'étude structurale détaillée d'une région à couverture forestière et morainique importante, nous pensons néanmoins pouvoir avancer diverses conclusions.

Les trois grands ensembles définis lors de l'étude pétrographique (série paragneissique, complexe migmatitique et roches plutoniques) constituent des unités dont les caractères structuraux sont différents.

En fait, c'est surtout la série paragneissique qui a fait l'objet de notre étude. On a pu y mettre en évidence deux phases majeures de plissements qui ont produit deux générations de synformes et d'antiformes.

Première phase. La plus ancienne phase qui a pu être décelée est responsable de la formation de plis isoclinaux couchés ou déversés soit vers le Nord, soit vers le Nord Ouest, dont l'axe, orienté E-O dans la partie centrale et NE - SO dans les parties nord et sud est, plonge faiblement vers l'Est ou le Nord Est. Leur amplitude est kilométrique.

Deux charnières de plis de cette phase sont bien visibles au lac de la Lune et au lac Croche.

Au NO de la région la série paragneissique est déversée sur le complexe migmatitique qui paraît avoir joué le rôle de socle.

En outre, c'est dans la charnière d'un antiforme situé au NE et produit durant cette première phase que s'est mise en place une "lame" de mangérite. Cet antiforme est orienté NE - SO et il est déversé vers le NO.

Deuxième phase. Elle a provoqué des structures, déversées vers l'Ouest ou le SO, dont les axes sont orientés soit N-S, soit NO - SE et plongent constamment vers le S ou le SE.

Sa superposition à la première phase est à l'origine, à maints endroits, de figures d'interférence complexes tels que des croissants.

Elle affecte d'autant plus les horizons mangéritiques que ceux-ci sont moins volumineux (exemples du lac de la Roche et du lac Joli).

Par contre, les traces de cette seconde phase sont à peine visibles dans la partie SE de la région à l'approche du granite de Saint-Didace. Il semble ainsi que ce dernier se soit mis en place avant cette deuxième phase, qu'il ait joué le rôle d'un môle rigide et qu'il ait protégé les gneiss encaissants voisins des effets de ce second plissement.

Quant au grand réseau de fractures, orientées NE - SO, qui s'est installé dans la zone de contact entre le granite de Saint-Didace et son encaissant, son âge est très vraisemblablement postérieur à la seconde phase de plissement.

Nous tenterons, dans la conclusion générale de cette étude, de situer ces événements tectoniques par rapport, d'une part, au (ou aux) métamorphisme (s), et, d'autre part, aux diverses orogénèses connues dans le bouclier précambrien canadien.

CHAPITRE V

ETUDE GEOCHRONOMETRIQUE

- 5.0. - INTRODUCTION
- 5.1. - METHODE AU Sr/Rb
- 5.2. - LES RESULTATS

ETUDE GEOCHRONOMETRIQUE

5.0. - INTRODUCTION

Nous allons présenter, dans ce chapitre, les résultats du programme géochronométrique effectué sur les différents ensembles de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon.

Ces mesures ont été faites sur roche totale et sur minéraux, par la méthode au Sr/Rb, au laboratoire de géochronologie de Clermont-Ferrand, au cours de différents stages effectués dans cet établissement.

Avant d'exposer les résultats, un bref rappel sera présenté sur l'historique des travaux géochronologiques sur le bouclier précambrien canadien et, plus précisément, à l'intérieur de la province métamorphique de Grenville.

5.0.1. - HISTORIQUE

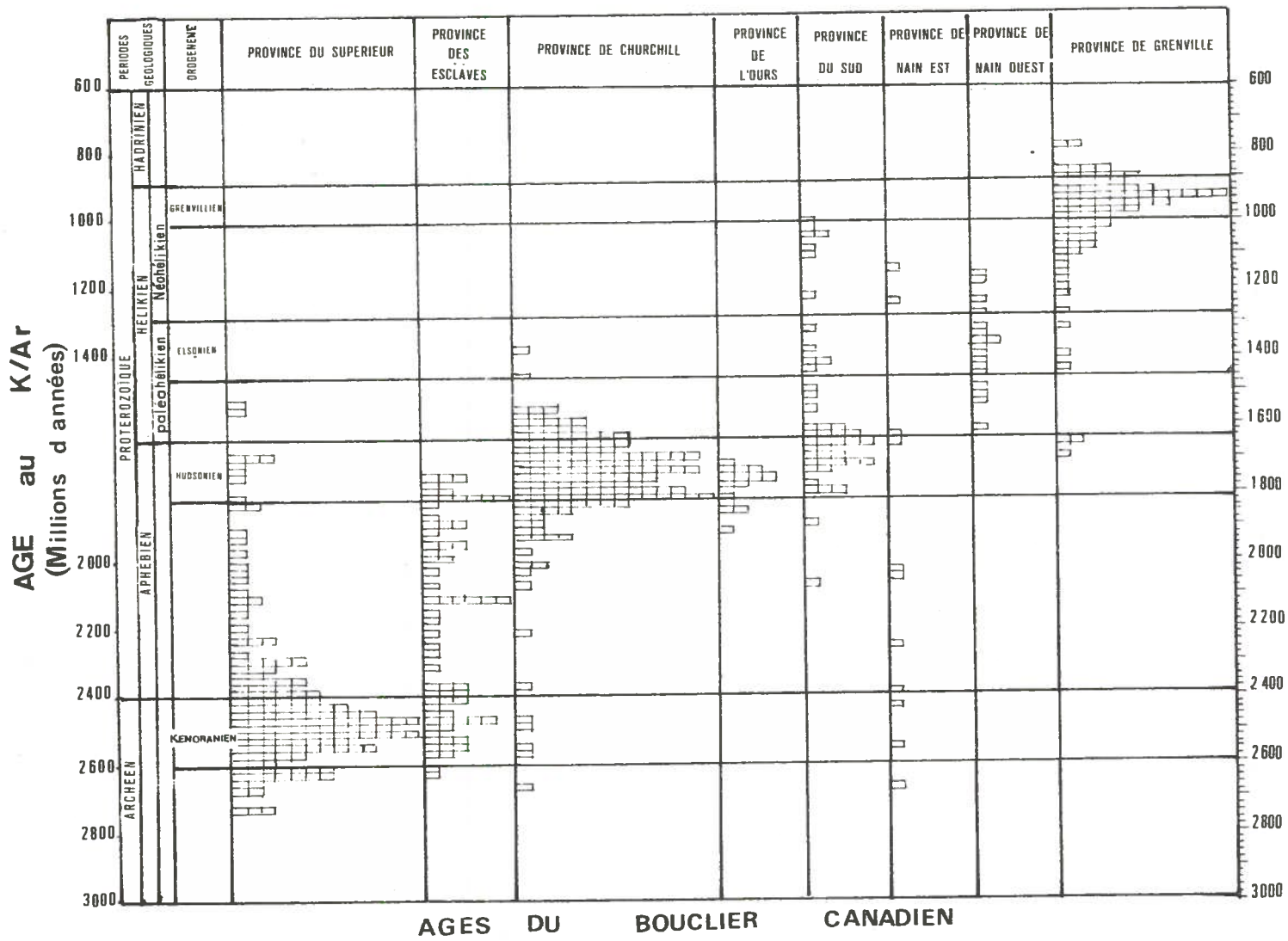
La Commission Géologique du Canada a entrepris, depuis plus de 10 ans, un vaste programme de datations absolues des diverses formations cristallines du bouclier canadien.

Cet organisme a publié de nombreux "papers" sur les différents groupements géochronologiques. Ils ont permis, en particulier, à C.H. STOCKWELL (1963-1965 et 1968) de subdiviser le bouclier en 7 provinces structurales (ou métamorphiques), caractérisées par 4 orogènes majeures, dont l'une à caractère "intrusif". Les résultats radiométriques sont, par endroit, confirmés soit par des levés de terrain, soit par des données gravimétriques ou aéromagnétiques.

Les différentes orogènes, ainsi définies, sont les suivantes (fig. 60 et 61) :

- 1). l'orogène Kénoranienne (2 500 MA) serait à l'origine de l'érection de chaînes qui constituent les provinces du lac Supérieur et du Grand Lac des Esclaves ;
- 2). l'orogène Hudsonienne (1 750 MA) aurait formé les provinces de Churchill et du lac de l'Ours, ainsi que la sous-province pé-nokéenne (région de Sudbury) ;

fig: 60



effectués par la méthode K/Ar sur minéraux (C.H. Stockwell - 68)

- 3). l'orogène Elsonienne (1 400 MA) aurait, d'une part, constitué la province du Nain et d'autre part, se serait manifestée dans la province de Grenville par un important plutonisme à l'origine, en particulier, des gros massifs d'anorthosites ;
- 4). l'orogène Grenvillienne (945 MA) serait responsable de l'édification de la province de Grenville.

En ce qui concerne cette dernière province, à l'intérieur de laquelle notre terrain d'étude se situe, les mesures ont, en général, été effectuées sur des micas à l'aide de la méthode Ar/K (fig. 61). Les âges sont de l'ordre de 950 ± 80 MA.

PERIODES GEOLOGIQUES		OROGENE	AGE au K/Ar sur MICA - M. A.	
			570	
PROTEROZOIQUE	HADRYNIEN			
	HELIKIEN	NEOHELIKIEN	GRENVILLIEN	945
		PALEOHELIKIEN	ELSONIEN	1370
	APHEBIEN		HUDSONIEN	1735
ARCHEEN		KENORANIEN	2490	

Fig. 61 : Nomenclature et chronostratigraphie du bouclier canadien.
(C. H. STOCKWELL - 1968).

Or, il semble de plus en plus, en particulier d'après STOCKWELL (1964-1968), que les âges obtenus soient ceux d'un "rajeunissement" produit par l'orogène Grenvillienne. On doit d'ailleurs indiquer que, déjà en 1930, QUIRKE et COLLINS, et plus récemment FRAREY et CANNON (1966-1967) ont corrélié, d'un point de vue stratigraphique, la série Huronienne, située dans la province du Sud, d'âge compris entre 1 500 et 1 900 MA (fig. 60), avec certains paragneiss de la série Grenvillienne. En outre, surtout à la suite des travaux de DUFFEL et ROACH (1959) ainsi que ceux de GASTIL et KNOWLES (1960), dans le Nord Est du Front Grenville, il fut montré que les sédiments de la fosse du Labrador, qui est

une sous-province de la province Churchill (1 450 à 2 010 MA - fig. 60), avaient leurs équivalents métamorphiques dans la province de Grenville. De leur côté OSBORNE et MORIN (1962), et plus récemment WYNNE-EDWARDS (1964-1969), apportèrent des arguments favorables à l'idée que certaines roches du Grenville auraient été affectées par l'orogénèse Kénoraniense (2 500 MA).

De la sorte, notre programme géochronométrique a surtout été dicté par le souci de savoir si, au-delà de la "barrière de 950 MA" des âges plus anciens pouvaient être mis en évidence et si ceux-ci correspondaient à ceux ayant permis d'individualiser les grandes orogénèses.

Comparaison des différentes subdivisions de la période anté-cambrienne
(d'après Y. VIALETTE, 1965)

<u>RUSSIE</u>	<u>CANADA</u>	<u>U. S. A.</u>	<u>FRANCE-ECOSSE</u>
540 MA	570 MA	570 MA	570 MA
Précambrien V	Hadrymien	Keweenawien	Briovérien
	1000 MA	1000 MA	1000 MA
1200 MA	Néohélikien (orog. Grenvillien)		Pentévrien
	1400 MA		
Précambrien IV			1600 MA
1700 MA	Paléohélikien (orog. Elsonien)		
Précambrien III	1800 MA	1800 MA	
1900 MA	Aphébiien (orog. Hudsonien)	Animikie (orog. Pénokéen)	Laxfordien (Léwisien)
Précambrien II	2500 MA	2500 MA	2500 MA
2700 MA	Archéen (orog. Kénoranien)	Knife Lake (orog. Algomien)	Scourien
Précambrien I		Keewatin (orog. Laurentien)	
3500 MA	3500 MA	3500 MA	

5.0.2. - CE QUE L'ON DATE

Le problème qui se pose au départ, pour ces roches métamorphiques de la province de Grenville, consiste à savoir quel phénomène sera daté par les mesures géochronométriques.

En effet, il existe une grande différence entre l'âge géologique, trouvé par des relations stratigraphiques dans les roches sédimentaires, et les mesures radiométriques faites sur des roches métamorphiques. Les mesures obtenues sur ces dernières peuvent, en effet, correspondre à divers phénomènes, par exemple : recristallisation produite lors d'un métamorphisme, arrêt du flux thermique lié aux zones orogéniques du fait de la surrection d'une chaîne, événements orogéniques ou phénomènes plutoniques provoquant un réchauffement, etc.

Il faut bien reconnaître que, encore actuellement, il n'est pas toujours possible de discerner la nature du phénomène géologique produit à la date calculée.

Cependant les études effectuées sur les roches sédimentaires ont montré que dans les séries géosynclinales, on ne date jamais les dépôts des différentes couches successives, mais on obtient un âge unique correspondant à l'arrêt de la sédimentation dans le bassin, ou à la diagenèse ou à un anchimétamorphisme... On peut donc penser que les mesures sur roches totales de formations sédimentaires soumises à un métamorphisme, donneront soit l'âge du métamorphisme, soit celui du rajeunissement, mais jamais celui de la sédimentation.

5.1. - METHODE AU Sr/Rb

5.1.0. - INTRODUCTION

Avant de présenter les résultats obtenus, nous croyons utile de donner un bref aperçu de la méthode au Sr/Rb appliquée aux roches totales.

Cette méthode, dont la portée va de 60×10^6 ans au Précambrien ancien, a particulièrement été bien décrite par ALDRICH et al (1956), WUTHRICH (1965) et Y. VIALETTE et al (1969).

Rappelons que les différentes mesures ont été effectuées au laboratoire de Clermont-Ferrand, sur un spectromètre de masse du type A. E. I. M. S. 2 S à source pour échantillon solide.

5.1.1. - PRINCIPE

Les roches riches en silice et en alumine renferment toujours, à côté du potassium, du rubidium qui a la propriété de se fixer en particulier à l'intérieur des structures des minéraux potassiques tels que biotite, muscovite, feldspath potassique, lépidolite, etc.

Le rubidium a la possibilité de remplacer les ions K^+ , du fait de la similitude de leur rayon ionique ($Rb = 1,45 \text{ \AA}$, $K = 1,33 \text{ \AA}$). La quantité de Rb sera donc plus élevée dans les roches acides (riches en SiO_2 et Al_2O_3) que dans les roches basiques.

5.1.2. - DESINTEGRATION DU RUBIDIUM (Rb)

NIERS (1950) calcula la proportion des deux isotopes du Rb (85 et 87) dans les minéraux. Il trouva un rapport pratiquement constant soit :

$$\begin{array}{rcl} 85 \text{ Rb} & = & .7215 \\ 87 \text{ Rb} & = & .2785 \\ \hline & & 1.0000 \end{array}$$

Seul l'isotope 87 Rb est radioactif. Par émission β il se désintègre en strontium 87 appelé radiogénique.

87 Rb $\xrightarrow{\beta -}$ Strontium radiogénique (Sr*).

Cette désintégration se fait suivant une vitesse très faible par rapport à l'âge de la terre.

5. 1. 3. - LA CONSTANTE DE DESINTEGRATION DU RUBIDIUM

Cette constante (λ) représente le rapport :
$$\frac{\text{Nombre d'atomes désintégrés par unité de temps}}{\text{Nombre d'atomes présents}}$$

d'où

$$\lambda_x = \frac{dx}{dt} \quad (1)$$

La valeur employée au laboratoire de Clermont-Ferrand est celle de FLYNT et GLENDENIN (1959) soit :

$$\lambda = 1.47 \times 10^{-11} \text{ par an}$$

Etant donné que les laboratoires américains utilisent encore fréquemment $\lambda = 1.39 \times 10^{-11}$ par an, nous calculerons les âges d'après ces deux valeurs afin de rendre les comparaisons plus faciles entre nos résultats et ceux effectués, d'une part en Amérique du Nord, d'autre part en France.

5. 1. 4. - CALCUL DE LA DESINTEGRATION

Etant donné que la détermination de l'âge dépend uniquement de la mesure quantitative du Strontium radiogénique (Sr*) ou du rapport 87 Sr/86 Sr actuel, nous pouvons supposer que si :

No est le nombre d'atomes radioactifs au temps T = 0

et

N = le nombre d'atomes radioactifs restant au bout du temps T,
en intégrant (1) on a :

$$N = N_0 e^{-\lambda T} \quad (2)$$

Soit n = le nombre d'atomes radiogéniques formés pendant le temps T.
L'équation (2) devient :

$$n = N_0 - N = N (e^{\lambda T} - 1) \quad (3)$$

Donc si l'on connaît n et N, on peut calculer à partir de (3) l'âge T

$$T = \frac{1}{\lambda} \text{Log}_e \left(1 + \frac{n}{N} \right) \quad (4)$$

Dans le cas du rubidium 87 nous avons :

$$T = \frac{1}{\lambda} \text{Log}_e \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}^*}{87 \text{ Rb}} \right) \quad (5)$$

Mais il existe, en plus du strontium radiogénique (Sr^*), une quantité de strontium initial ou primaire (Sr_p) qu'il faut retrancher du strontium total ou moderne (Sr_M) afin d'obtenir la vraie valeur du Sr^* .

L'équation (5) devient donc :

$$T = \frac{1}{\lambda} \text{Log}_e \left(1 + \frac{87 \text{ Sr}_M - 87 \text{ Sr}_p}{87 \text{ Rb}} \right) \quad (6)$$

Cette détermination de la quantité de Sr initial ou primaire peut se faire, soit par la méthode de calcul au strontium primaire conventionnel, soit à l'aide d'isochrones (méthode au strontium ajusté). Nous nous contenterons de décrire rapidement la méthode qui a été employée ici : celle au strontium ajusté par isochrone.

Etant donné que pour les milieux pauvres en Rb une erreur sur la valeur initiale $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} = .712$ (rapport fixé dans la première méthode et égal au Sr actuel dans l'eau de mer soit $:.712$) peut entraîner parfois des erreurs importantes sur la détermination de l'âge, nous avons préféré la méthode qui fait abstraction de ce Sr initial.

5.1.5. - HYPOTHESE DE DEPART

Lorsqu'on a plusieurs échantillons provenant d'une même formation, trois hypothèses doivent être admises au départ pour cette méthode :

1. - Les échantillons ont évolué de la même manière ;
2. - Ils ont eu le même strontium initial ;
3. - Ils ont un âge identique a savoir celui qui est donné par la pente de l'isochrone. Cet âge peut nous montrer une homogénéisation du Sr au cours d'un phénomène géologique important.

En effet, nous avons en transformant (6)

$$T = \frac{1}{\lambda} \text{Log}_e \left(1 + \frac{\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}_M - \frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}_P}{\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}} \right) \quad (7)$$

puis :

$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}_M = (e^{\lambda T} - 1) \frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}} + \frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}_P \quad (8)$

L'équation (7) peut s'écrire :

$$T = \frac{1}{\lambda} \text{Log}_e (1 + Tg \Theta)$$

où Θ est la pente de l'isochrone sur l'axe des abscisses.

L'équation (8) est celle d'une droite de la forme :

$$y = ax + b$$

ayant en abscisse la valeur du rapport $87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}$, en ordonnée la valeur du rapport $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ et dont la pente est proportionnelle à T .

De plus, le rapport du strontium initial $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ est alors calculé et correspond à l'intersection de l'isochrone avec l'axe des ordonnées.

Ce résultat est d'autant plus valable qu'il nous permet d'émettre des hypothèses sur l'origine de ces roches, sur la profondeur relative de leur formation et, il permet de déterminer si l'échantillon est resté en système clos depuis son origine.

5.1.6. - MODE OPERATOIRE

5.1.6.1. - Mise en solution des éléments

Les échantillons de roches ou de minéraux, après avoir été réduits en poudre, ont été traités, par Madame VESCHAMBRE, au laboratoire de chimie de Clermont-Ferrand afin de mettre en solution le rubidium et le strontium contenus. Après attaque chimique et dilution isotopique, on obtient trois solutions pour chaque échantillon.

A. Une première solution de chlorure de Rb contient le Rb 85 et le Rb 87 présents dans l'échantillon mélangés à un étalon interne de constitution isotopique anormale connue. Ceci nous permet de calculer le rapport $85 \text{ Rb}/87 \text{ Rb}$ et la teneur en rubidium de l'échantillon.

B. Une deuxième solution contenant le Sr et un étalon interne nous permet de calculer le rapport $86 \text{ Sr}/88 \text{ Sr}$ et la teneur en Sr primaire de l'échantillon. Ainsi, à l'aide de ces deux solutions, nous pouvons calculer le rapport $87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}$.

C. Enfin une dernière solution de Sr sans étalon permet la mesure de la constitution isotopique du strontium et le calcul des rapports :

$$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} \quad \text{et} \quad \frac{86 \text{ Sr}}{88 \text{ Sr}}$$

En pratique, la constitution isotopique du strontium est toujours déterminée sur une solution sans étalon.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont normalisés pour une valeur du rapport $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ égale à 0.1194. Le carbonate de strontium standard Eimer et Amend est utilisé pour tester à intervalles réguliers le bon fonctionnement du spectromètre de masse (tableau ci-dessous).

Tableau d'analyses isotopiques du carbonate de strontium Eimer et Amend

juillet 1967	-----	0.7074	\pm 0.0014
août 1967	-----	0.7079	\pm 0.0005
septembre 1968	-----	0.7090	\pm 0.0007
mars 1969	-----	0.7058	\pm 0.0012
mai 1969	-----	0.7067	\pm 0.0006
juillet 1969	-----	0.7093	\pm 0.0006
Valeur moyenne	-----	0.7077	

La précision des mesures est de $\pm 0.2\%$ sur la détermination des constitutions isotopiques et de $\pm 1\%$ sur les concentrations en Rb et Sr.

Le calcul des isochrones a été effectué à l'ordinateur suivant le programme de YORK (1966).

5.1.6.2. - Les facteurs d'imprécision de cette méthode sont les suivants :

1. erreur commise dans la mesure de la période du Rb 87 ; l'imprécision de cette mesure est en fonction croissante de cette période ;
2. la faible teneur en $^{87}\text{Sr}^*$ ne permet pas une mesure directe, ce qui conduit à mesurer la constitution isotopique du Sr ;
3. On utilise la technique des résines échangeuses d'ions pour séparer le rubidium du strontium. Il faut obtenir une solution de strontium débarrassée de rubidium car ces deux éléments ont un isotope de masse 87. La présence de rubidium dans un enregistrement de strontium empêche la mesure de l'isotope 87 du strontium avec une précision suffisante ;
4. les migrations possibles des atomes lors de l'histoire géologique de la roche.

5.2. - LES RESULTATS

5.2.0. - INTRODUCTION

Nous avons individualisé lors des études pétrologiques et structurales trois ensembles bien distincts sur lesquels nous avons effectué des mesures géochronométriques.

Nous discuterons successivement du complexe migmatitique, du granite de Saint-Didace et des séries paragneissiques.

5.2.1. - LE COMPLEXE MIGMATITIQUE

5.2.1.1. - L'isochrone à 951 MA (fig. 62)

Rappelons que le complexe migmatitique occidental est constitué, d'une part de migmatites hétérogènes, et, d'autre part de migmatites rubanées constituées par un mobilisat et une restite ⁽¹⁾ (voir chapitre II, p. 52).

Considérons uniquement le mobilisat ou le leucosome de ces migmatites, six échantillons ont été analysés. Il s'agit de :

R - 3093	R - 3332
R - 3095	R - 3333
R - 3098	R - 3335

Les résultats donnés dans le tableau ci-dessous à l'exception de R - 3335, qui n'a pas été utilisé dans le calcul de l'âge, se placent sur un isochrone (fig. 62) qui donne un âge de :

$$T = 951 \pm 45 \text{ MA} \quad (1009 \text{ MA}) \quad (2)$$

avec un rapport $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ initial de $.7079 \pm 0.0014$.

(1) - Dans ce chapitre nous utiliserons le terme de mobilisat pour désigner, dans l'ensemble migmatitique les roches de composition granitique et celui de restite pour les roches amphiboliques n'ayant pas subi apparemment de fusion partielle.

(2) - Rappelons que les âges ont été calculés en utilisant, pour la constante de désintégration du Rb, la valeur de $\lambda = 1.47 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$. Dans nos notations les âges entre parenthèses correspondent à ceux calculés avec $\lambda = 1.39 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

ISOCHRONE DU "MOBILISAT"
DANS LES MIGMATITES

Fig:62

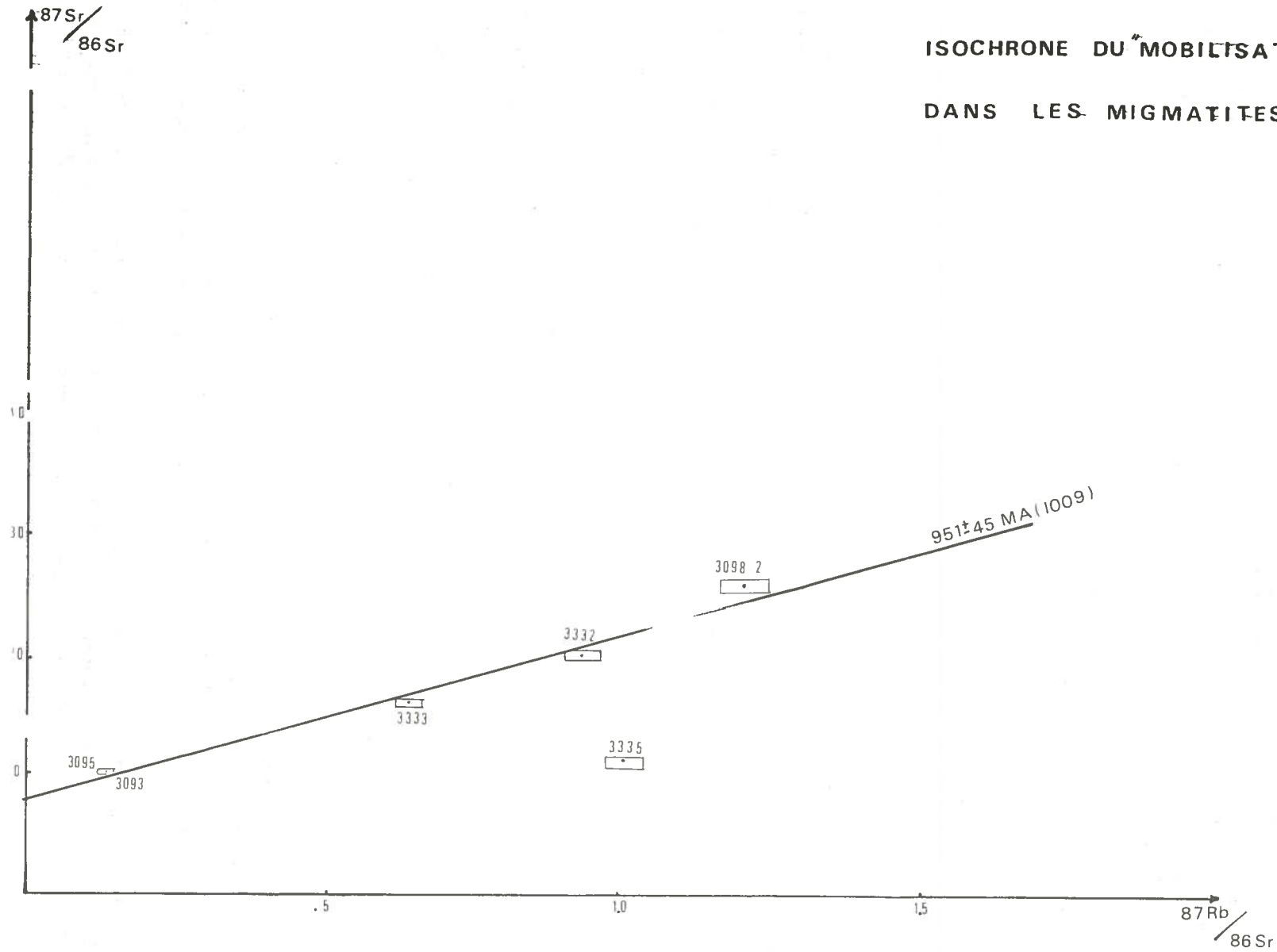


Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur les migmatites

N° Ech.	Mi-lieu	COORDONNEES		Teneur Rb	Teneur Sr	$\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$	$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$
		Longitude Ouest	Latitude Nord				
3093.1	R.T.	73°22'45"	46°27'15"	18	345	0.14 ± 0.004	0.7102 ± 0.0005
3095.1	R.T.	73°22'45"	46°27'15"	16	333	0.13 ± 0.004	0.7101 ± 0.0006
3098.2	R.T.	73°23'30"	46°29'30"	102	246	1.20 ± 0.002	0.7260 ± 0.0005
3332.1	R.T.	73°21'45"	46°29'45"	115	355	0.93 ± 0.030	0.7201 ± 0.0007
3333.1	R.T.	73°21'30"	46°29'30"	143	638	0.64 ± 0.021	0.7156 ± 0.0005
*3335.1	R.T.	73°21'15"	46°28'45"	110	316	1.00 ± 0.030	0.7113 ± 0.0007

* Echantillon exclus du calcul de l'isochrone.

Cet âge correspond à l'orogénèse grenvillienne, dernière période orogénique précambrienne qui a affecté toutes les roches de la province de Grenville.

Cet âge de 951 MA paraît correspondre à la "mobilisation" d'un matériel granitique, produite lors d'une période de métamorphisme intense affectant un matériel que nous pouvons, comme il va être montré maintenant, qualifier d'ancien.

5.2.1.2. - La droite radiogénique à $2.300 \pm 900 \text{ MA} : (2430\text{MA})$
(fig. 63)

Dans le but de déceler l'âge du matériel qui a subi une anatexis vers 950 MA, nous avons effectué trois mesures sur la "restite" ou le paléosome de ce complexe (il s'agit, rappelons-le, de roches amphiboliques). Ce sont les échantillons :

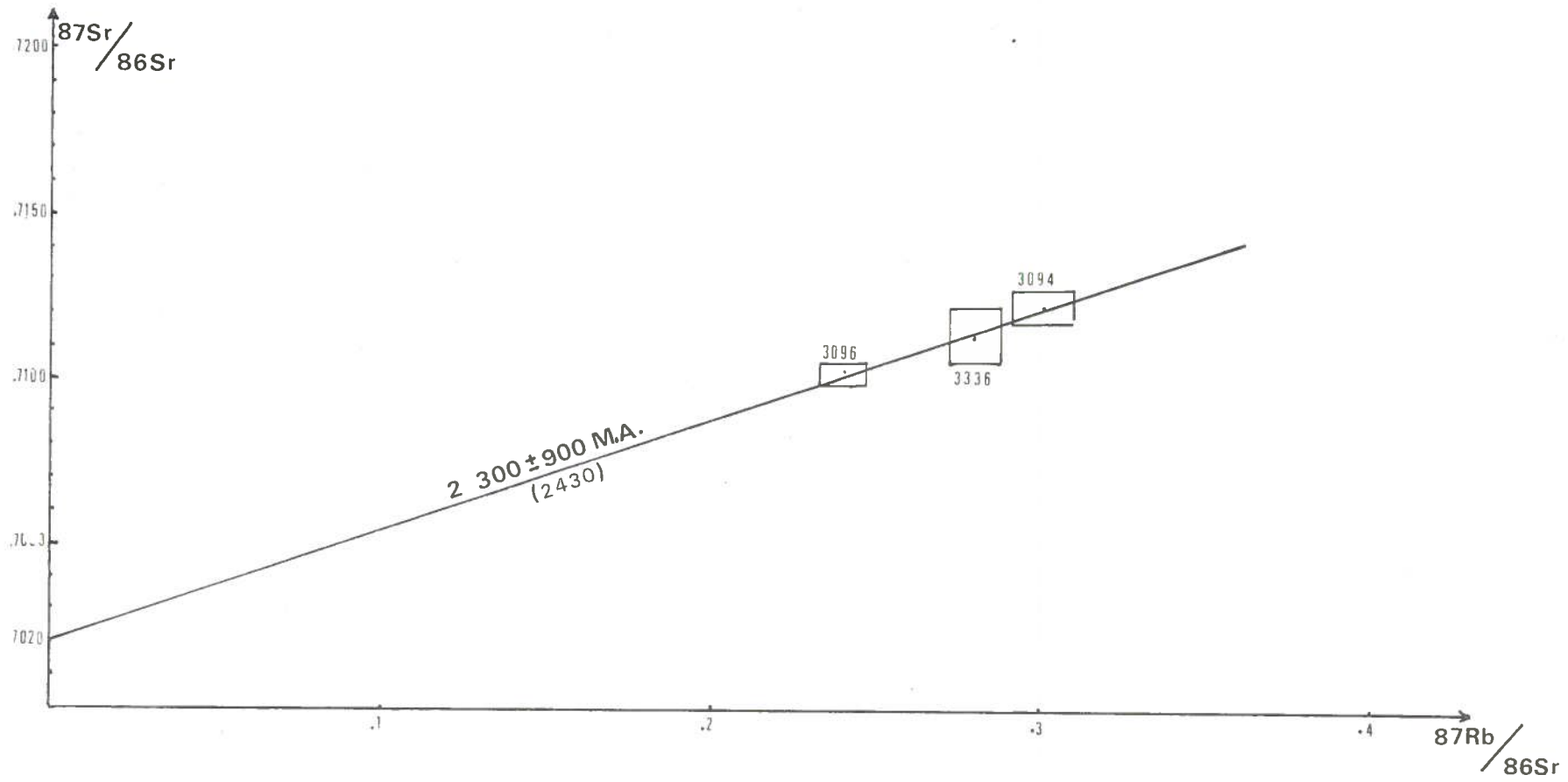
R - 3336
R - 3096
R - 3094

Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur la "restite"

N° Ech.	Mi-lieu	COORDONNEES		Teneur Rb	Teneur Sr	$\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$	$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$
		longitude Ouest	latitude Nord				
3094.1	R.T.	73°22'45"	46°27'15"	30	279	0.30 ± 0.010	0.7123 ± 0.0005
3096.1	R.T.	73°22'45"	46°27'15"	45	540	0.24 ± 0.007	0.7102 ± 0.0003
3336.1	R.T.	73°21'00"	46°28'30"	33	331	0.28 ± 0.008	0.7113 ± 0.0010

ISOCHRONE DES "RESTITES"
DANS LES MIGMATITES

Fig:63



On constate (fig. 63) que ces valeurs nous permettent de tracer une droite radiogénique à 2.300 MA \pm 900 (2430 MA) dont le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ était de 0.7020 \pm 0.0030.

Mais, étant donné le peu de mesures dont nous disposons et surtout en raison de la très faible valeur des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, il nous est impossible, pour le moment, d'affirmer qu'il s'agit bien ici d'une véritable isochrone à 2300 MA. Notons ici que les "preuves géologiques" du chapitre structural tendent à confirmer la présence d'un socle ancien sur lequel se seraient déversées les séries paragneissiques.

Cette droite radiogénique nous donnerait ainsi l'âge de l'orogénèse kénoraniennne (2500 MA) durant laquelle s'est constituée la province du Supérieur.

On a donc là un nouvel argument pour penser que certaines formations de la province de Grenville sont des restes de la chaîne kénoraniennne. Mais cet argument devrait, bien sûr, être contrôlé par d'autres mesures sur les différents facies de "restites" de ce complexe migmatitique et de ses équivalents dans d'autres régions.

5.2.2. - LE GRANITE DE SAINT-DIDACE

Les résultats obtenus sur ce granite sont donnés dans le tableau ci-dessous.

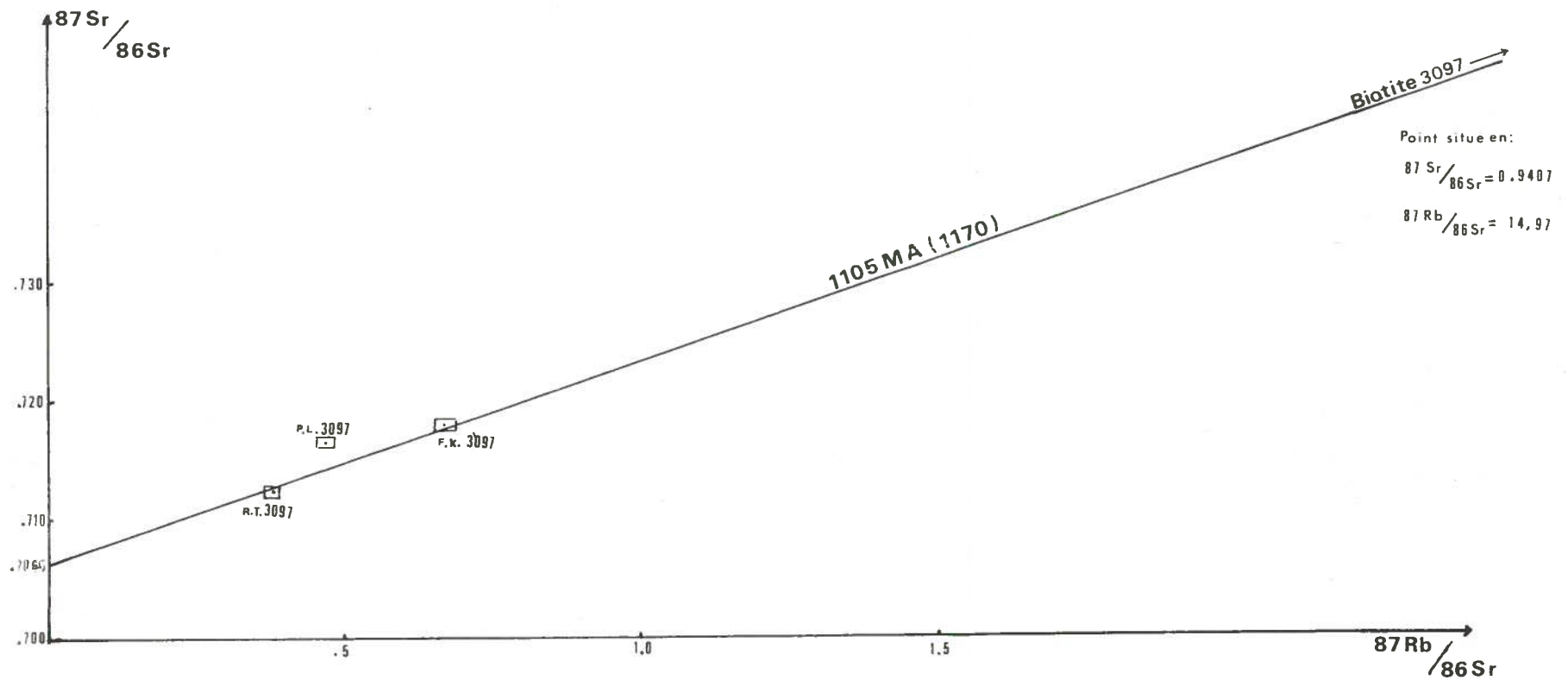
N° Echan.	Mi- lieu	COORDONNEES		Teneur Rb	Teneur Sr	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$
		Longitude ouest	Latitude nord				
3097.1	R. T.	73° 17' 00"	46° 23' 30"	75	575	0.38 \pm 0.012	0.7124 \pm 0.0006
3097.1	B.	"	"	364	70	14.97	0.9407 \pm 0.0006
3097.1	P. L.	"	"	177	726	0.47 \pm 0.014	0.7166 \pm 0.0006
3097.1	F. K.	"	"	191	823	0.67 \pm 0.022	0.7179 \pm 0.0006

R. T. = Roche Totale
 B. = Biotite
 P. L. = Plagioclase
 F. K. = Feldspath Potassique

Les minéraux (biotite, plagioclase, feldspath potassique) ainsi que la roche totale de l'échantillon 3097, s'alignent de façon très satisfaisante et définissent une isochrone, à **1105 MA** (1170 MA), (voir fig. 64), avec un rapport initial $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = .7065$.

ISOCHRONES DU
GRANITE DE St. DIDACE

Fig: 64



Il semble donc que ce granite de la partie SE du territoire soit antérieur à la migmatisation affectant surtout le complexe migmatitique du NO. En outre, la composition isotopique initiale du granite étant inférieure à celle du "mobilisat" des migmatites nord occidentales, il est logique de penser qu'il s'agit de deux phénomènes bien différents. Mais nous ne pouvons affirmer si cette isochrone à 1105 MA (1170) représente l'âge de la mise en place du granite ou bien celui d'un métamorphisme ayant affecté ce massif et provoqué la réhomogénéisation isotopique du strontium.

Nous pensons que la deuxième solution paraîtrait la plus vraisemblable étant donné que l'isochrone a été tracée à partir de minéraux d'un échantillon pris en bordure de ce granite. Il nous semble donc que ce granite doit être rattaché au phénomène plutonique elsonien ou plus vieux.

Il est intéressant de noter que des mesures faites par G. L. DAVIS et T. E. KROGH (1969), sur un granite situé dans le Nord Ouest de Grenville, ont donné un âge de 1725 MA, et que, la direction de ce granite est concordante avec les paragneiss environnants.

5.2.3. - LES SERIES PARAGNEISSIQUES

Huit échantillons appartenant à la série paragneissique de la région ont été mesurés. Il s'agit des numéros :

R - 3094	R - 3102
R - 3096	R - 3336
R - 3099	R - 3337
R - 3101	R - 3331

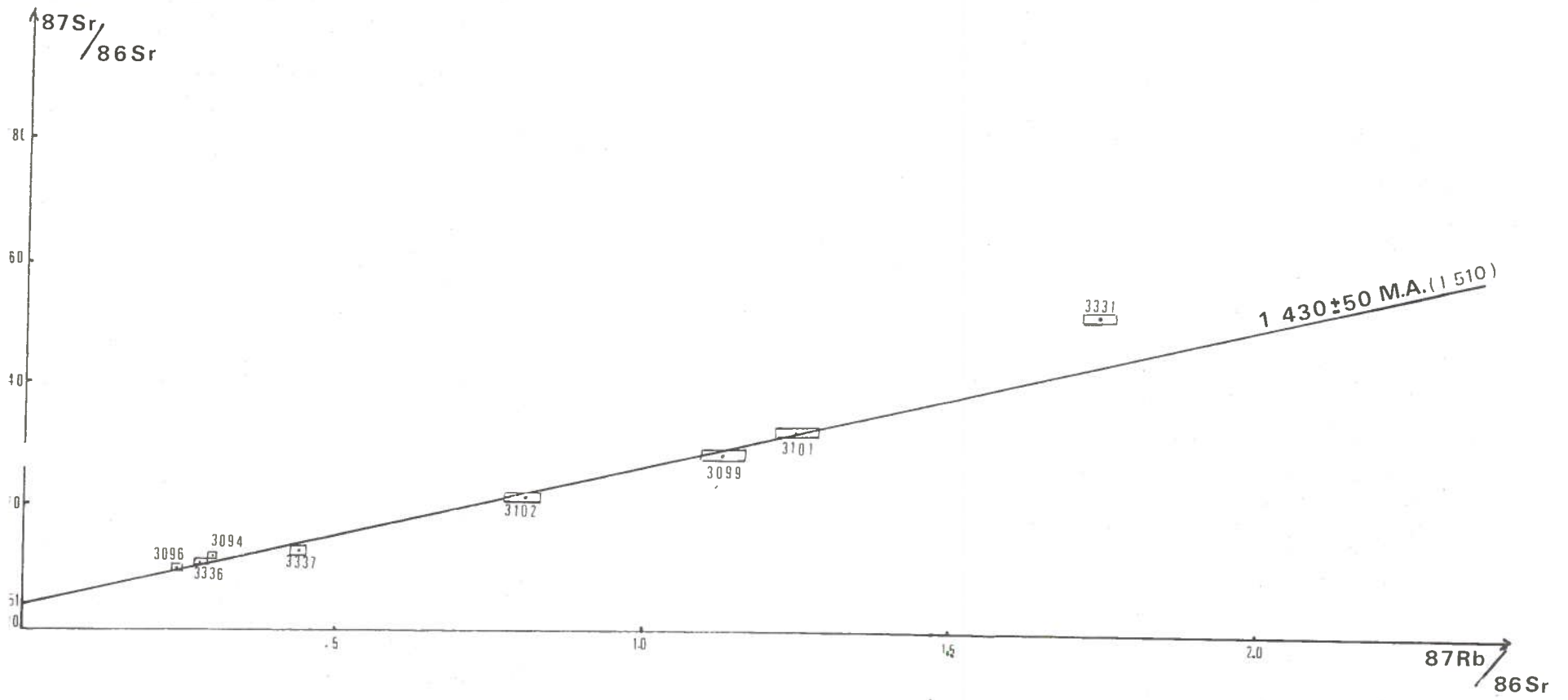
Tableau récapitulatif des résultats obtenus sur les paragneiss

N° Echan.	Mi-lieu	COORDONNEES		Teneur Rb	Teneur Sr	$\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$	$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$
		Longitude ouest	latitude nord				
3094.1	R.T.	73° 22' 45"	46° 27' 15"	30	279	0.30 ± 0.010	0.7123 ± 0.0005
3096.1	"	"	"	45	540	0.24 ± 0.007	0.7102 ± 0.0003
3099.1	"	73° 21' 15"	46° 25' 45"	64	163	1.13 ± 0.035	0.7287 ± 0.0007
3101.1	"	73° 20' 30"	46° 24' 30"	91	212	1.25 ± 0.039	0.7328 ± 0.0006
3102.1	"	73° 23' 30"	46° 29' 30"	61	214	0.81 ± 0.025	0.7219 ± 0.0005
3331.1 *	"	73° 17' 45"	46° 26' 15"	60	100	1.74 ± 0.054	0.7528 ± 0.0004
3331.2 *	"	"	"	60	101	1.73 ± 0.038	0.7525 ± 0.0004
3336.1	"	73° 21' 00"	46° 28' 30"	33	331	0.28 ± 0.008	0.7113 ± 0.0010
3337.1	"	73° 20' 15"	46° 27' 45"	111	724	0.44 ± 0.012	0.7161 ± 0.0006

* Echantillons exclus du calcul de l'isochrone.

ISOCHRONE DES
PARAGNEISS

Fig: 65



Le dernier (R-3331), même après une seconde attaque chimique, nous donne un rapport $87 \text{ Rb}/86 \text{ Sr}$ légèrement décalé par rapport aux autres échantillons. Nous n'avons donc pas utilisé R-3331 dans le calcul de l'isochrone.

Comme nous pouvons le constater sur la figure 65, les sept échantillons restants s'alignent bien et permettent de tracer une isochrone à :

$$\boxed{1430 \pm 50 \text{ MA}} \quad (1510 \text{ MA})$$

avec un rapport $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr} = .7051 \pm 0.0010$.

Cet âge pourrait correspondre soit à la fin de l'orogénèse hudsonienne, soit au début de l'orogénèse elsonienne. En tout cas, on peut supposer que ces séries paragneissiques étaient constituées avant le début de l'épisode elsonien. Malheureusement le petit nombre de mesures ne nous permet pas de franchir cette 'barrière'!

Mentionnons, en terminant, que cette mesure vient s'ajouter à plusieurs autres effectuées dans la province de Grenville et qui révélaient des âges variant entre 1500 MA et 1650 MA pour des paragneiss semblables.

5.2.4. - CONCLUSIONS A L'ETUDE GEOCHRONOMETRIQUE

Nous avons donc, pour les trois grands ensembles constitutifs de la région, défini quatre isochrones :

- une première, effectuée sur le "mobilisat", (matériel granitique des migmatites) nous a révélé une migmatisation et (ou) un métamorphisme intense à $\boxed{950 \text{ MA}}$ (1010 MA), âge qui est typique de l'orogénèse grenvillienne ;

- une deuxième isochrone, sur le granite de Saint-Didace, nous donne un âge de $\boxed{1105 \text{ MA}}$ (1170) qui pourrait correspondre, soit à l'âge de sa mise en place tardive du plutonisme elsonien soit, ce qui est plus vraisemblable, à un rajeunissement produit durant l'orogénèse grenvillienne.

- une troisième, tracée à partir des roches paragneissiques, nous a révélé un âge de $\boxed{1430 \text{ MA}}$ (1510). Il s'agit là d'un âge qui pourrait appartenir, soit à un épisode terminal de l'orogénèse hudsonienne, soit à un événement précoce de l'orogénèse elsonienne. Toutefois, à la suite des travaux de C. H. STOCKWELL, (1964-1968) la première hypothèse semble la plus plausible. En effet, d'après cet auteur les limites inférieure et supérieure de l'orogénèse hudsonienne seraient respectivement 2010 et 1450 MA et celles de l'orogénèse elsonienne 1520 et 1220 MA.

- une droite radiogénique, tracée à partir de la "restite" (roche amphibolique), trouvée à l'intérieur du complexe migmatitique de base nous a donné 2300 MA (2430). Des réserves ont été faites sur les conclusions qui pouvaient être tirées de cet âge en raison du trop petit nombre de mesures ayant permis de tracer cette droite.

En tout cas cet âge appartient sans conteste à une phase finale de l'orogénèse kénoraniennne.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

La région de Saint-Gabriel-de-Brandon (Québec) est constituée de formations cristallines précambriennes situées dans la Province métamorphique de Grenville.

Trois grands ensembles ont pu y être individualisés : le complexe migmatitique au NO, la série paragneissique et les roches plutoniques.

6.1. - LE COMPLEXE MIGMATITIQUE

Le complexe migmatitique est représenté par des migmatites rubanées et des migmatites hétérogènes. A l'origine, il s'agirait d'une série à dominante grauwackeuse avec des intercalations plus basiques (tufs basaltiques ?). Son évolution métamorphique est difficile à déchiffrer. D'une part, les paragenèses dominantes actuelles sont celles du faciès granulite, d'autre part un début d'anatexis se matérialise par des porphyroblastes feldspathiques, des lentilles de quartz, des lits riches en éléments felsiques (mobilisés) et par la présence sporadique de filons et amas granitiques. Ce phénomène anatectique peut être daté de 950 MA (1009 MA)*, alors que d'après quelques âges obtenus sur les roches amphiboliques qui jouent le rôle de "restites", on peut avancer, avec encore quelques réserves, le chiffre de 2 300 MA (2 430 MA) pour dater un phénomène géologique majeur de l'orogénèse kénoraniennne (métamorphisme ? Surrection de la chaîne ?...)

L'étude structurale de cet ensemble n'a pas été menée de façon détaillée. Seules deux directions majeures de plis ont été décelées localement : NE - SO et NO - SE.

Par ailleurs si on observe une concordance entre ce complexe et les formations paragneissiques qui le bordent au SE et au NO, on peut néanmoins considérer que le premier a joué le rôle de socle sur lequel se sont déversées les secondes.

* - Le premier âge est celui qui a été calculé en utilisant $\lambda = 1.47 \times 10^{-11}$ an⁻¹
Le second, entre parenthèses, est celui calculé en prenant $\lambda = 1.39 \times 10^{-11}$ an⁻¹.

6.2. - LA SERIE PARAGNEISSIQUE

Cette expression couramment utilisée rassemble divers schistes cristallins dont l'origine peut être en fait soit sédimentaire, soit volcano-sédimentaire, soit éruptive et dont l'interstratification est constante. Elle se rapproche du "Groupe de Grenville" mais à la différence de ce dernier, les formations carbonatées sont peu abondantes. Son épaisseur est difficile à chiffrer en raison des plissements superposés qui l'ont affectée.

Les gneiss à grenat et sillimanite et les gneiss à grenat et biotite sont les facies les plus importants. Ils dérivent de formations silico-alumineuses de type pélitique. Quelques niveaux intercalés de gneiss à graphite et pyrite témoignent de la présence de matières charbonneuses. Les gneiss à biotite et amphibole représentent d'anciennes roches volcano-détritiques de type grauwacke. Ils sont associés à des gneiss à orthopyroxène dont l'origine est vraisemblablement arkosique.

Les caractères chimiques des leptites conduisent à penser qu'à l'origine, il s'agissait soit de coulées rhyolitiques, soit de nappes ignimbrétiques intercalées soit dans les pélites qui ont donné les gneiss à grenat, soit dans les grauwackes qui ont donné les gneiss à biotite et amphibole.

Les leptynites associées présentent, elles, des caractères de terrain proches d'anciennes arkoses. Le passage graduel entre ces deux facies apparaît évident.

Les amphibolites ont une origine très vraisemblablement magmatique. Les gros amas cartographiables seraient d'anciens sills gabbroïques, et les niveaux centimétriques à métriques représenteraient soit d'anciens tufs basiques, soit d'anciennes coulées basaltiques.

Les roches calco-silicatées et les skarns en petits niveaux interstratifiés, souvent boudinés ont pour origine des roches carbonatées et calco-magnésiennes riches en impuretés. Quant aux quartzites, il s'agit d'anciens horizons de grès siliceux.

Du point de vue métamorphique, les paragenèses observées sont caractéristiques en partie du facies amphibolite-almandin (sous-facies le plus élevé) en partie du facies granulite. Les conditions thermo-dynamiques qui paraissent avoir régné lors de la phase métamorphique qui a donné les paragenèses actuelles ont pu être estimées de la façon suivante : température minimale de 670° C, pression solide comprise entre 6 et 10 kb et pression d'eau inférieure à la pression solide.

Les structures présentées par la série paragneissique indiquent que celle-ci a subi au moins deux phases majeures de plissement. La plus

ancienne a donné des plis isoclinaux, d'amplitude kilométrique, couchés ou déversés, soit vers le N, soit vers le NO et dont les axes, orientés E-O dans la partie centrale et NE - SO dans les parties N et SE plongent faiblement vers l'E ou le NE. C'est au cours de cette première phase que la série paragneissique se serait déversée sur le complexe migmatitique qui en même temps aurait subi des phénomènes d'écaillage.

La seconde phase de plissement a donné des structures déversées vers l'Ouest ou le Sud Ouest dont les axes sont orientés soit N-S soit NO - SE et plongent faiblement vers le SE. La superposition de cette seconde phase sur les plis de la première génération donne des figures d'interférences très complexes. Sans doute à la fin de cette deuxième phase se produit une tectonique cassante responsable en particulier de la zone faillée orientée NE - SO qui sépare la série paragneissique du granite de Saint-Didace.

Les mesures radiométriques effectuées sur plusieurs roches totales de cette série (méthode Sr/Rb) donnent un âge de 1 430 MA (1 510 MA) qui pourrait appartenir soit à un épisode précoce de l'orogénèse elsonienne, soit plus vraisemblablement à un épisode terminal de l'orogénèse hudsonienne.

6.3. - LES ROCHES PLUTONIQUES

Les roches plutoniques comprennent essentiellement les roches mangéritiques quartziques orthogneissifiées, abondantes surtout au NE, et le granite de Saint-Didace qui occupe le SE de la région.

Les premières présentent des paragenèses qui les rattachent aux roches plutoniques charnockitiques. Elles paraissent s'être mises en place au cours de la première phase de plissement affectant les paragneiss (ou à la rigueur peu après). Toujours est-il que ces "lames" de mangérite ont été reprises avec leur encaissant paragneissique par la seconde phase de plissement. Leur déformation est d'autant plus intense qu'elles sont moins volumineuses.

Quant au granite adamellitique de Saint-Didace, à structure porphyroblastique, parfois à feldspath rapakiwique, localement folié, il paraît s'être mis en place de façon syntectonique (durant la première phase de plissement ?) mais il n'est pas possible de dire quelles sont ses relations génétiques avec les mangérites.

Une isochrone, tracée à partir de mesures effectuées sur minéraux extraits du granite, donne un âge de 1 105 MA (1 170 MA). Nous pensons que cet âge peut correspondre à un rajeunissement provoqué par une phase métamorphique grenvillienne causant la réhomogénéisation isotopique du Sr.

6. 4. SCHEMA EVOLUTIF

Pour terminer ce mémoire nous allons tenter de reconstituer l'histoire géologique de la région de Saint-Gabriel-de-Brandon. Le tableau ci-contre résume nos interprétations sur la succession des divers événements.

Les traces de l'orogénèse kénoranienne (2 600- 2 400 MA), la plus ancienne qui ait été reconnue dans le bouclier canadien, sont décelables dans le complexe migmatitique nord occidental. Toutefois de nouvelles mesures radiométriques seraient nécessaires pour contrôler celles, trop peu nombreuses, que nous avons faites et qui ont donné 2 350 MA.

En ce qui concerne la "série paragneissique" deux hypothèses sont envisageables compte tenu de l'isochrone à 1 430 MA que nous avons obtenue.

Hypothèse A. - La série paragneissique dérive de roches sédimentaires, de grauwackes et de vulcanites déposées sur le socle kénoranienn durant l'ère aphébienn qui s'achève par l'orogénèse hudsonienne (1 820-1 640 MA). Dans ce cas, cette série aurait été rajeunie à 1 430 MA c'est-à-dire à l'Elsonien lequel correspond soit à une véritable orogénèse soit à un plutonisme important (mise en place des anorthosites, jotunites, mangérites, etc.).

Hypothèse B. - La série paragneissique s'est déposée, a été métamorphosée et plissée durant le Paléohélikien qui s'achève par l'orogénèse elsonienne (1 280-1 460 MA). L'âge de 1 430 MA représenterait alors soit l'épisode métamorphique majeur de cette orogénèse, soit la surrection finale d'une véritable chaîne elsonienne.

L'hypothèse A paraîtrait à première vue la plus plausible. En effet, on a trouvé en diverses régions de la province de Grenville des restes de la chaîne hudsonienne et à notre connaissance il n'a pas encore été mis en évidence la présence de schistes cristallins dérivant de sédiments déposés durant le Paléohélikien.

Toutefois, cette interprétation vient en contradiction avec notre conclusion sur l'époque de mise en place des roches mangéritiques, à savoir durant la première phase de plissement affectant les paragneiss. Si celle-ci s'est effectuée (selon A) aux alentours de 1 750 MA, la mangérite devrait avoir cet âge. Or il semble communément admis que, dans la province de Grenville, les grandes masses de roches plutoniques, dont la plupart présentent des caractères charnockitiques, se soient mises en place aux alentours de 1 400 MA. C'est elles qui ont justement permis d'individualiser l'Elsonien.

Ne disposant pas de mesure d'âge sur les orthogneiss mangéritiques de notre région et ne pouvant pas affirmer l'âge de 1 430 MA donné par nos mesures sur les paragneiss correspond bien à un simple "rajeunissement" nous ne pouvons

OROGENE	FRÈRES	ROCHES	EPIISODES	AGES du G.S.C.	AGES MESURES
		Diabase	. intrusion	700 MA	
GRENVILLIEN	NEOHÉLIKIEN	pseudotachylites	. tectonique cassante . tectonique : plissements SE à N-S (2e phase) . métamorphisme - facies granulite (?) - rajeunissement - orthogneissification des mangérites - anatexie du complexe basal	880 1000	950 MA (mobilisation du complexe migmatitique)
		amphibolites	. filons basiques		1105 MA (rajeunissement ?)
ELSONIEN	PALEOHÉLIKIEN	Roches plutoniques	. Plutonisme { . granite de Saint-Didace . mangérite . si hypothèse A : rajeunissement de la "Série paragneissique"	1280 MA 1460	1420 MA (paragneiss)
			. plissements (1re phase) E-O à ENE . métamorphisme catazonal . sédiments : pélites, grès, calcaires, grauweekes et vulcanites acides et basiques		
HUDSONIEN	APIÉBIEN		. plissements (1re phase) E-O à ENE . métamorphisme catazonal . sédiments : pélites, grès, calcaires, grauweekes et vulcanites acides et basiques	1040 MA 1820	
KENORANIEN	ARCHEEN	Complexe migmatitique de base	. Tectonique : ? . Métamorphisme : ? . Sédiments : grauweekes	2400 MA 2600	2350 MA (restite)

"SÉRIE PARAGNEISSIQUE"

Hypothèse B

Hypothèse A










pas trancher de façon valable entre/les deux hypothèses : âge aphébien ou âge paléohélien de la série paragneissique.

Notre terrain d'étude se situant dans la province métamorphique de Grenville il est bien évident que la dernière orogénèse des temps précambriens connue dans le bouclier canadien y a produit des effets importants.

On peut semble-t-il rapporter à cette orogénèse grenvillienne tout d'abord un métamorphisme général qui est responsable de phénomènes anatectiques produits surtout dans le complexe migmatitique de base à 950 MA, de l'orthogneissification des mangérites, du rajeunissement de toutes les formations et peut-être de l'apparition des paragenèses du faciès granulite. En outre, nous avons rapporté à un épisode tectonique grenvillien la deuxième phase majeure de plissements. A celle-ci fait suite, plus ou moins en continuité, un épisode de tectonique cassante qui se matérialise en particulier par des pseudotachylites.

Enfin, les quelques filons de diabase indemnes de toutes traces d'orthogneissification se sont mis en place sans doute vers 700 MA dans un socle induré.

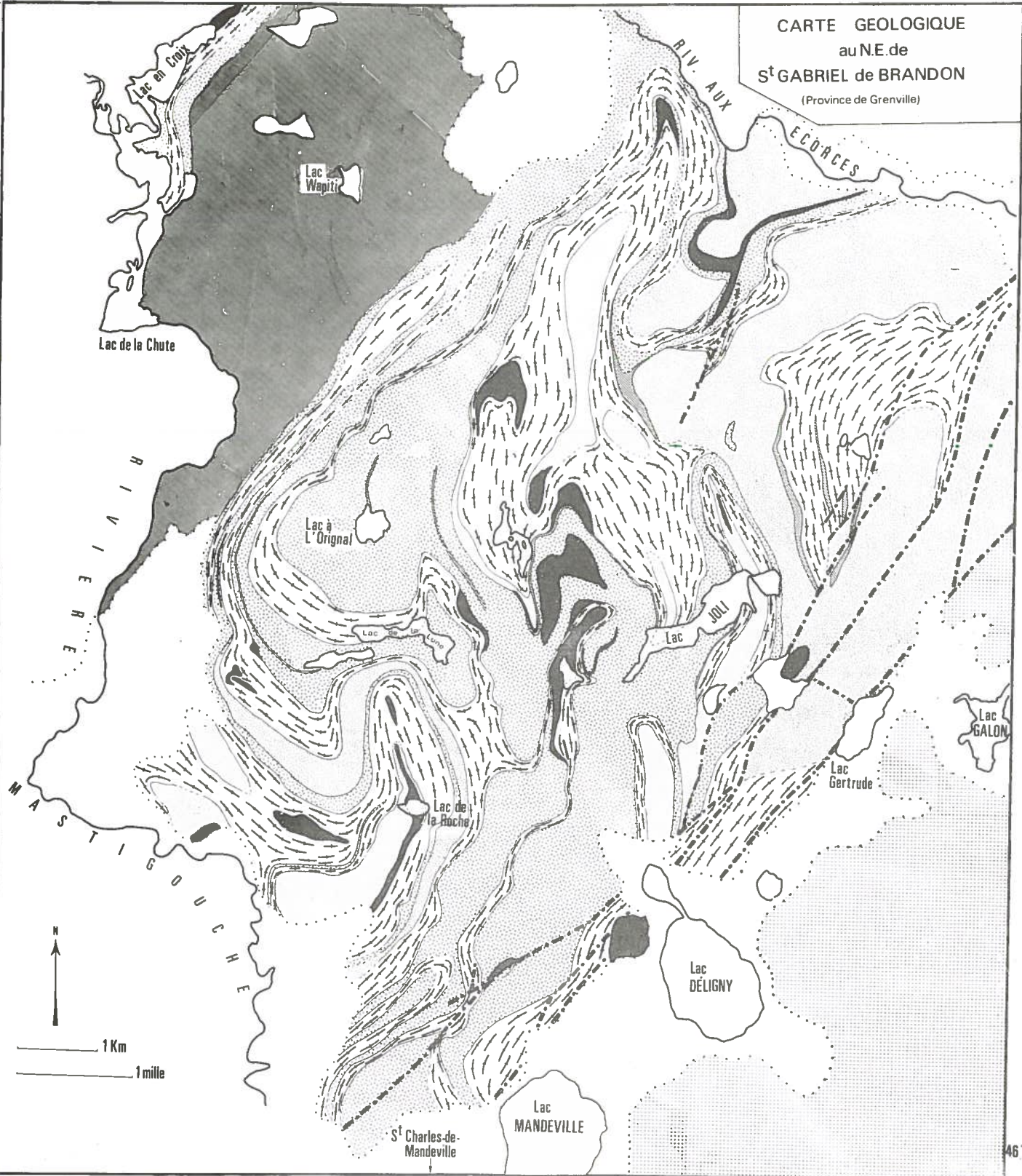
LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

- • • • Limites des dépôts morainiques ou alluviaux
- — • — Zones de failles
-  Granite de Saint-Didace
-  Orthogneiss mangéritique
-  Amphibolite massive
-  Gneiss à pyroxène
-  Leptite, leptynite, gneiss à biotite et amphibole
-  Roches carbonatées : roches calco-silicatées, skarns
-  Quartzite massif ou rubané
-  Gneiss à grenat et sillimanite, à grenat et biotite, à graphite et pyrite
-  Complexe migmatitique de base

73°30'
46°30'

73°15'
46°30'

CARTE GEOLOGIQUE
au N.E. de
S^t GABRIEL de BRANDON
(Province de Grenville)
























1 Km
1 mille

46°22'
73°30'

46°22'
73°15'

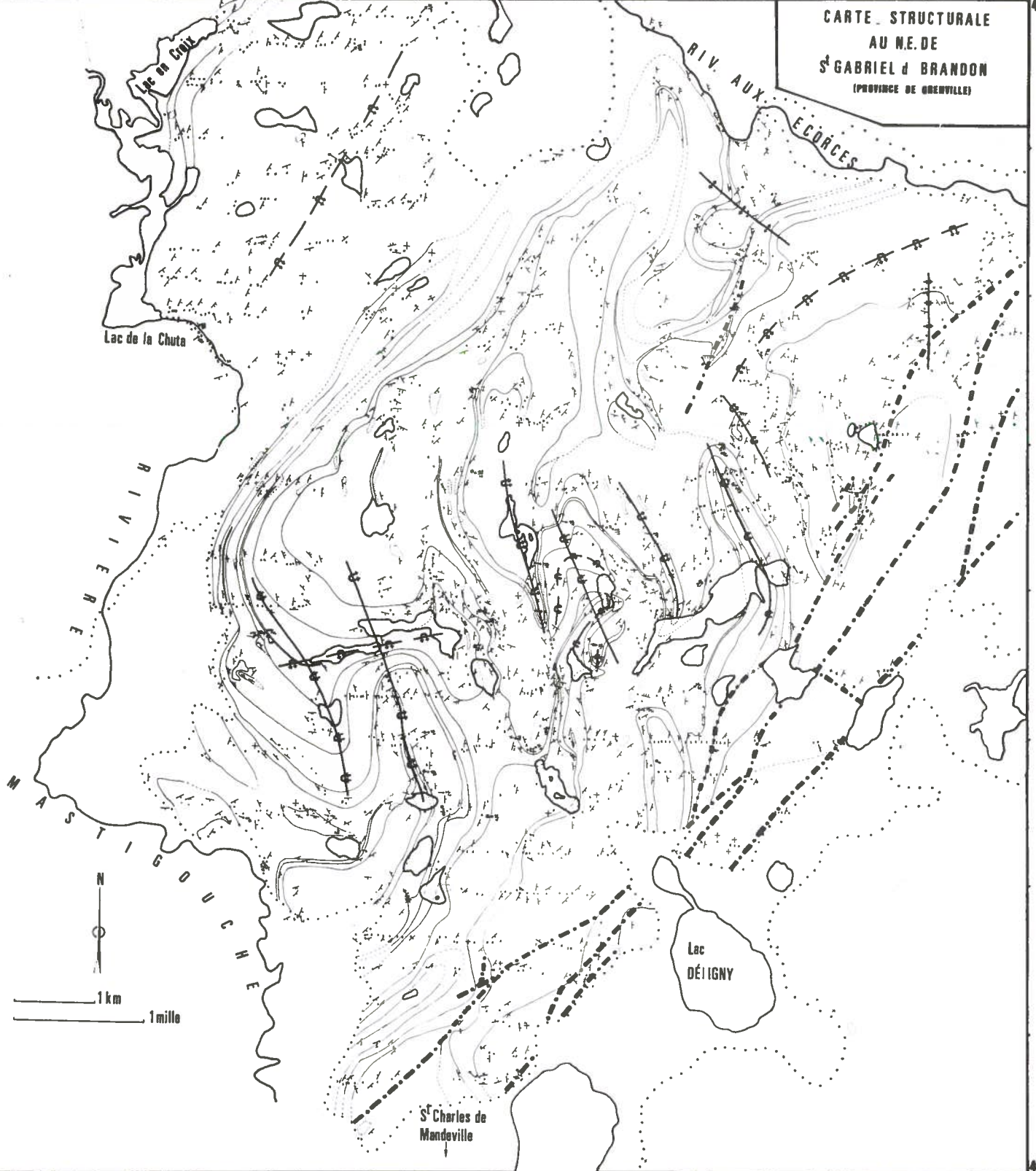
LEGENDE DE LA CARTE STRUCTURALE

-- a) Affleurement -----	
b) Groupe d'affleurements -----	
- Contour géologique -----	
- Zones de failles -----	
- Direction et pendage de la foliation	
a) pendage entre 0 et 30° -----	
" " 30 et 60° -----	
" " 60 et 90° -----	
b) " horizontal -----	
c) " vertical -----	
- Direction et plongement de la linéation des minéraux	
a) plongeant 10° vers le SE -----	
b) horizontal -----	
- Direction et plongement des axes de plis -----	
Les types S, Z, W et M sont exprimés en regardant l'axe dans le sens des plongements -----	
- Antiforme	
a) 1re phase -----	
b) 2e phase -----	
- Antiforme déversé	
a) 1re phase -----	
b) 2e phase -----	
- Synforme	
a) 1re phase -----	
b) 2e phase -----	
- Synforme déversé	
a) 1re phase -----	
b) 2e phase -----	

7325
46 30

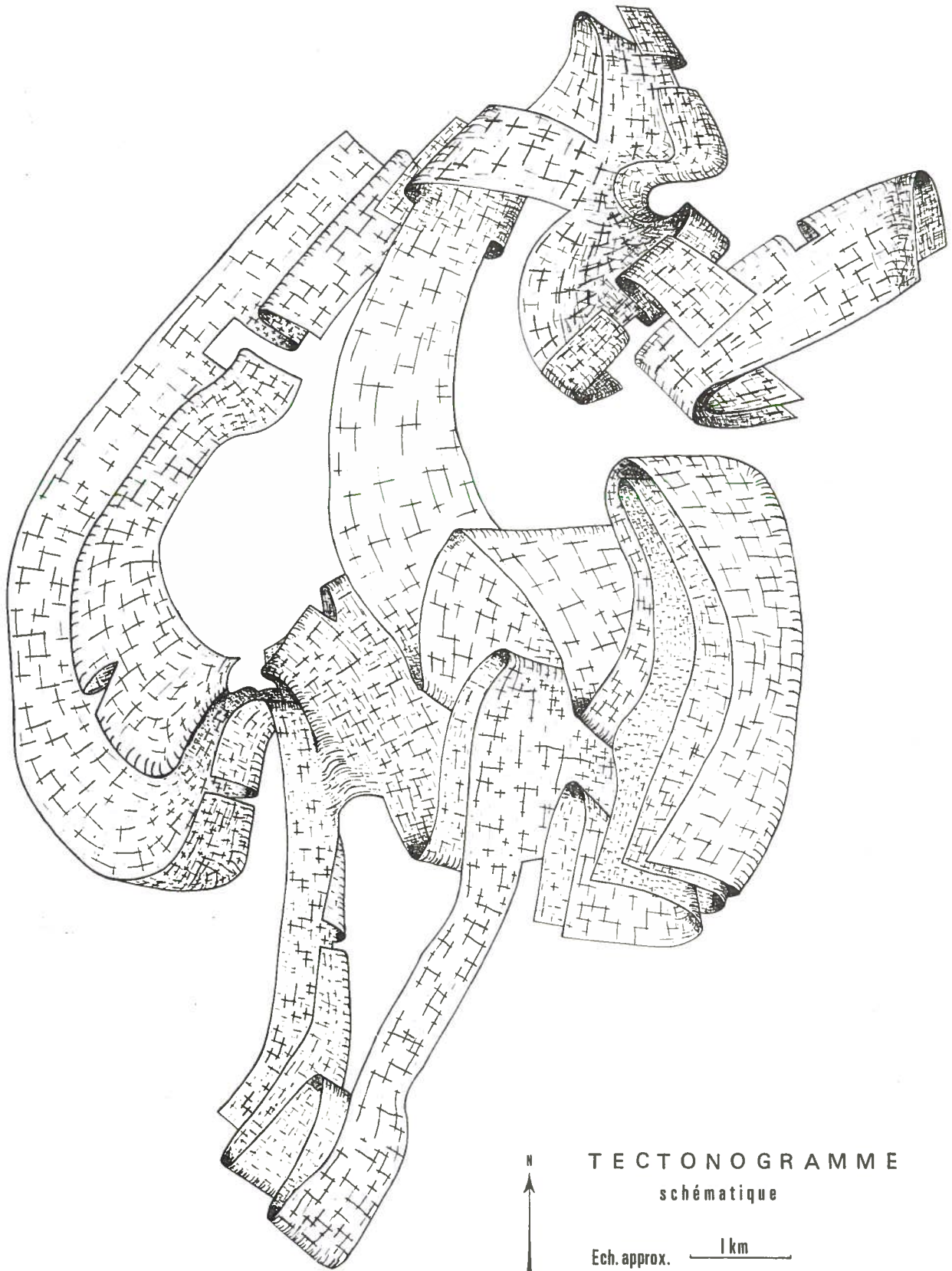
7315
46 30

CARTE STRUCTURALE
 AU N.E. DE
 S^t GABRIEL d BRANDON
 (PROVINCE DE QUEBEC)



46 22
7325

46 22
7315



TECTONOGRAMME
schématique

Ech. approx. 1 km

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS (F.D.), 1897. - Geology of a portion of the Laurentian area lying to the north of the Island of Montreal. Geol. Surv. Canada. Ann. Rept., 1895, Part 1, 184 p.
- 1899. - On the origin of the amphibolites of the Laurentian area of Canada. Journ. of Geol., vol. 17, pp. 1 - 18.
- et al., 1907. - Report of Special Committee on Correlation of Precambrian rocks of Adirondacks and Laurentian. Journ. of Geol., 15, pp. 191 - 217.
- ALDRICH (L.T.), WETHERILL (G.W.), TILTON (G.R.), DAVIS (G.L.), 1956. - Half-life of rubidium 87. Phys. Rev. (U.S.A.) 103 - 4, 1045 - 47).
- ALLING (H.L.), 1938. - Plutonic perthites. Journ. of Geol., 46, pp. 142 - 165.
- ALTHAUS (E.), 1967. - The triple point andalusite-sillimanite-kyanite : an experimental and petrologic study. Contrib. Min. and Petrol., 16, pp. 29 - 44.
- AUTRAN (A.), GUITARD (G.), 1957. - Sur la signification de la sillimanite dans les Pyrénées. C.R.S., Soc. Géol. France. pp. 141 - 143.
- BALK (R.), 1931. - Structural geology of the Adirondack anorthosite. Min. Pet. Mitt., 41, pp. 308 - 434.
- BARD (J.P.), 1969. - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien subibérique. Thèse de Doct. Sci. Nat., Montpellier.
- BARTH (T.F.W.), 1930. - Mineralogy of Adirondack feldspars. Ann. Mineral., 15, pp. 129 - 143.
- 1962. - Theoretical Petrology, John Wiley and Sons, New-York, 416 p.
- BELAND (J.), 1961. - Région de Shawinigan, comté de Champlain, Saint-Maurice et Lavolette. Min. Rich. Nat. Québec, Rapt. Geol., 97.
- BELAND (R.), 1960. - Région de Saint-Alexis-des-Monts. Arch. du Min. des Rich. Nat. Québec.
- 1960. - Région de Rawdon. Min. des Mines de Québec, Rapt. Géol., 92, 35 p.
- 1960. - The Rawdon area. Quebec. Dept. Mines Geol. Rept., 92, 35 p.
- 1967. - Région de Saint-Gabriel-de-Brandon, comté de Joliette, Berthier et Maskinongé. Min. Rich. Nat. du Québec, Rapt. Geol., 133.
- BERTHELSEN (A.), 1960. - Structural studies in the Precambrian of Western Greenland, Geology of Tovqussap Nunã. Meddel. Grønland, Bd. 123, Nr. 1, 223 p.
- 1960. - Structural contour maps applied in the analysis of double fold structures. Geol. Rdsck., bd. 49, pp. 459 - 466.
- BONHOMME (M.), VIALETTE (Y.), 1962. - Mode de calcul de l'erreur sur l'âge par la méthode Rb/Sr. Coll. intern. sur la datation au moyen des radioisotopes. Athènes, 19-23, nov. 1962.
- BORG (I.), HANDIN (J.), HIGGS (D.V.), 1959. - Experimental deformation of plagioclase. Journ. Geophys. Res., 64, pp. 1094 - 1095.
- BOWEN (N.L.), 1917. - The problem of anorthosites. Journ. of Geol., 25, pp. 209 - 243.
- BOWEN (N.L.), TUTTLE (O.F.), 1950. - The system $Na Al Si_3O_8 - K Al Si_3O_8 - H_2O$. Journ. of Geol., U.S.A., t. 58, n° 5.
- BRACE (W.F.), 1958. - Interaction of basement and mantle during folding near Rutland, Vermont. Ann. Journ. Sci., vol. 259, pp. 241 - 256.
- BRIDGWATER (D.), 1965. - Isotopic age determinations from South Greenland and their geological setting. Meddr. Grønland, Bd. 179, n° 4.

- BRIDGWATER (D.) and WATTERSON (J.S.), 1967. - Igneous intrusions and associated rocks of the magnetite-charnockite suite. Nature, 213, pp. 897.
- BROGGER (W.C.), 1935. - The South Norwegian hyperites and their metamorphism. Skifter Norske Videnskaps Akad, Oslo, 1 ; Mat. - Naturv. Kl., pp. 1 - 421.
- BRON (F.), 1970. - Contribution à l'étude pétrologique et géochronologique de la région de Labrieville et du lac Isidore, Québec, Canada. Thèse de Doct. 3e cycle (à paraître) Univ. de Grenoble, France.
- BUDDINGTON (A.F.), 1939. - Adirondack igneous rock and their metamorphism. Geol. Soc. Amer., Memoir 7, 354 P.
- 1952. - Chemical petrology of some metamorphic Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. Am. Journ. Sci., Bowen Volume, pp. 37 - 84.
- 1957. - Interrelated Precambrian granitic rocks, Northwest Adirondacks, New-York. Bull. Geol. Soc. Am., 68, pp. 421 - 432.
- 1963. - Isograds and role of H₂O in metamorphic facies of orthogneiss of the Northwest Adirondack, New-York. Bull. Geol. Soc. Am., 74, pp. 1155 - 1182.
- BUDDINGTON (A.F.) and LINDSLEY (D.H.), 1964. - Iron - titanium Oxide Minerals and their synthetic equivalents. Journ. of Petrol., Vol. 5, pp. 310 - 357.
- BUDDINGTON (A.F.), 1965. - The origin of three garnet isograds in Adirondack gneisses. Min. Mag. Tilley, Vol. 34, pp. 71 - 81.
- 1966. - The occurrence of garnet in the granulite - facies terrain of the Adirondack highlands. Journ. Petrol., 7, pp. 331 - 335.
- CAHEN (L.), DELHAL (J.), DEUTSCH (S.), 1968. - Geochronologie an Rubidium-Strontium de roches granitiques de la chaîne Kibarienne (Katanga central Congo). Ann. Soc. Geol. Belg., t.91, pp. 311 - 312.
- CANNON (R. T.), 1963. - Classification of Amphibolites. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 74, pp. 1087 - 1088.
- CANNON (W.F.), 1967. - Nature and age of orogenesis in the Cutler area, Ontario. Geol. Soc. Amer., Program Northeastern section, 1967 Annual Meeting, p. 18.
- CARTER (N.L.), CHRISTIE (J.M.), GRIGGS (D.T.), 1964. - Experimental deformation and recrystallisation of quartz. Journ. Geol., 72, pp. 687 - 733.
- CHAYES (F.), 1952 a. - Petrographic Modal Analysis. John Wiley and Sons, New-York, 113 p.
- 1952 b. - On the association perthitic microcline with highly undulant or granular quartz in some calc-alkali granites. Am. J. Sci., 250, pp. 281 - 296.
- CHRISTIE (J.M.), 1960. - Mylonite rocks of the Moine thrust zone in the Assynt region, North - West Scotland. Trans. Edinburgh Geol. Soc., 18, pp. 74 - 93.
- CLARK (S.P.), ROBERTSON (E.C.), BIRCH (F.), 1957. - Experimental determination of kyanite-Sillimanite equilibrium relations at high temperatures and Pressures. Am. J. Sci., 255, pp. 628 - 640.
- CLARKE (P.J.), 1968. - Basement gneisses in the Mount Wright - Mount Reed area, Quebec. Proc. Geol. Assoc. Can., 19, pp. 22 - 30.
- COORAY (P.G.), 1962. - Charnokites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon. Quart. J. Geol. Soc. London, 118, pp. 249 - 273.
- 1968. - Charnokites as metamorphic rocks. Am. J. Sci., Vol. 267, pp. 969 - 982.
- DANE (E.B.), 1941. - Densities of Molten rocks and minerals. Am. J. Sci., 239, pp. 809 - 818.
- DAVIS (G.L.), HART (S.R.), ALDRICH (L.T.), KROGH (T.E.) and MUNIZAGA (F.), 1965. - Geochronology of the Grenville Province in Ontario, Canada. Carnegie Institution of Washington Yearbook, 1965.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) and ZUSSMANN (J.), 1965. - Rock forming minerals. John Wiley and Sons, vol. 1 - 4.

- DIMROTH (E.), 1963. - Geology of the Chapleau - Kaine area, Maskinongé and Saint-Maurice counties. Quebec Dept. Nat. Res., Prel. Rept., 501.
- 1966. - Deformation in the Grenville Province between Gatineau and Petite Nation Rivers, Quebec. Neues Jahrb Miner, Abh., Vol. 105, pp. 93 - 109.
- (in print). - Geological Report on the Chapleau - Kaine area, Maskinongé and Saint-Maurice Counties.
- 1970. - The evolution of the Labrador geosyncline. Bull. Geol. Soc. Amer., 81, pp. 2717-2742.
- 1968-1971. - The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline. Part I : stratigraphy Facies, and Palaeogeography, (1968). Part II : the ophiolitic suite, (1971). N. Jb. Geol. Palaeont., Abh. ; Part I ; 132, pp. 22-54, Part II ; 137, pp. 209-248.
- DOBRETISOV (N.L.), 1968. - Paragenetic types and compositions of Metamorphic Pyroxenes. J. Petrol. Vol. 9, n° 3, pp. 358 - 377.
- DRESSER (J.A.) and DENNIS (T.C.), 1944. - Geology of Quebec. Vol. II, Quebec, Dept. Mines, Geol. Rept., 20, pp. 162 - 226.
- DUFFEL (S.) and ROACH (R.A.), 1959. - Mount Wright, Quebec - Newfoundland, Geol. Surv. Can., Map 6-1959.
- ELIS (R.W.), 1898. - Géologie de la feuille de Trois-Rivières. Comm. Géol. Can, Rap. Ann. J., Vol. 11.
- ENGEL (A.E.J.) and ENGEL (C.G.), 1953. - Grenville series in the northwest Adirondacks, Part 1 and 2, Bull. Geol. Soc. Am., 64, pp. 1013 - 1097.
- ENGEL (A.E.J.), 1956. - A propos the Grenville. P. 74 - 98 in Thomson J.E. Editor, The Grenville problem. Royal Soc. Canada. Special Pub., n° 1, 285 p.
- ENGEL (A.E.J.) and ENGEL (C.G.), 1960. - Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondacks. Part 2, Min. Bull. Geol. Soc. Am., 71, pp. 1 - 58.
- --- --- 1962. - Progressive metamorphism of Amphibolite Northwest Adirondack Mountains, New-York. pp. 37 - 82 in Engel, James and Leonard, Editors Petrologic Studies, Geol. Soc. Amer., Buddington, 660 p.
- --- --- 1963. - Metasomatic origin of Adirondack phacoliths, Bull. Geol. Soc. Am., 74, pp. 349 - 354.
- ESKOLA (P.), 1949. - The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 104.
- 1952. - On the granulites of Lapland. Am. J. Sci., Bowen Volume, pp. 133 - 172.
- 1961. - Granitization of quartzose rocks, Bull. Com. Geol. Finland, 196, pp. 483 - 498.
- EVANS (B.W.), and LEAKE (B.E.), 1960. - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrol. Vol. 1, pp. 337 - 363.
- FAESSLER (C.), 1948. - Simon Lake area, Papineau Country. Quebec. Dept. Min. Geol. Rept. 33.
- 1962. - Analyses of rocks of the Province of Quebec. Quebec Dept. Nat. Res., Geol. Rept. 103, 251 p.
- FASLIE (R.F.), 1965. - The Michikawan anorthositic intrusion, Labrador. Canada. Journ. of Earth Sci., vol. 2, n° 4, pp. 385 - 399.
- FELLOWS (R.E.), 1943. - Recrystallisation and flowage in Appalachian quartzite. Bull. Geol. Soc. Am., 54, pp. 1399 - 1432.
- FITCH (J.F.), MILLER (J.A.) and BROWN (P.E.), 1964. - Age of Caledonian orogeny and metamorphism in Britain. Nature, vol. 203, pp. 275 - 278.
- FLINN (D.), 1965. - Deformation in metamorphism, Controls of Metamorphism. Oliver and Boyd, London, pp. 46-69.
- FLYNN (K.F.) and GLENDENIN (L.E.), 1959. - Half-life and beta spectrum of Rb⁸⁷. Phys. Rev., 116, pp. 744-748.
- FONTEILLES (M.), GUITARD (G.), 1964. - L'"effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 258, pp. 4299 - 4302.
- FRAREY (M.J.), 1966 - 1967. - Lake Panache - Collins Inlet. Geol. Surv. Can., Paper 67 - 1, pp. 135 - 137.
- FYFE (W.S.), TURNER (F.J.) and VERHOOGEN (J.), 1958. - Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am., Mem. 73, 259 p.

- GASTIL (G.) and KNOWLES (D.M.), 1960. - Geology of the Wabush Lake area, southwestern Labrador and eastern Quebec, Canada. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 71, pp. 1243 - 1254.
- GHOSH (S.K.) and RAMBERG (H.), 1968. - Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 5, (2), pp. 89 - 105.
- GILETTI (B.J.), MOORBATH (S.) and LAMBERT (R. St.J.), 1960. - A geochronological study of the metamorphic complexes of the Scottish Highlands. Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 117, pp. 233 - 264.
- GIRAUD (P.), 1960. - Les roches basiques de la région d'Andriamena à Madagascar et leur minéralisation chromifère. Tananarive, imprimerie officielle, 95 p.
- 1961. - Les charnockites et les roches associées du Suggarien à facies In Ouzzal (Sahara algérien). Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, 7e série, 3, pp. 165 - 170.
- 1964. - Essai de classification modale des roches à caractère charnockitique. Bull. Rech. Géol. Min., n° 4, pp. 1 - 17.
- 1968. - Note préliminaire sur la série cristallophyllienne d'Ivrée, entre les rivières Sesia et Toce, Italie. Bull. Suisse de Miner. et Petrogr., vol. 48, 1, pp. 7 - 20.
- 1969. - Sur quelques repères dans l'histoire géologique de la région d'Andriamena. C.R. Sem. Géol. Madagascar, pp. 139 - 142.
- GREGORY (A.F.), 1960. - Geological interpretation of aerodiometric data. Geol. Surv. Can. bull., 66
- GRIGGS (D.T.), TURNER (F.J.) and HEARD (H.C.), 1960. - Deformation of rocks. Geol. Soc. Am., Mem. 79, pp. 39 - 104.
- GROVES (A.W.), 1935. - Charnockite series in Uganda. Quart. J. Geol. Soc. London, 91, pp. 150 - 207.
- GUILLOUX (L.), 1969. - Etude pétrogénétique et métallogénique du gisement de magnétite de Forsyth et de son enveloppe, Hull, province de Québec, Canada. Thèse de Doct. (3e cycle), Grenoble France.
- GUITARD (G.), LAFITTE (P.), 1958. - Les calcaires métamorphiques et les skarns du pic de Castabonne, Pyr. Orient. Sci. de la Terre, France, tome VI, pp. 57 - 137.
- GUITARD (G.), 1959. - Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. Bull. Soc. géol. France, 6, série T, VIII, pp. 825 - 852.
- 1960. - Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales. Bull. Soc. Géol. France, 7, T. 2, pp. 862-887.
- HARGRAVES (R.B.), 1962. - Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Quebec. Geol. Soc. Amer. Buddington vol., pp. 163 - 189.
- HARKER (A.), 1952. - Metamorphism. A study of the transformation of rock masses London, Methuen et C° Ltd., 1952, 362 p.
- HAYAMA (Y.), 1959. - Some considerations on the color of biotite and its relation to metamorphism. J. Geol. Soc. Japan, 65, n° 760, pp. 21 - 30.
- HEIER (K.S.), 1961. - The amphibolite - granulite facies transition reflected in the mineralogy of the K feldspars. Cursillos Y conferencias, VIII, pp. 131 - 137.
- 1962. - The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 42, pp. 157 - 165.
- HESS (H.H.), 1939. - Extreme fractional crystallization of a basaltic magma : the Stillwater igneous complex. Trans. Am. Geophys. Un., 1939, pt. 3, pp. 431 - 432.
- 1960. - Stillwater igneous complex Montana. Mem. Geol. Soc. Am. 80.
- HEWITT (D.F.), 1957. - The Grenville Province. In, Gill, J.E., The Proterozoic in Canada, Roy. Soc. Can. Sp. Publ. 2, pp. 132 - 140.
- 1962. - Some tectonic features of the Grenville province of Ontario ; in Stevenson, J.S., Ed. The tectonics of the Canadian Shield, Univ. Toronto. Press.

- HIETANEN (A.), 1967. - On the facies series in various types of metamorphism. J. of Geol., vol. 75, n° 2, pp. 187-214.
- HØDAL (J.), 1945. - Rocks of the anorthosite kindred in Vosselstrand, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 24, pp. 129-243.
- HOLLAND (T.H.), 1900. - The charnockite series, a group of archaen hypersthene rocks in peninsular India. Geol. Surv. India, Mem., 28, part, 2, pp. 119 - 249.
- HOUCHEMAND-ZADEH (A.), 1969. - Metamorphisme et granitisation du massif de Chapédony, Iran central. Thèse de Dr 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.
- HOWIE (R.A.), 1955. - The geochemistry of the charnockite series. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 62, pp. 725-768.
- JÄGER (E.) and ZWART (H.J.), 1968. - Rb - Sr age determinations of some gneiss and granites of the Aston - Hospitalet Massif (Pyrénées). Geol. en Mijnb., vol. 47, pp. 349 - 357.
- JAYARAYAN (N.), 1939. - The color of the blue quartz of the charnockites of south India and of the Champion gneiss and other related rocks of Mysore. Proc. India Acad. Sci., 9, pp. 265 - 275.
- JEREMINE (E.), 1949. - Sur quelques roches intrusives et métamorphiques de la Province de Québec. Mem. Soc. Vaudoise Sci. Nat., 59, 9, pp. 163 - 194.
- JOHANNSEN (A.), 1937. - A descriptive petrography of the igneous rocks. Univ. Press of Chicago. vol. IV, pp. 412-413.
- JUNG (J.), ROQUES (M.), 1952. - Introduction à l'étude zonéographique des roches cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. L, n° 235.
- JUNG (J.), BROUSSE (R.), 1959. - Classification modale des roches éruptives. Masson, Edit., Paris, 122 p.
- KATZ (M.), 1968. - Retrograde contact metamorphism in the Granulite facies terrain of Mount Tremblant Park, Quebec, Canada. Geol. Mag., vol. 105, n° 4, pp. 487 - 492.
- 1968. - The nomenclature and classification of Granulites and related rocks of Mount Tremblant Park, Quebec, Canada. J. Geol. Soc. of India, vol. 9, n° 2, pp. 107 - 117.
- 1969. - Géologie des régions du lac Saint-Patrice et de Portage-du-Fort, Québec. Min. Ric. Nat. Rapt. Prel., 578, 30 p.
- KERN (R.), WEISBROD (A.), 1964. - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris, Masson, éd.
- KRANCK (E.H.), 1961. - The tectonic position of the Anorthosites of Eastern Canada. Bull. Comm. Geol. Finl. 196, pp. 299 - 320.
- KROGH (T.E.), HURLEY (P.M.), 1968. - Strontium isotope variation and whole rock isochron studies, Grenville Province of Ontario. Journ. Geophys. Research., vol. 73, n° 2, pp. 7107 - 7125.
- KROGH (T.E.), DAVIS (G.L.), 1969. - Old isotopic ages in the north western Grenville Province, Ontario. Geol. Ass. Can. Spc. paper, n° 5, pp. 189 - 192.
- LACROIX (A.), 1922-1923. - Minéralogie de Madagascar. Chalamel, ed. Paris.
- LADURON (D.), 1966. - Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lame mince. Ann. Soc. Geol. Belg. t. 89, pp. 281 - 294.
- LAPADU-HARGUES (P.), 1953. - Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. Bull. Soc. Geol. France, 6e série, vol. 3, pp. 153 - 173.
- LA ROCHE (H. de), 1964. - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sci. de la Terre, t. IX, n° 3, pp. 337 - 371.
- --- 1965. - Sur l'existence de plusieurs facies géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonaises. Géol. Rundsch., vol. 55, pp. 274 - 301.
- --- 1967. - Caractères chimiques généraux et classification des roches charnockitiques plutoniques. Sci. de la Terre, XII, 3, pp. 207 - 224.
- --- 1968. - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Ac. Sci., t. 267, D, n° 25, pp. 2084 - 2087.

- LEAKE (B.E.), 1963. - Origin of amphibolite from North - West Adirondacks, New-York. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 74, pp. 1193 - 1202.
- 1964. - The chemical distinction between ortho-and para-amphibolites. Journ. Petrol., vol. 5, pp. 238 - 254.
- LINDSLEY (D.H.), EMSLIE (R.F.), 1967. - Effect of pressure on the boundary curve in the system Diopside-albite-Anorthite. Yb. Carnegie Inst. Wash., 67, pp. 479 - 80.
- LOGAN (W.E.), 1850. - Report of progress for the year 1849 - 50 Geol. Surv. Canada.
- LOW (A.P.), 1890. - Note on Anorthosites of St Urbain Rat River, etc. Summ. Rep. Geol. Surv. Canada, 1890.
- MARTIGNOLE (J.), 1967. - Relations chronologiques et structurales entre la série de Grenville et la série de Morin dans le Sud de Québec. Géol. Ass. Can. Sp. Publ., n° 5, pp. 183 - 188.
- MARTIGNOLE (J.), SCHRIJVER (K.), 1968. - Découverte du disthène dans le Sud de la Province tectonique de Grenville (Bouclier Canadien) et la signification pétrogénétique de ce minéral dans le facies granulite. C.R. Acad. Sci. Paris, 267, pp. 1355 - 1357.
- MARTIGNOLE (J.), 1968. - Sur la formation d'anorthosites par différenciation mécanique d'un magma basaltique contaminé. Nat. Can., 95, pp. 1231 - 1242
- 1968. - Evolution pétrotectonique des formations carazonales de la région de Shawinigan (Province de Grenville ; Bouclier Canadien). Thèse d'Université, Univ. Toulouse, France éditée à l'Université de Montréal.
- MARTIGNOLE (J.), SCHRIJVER (K.), 1970. - The level of Anorthosites and its tectonic pattern. Tectonophysics, 10, pp. 403 - 409.
- 1970. - Tectonic setting and evolution of the Morin Anorthosite, Grenville Province, Quebec. Bull. Geol. Soc. Finland, 42, pp. 165 - 209.
- Mc CONNEL (R.G.), 1879 - 1880. - Notes on the Anorthosite of the Township of Brandon. Summ. Rep. of the Geol. Surv. of Canada, 1879-1880.
- MEHNERT (K.R.), 1959. - Der gegenwärtige Stand des granitproblems. Fortschr. Miner. Dtsch., t. 37, n° 2, pp. 117 - 206, (traduction B.R.G.M. Paris).
- 1968. - Migmatites and the origin of granitic rocks, Amsterdam, Elsevier.
- MICHOT (P.), 1955. - Anorthosites et anorthosites. Bull. Acad. Roy. Belg., 5e série, t. 41, pp. 275 - 294.
- 1957. - Phénomène géologique dans la catazone profonde. Géol. Rundschau, 46, pp. 147 - 173.
- MISCH (P.), 1949. - Metasomatic granitization of batholithic dimensions. I, II and III. Am. J. Sci., vol. 247.
- MIYASHIRO (A.), 1961. - Evolution of metamorphic belts. Journ. Petrol., vol. 2, n° 3, pp. 277 - 311.
- MOORHOUSE (W.W.), 1959. - The Study of Rocks in Thin-Section. Harper and Bros., New-York, 514 p.
- NOCKOLDS (S.R.), 1954. - Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 65, pp. 1007 - 32.
- ORLIAC (J.), 1957. - Etude de la pigmentation des malgachites. Dipl. Et. Sup. Clermont-Ferrand.
- OSBORNE (F.F.), and LOWTHER (C.K.), 1936 a. - Petrotectonics at Shawinigan Falls, Québec. Bull. Geol. Soc. Amer., 47, pp. 1343 - 1370.
- OSBORNE (F.F.), 1936 b. - Intrusives of part of the Laurentian complex in Quebec. Am. J. Sci., n° 192, pp. 407-434.
- 1937. - Petrology of the Shawinigan Falls district. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 47, pp. 197-228.
- OSBORNE (F.F.), Mc GERRIGLE (H.W.), 1938. - Lachute map area. Quebec Bur. Mines, Ann. Rept. 1936, pt. C, 91 p.
- OSBORNE (F.F.), 1949. - Coronite, Labradorite, anorthosite and dykes of andesine anorthosite, New Glasgow, Quebec. Trans. Roy. Soc. Canada, 43, Sect. IV, pp. 85 - 112
- 1956. - The Grenville region of Quebec, in "The Grenville Problem". Roy. Soc. Can., Spec. Publ., 1, pp. 3 - 21.

- OSBORNE (F.F.), MORIN (M.), 1962. - Tectonics in part of the Grenville subprovince of Quebec. In "The Tectonics of the Canadian Shield", Roy. Soc. Can. Spec. Publ., n° 4, pp. 118 - 143.
- OSBORNE (F.F.), 1963. - Some Problems of Anorthosites. Nat. Canadian, 90, pp. 216 - 223.
- PECHER (A.), 1970. - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins - Pelvoux ; le socle ancien. Thèse Dr (3e cycle), Grenoble, France.
- PERCHUK (L.L.), 1967. - The biotite - garnet geothermometer. Trad. Doklady, Akad. Nauk, S.S.S.R., vol. 177, n° 2, pp. 411 - 414.
- PHILPOTTS (A.R.), 1962. - Région de Belleau-Desaulniers, comtés de Saint-Maurice, Maskinongé et Laviolette. Minist. Rich. Nat. Québec, Rapt. Prélém. 480.
- PHILPOTTS (A.R.), MILLER (J.A.), 1963. - A Pre-Cambrian glass from St Alexis-des-Monts, Quebec. Geol. Magazine, vol. 100, n° 4, pp. 337 - 344.
- PHILPOTTS (A.R.), 1964. - Origin of Pseudotachylites. Amer. Journ. Sci., vol. 262, n° 8, pp. 1008 - 1035.
- 1966. - Origin of the anorthosite - mangerite rocks in Southern Quebec. J. Petrol., vol. 7, pt. 1, pp. 1 - 64.
- 1967. - Région de Belleau-Desaulniers. Minist. Rich. Nat. Québec, Rapt. Geol. 127.
- POURRET (G.), 1969. - Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de Grenville. Région du lac Mac Gillivray, Québec. Thèse Dr (3e cycle), Grenoble, France.
- QUIRKE (T.T.) and COLLINS (W.H.), 1930. - The disappearance of the Huronian. Geol. Surv. Can., Mem. 160.
- RAMBERG (H.), 1952. - The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. of Chicago Press, 317 p.
- RAMBERG (H.), GHOSH, 1968. - Buckling experiments on intersecting folds patterns. Tectonophysics, vol. 5, n° 2, pp. 89 - 105.
- RAMSAY (J.G.), 1962. - Interference patterns produced by superposition of folds. J. Geol., vol. 70, n° 4, pp. 466-481.
- 1967. - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, Book Comp.
- REYNOLDS (D.L.), 1954. - Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. Am. J. Sci., vol. 252, pp. 577 - 613.
- ROBINSON (W.G.), 1956. - The Grenville of New Quebec. In Thompson, J.E., The Grenville Problem. Roy. Soc. Can., sp. Publ. 1, pp. 14 - 21.
- ROCCI (G.), 1965. - Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. In, Coll. Intern. Geochr. Nancy, Sci. de la Terre, t. X, n° 3-4, pp. 461 - 478.
- ROQUES (M.), VACHETTE (M.) et VIALETTE (Y.), 1970. - Echelle des temps géologiques. Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. des Sci., Univ. de Clermont-Ferrand, série doc. 1970, n° 8.
- ROUBAULT (M.), 1963. - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre - Poinat, éd., Paris.
- SAUCIER (H.), 1952. - Quelques expériences sur la viscosité à haute température de verres ayant la composition de granite. Influence de la vapeur d'eau sous pression. Bull. Soc. France. Minéral. Crystal., t. 75.
- SCHRIJVER (K.), 1966 a. - Région de Houde-Masson, comtés de Berthier et de Maskinongé. Minist. Rich. Nat. Québec, Rapt. Prélém., n° 531, pp. 17.
- 1966 b. - Région de Saint-Michel-des-Saints (partie ouest), comtés de Joliette, Berthier et Maskinongé. Minist. Rich. Nat. Québec, Rapt. Prélém., n° 552, 15 p.
- 1968. - The Lac Croche Plutonic Complex, Quebec : basement of Grenville paragneiss ? Leid. Geol. Meded., vol. 43, pp. 1 - 8.
- SHAND (S.J.), 1916. - The pseudotachylite of Parys. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 72, pp. 198 - 221.
- SITTER (L.U. de), 1958. - Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. Mijnbouw, vol. 20, pp. 211 - 286.

- SPRY (A.), 1969. - Metamorphic Textures. Pergamon Press.
- STOCKWELL (C.H.), 1961. - Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. In London, J.A., Age determinations by the Geological Survey of Canada. Geol. Surv. Can., Paper 61-17, pp. 108 - 118.
- 1963 a. - Second report on structural provinces orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. In Lowdon, J.A., et al. Age determination and geological studies. Geol. Surv. Can., Paper 63 - 17, pp. 123 - 133.
- 1963 b. - Third report on structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. In Leech, G.B. et al. Age determination and geological studies. Geol. Surv. Can., paper 63-17, pp. 125-131.
- 1964. - Fourth report on structural provinces, orogenies and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Geol. Surv. Can. paper 64-17, Part II, pp. 1-21.
- 1965. - Tectonic map of the Canadian Shield. Geol. Surv., Can. Map. 4 - 1965.
- 1968. - Geochronology of Stratified rocks of the Canadian Shield. Can. J. of Earth Sci., vol. 5, n° 3.
- SUBRAMANIAM (A.P.), 1959. - Charnockites of the type area near Madras. Am. J. Sci., 257, pp. 321 - 353.
- TEX (E. den), 1965. - Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geol. Mijnbouw, 4, pp. 105 - 132.
- THOMPSON (J.E.), 1956. - The Grenville Problem. Roy. Soc. Can. Spec. Publ. n° 1.
- TILTON (G.R.), WETHERILL (G.W.), DAVIS (G.L.) and BASS (M.N.), 1960. - 1000 - Million - Year - Old Minerals from the Eastern United States and Canada. J. Geophys. Research., vol. 65, n° 12, pp. 4173 - 4179.
- TOURET (J.), 1969. - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse Doctorat d'Etat, t. 1-2-3, Univ. de Nancy, France.
- TURNER (F.J.), VERHOOGEN (J.), 1960. - Igneous and Metamorphic Petrology. Mc Graw-Hills Book Co Inc., New-York, Toronto, London, 1960.
- TURNER (F.J.), and WEISS (L.E.), 1963. - Structural analyses of Metamorphic Tectonites. Mc Graw-Hills, New-York, 545 p.
- TUTTLE (O.F.), BOWEN (N.L.), 1958. - Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - O₂O. Geol. Soc. Amer., Mem. 74.
- VACHETTE (M.), 1969. - Technique de la méthode au strontium pour la détermination des âges absolus. Trav. Lab. Ass. Géochrono., Dept. Géol. Min., Fac. Sci., Univ. de Clermont-Ferrand.
- VIALETTE (Y.), 1962. - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs centraux français. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. de Clermont-Ferrand, France.
- 1965. - Les échelles des temps géologiques. Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sci. Univ. de Clermont-Ferrand, série documentation, n° 11.
- VIALETTE (Y.), et al., 1969. - Aperçu général sur les méthodes et techniques de la géochronologie. Travaux du département de Géol. et de Minér. de l'Univ. de Clermont-Ferrand, série documentation, n° 14.
- VIALON (P.), 1955. - Méthode de l'analyse structurale. Application à la géologie alpine. 2e thèse, Doctorat d'Etat, Univ. de Grenoble, France.
- WAARD (D. de), 1965. - A propose subdivision of the granulite facies. Am. Journ. Sci., vol. 263, pp. 455-461.
- 1966. - The biotite - cordierite - almandite subfacies of the hornblende - granulite facies. Can. Min., 8, pp. 481 - 492.
- 1967. - On the origin of anorthosite by anatexis. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Proc., Ser. B, 70, pp. 411 - 419.
- 1969. - The occurrence of charnockites in the Adirondacks ; a note on the origin and difinition of charnockites. A. Journ. Sci., vol. 267, pp. 983 - 987.

- WALTON (M.), WAARD (D. de), 1963. - Orogenic and Stratigraphic development of the Precambrian in the Adirondack highlands. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Proc. B, 66 (3), 1963.
- WEISBROD (A.), 1970. - Remarque sur le facies granulite. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 270, pp. 581 - 583.
- WEISS (L.E.), 1959. - Geometry of Superimposed folding. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, pp. 91 - 106.
- WHEELER (E.P.), 1955. - Adamellite intrusive north of Davis Inlet, Labrador. Bull. Geol. Soc. Amer., V. 66, pp. 1031 - 1060.
- 1960. - Anorthosite - Adamellite complex of Nain, Labrador. Bull. Geol. Soc. Am., 71, pp. 1755 - 1762.
- WILLIAMS (H.), TURNER (F.J.) and GILBERT (C.M.), 1954. - Petrography, an introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. Freeman and Comp., San Francisco.
- WINKLER (H.G.F.), 1965 - 1967. - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer - Verlag, New-York, 220 p.
- WYNNE-EDWARDS (H.R.), 1957. - The structure of the Westport concordant pluton in the Grenville, Ontario. J. Geol. vol. 65, pp. 639 - 649.
- WYNNE-EDWARDS (H.R.), HAY (P.W.), 1963. - Coexisting cordierite and garnet in regionally metamorphosed rocks from the Westport area, Ontario. Can. Mineral., vol. 7, pt. 3, pp. 453 - 478.
- WYNNE-EDWARDS (H.R.), 1963. - Flow-folding. Am. J. Sci., vol. 261, pp. 793 - 814.
- --- 1964. - The Grenville province and its tectonic significance. Proc. Geol. Assoc. of Canada, vol. 15, part 2, pp. 53 - 67.
- WYNNE-EDWARDS (H.R.) et al., 1966. - Mont-Laurier and Kempt Lake Map Areas, Quebec. Geol. Surv. Can., paper 66-32, 32 p.
- WYNNE-EDWARDS (H.R.), 1967. - Westport Map area, Ontario with special emphasis on the Precambrian rocks. Geol. Surv. Can., Mem. 346, 142 p.
- --- 1968. - Plutonites, gneisses and granulites of the granulites facies. Proposal to the granulite Committee, Freiberg, May, 1968. (to be publ. in Freiberger Forschungshefte, Ser. C.
- --- 1969. - Age relations in high-grade metamorphic terrains. Geol. Ass. Can., Spc. paper n° 5.
- YODER (H.S.), 1952. - The MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O system and the related metamorphic facies. Am. J. Sci., Bowen Volume, pp. 569 - 627.
- YORK (D.), 1966. - Least squares fitting of a straight line. Can. Journ. Phys., 44; p. 1079.
- ZWART (H.J.), 1960. - Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees, and their chronological succession. Geol. en Mijnbouw, 22, pp. 163 - 180.
- 1962. - In the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rundschau, 52, 38 - 65.
- 1963. - Some examples of the relations between deformations and metamorphism from the Central Pyrenees. Geol. en Mijnbouw, 42, pp. 143 - 154.
- 1967. - Orogenesis and Metamorphic Facies Series, in Europe. Meddelelser Fra Dansk Geologisk Forening Bd. 17, Hefte 4.
- 1967. - The duality of orogenic belts. Geol. en Mijn., n° 8, pp. 283 - 309.

VU

Grenoble, le

Le Président de thèse

R. MICHEL

VU, et permis d'imprimer.

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

M. SOUTIF