

## TABLE DES MATIERES.

	page
Avant-propos . . . . .	6
Introduction . . . . .	9
A. La situation du Massif du Saint-Barthélemy . . . . .	9
B. Sommaire . . . . .	10
C. La carte géologique . . . . .	12
D. La nomenclature . . . . .	12
E. Le calcul des analyses chimiques . . . . .	13
F. Historique sommaire des recherches géologiques . . . . .	15

### CHAPITRE I.

La stratigraphie . . . . .	19
A. Historique sommaire . . . . .	19
B. Introduction . . . . .	20
C. Les vieux paragneiss . . . . .	21
D. Les migmatites . . . . .	22
E. Les micaschistes . . . . .	22
F. L'Ordovicien . . . . .	22
1. Ordovicien inférieur . . . . .	22
2. Ordovicien supérieur . . . . .	23
G. Le Gothlandien . . . . .	27
H. Le Dévonien . . . . .	28
1. Dévonien inférieur . . . . .	28
2. Dévonien moyen . . . . .	29
3. Dévonien supérieur . . . . .	31
4. Le facies du Dévonien supérieur . . . . .	33
I. Le Carbonifère . . . . .	34
K. Le Permo-Trias . . . . .	35
L. Le bassin de sédimentation . . . . .	36

### CHAPITRE II.

Les vieux paragneiss . . . . .	40
A. Introduction . . . . .	40
B. Les gneiss monoschématiques . . . . .	41
1. Description microscopique . . . . .	41
2. La composition minéralogique . . . . .	43
C. Les gneiss chorismatiques . . . . .	45
1. Les stromatites . . . . .	45
2. Les ophthalmites . . . . .	46
D. Les cipolins et les para-amphibolites . . . . .	48

	page
1. Type 1. Cipolin à scapolite . . . . .	49
2. Type 2. Roche à scapolite, hornblende et diopside . . . . .	51
3. Type 3. Scapolite-amphibolite . . . . .	52
4. Type 4. Roche à plagioclase, hornblende et diopside . . . . .	52
5. Type 5. Para-amphibolite . . . . .	52
E. Les ortho-amphibolites . . . . .	52
F. La composition chimique . . . . .	54
G. La roche d'origine . . . . .	57
H. Les paragéneses des minéraux . . . . .	57
1. Les paragneiss à biotite et almandin . . . . .	57
2. Les cipolins et roches connexes . . . . .	58
I. La zone et le facies métamorphique des paragneiss . . . . .	61
K. La métamorphose des paragneiss . . . . .	61
L. Les rubans et les yeux des stromatites et ophtalmites . . . . .	62
M. La rétomorphose . . . . .	63
N. L'âge des vieux paragneiss . . . . .	65

### CHAPITRE III

Les migmatites et les roches syngénétiques . . . . .	67
A. Historique sommaire de la notion „migmatite” . . . . .	67
B. La migmatisation dans les Pyrénées . . . . .	70
C. La situation des migmatites . . . . .	71
D. La description macroscopique . . . . .	71
1. Les caractéristiques sur le terrain . . . . .	71
2. Les chorismites . . . . .	73
a. Gneiss à sillimanite . . . . .	73
b. Gneiss à feldspath alcalin . . . . .	75
3. Les monoschématites . . . . .	77
a. Les métaquartzdiorites . . . . .	77
b. Les gneiss à diopside et les cipolins . . . . .	77
E. L'examen microscopique des migmatites et roches syngénétiques . . . . .	78
1. Les minéraux . . . . .	78
2. Les chorismites . . . . .	79
a. Gneiss à sillimanite . . . . .	79
b. Gneiss à feldspath alcalin . . . . .	81
3. Les monoschématites . . . . .	81
a. Type 1: métaquartzdiorite à sillimanite . . . . .	81
b. Type 2: métaquartzdiorite à biotite . . . . .	81
c. Type 3: métaquartzdiorite à hornblende . . . . .	83
d. Type 4: gneiss à diopside . . . . .	83
e. Type 5: cipolin à diopside . . . . .	83
F. La classification de facies et de zone des migmatites . . . . .	86
G. L'examen des plagioclases . . . . .	86
1. L'investigation des macles . . . . .	86
2. La zonation des plagioclases . . . . .	89
H. L'examen chimique . . . . .	90
1. métaquartzdiorite à sillimanite . . . . .	92
2. métaquartzdiorite à biotite . . . . .	92
3. métaquartzdiorite à hornblende . . . . .	92

	page
4. Comparaison des migmatites du Massif du Saint-Barthé- lemy avec celles du Massif Central . . . . .	96
I. La paragenèse des minéraux . . . . .	97
1. Les chorismites . . . . .	97
2. Les roches syngénétiques . . . . .	101
K. Les roches d'origine . . . . .	102
L. Les roches ultrabasiques dans les migmatites . . . . .	107
M. La genèse des migmatites . . . . .	109
1. Fusion et recristallisation . . . . .	109
2. L'apport . . . . .	111
3. Le rôle des mouvements tectoniques pour la genèse des migmatites . . . . .	112
4. L'ectexie et les métaquartzdiorites . . . . .	114
5. La formation des veinules . . . . .	115
6. Les phénomènes magmatiques pendant la migmatisation . . . . .	117
7. La température et la profondeur de la migmatisation . . . . .	118
N. Les relations au problème de granite . . . . .	120
O. L'âge de la formation des migmatites et roches syngénétiques . . . . .	120
P. L'étendue de massifs de migmatites . . . . .	121
Q. La distinction paragneiss-migmatites . . . . .	123

#### CHAPITRE IV.

L'orthogneiss et les pegmatites . . . . .	125
A. Introduction et historique sommaire . . . . .	125
B. La mise en place de l'orthogneiss . . . . .	126
C. Description macroscopique . . . . .	127
D. La composition minéralogique . . . . .	128
E. La composition chimique . . . . .	130
F. Les pegmatites . . . . .	134
1. La mise en place . . . . .	134
2. Les caractères macroscopiques . . . . .	134
3. Description macroscopique . . . . .	135
4. La classification des pegmatites . . . . .	137
5. La composition chimique . . . . .	139
G. L'examen des macles des plagioclases de l'orthogneiss et des pegmatites . . . . .	139
H. La relation orthogneiss-pegmatite . . . . .	142
I. L'intrusion et la gneissification . . . . .	143
K. L'âge de l'orthogneiss . . . . .	144
L. Comparaison avec les autres granites des Pyrénées . . . . .	146
M. Les caractères provinciaux des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées . . . . .	147

#### CHAPITRE V.

Les micaschistes, les phyllites à séricite et les gneiss à silicates de chaux . . . . .	151
A. Les micaschistes et les phyllites à séricite . . . . .	151
B. Les gneiss à silicates de chaux . . . . .	152
C. La zone de métamorphose et la division en facies . . . . .	154
D. La profondeur et la nature de la métamorphose . . . . .	156

## CHAPITRE VI.

Le métamorphisme du Gothlandien, Dévonien et Carbonifère . . . . .	page 159
--------------------------------------------------------------------	-------------

## CHAPITRE VII.

Les roches filoniennes du Paléozoïque supérieur . . . . .	161
-----------------------------------------------------------	-----

## CHAPITRE VIII.

Les lherzolites et les ophites . . . . .	163
------------------------------------------	-----

## CHAPITRE IX.

Le talc . . . . .	165
A. Introduction . . . . .	165
B. Les gisements du Massif du Saint-Barthélemy . . . . .	165
C. Le talc . . . . .	166
D. Le mur: micaschistes et gneiss à silicates de chaux . . . . .	170
E. Le toit: la dolomie ordovicienne . . . . .	170
F. La roche d'origine . . . . .	171
G. Les pegmatites dans le talc . . . . .	172
H. Les bordures de chlorite des pegmatites . . . . .	177
I. L'examen microscopique du talc . . . . .	178
1. Les propriétés microscopiques du mineral talc . . . . .	178
2. La composition minéralogique . . . . .	178
3. La schistosité des roches talqueuses . . . . .	181
K. La composition chimique . . . . .	182
1. Les analyses des roches à talc des carrières de Trimouns . . . . .	182
2. Comparaison avec les analyses chimiques de roches talqueuses d'autres gisements . . . . .	183
L. La métamorphose . . . . .	186
1. Le talc . . . . .	186
2. Le clinochlore . . . . .	188
3. Les bordures de clinochlore des pegmatites . . . . .	190
M. La trémolite du Pic d'Ourlès . . . . .	191
N. Les gisements de talc les plus importants du monde . . . . .	192
O. La production de talc . . . . .	192
P. La méthode d'exploitation . . . . .	195

## CHAPITRE X.

La tectonique . . . . .	196
A. La série des paragneiss jusqu'au Dévonien moyen . . . . .	196
B. La faille entre la série paragneiss-Dévonien moyen et la série Dévonien supérieur-Carbonifère . . . . .	197
C. Le Dévonien supérieur et le Carbonifère . . . . .	199
1. La mise en place . . . . .	199
2. La structure du Dévonien supérieur et Carbonifère . . . . .	200
D. La position de la couverture post-hercynienne . . . . .	201

E. La région d'origine de la structure d'écoulement . . . . .	page 205
F. La mise en place du Massif du Saint-Barthélemy dans l'en- ble des Pyrénées . . . . .	209
G. Synthèse tectonique . . . . .	215

#### CHAPITRE XI.

Le Quaternaire et la morphologie . . . . .	216
A. La morphologie préglaciaire . . . . .	216
B. Les glaciations . . . . .	216
1. Les glaciers . . . . .	216
2. L'érosion glaciaire . . . . .	217
3. Les dépôts glaciaires . . . . .	220
C. La morphologie actuelle . . . . .	222
Bibliographie . . . . .	223

## AVANT-PROPOS.

Dans le cadre de l'étude géologique du Primaire d'une partie des Pyrénées par les étudiants en géologie de l'Université de Leyde, sous la direction du Prof. Dr L. U. DE SMITER, j'ai fait une première reconnaissance des environs des carrières de Trimouns pendant l'été de 1949. En même temps un groupe d'étudiants a examiné, en guise de première expérience sur le terrain, la partie septentrionale sédimentaire du Massif du Saint-Barthélemy. Les trois étés suivants j'ai étudié et cartographié tout le Massif, en mettant l'accent surtout sur les roches cristallines.

Je dois beaucoup à mon maître M. le professeur L. U. DE SMITER, qui m'a visité plusieurs fois sur le terrain. Les discussions fréquentes que j'ai eues avec lui, ont été d'une importance essentielle pour ma vision sur la géologie et me resteront toujours à la mémoire.

Aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire j'ai pu profiter de la grande expérience de M. le professeur E. NIGGLI. Je lui témoigne ici ma sincère gratitude pour l'intérêt qu'il a eu dans mon travail, la peine qu'il s'est donnée pour parcourir plusieurs fois le manuscrit et ses nombreuses remarques utiles.

J'ai reçu un appui très important dans l'étude des carrières de Trimouns et environs de la S.A. des Talcs de Luzenac, pour lequel je suis extrêmement reconnaissant surtout à M. P. FÉDOUX, Directeur général, et à M. P. VILLEMUR, Directeur technique, qui m'a appris bien des choses concernant les carrières. Leur autorisation pour visiter à plusieurs reprises les carrières de Trimouns et faire usage des facilités de cette entreprise, m'a mis en état de terminer ce travail. Sans l'aide de cette base, très favorablement située pour la cartographie, l'examen aurait été allongé de plusieurs années. Je remercie aussi M. COUTAIN, Chef d'exploitation, pour son accueil hospitalier aux carrières.

Il y a encore une deuxième raison pour mentionner ici la S.A. des Talcs de Luzenac; c'est pour la subvention importante que j'ai reçue pour la publication de cette thèse, par laquelle il m'a été possible de donner beaucoup plus de soins à la partie illustrative de ce travail. Pour ce geste aussi, il me tient à coeur de remercier sincèrement la Direction de cette Société.

L'hospitalité que nous avons reçue de la part des géologues français en nous permettant de travailler dans leur beau pays, nous remplit de joie, d'une joie d'autant plus grande pour des habitants d'un pays consistant presque entièrement en dépôts quaternaires.

A M. E. RAGUIN à Paris je suis en particulier reconnaissant pour la peine qu'il s'est donnée de revoir et de corriger tout le manuscrit. Combien de temps et d'énergie il a dû y consacrer, ne peut être jugé que par celui, qui a vu le manuscrit, entrelardé de corrections.

Une contribution financière importante m'a été allouée par l'Organisation Néerlandaise de Recherches Pures (Z. W. O.), par laquelle les dépenses

de dessin et de tirage des cartes géologiques et des coupes hors texte, ont pu être réglées. Pour cet appui je remercie cette Organisation.

Mme. Dr C. M. DE SITTER-KOOMANS et mlle B. HAGEMAN ont fait pour moi douze analyses chimiques et quelques autres déterminations; je les remercie de tout coeur pour ce travail.

Je dois également des remerciements à mon ami et compagnon d'études J. ALLAART, avec qui j'ai fait quelques excursions sur le terrain et avec qui j'ai eu de nombreux échanges d'idées, à M. A. J. WISSINK, qui m'a accompagné pendant le dernier mois sur le terrain et aux messieurs H. KONING et A. C. TOBI qui ont revu en partie le manuscrit.

M. M. DEYN a fait soigneusement presque quatre cent plaques minces et un nombre de surfaces polies, tandis que M. A. VERHOORN a exécuté beaucoup de diagrammes radiocristallographiques. Mlle C. ROEST a dessiné avec beaucoup de soin les figures dans le texte, les cartes géologiques et les coupes. Les photos ont été exécutées par messieurs W. F. TEGELAAR et J. PIJL. Sans l'appui de toutes ces personnes ce travail tel qu'il est, n'aurait pu paraître, aussi je les remercie de grand coeur.

Je dois aussi des remerciements à la Direction de la S.A. Bataafse Petroleum Maatschappij pour l'aide financière qu'elle m'a donnée pour alléger les dépenses du travail sur le terrain.

Finalement je sais gré à la maison E. IJDO, qui a imprimé le texte et à la maison MOUTON, qui a imprimé les cartes et les coupes, dont les conseils ont rempli les lacunes de mon inexpérience en matière de publication.

# ESQUISSE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES ARIÉGOISES

(Empruntée à M. Casteras „Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales.“ Toulouse 1933)

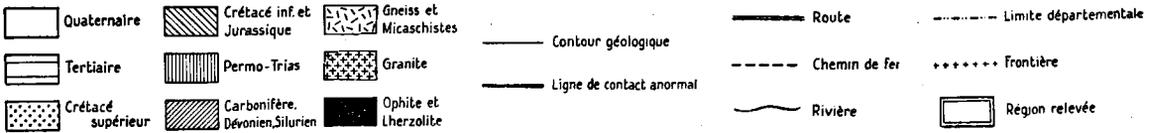
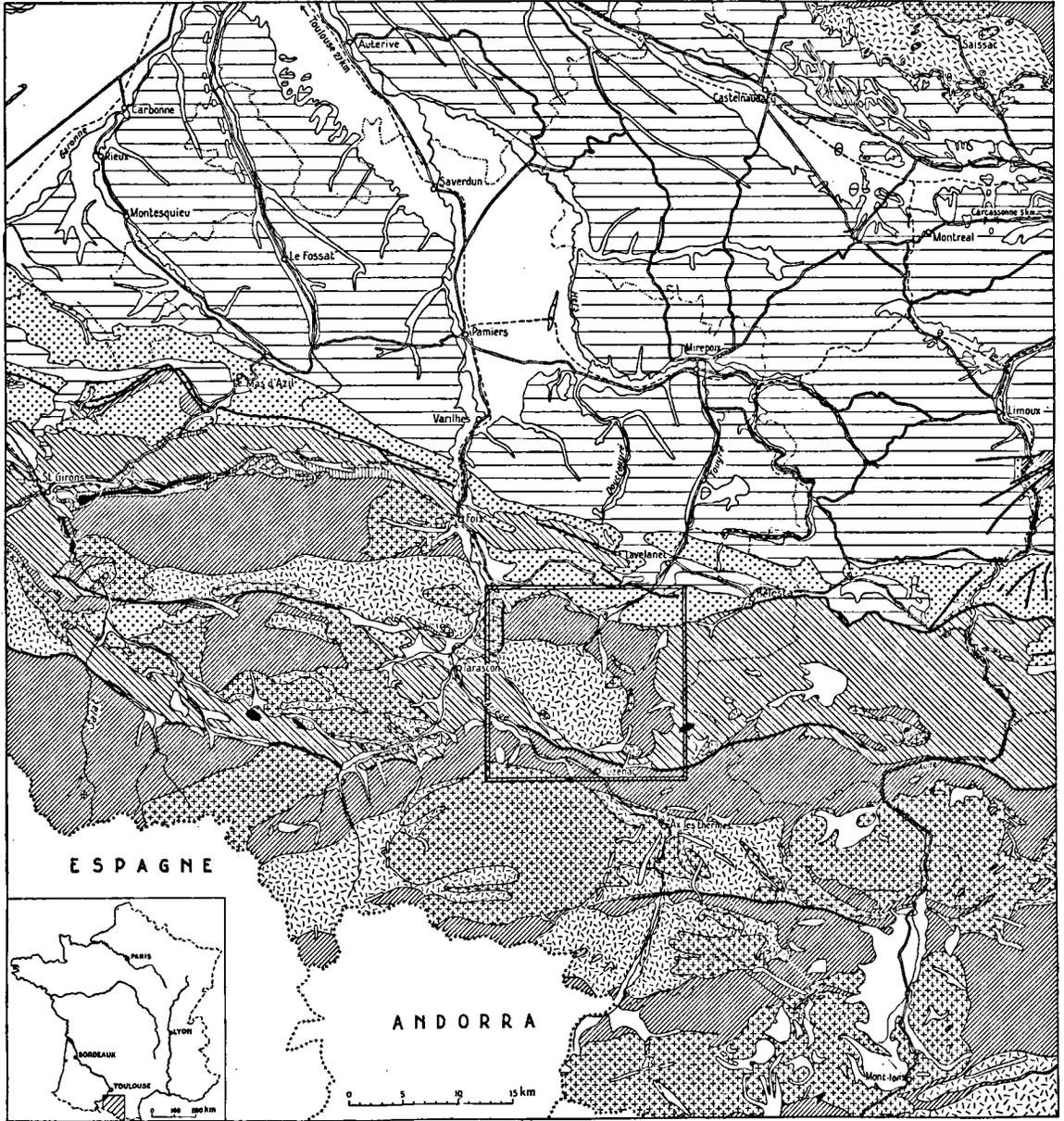


Fig. 1

## INTRODUCTION.

### A. La situation du Massif du Saint-Barthélemy.

Comme la carte de la page 8 le montre le Massif du Saint-Barthélemy se trouve dans le Dépt. de l'Ariège à l'Est et au Nord de la rivière dont le département porte le nom et entre Foix et Ax-les-Thermes. Le terrain examiné est formé entièrement de roches paléozoïques ou plus anciennes, bordées au Nord, au Sud et à l'Est par des formations mésozoïques. Ce terrain est limité également de Paléozoïque au côté Ouest, le long d'une faille qui sépare le Massif du Saint-Barthélemy du Massif de l'Arize. De cette manière le Massif du Saint-Barthélemy est un des Massifs primaires Nord-pyrénéens: c'est-à-dire l'une des îles de roches paléozoïques dans le Mésozoïque, situées au Nord de la zone axiale, qui est entièrement constituée de roches paléozoïques.

Les principaux Massifs Nord-pyrénéens sont de l'Est à l'Ouest: le Massif de l'Agly, du Saint-Barthélemy, de l'Arize, des Trois Seigneurs, de Castillon et de la Barousse. Il existe en outre encore quelques petits Massifs.

Le Massif du Saint-Barthélemy doit son nom à un des plus hauts sommets de cette région, le Pic du Saint-Barthélemy, qui s'élève à 2349 m au-dessus du niveau de la mer. Il n'est cependant pas le sommet le plus haut, car il y a à quelques centaines de mètres à l'Est de ce pic le Pic de Soularac, qui le domine de 11 m. Sur la carte topographique de l'Etat-major le Pic du Saint-Barthélemy est mentionné par erreur comme le sommet le plus élevé; le Soularac étant selon cette carte d'une hauteur de 2343 m.

Le nom Massif du Saint-Barthélemy est relativement jeune et n'est employé que depuis 70 années. Auparavant cette région était intitulée la Montagne de Tabe, nom qui cependant est complètement tombé en désuétude.

Le Massif du Saint-Barthélemy est une des plus hautes régions qui ne font pas partie de la chaîne centrale des Pyrénées. De cette manière il est considérablement plus élevé que le Massif de l'Arize et le Massif des Trois Seigneurs, dont les sommets les plus hauts sont respectivement 1716 et 2199 m.

Le Massif du Saint-Barthélemy possède une arête centrale qui s'allonge dans la direction NW-SE et comprend les sommets suivants: Pic de la Lauzat (1855 m), Mont Fourcat (2004 m), Sommet de l'Estagnolé (1927 m), Pic du Han (2074 m), Pic Galinat (2257 m), Pic du Saint-Barthélemy (2349 m) et le Pic de Soularac (2360 m).

L'ensemble du Massif du Saint-Barthélemy fait partie du bassin de l'Ariège, qui se jette près de Toulouse dans la Garonne. Les ruisseaux qui coulent au Sud de ce Massif percent l'arête calcaire mésozoïque, ensuite se jettent directement dans l'Ariège. La rivière principale est le Touyre dont le bassin d'alimentation comprend une grande partie du Massif; elle coule par Montferrier à Lavelanet et plus loin vers le Nord. Le ruisseau de Lasset à l'Est du Touyre est également assez large. Dans le cours

supérieur de ce ruisseau il y a quelques petits lacs de cirque: l'étang du Diable et l'étang des Truites. Du reste il y a nombre d'autres ruisseaux qui ont un bassin d'alimentation bien plus petit et qui par conséquent sont considérablement plus étroits.

## B. Sommaire.

Afin de donner une vue d'ensemble des recherches et des conceptions, auxquelles nous adhérons, un sommaire de ce travail est indiqué ci-dessous.

Dans le premier chapitre est traitée la stratigraphie, principalement des roches sédimentaires non-métamorphiques, c'est-à-dire de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inclus. Ces sédiments sont bien comparables avec celles du Massif de l'Arize, excepté le calcaire de l'Ordovicien supérieur, qui manque dans ce dernier Massif. Vers la base, l'Ordovicien devient métamorphique; ce métamorphisme commence avec des phyllites à sérécite qui passent à des micaschistes et des gneiss à silicates de chaux. Plus bas encore on rencontre des migmatites, qui constituent une grande partie du Massif du Saint-Barthélemy.

Au-dessous des migmatites on trouve encore une autre série, située sur le versant méridional du Massif. Cette série, que nous appelons les vieux paragneiss, sera décrite dans le second chapitre. Ces paragneiss sont très caractéristiques et se distinguent sans difficulté des migmatites, surtout par leur composition minéralogique et chimique. Les principales caractéristiques minéralogiques de ces gneiss sont la présence de biotite et d'almandin et l'absence de muscovite. La structure des paragneiss est typique par la linéation des minéraux. On y trouve souvent des sills aplitiques de quelques cm d'épaisseur. Plus typiques pour les paragneiss sont encore des couches de cipolins à scapolite et d'amphibolites. Cette série de paragneiss semble être assez rare dans les Pyrénées; nous ne la connaissons que dans le Massif du Saint-Barthélemy et dans le petit massif gneissique entre Tarascon et Bompas. Elle nous est inconnue d'autres localités dans les Pyrénées. L'âge de ces paragneiss, qui sont recouverts en discordance par des migmatites et par l'Ordovicien, est probablement du Précambrien ou du Cambrien inférieur.

Les migmatites sont traitées dans le chapitre III. Ces migmatites sont bien caractéristiques par leur apparence, mais dans cette série on trouve des roches qui ne ressemblent pas aux migmatites. Ce sont par exemple des quartzdiorites, des gneiss homogènes à biotite, des gneiss à diopside et des cipolins. La composition minéralogique des migmatites est caractérisée par de la sillimanite, de la biotite et de la muscovite. Des analyses chimiques, des déterminations des macles des plagioclases et d'autres considérations indiquent que les migmatites ne sont pas une série de roches fondues ou injectées de petits filons venant d'un magma granitique. Ces roches se sont formées par recristallisation de la roche originelle sans apport important. La formation des migmatites est sans doute influencée par des mouvements tectoniques. Pour cette raison nous mettons le temps de la migmatitisation dans l'orogénèse hercynienne, comme le font P. HUPÉ et E. RAGUIN.

Les micaschistes et les gneiss à silicates de chaux, superposés aux migmatites sont liés à ces roches, mais ils ont un degré de métamorphisme moins haut. Dans les micaschistes on ne trouve pas de sillimanite, mais beaucoup de muscovite et de biotite. Les gneiss à silicates de chaux se distinguent par leur composition minéralogique avec hornblende, épidote-zoïsite et diopside, causée par la nature de la roche d'origine, qui était

plus riche en Ca que les micaschistes. Vers le haut les micaschistes deviennent moins métamorphiques et passent à des phyllites à séricite, sans biotite. Le métamorphisme des micaschistes et des gneiss à silicates de chaux est contemporain de celui des migmatites; il est causé d'une part par la chaleur qui montait pendant la migmatisation et d'autre part par les mouvements tectoniques.

Un granite gneissifié, appelé orthogneiss, est intrudé pendant la migmatisation en forme de laccolite. Cet orthogneiss se trouve presque toujours au sommet des migmatites. En quelques lieux seulement on trouve des migmatites au-dessus. Le caractère intrusif de cette roche a pu être prouvé par des analyses chimiques et la détermination des macles des plagioclases. La gneissification, probablement causée par les mouvements tectoniques hercyniens, est exprimée par l'écrasement des quartz, des feldspaths et des micas et par la schistosité. En rapport avec cet orthogneiss il y a beaucoup de filons de pegmatite à muscovite, tourmaline, grenat et autres minéraux. Parfois ces pegmatites sont aussi gneissifiées et elles sont toujours fortement influencées par les mouvements tectoniques, comme l'orthogneiss.

Un granite à muscovite ou un orthogneiss paraît toujours lié aux massifs de migmatites dans les Pyrénées. Ce granite est bien à distinguer du granite à biotite, qui forme de grands massifs dans les sédiments paléozoïques de chaque âge. L'orthogneiss au contraire, se trouve seulement dans les migmatites ou dans l'Ordovicien.

Toutes les roches éruptives paléozoïques des Pyrénées peuvent être placées dans la province pacifique au sens de P. NIGGLI.

Dans le chapitre IX les gisements de talc du Massif du Saint-Barthélemy sont examinés. Il semble que le talc s'est formé à partir de la dolomie ordovicienne par une métagénèse de silice, venant de l'orthogneiss. Par cette manière de voir la formation du talc est contemporaine de l'intrusion de ce granite gneissifié. Dans le talc on trouve beaucoup de filons de pegmatite à muscovite et tourmaline. Une des pegmatites est remarquable par sa composition avec muscovite et apatite. Les pegmatites dans le talc sont toujours pourvues de bordures de clinocllore d'une épaisseur de 5—10 cm. Le talc même est aussi mélangé avec du clinocllore. La plus grande carrière est celle de Trimouns, dont une esquisse géologique et des sections accompagnent ce chapitre.

La position tectonique des sédiments est discutée dans le chapitre X. Les sédiments primaires jusqu'au Dévonien moyen forment un monoclin, incliné vers le Nord. Au Nord et à l'Est de cette série on trouve le Dévonien supérieur et le Carbonifère, plissés en plis couchés, chevauchant sur la série plus ancienne. La plus grande partie de cette dernière série est redressée par les plissements alpins, excepté à l'Est où elle est à peu près horizontale.

Le Massif du Saint-Barthélemy est surélevé de plusieurs km relativement à la zone axiale le long de la faille Nord-pyrénéenne. Probablement cette faille date-t-elle déjà du Palaeozoïque, mais elle a été sans doute réactivée pendant les plissements alpins.

A la fin, le quaternaire et la morphologie sont traités. Des glaciers importants ont rempli les vallées du Touyre et du ruisseau de Lasset. Dans beaucoup d'autres vallées, des petits glaciers ou des glaciers de cirque ont été présents. Dans la vallée d'Axiat à Cazenave on trouve d'importants dépôts fluvioglaciaires, datant de la glaciation würmienne. Ils se sont déposés lorsque la vallée de l'Ariège était remplie d'un grand glacier.

### C. La carte géologique.

Sur le terrain la cartographie a été exécutée sur un fond de photos aériennes parce que les cartes de l'Etat major ne donnent pas assez de détail.

Nous avons utilisé les photos suivantes: mission St. Girons-Foix 1942 les numéros 279—309, 400—404, 408—415, 438—441, mission Lavelanet-Quillan 1942 les numéros 411—413, 441—443, mission Aulus-Viedessos-Ax 1942 les numéros 49—61, 119—130, 200—210. Un assemblage de ces photos fut exécuté selon la méthode „slot and template”. Malgré quelques difficultés, causées par la grande différence de l'altitude du centre et des bordures du Massif, la carte paraissait utilisable et forme le fond topographique de la carte géologique. L'échelle de la carte originale et des photos aériennes était 1:25.000. La carte ci-jointe est diminuée jusqu'au 1:35.000. La toponymie est empruntée à la carte de l'Etat major, de même que les indications d'altitude.

En outre nous avons fait usage d'une carte topographique sur 1:2000 des Carrières de Trimouns, mise à notre disposition par la direction de la S. A. des Talcs de Luzenac.

Les cartes originales, les échantillons de roches et les coupes minces, se trouvent au Musée de Géologie et de Minéralogie à Leyde.

### D. La Nomenclature.

La nomenclature, surtout celle des roches non-sédimentaires est d'une importance primordiale pour la bonne compréhension d'une description de roches, plus encore lorsqu'il s'agit de roches non-homogènes. La nomenclature étendue qui s'est développée dans le cours du temps en géologie, comprend un grand nombre de noms indiquant une certaine interprétation de la roche et qui impliquent donc une notion génétique. Puisque la genèse de certains groupes de roches est loin d'être une question résolue au début d'un examen et même parfois à la fin, il est préférable d'éviter en général des noms génétiques. Dans les discussions sur certaines roches on considère alors le problème de leur genèse sans idées préconçues. Il vaut donc mieux employer des noms qui sont seulement descriptifs.

HUBERT (lit. 69) a fait en collaboration avec P. NIGGLI la proposition d'une telle nomenclature. Les roches sont divisées en deux groupes: les roches monoschématiques et les roches polyschématiques ou chorismatiques. Les roches monoschématiques sont des roches simples, comprenant des agrégats du 1er ordre. Un granite, par exemple, est monoschématique, ainsi qu'une quartzporphyre. Les roches chorismatiques sont des roches composées. Elles peuvent comprendre toutes sortes d'agrégats du premier, deuxième, troisième ordre etc. Comme exemples, citons un conglomérat, une amphibolite à veinules ou un gneiss ocellé. Ce sont donc des roches grossièrement mélangées. Pour qu'une roche soit chorismatique il faut encore une autre condition: les agrégats séparés ne doivent pas être si grands qu'ils pourraient être cartographiés à une échelle 1:10.000. La structure chorismatique d'une roche doit même en général être visible dans l'échantillon.

Selon la forme et la délimitation des composants on peut diviser les chorismites en:

phlébites = roches à veines  
ophthalmites = roches ocellées

stromatites = roches rubanées ou litées  
 nébulites = comme les dernières, mais les constituants sont  
 moins clairement délimités.

Le principal constituant est appelé kyriosome tandis que le constituant secondaire est l'akyrosome. Il est souvent important de distinguer le constituant le plus ancien, le paléosome, de la partie plus jeune, le néosome. Quand le constituant néosome a son origine du paléosome, l'on parle d'une endo-chorismite, tandis qu'il s'appelle exo-chorismite lorsqu'il a une origine hors du paléosome. Si, pendant la formation de la roche les constituants furent à l'état solide, on appelle la roche: stéréogène, tandis qu'à l'état liquide: chymogène.

Nous suivrons en plus grande partie cette nomenclature, surtout pour les noms qui sont directement descriptifs. Dans le chapitre sur les migmatites nous traiterons quelques autres points de la nomenclature.

#### E. Le calcul des analyses chimiques.

Dans la laboratoire pétrochimique à Leyde sous la direction de madame Dr C. M. DE SITTER-KOOMANS de nouvelles analyses furent faites de 12 roches du Massif du Saint-Barthélemy. Cinq de ces analyses sont exécutées par elle, les sept autres par mademoiselle B. HAGEMAN.

De la plupart des sortes de roches une ou plusieurs analyses furent faites, c'est-à-dire 1 du paragneiss, 3 des roches de la série des migmatites, 4 de l'orthogneiss et des pegmatites, 2 de l'Ordovicien métamorphique, 1 de la dolomie et 1 d'une chlorite. Nous disposons en outre d'une analyse d'une peridotite de l'étang du Diable et d'un grand nombre d'analyses de tals des carrières de Trimouns.

Ces dernières analyses furent exécutées dans divers laboratoires et ont été mises à notre disposition grâce à l'obligeance de la direction de la S. A. des Talcs de Luzenac.

Des analyses chimiques sont utiles d'un côté pour examiner si la composition de certaines roches ressemble ou non à celle de roches éruptives et dans le cas affirmatif à quelle province — au sens de P. NIGGLI — elles appartiennent. D'autre part les analyses peuvent fournir des données sur la gènesse de certaines roches. Outre l'impression que donne l'analyse de la composition d'une roche, il est aussi possible d'y calculer une composition minéralogique qui peut être comparée à la composition minéralogique effective, qui est définie à l'aide de la platine d'intégration.

Pour le calcul de la composition virtuelle nous avons employé la méthode qui a été développée par P. NIGGLI (lit. 123). La manière de la représenter en diagrammes est du même auteur.

Ci-dessous suit une liste de la composition chimique des molécules de base et des minéraux qui ont été employés.

Ab	albite	$\frac{1}{10}$ (6 SiO <sub>2</sub> . Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . Na <sub>2</sub> O).
Alm	almandin	$\frac{1}{8}$ (3 SiO <sub>2</sub> . Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 3 FeO).
Akt	actinote	$\frac{1}{30}$ (16 SiO <sub>2</sub> . 8 $\frac{1}{2}$ MgO . 1 $\frac{1}{2}$ FeO . 4 CaO . 2 H <sub>2</sub> O).
An	anorthite	$\frac{1}{5}$ (2 SiO <sub>2</sub> . Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . CaO).
Ant	antigorite	$\frac{1}{5}$ (2 SiO <sub>2</sub> . 3 MgO . 2 H <sub>2</sub> O).
Fe-Ant	Fe-antigorite	$\frac{1}{5}$ (2 SiO <sub>2</sub> . 3 FeO . 2 H <sub>2</sub> O).

Ap	apatite	$\frac{1}{16}$ ( $3 \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9 \text{CaO} \cdot \text{CaF}_2$ ).
At	amesite	$\frac{1}{5}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{MgO} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Fe-At	Fe-amesite	$\frac{1}{5}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{FeO} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Mg-Bi	phlogopite	$\frac{1}{16}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{MgO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Bi I	biotite	$\frac{1}{16}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Fe-Bi	Fe-biotite	$\frac{1}{16}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{FeO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Bs	B-silicate	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$ ).
C	corindon	$\frac{1}{2}$ ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).
Cal	Ca-aluminate	$\frac{1}{3}$ ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO}$ ).
Cc	calcite	$\frac{1}{1}$ ( $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$ ).
Cord	cordiérite	$\frac{1}{11}$ ( $5 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{MgO}$ ).
Fe-Cord	Fe-cordiérite	$\frac{1}{11}$ ( $5 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{FeO}$ ).
Cp	Ca-phosphate	$\frac{1}{5}$ ( $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3 \text{CaO}$ ).
Cs	larnite	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot 2 \text{CaO}$ ).
Di	diopside	$\frac{1}{4}$ ( $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{MgO} \cdot \text{CaO}$ ).
En	enstatite	$\frac{1}{2}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{MgO}$ ).
Ep	épidote	mélange de Zo et Pi.
Fa	fayalite	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot 2 \text{FeO}$ ).
Fo	forsterite	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot 2 \text{MgO}$ ).
Fr	fluorite	$\frac{1}{1}$ ( $\text{CaF}_2$ ).
Fs	ferri-silicate	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ).
Gra	grenat	voir alm, gro.
Gram	grammatite	$\frac{1}{15}$ ( $8 \text{SiO}_2 \cdot 5 \text{MgO} \cdot 2 \text{CaO} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ).
Gro	grossulaire	$\frac{1}{8}$ ( $3 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{CaO}$ ).
Hm	hématite	$\frac{1}{2}$ ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).
Ho	hornblende	$\frac{1}{30}$ ( $12 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8 (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 4 \text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Hy	hypersthène	$\frac{1}{2}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{FeO}$ ).
Hz	hercynite	$\frac{1}{3}$ ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ ).
Ilm	ilménite	$\frac{1}{2}$ ( $\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO}$ ).
Klchl	clinochlore	$\frac{1}{17}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{MgO} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ).
Kp	kaliophilite	$\frac{1}{6}$ ( $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O}$ ).
Ms	muscovite	$\frac{1}{14}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Mt	magnétite	$\frac{1}{3}$ ( $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ).
Ne	néphéline	$\frac{1}{6}$ ( $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O}$ ).
Ol	olivine	mélange de Fo et Fa.
Or	orthoclase	$\frac{1}{10}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O}$ ).
Pi	pistacite	$\frac{1}{16}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{CaO} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ).
Plag	plagioclase	mélange Ab et An.
Pr	pyrite	$\frac{1}{1}$ ( $\text{FeS}_2$ ).
Q	quartz	$\frac{1}{1}$ ( $\text{SiO}_2$ ).
Ru	rutile	$\frac{1}{1}$ ( $\text{TiO}_2$ ).
Sc	séricite	voir Ms.
Serp	serpentine	= Ant.
Sil	sillimanite	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ ).
Sp	spinelle	$\frac{1}{5}$ ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO}$ ).
Tc	talc	$\frac{1}{7}$ ( $4 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{MgO} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ).
Tour	tourmaline	$\frac{1}{38}$ ( $12 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Na}_2\text{O}$ ).
Tit	sphène	$\frac{1}{3}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{CaO}$ ).
W	eau	$\text{H}_2\text{O}$ .
Wo	wollastonite	$\frac{1}{2}$ ( $\text{SiO}_2 \cdot \text{CaO}$ ).
Xon	xonotlite	$\frac{1}{6}$ ( $3 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{CaO} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ).
Zo	zoisite	$\frac{1}{16}$ ( $6 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{CaO} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ).

## F. Historique sommaire des recherches géologiques.

La littérature géologique sur les Pyrénées comprend une série de publications dont la première est parue il y a plus de 150 ans.

La première mention du Massif du Saint-Barthélemy a été faite dans une publication de GARRIGOU datée de 1865 (lit. 56). Il donne une coupe N-S par St. Paul. Du Sud au Nord il y trouve du granite, des micaschistes et des pegmatites, ensuite du Dévonien et finalement près de St. Genès des roches siluriennes à Orthoceras et Cardiola. En 1867 GARRIGOU (lit. 57) décrit le même profil près de St. Genès où le Silurien se compose d'une alternance de schistes argileux, brèches et calcaires. DE MUSSY (1868, lit. 118) constate une bande de micaschistes qui entoure les massifs de granite. Le talc se substitue en quelques endroits à la muscovite et à la biotite et peut s'accumuler de manière à devenir exploitable: près de Lordat (Trimouns). DE MUSSY distingue le Silurien inférieur, le Silurien supérieur, e. a. les marbres griottes près de Montferrier, et le Dévonien calcaire, calcaires bleus et schistes rouges. En 1873 GARRIGOU (lit. 58) prétendait que les granites des Pyrénées n'étaient pas éruptifs, mais d'origine sédimentaire. Il observait des transitions du granite aux schistes, parfois avec intercalations de micaschistes ou de gneiss, surtout dans le Massif du Saint-Barthélemy. L'année précédente ce même auteur avait remarqué près de Porteille du granite stratifié.

SEIGNETTE (1880, lit. 165) constatait que le Massif du Saint-Barthélemy comprenait principalement des roches cristallines: des micaschistes, des granites et des gneiss. Au Pic de Soularac il voyait du granite schisteux et des pegmatites; également au Pic du Saint-Barthélemy, mais là au plus des schistes micacés. Une bande de Dévonien longe le Pic au Nord. LACVIVIER (1882, lit. 97) trouvait des schistes micacés entre le Mont Fourcat et Montferrier. Près de Montségur il découvrait des schistes du Dévonien supérieur sous le Trias. Le dernier consiste en brèches, grauwackes et calcaires gris siliceux. Il trouvait les mêmes couches près de Montferrier. Des calcaires rouges à Goniatites se trouvent entre Martinat et Montmenier. Ils se continuent jusqu'à Gabachou. Le Pic de St. Genès et le Pic de Pouchou se composent de roches dévoniennes. Entre Jean d'Embale et Antras le Dévonien est grandement représenté. Des calcaires noirs et des schistes rouges à *Encrius*, *Spirifer*, *Terebratula* et *Murchisonia* se trouvent près de Montségur, Montferrier et Freychenet.

A l'occasion d'une excursion de la Société Géologique une esquisse géologique de l'Ariège fut reproduite dans le Bulletin de cette Société. Le Silurien et le Dévonien seuls furent mentionnés comme sédiments non-métamorphiques paléozoïques. LACVIVIER précise que les calcaires de St. Genès décrits par LEYMERIE ne sont pas d'âge silurien, mais dévonien.

La même année BONNANS (lit. 11) trouvait des roches siluriennes au Nord du Pic du Saint-Barthélemy et, plus loin au Nord, des calcaires gris-bleu et des schistes rouges, qui font partie du Dévonien. LACVIVIER (1884, lit. 99) décrivait maints gneiss à la pente Sud du Massif du Saint-Barthélemy et des micaschistes au flanc SW de cette région et du Pic du Saint-Barthélemy. Le Silurien à *Graptolites* se trouve au Sud de Montségur et au Nord du Pic du Saint-Barthélemy.

ROUSSEL (1885, lit. 152) constatait au Nord du Mont Fourcat et du Pic du Saint-Barthélemy, de St. Antoine jusqu'à Montségur, une bande de Dévonien sur les gneiss et les phyllades. Près de Labat et de Pouchou il

rencontrait dans les plis du calcaire, des schistes noirs, tandis qu'il trouvait entre Col de la Lauze et Col del Four du Carbonifère. Près de Regonis il voyait du Trias sur le Dévonien.

Une autre publication de LACUVIER 1886 (lit. 100) montre que le Carbonifère et le calcaire griotte du Dévonien se trouvent près de St. Genès et Laurès. Le Mésozoïque y est séparé du Paléozoïque par une faille. En 1888 ROUSSEL (lit. 153) donne un profil de l'extrémité orientale du Massif du Saint-Barthélemy. Il trouve successivement: 1) gneiss et micaschistes, 2) schistes ardoisiers, 3) schistes noirs et calcaires, 4) calcaires schisteux, 5) calcaires marmorisés alternant avec dolomies noires, 6) calcaire verdâtre avec Goniatites: Dévonien, 7) calcaire rouge à Goniatites, 8) schistes noirs et grauwackes, 9) grès micacés, calcaire jaune et marnes rouges: Mésozoïque.

En 1892 ROUSSEL (lit. 155) consacrait une publication aux gîtes de Dalmanites rugosa (trilobite) et Goniatites, respectivement près de Pouchou et de Sourd.

Nous devons beaucoup de notre connaissance actuelle des Pyrénées et en particulier du Massif du Saint-Barthélemy, aux nombreuses et importantes publications de A. LACROIX (lit. 82—96). Dans un article de 1890 (lit. 84) il traite des roches granitiques du Massif du Saint-Barthélemy. Dans les schistes il trouve de nombreuses veines de granulite, e. a. de granulite à andalousite dans des schistes sur le col de Cadénès; à l'Ouest de l'étang du Diable granulite à tourmaline, andalousite, corindon, muscovite et grenat. Il trouve de la granulite à cordiérite dans tout le Massif, e. a. près du Pic du Han, du Col de Cadénès, le long de la route Arnavé-Cazenave, près d'Appy, sur les pentes du Pic de Soularac et du Saint-Barthélemy. Dans les gneiss fut trouvée de la sillimanite. Dans quelques autres publications (lit. 82, 83, 85), il mentionne des gîtes de maints minéraux, par exemple près d'Arnavé: stilbite, heulandite et laumontite. Ce dernier minéral est trouvé à de nombreux endroits. Des cipolins avec plusieurs minéraux comme humite, clinohumite, brucite, chrysotile, pargasite, scapolite, spinelle, corindon et sphène se trouvent dans les gneiss près d'Arnavé, de Cazenave, d'Appy, d'Axiat et de Caychax. Près de l'étang du Diable LACROIX trouvait une péridotite à hypersthène et amphibole, dont il donne une analyse chimique. Allant du Pic de Soularac vers l'Est, il remarque des micaschistes granulitisés avec des granulites à cordiérite et tourmaline. Dans les gneiss au SE du Pic du Saint-Barthélemy il trouve du ripidolite, près du Col d'Aigotosta de l'almandin; dans les granulites et dans les pegmatites du Mont Fourcat fut rencontré du beryl. La carrière de Trimouns a aussi été décrite par LACROIX (lit. 86). Il y trouvait 30 m de talc avec granulites sous la dolomie avec laquelle débute la série paléozoïque. Dans le talc il mentionne comme minéraux la pyrite, l'érubescite, et le mispickel dans les granulites. Dans sa „Minéralogie de la France" (1893—1913, lit. 94) LACROIX donne un exposé de la formation du talc près de Trimouns. Selon lui celui-ci se trouve au-dessous des dolomies et des calcaires siluriens et au-dessus des schistes cristallins. Dans le talc il trouve des granulites à tourmaline qu'il met en rapport avec le talc. Un peu au Sud de Trimouns près de Pitourless il rencontre de la trémolite qui se serait formée à partir de calcaire ou de dolomie sous l'influence de la pénétration des filons de quartz. Le talc s'y serait formé pseudomorphiquement à partir de la trémolite. Dans un article spécial LACROIX décrit les déformations des cristaux de quartz de Pitourless sous l'influence de forces tectoniques.

On peut trouver dans sa „Minéralogie de la France" bien d'autres données.

LEVAT (1899, lit. 107) décrit une bande de Dévonien du Col de Rouy jusqu'à Montségur sur une distance de 13 km et une largeur de 3 km. Ce terrain est superposé au Silurien et recouvert par du Trias. Le Carbonifère se trouve dans deux synclinaux : l'un entre le Col de Rouy et Freychenet, l'autre entre le Touyre et le R. de Lasset.

En 1907 un article détaillé de LÉON BERTRAND (lit. 6) paraît sur la tectonique des Pyrénées, dans lequel le Massif du Saint-Barthélemy est mentionné. Ce Massif fait partie d'une grande nappe, la nappe C, et il serait donc superposé dans son ensemble au Mésozoïque qui forme la nappe B.

MENGAUD (1909, lit. 114) fait paraître une publication sur les gisements de talc du Massif du Saint-Barthélemy, illustrée de quelques cartes géologiques. La littérature et les idées des divers auteurs sont traitées amplement.

DUBAR (1925, lit. 43) publie un article sur la couverture mésozoïque du Massif du Saint-Barthélemy près de Stal-de-Pic et de Gabachou. Il examine spécialement le Lias. RAMIÈRE DE FORTANIER (1928, lit. 136) traite de la couverture du côté Est du Massif où ces roches se composent de calcaires cristallins. Un profil NE-SW de la Fontaine des Cas jusqu'à Rivals montre : 1) des ardoises carbonifères bleues avec une porphyrite et des marnes rouges, 2) des calcaires cristallins, blancs et roses, 3) du calcaire stratifié avec du dipyre et de la pyrite, 4) du calcaire bleu à *Terebratula*, *Pecten*, *Belemnites*: Lias Moyen, 5) du calcaire rouge, 6) de la dolomie noire: Jurassique moyen, 7) du calcaire cristallin blanc: Crétacé inférieur, 8) du calcaire bleu foncé: Aptien, 9) des marnes noires: Albien.

Cette série couvre ici le Paléozoïque et se continue dans le Pays de Sault.

A cette époque de nombreux articles de M. CASTERAS (lit. 20—25) paraissent et en 1933 sa thèse qui, quoiqu'elle traite principalement du Mésozoïque, contient néanmoins quelques données importantes sur le Massif du Saint-Barthélemy. Il donne un profil mentionné déjà par d'autres auteurs, de l'arête au Nord du ruisseau de Basqui, de la Fontaine des Cas jusqu'au sommet de l'Affrau. Le Paléozoïque de ce profil comprend les couches suivantes : 1) des calcaires dévoniens blancs, des griottes rouges, des calcschistes à *Goniatites*, vers la cote 1792, 2) les schistes houillers, accompagnés de lits de porphyrite. Le Mésozoïque est représenté par quelques fragments sporadiques de Trias et ensuite par des calcaires rhétiens en plaquettes. CASTERAS et JACOB (lit. 76) découvrent que la bande des marnes albiennes, qui était indiquée sur la carte géologique au Nord de Caussou, se compose en majeure partie de Carbonifère. La situation de cette bande de Paléozoïque est expliquée par un profil. Ce profil de la cote 1626 jusqu'à la route vers Caussou donne du Nord au Sud : 1) des calcaires dévoniens de la cote 1626 plongeant au Nord, 2) des schistes siluriens métamorphiques, 3) des gneiss, 4) quelques mètres de calcaires dévoniens assez finement lités et à pendage 76° Sud, 5) une première bande synclinale de schistes noirs micacés accompagnés de bancs de quartzophyllades et de lydiennes ; ces derniers forment au-dessus du ravin de Sabénac des bancs durs qui émergent des éboulis, 6) des calcaires jaunâtres à horizons griotteux typiques, 7) une deuxième bande de schistes et de quartzophyllades houillers, 8) les calcaires cristallins jura-crétacés.

Le travail de M. CASTERAS et de ses collaborateurs a déjà montré que les Massifs Nord-pyrénéens et donc aussi le Massif du Saint-Barthélemy ne sont pas des nappes, mais des régions enracinées, séparées de la zone axiale par une grande faille. M. CASTERAS traite largement dans sa thèse de la couverture post-hercynienne du Massif du Saint-Barthélemy.

Un autre article sur le talc de Luzenac fut écrit par J. DURAND (1937, lit. 47). L'auteur y traite des gèneses diverses du talc et du mode d'exploitation.

En 1938 E. RAGUIN (lit. 138) fait paraître une publication importante sur le Paléozoïque des Pyrénées, en particulier sur les roches cristallines. De nombreuses données du Massif du Saint-Barthélemy y sont traitées. Les gneiss de ce terrain sont des migmatites. Le passage entre ces roches et l'Ordovicien inférieur, légèrement métamorphique, se compose d'une série de micaschistes à biotite, muscovite et andalousite. Près d'Arnavé il rencontre des anatexites et des nébulites appartenant aux migmatites. A la base du Mont Fourcat il trouve un grand laccolite de granulite. Quelques roches basiques se trouvent dans les migmatites dont la péridotite de l'étang du Diable décrite par LACROIX. RAGUIN y trouve un gabbro à hypersthène. Près de l'étang d'Appy on peut poursuivre sur une distance de quelques centaines de mètres une couche de cipolin dans les migmatites et également sur le chemin Arnavé-Cazenave. Les gisements de talc de Trimouns et de la Porteille y sont décrits aussi. Du fait que le talc est situé au-dessous d'une dolomie dévonienne et au-dessus de gneis, RAGUIN conclut que la dolomie dévonienne a été superposée par charriage sur le gneis. Ensuite le talc se serait formé à cause de l'intrusion du granite — dont les filons de pegmatite donnent une indication — par la modification de la dolomie dévonienne.

En 1942 paraît une publication importante de GORON (lit 64) au sujet du Quaternaire des Pyrénées, dans laquelle les phénomènes glaciaires du Massif du Saint-Barthélemy sont traités. Jusqu'à cette date presque rien à ce sujet n'avait été publié. GORON y décrit amplement les moraines terminales du Touyre et les terrasses qui s'y raccordent. Ces terrasses sont grandement développées entre Lapeyregade et Montferrier. La morphologie de cette région est aussi traitée par GORON. Il y distingue quelques niveaux importants qui se trouvent maintenant à hauteur élevée et qui sont les restants d'une pénélaine tertiaire.

RAGUIN (lit. 144) décrit à nouveau dans sa „Géologie des gîtes minéraux” les gisements de talc de Trimouns et de la Porteille. Le talc s'est formé par métamorphisme de minéraux magnésiens, par exemple pyroxène, amphibole et surtout trémolite. Le métamorphisme est hydrothermal ou épizonal. Le talc peut également se former par métamorphisme de contact ou par action hydrothermale sur la dolomie. Le talc des Pyrénées s'est formé à partir de trémolite qui auparavant s'est produite au dépens de la dolomie. Près de Trimouns se trouve un contact entre un granite carbonifère et une dolomie. Le talc a été injecté par des filons de pegmatite. Il est probable que le talc est situé sur un plan de charriage tectonique.

En 1950 l'auteur (lit. 189) montre que la dolomie de Trimouns n'a pas un âge dévonien, mais ordovicien et que sa mise en place dans la série est entièrement normale. En plus il décrit brièvement les migmatites. Dans la même année un article de L. CAPDECOMME (lit. 15) traite du talc des Pyrénées et en particulier des gisements du Massif du Saint-Barthélemy. L'auteur y explique que le talc s'est formé directement par transformation métasomatique d'une dolomie. Des analyses de talc formé à partir de roches éruptives ultra-basiques indiquent que ce groupe possède un manque relatif de  $\text{SiO}_2$  tandis que, par contre, celles du groupe de talcs formés à partir de dolomie donnent un surplus de  $\text{SiO}_2$ .

## CHAPITRE I.

### LA STRATIGRAPHIE.

#### A. Historique sommaire.

Dans les plus anciennes publications sur la stratigraphie du Paléozoïque des Pyrénées — notamment celles de GARRIGOU, MAGNAN et DE MUSSY (lit. 56, 57, 58, 112, 113, 118, 119, 120, 121) apparaît clairement la difficulté que ces auteurs ont éprouvée à déterminer l'âge exact de certaines formations. Vu les dépôts assez pauvres en fossiles du Paléozoïque dans les Pyrénées, ceci ne cause aucun étonnement.

Il résulte du travail des auteurs mentionnés, que, comparé à l'actuelle conception, un plus grand âge fût assigné aux sédiments paléozoïques, appelés dans ce temps-là: „terrains de transition”. GARRIGOU et MAGNAN par exemple, considéraient les gneiss, les granites, les amphibolites et les marbres comme du Laurentien (Précambrien). Des ardoises, micaschistes sans fossiles étaient supposées être du Cambrien, tandis que les calcaires, les ardoises et les quartzites — également sans fossiles — formaient le Silurien inférieur. Le Silurien supérieur comprenait les mêmes roches, mais avec fossiles comme *Orthoceras*, *Encrinus*, *Orthis* et *Cardiola*. Le Dévonien se composait de calcaires, de caleschistes et de dolomies avec entre autres des *Goniatites*. Les ardoises noires qui sont actuellement attribuées à l'époque carbonifère, étaient en ce temps-là, considérées comme du Dévonien. Le Permien n'était pas encore connu, ni la discordance du Permien sur le Paléozoïque. DE MUSSY (lit. 119) fut le premier qui se douta du Carbonifère dans les Pyrénées. Sa supposition fut confirmée par LARTET (lit. 105) qui trouva dans le Massif de l'Arize la faune de Larbont et la détermina comme Carbonifère. La discordance permienne fut mentionnée pour la première fois par LACVIVIER (lit. 99). En 1893 ROUSSEL (lit. 156) distingue le Gothlandien, caractérisé par des *Graptolites*. Dans son „Tableau stratigraphique des Pyrénées” (lit. 158) ROUSSEL attribue quelques milliers de mètres d'ardoises et de calcaires au Cambrien. L'Ordovicien avec fossiles se compose d'ardoises, de dolomies, de grès et de quartzites. Le Gothlandien est une série typique de schistes carburés à *Graptolites* et lentilles calcaires à *Cardiola interrupta* et *Orthoceras*. Par le moyen de fossiles le Dévonien pouvait être subdivisé en deux parties: Gédinnien, Coblentzien et Eifélien, et Givétien, Frasnien et Famennien. Cependant cette subdivision est fondée principalement sur des trouvailles de fossiles dans le Massif de l'Arize et il est incertain, si cette division est valable également pour les autres régions des Pyrénées. Le Carbonifère est une série puissante de schistes bleus et noirs avec une couche de lydiennes à nodules de phosphate à sa base. DÉLÉPINE, DUBAR et LAVARDIÈRE (lit. 33) réussissaient à définir avec plus de précision l'âge des schistes carbonifères et en particulier celui des lydiennes. De fossiles de cette dernière couche: des plantes (*Lepidostrobis*, *Lepidodendron*), des Crustacées et des *Goniatites* (*Prolécanites*, *Aganides*, *Pericyclus*, *Münsteroceras*) l'on pouvait déduire,

que les lydiennes ont été formées pendant le Viséen inférieur ou le Tournaisien supérieur. Puisque les lydiennes sont superposées au calcaire griotte qui est déposé pendant le Frasnien et Famennien, le Tournaisien inférieur manque. Les schistes sur les lydiennes appartiennent au Viséen.

DALLONT (lit. 32) découvrait en 1930 dans les Pyrénées Catalanes un niveau de calcaire zoogène dans l'Ordovicien d'âge Caradocien. Au-dessous encore du Gothlandien une couche de poudingues succède à ce calcaire. DURAND (lit. 46) décrit des calcaires anciens de l'Ordovicien des Pyrénées françaises. DURAND et RAGUIN (lit. 50) ont classé le calcaire de Bentailou, qui jadis était pris pour du Dévonien, dans l'Ordovicien. Eux aussi font mention d'un poudingue dans l'Ordovicien. DESTOMBES (lit. 40) mentionne le calcaire Ordovicien dans le Haut-Viedessos. DE SITTER et ZWART (lit. 169) décrivent de nombreux nouveaux gîtes de ce calcaire dans le Département Ariège. Sur la feuille Foix de la carte géologique parue en 1950 ce calcaire est indiqué dans le Massif des Trois Seigneurs.

Une nouvelle importante découverte a été faite par CAVET (lit. 26) qui trouva dans les Pyrénées orientales un calcaire à *Archaeocyathus* ce qui indiquerait un âge cambrien.

## B. Introduction.

Comme il a été mentionné dans le sommaire historique, les roches paléozoïques se composent dans les grande lignes de micaschistes et phyllites, souvent avec un niveau de calcaire au sommet et parfois en plus un poudingue, le tout ensemble représentant peut-être une partie du Cambrien et pour le restant l'Ordovicien; de schistes carburés du Gothlandien; de calcaires et de dolomies du Dévonien inférieur, tandis que le Dévonien supérieur se présente dans le facies de calcaire griotte; de lydiennes avec nodules de phosphate et de schistes noirs et bleus du Carbonifère.

Comme le Paléozoïque des Pyrénées est relativement pauvre en fossiles, la cartographie doit être faite entièrement sur base lithologique. Dans le Massif du Saint-Barthélemy également on ne trouve pas beaucoup de fossiles, de sorte que la division des roches a dû être faite d'une manière lithologique.

Quelques niveaux repères y furent très utiles, mais il faut bien se rendre compte qu'une certaine roche ne peut jamais reprendre le rôle d'un fossile caractéristique. Chaque roche représente un facies défini; quand il est impossible de définir l'âge exact par des fossiles, la roche est d'autant plus importante que ce facies a une caractéristique plus typique et une plus grande étendue régionale. En outre il faut qu'autre part l'horizon soit déterminé par des fossiles caractéristiques.

Un tel niveau repère est constitué par la couche des lydiennes de la base du Carbonifère, déposée pendant le Viséen inférieur. La lydienne est un sédiment assez rare et par conséquent cette roche implique dans les Pyrénées presque toujours la base du Carbonifère. Quand, en outre, des nodules phosphatés sont trouvés ou des calcaires griotteux très typiques au-dessous, le contact Dévonien-Carbonifère est ainsi établi avec une vraisemblance s'approchant de la certitude. Un deuxième niveau repère est formé par les schistes carburés du Gothlandien, bien que moins caractéristique, parce que les schistes carburés sont un sédiment plus fréquent que les lydiennes. Par exemple, en un seul point l'on trouva des schistes carburés dans le Dévonien moyen, tandis qu'autre part des schistes carbonifères tourmentés par des mouvements de faille, ressemblaient bien au Gothlandien.

Aussi pendant le lever cartographique était-il important de suivre le plus possible les couches de lydiennes et les schistes carburés, afin que le Dévonien entier puisse être inclus et qu'aucune confusion ne pût exister avec le calcaire de l'Ordovicien, situé près de la base du Gothlandien.

Nulle part dans tout le Massif du Saint-Barthélemy un profil complet de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère n'a pu être suivi, circonstance, qui a causé une grande difficulté. Une grande faille tranche le Dévonien moyen. De l'autre côté de cette faille se trouve une série à plissements compliqués comprenant du Dévonien supérieur et du Carbonifère. Ainsi il existe une lacune dans notre connaissance du Dévonien moyen.

Puisqu'il nous était impossible de dater exactement la plupart des unités lithologiques par le moyen des découvertes de fossiles, la majorité des âges mentionnés est plutôt d'un caractère relatif. Par exemple nous pouvions distinguer dans le Dévonien trois unités lithologiques, qui étaient appelées alors respectivement Dévonien inférieur, moyen et supérieur. Ceci ne veut pas dire que nous ayons à faire au Gédinnien-Coblentzien, Givétien-Eifélien et Famennien-Frasnien.

On ne peut non plus préciser de quels étages du Gothlandien et de l'Ordovicien il s'agit, bien que le calcaire de l'Ordovicien soit probablement de l'époque Caradocienne. Il est cependant quasi-certain que le calcaire griotte du Dévonien supérieur fut déposé durant le Famennien, les lydiennes pendant le Viséen inférieur et les schistes noirs pendant le Viséen supérieur.

Un essai de comparaison a été fait avec le Massif de l'Arize, où cette division a pu être réalisée par moyen de fossiles, (voir e. a. Keizer, lit. 81).

### C. Les vieux paragneiss.

Une partie importante du Massif du Saint-Barthélemy est occupée par une série de roches, intitulées par nous les vieux paragneiss à l'égard des migmatites, qui sont également des paragneiss, mais des paragneiss jeunes. Pour ne pas confondre ces deux sortes de gneiss, nous parlons de paragneiss pour les vieux paragneiss et de migmatites pour les jeunes.

Ces paragneiss sont situés au côté Sud du Massif et ils sont limités au Sud par les calcaires marmorisés de l'Urgonien, qui se dressent comme une crête au Nord de la vallée de l'Ariège. Ces paragneiss affleurent d'Arnave jusqu'au Nord de Caussou et ils sont bornés au Nord par les migmatites, sauf dans la vallée de Caussou, où la délimitation est formée par des mica-schistes et des phyllites de l'Ordovicien. Ces gneiss seront discutés dans le chapitre II et seulement une description courte suit ci-dessous.

Sur le terrain ces paragneiss sont remarquables par leur bonne schistosité, surtout dans les affleurements très grands où ces gneiss ressemblent à des sédiments en gros bancs. Cette schistosité est inclinée avec une pente faible vers le Nord.

En général ces gneiss sont des roches à grain moyen ou gros dans lesquelles on peut distinguer toujours du quartz, du feldspath, de la biotite et le plus souvent du grenat. Plusieurs fois ces paragneiss possèdent une texture linéaire et ils sont souvent assez homogènes. Cependant on trouve des gneiss à rubans aplitiques d'épaisseur de 1 à 10 cm et des gneiss oillés, dont les yeux varient de largeur de 1 à 8 cm. A d'autres endroits les gneiss sont plissés et ils peuvent ressembler à des migmatites.

Dans cette série on peut rencontrer des lits de cipolins et d'amphibolites à beaucoup de minéraux.

#### D. Les migmatites.

Les migmatites sont aussi décrites dans un chapitre particulier, de sorte que la description est ici assez brève.

Les migmatites forment une large zone au Nord des paragneiss et comprennent entre autres la crête centrale du Massif. La limite avec les vieux paragneiss est très nette, quoique parfois difficile à établir, parce que tous les deux sont des gneiss à biotite.

Sur le terrain les affleurements des deux sortes de roches se distinguent par la meilleure schistosité des paragneiss et la couleur brun foncé superficielle des affleurements de migmatites altérés. Sur les photos aériennes on peut parfois apercevoir la limite entre ces deux sortes de roches.

Les migmatites consistent pour la plus grande partie en roches grossièrement mélangées, c'est-à-dire elles présentent des petits filons acides de quartz et feldspath et des parties schisteuses à biotite, sillimanite et muscovite. Quelquefois ces roches sont fortement plissées. Les petits filons n'atteignent presque jamais une épaisseur plus grande que quelques cm et ils ne sont pas à suivre sur de grandes distances. Des yeux de feldspath pas plus grands qu'un cm se trouvent à quelques endroits dans les gneiss.

Dans cette série se trouvent des roches qui ne ressemblent pas à des migmatites. Ce sont des gneiss homogènes à biotite, des quartzdiorites, des gneiss à diopside et des cipolins. Des morceaux de quartzite se rencontrent partout dans les migmatites.

#### E. Les micachistes.

Vers le haut les migmatites passent à des micaschistes à biotite et muscovite, qui à leur tour passent à des phyllites à séricite, sans biotite. Dans ces micaschistes et phyllites on peut trouver des roches dures et bien litées, qui se composent de rubans de diverses couleurs, telles que blanc, jaune, vert et rouge-brun. L'examen microscopique montre que ces roches contiennent beaucoup de minéraux à silicates de chaux, raison pourquoi nous avons choisi le nom de gneiss à silicates de chaux. On les trouve surtout dans les environs de Portaille et à l'Est de Lapeyregade.

Dans la partie Ouest du Massif les phyllites à séricite sont limitées par les ardoises de l'Ordovicien; plus à l'Est aussi la partie supérieure de cet étage consiste en phyllites à séricite.

Presque partout au sommet des migmatites, ou entre les migmatites et les micaschistes on trouve des affleurements d'une roche gneissifiée d'une couleur assez claire. Dans cette roche se trouvent du quartz, du feldspath, de la muscovite et souvent de la biotite. Cette roche semble être un granite gneissifié, un orthogneiss, dont on trouve plus de détails au chapitre IV.

#### F. L'Ordovicien.

##### 1. Ordovicien inférieur.

L'Ordovicien inférieur peut être le mieux examiné dans la vallée du R. de Labat, R. de Sourd et du côté gauche du Touyre au-dessus de Lapeyregade sur la crête du Mont Fourcat vers le Nord.

Cet Ordovicien inférieur se compose à la partie supérieure d'ardoises grises, gris-vert et gris-brun, qui passent vers la base à des phyllites sériciteuses d'une couleur grise ou brune. Plus bas dans cette série sur la crête du Mont

Fourcat vers l'Ouest on trouve des micaschistes à muscovite et biotite. Dans ce paquet entier se trouvent des bancs de quartzite gris-brun, épais de quelques mètres, se composant parfois de petites couches de quelques centimètres d'épaisseur. A un seul endroit il existe un microconglomérat avec des galets de quartz. Autant que nous pûmes l'examiner la schistosité de ces roches correspond souvent à leur stratification. Ce phénomène pouvait être déduit notamment de la situation des bancs de quartzite. Dans quelques cas, la stratification n'est aucunement parallèle à la schistosité.

Les phyllites à séricite ont en général une inclinaison assez faible, variant de 5°—30° vers le Nord. Aussi forment-elles un paquet assez tranquille, contrastant avec l'Ordovicien de la zone axiale, où en général l'Ordovicien inférieur a une position à peu près verticale ou au moins un clivage vertical. Quelquefois l'on voit dans la phyllite des plis à l'échelle de quelques mètres de manière que les roches sont parfois entièrement pliées en deux.

On y voit en outre des surfaces ondulées d'environ un centimètre d'amplitude, tandis que des microplissements de l'ordre de quelques millimètres y sont assez souvent rencontrés dans les plaques minces. Dans l'échantillon on peut voir ce dernier plissement comme des stries sur les plans de schistosité. Ces stries manquent rarement dans les schistes de l'Ordovicien. Aussi la situation tranquille est-elle plutôt apparente que réelle. Tous ces phénomènes indiquent que cet Ordovicien inférieur a été fortement influencé par des mouvements tectoniques.

Que cette série à l'Est et au Sud-Est de la vallée du Touyre ne puisse plus être étudiée comme telle, cela est dû à quelques changements importants que cette roche a subis. Une grande partie en a été migmatisée et a pris une autre apparence, tandis que l'autre partie a été changée par un métamorphisme régional.

## 2. *Ordovicien supérieur.*

Dans la partie Est et Sud-Est du Massif du Saint-Barthélemy les ardoises, les phyllites à séricite ou les micaschistes sont couverts par un niveau de calcaire ou de dolomie dont le toit est formé par des schistes carburés ou schistes satinés du Gothlandien. Dans l'Ouest ce niveau se manifeste d'abord près de Lapeyregade. Le village est situé sur ce calcaire, qui forme un verrou dans la vallée du Touyre. De là ce calcaire se trace morphologiquement comme une croupe sur la pente orientale de la vallée. Dans la vallée du ruisseau de l'Escloupet le calcaire ordovicien descend également comme une crête et forme de nouveau un verrou glaciaire avec en arrière un petit cirque. Ensuite ce niveau longe la carrière de la Portaille vers le Sud et y recouvre le talc. De là nous pouvons suivre ce niveau jusqu'au ruisseau de Lasset, bien qu'il soit moins nettement visible sur le terrain et sur les photos aériennes. Au côté Sud de ce ruisseau se trouve encore un petit affleurement de ce calcaire, mais ensuite il disparaît entièrement pour se montrer de nouveau seulement au côté Nord du ruisseau de Basqui près des carrières de Trimouns. Au côté Sud de ce ruisseau et à l'Est des remblais de Trimouns l'on peut suivre ce niveau. Puis il plonge sous les éboulis, mais peut être retrouvé dans la carrière sur le talc. On peut facilement poursuivre ce calcaire, ici dolomitique, vers le Sud, quoique sa puissance soit assez faible. Par le Pic d'Ourlès il traverse la forêt de Salvanières vers la vallée de Caussou où se trouvent quelques beaux affleurements. Ensuite

ce niveau traverse le torrent de Caussou et on peut le suivre du côté Est de cette vallée pendant quelque temps. Plus vers le Sud il est coupé par une faille.

Dans un article (lit. 189) nous avons également décrit ce calcaire plus loin vers l'Ouest de Lapeyregade et dans les environs du décrochement de St. Paul-Croquier. Un complément d'examen a montré néanmoins qu'une confusion avec le calcaire du Dévonien moyen s'y était mêlée.

Ce calcaire est en général lithologiquement bien caractérisé, bien qu'une confusion soit possible près de Lapeyregade avec les calcaires du Dévonien moyen, et près de Trimouns avec ceux du Dévonien supérieur.

Dans tout le terrain ce calcaire ou dolomie est plus ou moins métamorphique, ce qui signifie qu'il est en réalité un marbre. Dans la vallée du Touyre ce niveau est d'un caractère à prédominance de calcaire, nettement marmorisé, mais d'un grain assez fin. La couleur y est grise avec quelques bandes bleu-foncé de sorte qu'une stratification nette se manifeste. Près de la carrière de la Porteille ce niveau débute par une dolomie de couleur blanche ou jaune, avec une stratification imprécise; au-dessus se trouve une dolomie bleue stratifiée en bancs larges, ou un calcaire avec des intercalations d'ardoises dures, larges d'un cm environ. Les roches ont été transformées ici en marbres de grain assez gros. Près de Trimouns ce niveau se montre comme un marbre de dolomie à gros grain, le plus souvent blanc, mais aussi assez fréquemment avec des lits bleus ou noirs, dus à la proportion de graphite. Parfois l'alternance de dolomie avec ou sans graphite est très fine, environ un ou quelques mm, de manière qu'une roche très caractéristique se produit. Ces lits sont aussi souvent beaucoup plus larges, de quelques cm jusqu'à quelques dm. Parfois la dolomie est bien stratifiée, mais souvent la stratification est imprécise.

Près de Caussou ce calcaire ou dolomie a été également transformé en marbre à gros grain, souvent d'une couleur blanche, et stratifié assez vaguement.

Quelques phénomènes particuliers se présentent dans les calcaires et dolomies près de Porteille et Trimouns. Dans la carrière de Trimouns nous trouvons quelques structures dans la dolomie, dont surtout celles en face du chalet du chef d'exploitation peuvent être bien observées. On peut subdiviser ces structures en deux groupes: les structures de plissement et les structures en zig-zag. Ces dernières, ainsi nommées par nous, sont formées par des bandes claires et foncées dans la dolomie, donnant une stratification précise. Cette stratification est traversée sous un angle oblique par un autre système de bandes claires et foncées, de sorte qu'une structure croisée ou en zig-zag se produit (voir photo 1). Un phénomène très typique pour ces structures est celui de stylolites. Ce sont, vues en coupe, des lignes qui rappellent la forme des lignes de sutures des ammonites (photo 2).

En général l'on trouve sur un tel stylolite un petit lit d'argile, qui peut être considéré comme un résidu de dissolution. Quand un calcaire est soumis à une pression, il est possible qu'une partie du calcaire se dissolve et soit éliminée. Selon le principe de Riecke la plus grande dissolution aura lieu aux endroits de la plus grande pression, tandis qu'aux endroits où la pression est petite, la matière déjà dissoute, peut se précipiter de nouveau. (WAGNER, lit. 184.) Par la capacité de résistance chimique hétérogène de la roche, la dissolution a lieu suivant une surface capricieuse: le stylolite. Ces stylolites se trouvent dans toutes sortes de roches calcaires mais également ils sont observés dans du quartzite. Dans les stylolites de la dolomie de

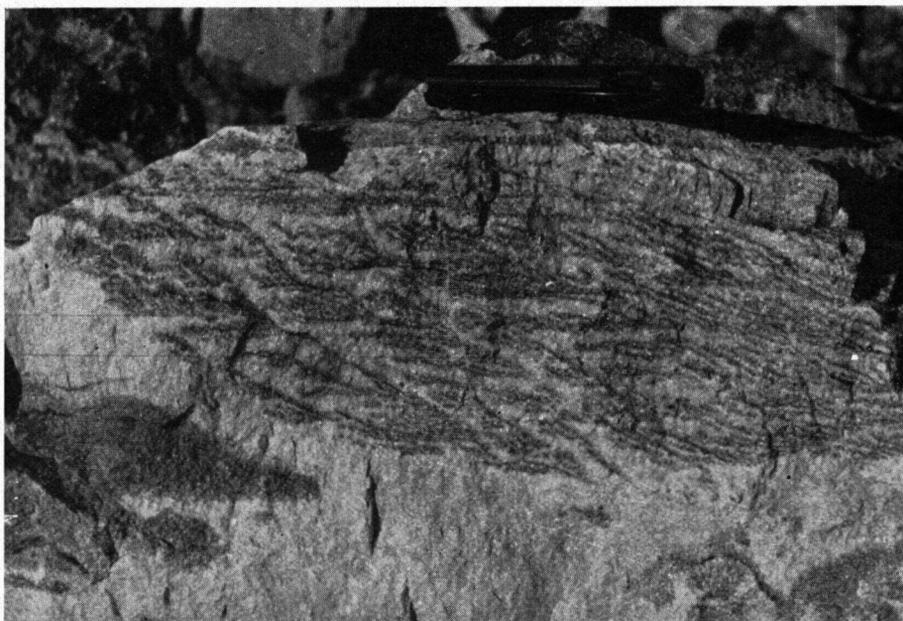


Photo 1. Structure en zig-zag dans la dolomie ordovicienne de Trimouns.

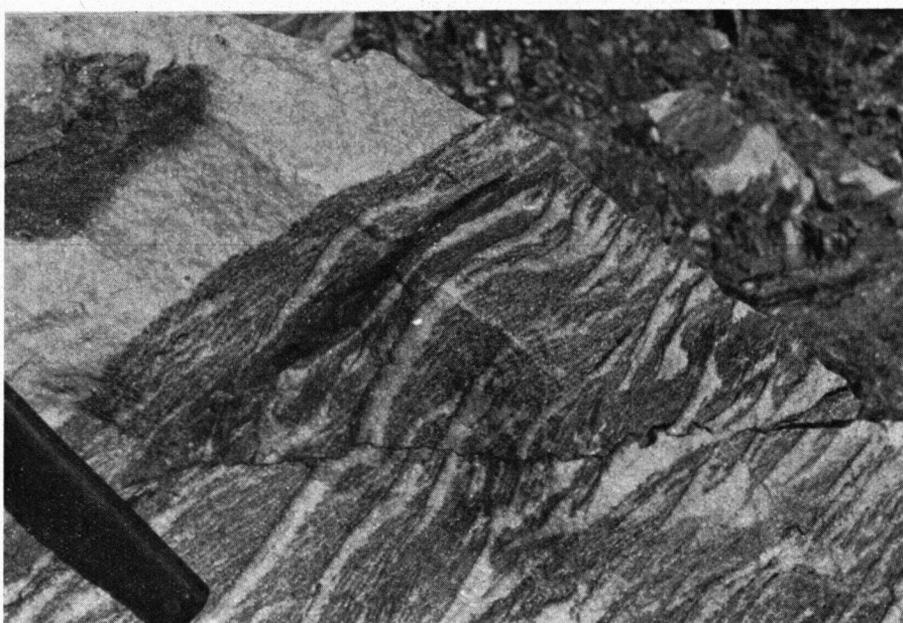


Photo 2. Stylolite coupant obliquement la stratification. Dolomie ordovicienne de Trimouns.

Trimouns le résidu de dissolution ne se compose pas seulement d'argile, mais aussi de graphite. Apparemment cette dolomie comprenait peu d'argile, mais davantage de graphite. La dolomie se fend facilement le long des stylolites, de manière que les surfaces graphiteuses deviennent bien visibles.

Souvent ces stylolites sont parallèles à la stratification. Le paquet diminue donc seulement de puissance par la dissolution. Quand par contre les stylolites ne sont pas parallèles à la stratification, mais se disposent sous un certain angle, un petit lit d'une certaine épaisseur disparaît et en conséquence une petite couche originellement sédimentaire ne se prolonge plus de l'autre côté du stylolite, mais y est interrompue (fig. 2). Si alors plusieurs de ces stylolites sont parallèles l'un à l'autre, mais non à la stratification de la roche, les structures en zig-zag se produisent, dont la photo 1 donne une impression. La stratification initiale sur cette photo se prolonge du haut à gauche vers le bas à droite, tandis que les stylolites se prolongent horizontalement. Le couteau est posé sur la surface d'un stylolite.

Les structures de plissements, qui sont indépendantes des structures des

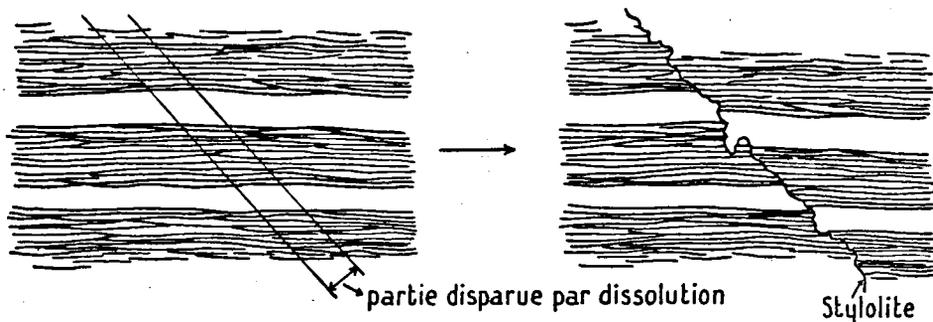


Fig. 2. Explication p. 26.

stylolites, sont d'origine tectonique. On peut souvent les observer dans la dolomie ou le calcaire ordovicien près de Trimouns, mais elles sont plus belles encore dans la même dolomie dans la carrière de la Porteille. C'est surtout le cas le long du sentier près du col de Canalette au côté Sud de la crête. Là la dolomie ordovicienne se développe largement. Dans cette roche qui est stratifiée à bandes claires et foncées on voit des structures, qui à première vue pourraient être confondues avec une stratification entrecroisée. Un complément d'examen montre que la stratification n'a aucunement été interrompue, mais qu'il s'agit de plis couchés à charnières très aiguës, de manière que la situation des strates est parallèle des deux côtés de l'inflexion. L'amplitude de ces plis s'y élève à quelques mètres. Par suite des ces plis aigus un tel paquet doit gagner considérablement en puissance.

Près de Trimouns l'on peut observer de tels plissements, mais ils sont le plus souvent d'une dimension plus petite. On y trouve aussi d'ailleurs des charnières arrondies.

Il est probable, que de tels plis se présentent aussi ailleurs et dans d'autres formations. En fin de compte on ne peut les observer si bien près de Porteille et de Trimouns, que parce que dans ces carrières la dolomie se montre d'une façon particulièrement heureuse. C'est déjà une raison pour laquelle il est impossible de définir l'épaisseur de ces formations. Le

plissement de toutes les roches paléozoïques a été apparemment d'une intensité particulière.

La puissance du calcaire et de la dolomie de l'Ordovicien est assez variable. Malgré des changements de puissance postérieurs, une variation primaire d'épaisseur de ce niveau est probable. Près de Trimouns par exemple l'épaisseur maximum s'élève maintenant à environ 60—80 mètres, mais au Nord de la carrière de talc la puissance est bien plus faible et au Nord du R. de Basqui ce niveau disparaît tout à fait, pour reparaître de nouveau seulement près du R. de Lasset. Au Sud de Trimouns l'épaisseur diminue très vite aussi et s'y élève sur une grande distance à seulement 10 m. Aussi dans la zone axiale, le calcaire ordovicien a-t-il la caractéristique de varier beaucoup en épaisseur sur une petite distance. Près de Trimouns la dolomie aura été à l'origine plus épaisse, puisqu'une partie considérable en a été dissoute, dont les stylolites sont la preuve. Dans tout le Paléozoïque des Pyrénées l'épaisseur des formations est à peu près indéfinissable à cause des dissolutions et des plissements. Cette difficulté est due surtout à la circonstance que plusieurs plissements ont eu lieu durant lesquels les structures se sont comprimées et qu'un gisement distendu à un endroit, gagne par contre en épaisseur à un autre, dans la même structure.

#### G. Le Gothlandien.

Le Gothlandien est, comme d'ailleurs dans les autres parties des Pyrénées, une formation caractéristique. Il se compose presque toujours de la même roche: des schistes carburés. De cette manière il est un niveau facilement reconnaissable, ce qui nous a rendu bien service pour le lever cartographique.

De Caussou par le côté Est des carrières de Trimouns et le ruisseau de Lasset vers la crête à l'Est de la Portelle, on peut poursuivre ces schistes carburés jusque dans la vallée du Touyre près de Lapeyregade. De Lapeyregade vers l'Ouest on trouve le Gothlandien moins facilement, mais sur la crête qui mène au Mont Fourcat on peut encore reconnaître les schistes noirs. De cet endroit on peut les poursuivre facilement jusqu'à la vallée du R. de Sourd. Sur la crête entre ce ruisseau et le R. de Labat se trouvent un grand nombre d'affleurements de Gothlandien, qui depuis là peut être suivi jusqu'au R. de Labat. Localement le Gothlandien y est peu caractéristique à cause de manque de graphite. Au Sud d'Antras une région assez étendue est occupée par des schistes carburés. Ceci est probablement la conséquence de nombreux plissements puisque l'épaisseur du Gothlandien n'est que faible et à cet endroit le Gothlandien n'est pas horizontal.

Des graptolithes ne furent pas trouvés, seulement quelques lamelli-branches près de St. Genès, où l'on trouva en plus des *Cardiola* et *Orthoceras*. L'absence de graptolithes est presque toujours due aux nombreux plissements qui se trouvent dans les schistes carburés. Par le glissement des plans de stratification les empreintes de graptolithes sont devenues à peu près méconnaissables. Les schistes carburés sont presque toujours ferrugineux, ce qui cause souvent une couleur de rouille d'altération superficielle. En outre on peut rencontrer régulièrement des niveaux de sources avec de l'eau ferrugineuse aux endroits où le Gothlandien affleure. Des filons de quartz qui le plus souvent sont fortement plissés se manifestent comme de minces veinules dans les schistes carburés. Des lentilles de calcaire qui ont été rencontrées dans le Gothlandien, entre autre du Massif de l'Arize, et qui comprennent souvent des fossiles, ne furent pas trouvées dans le Massif du

Saint-Barthélemy. Du côté gauche du ruisseau de Sourd, un banc de calcaire noir marmorisé d'une assez forte épaisseur fut rencontré entre les schistes carburés et les schistes calcaires du Dévonien. Nous avons attribué ce calcaire au Gothlandien ainsi que les schistes satinés noirs qui se trouvent entre les schistes carburés du Gothlandien et le calcaire de l'Ordovicien et qui peuvent être suivis de Porteille par le R. de Lasset et Trimouns jusqu'à la vallée de Caussou. Ils s'y élèvent à une épaisseur de plus de 100 mètres. Il serait raisonnable de classer cet étage dans l'Ordovicien puisqu'un lit de schistes satinés, qui se trouve dans la zone axiale également entre les schistes carburés et le calcaire ordovicien, y est classé dans l'Ordovicien. Dans cet étage se trouve le conglomérat du Caradocien. Cependant puisque dans la vallée du Touyre les schistes carburés couvrent directement le calcaire ordovicien, le sommet de cet étage est supposé former la limite Ordovicien-Gothlandien. Le poudingue du Caradocien ne fut pas trouvé dans le Massif du Saint-Barthélemy. Au Sud des carrières de Trimouns jusqu'à la vallée de Caussou, le Gothlandien se compose de schistes carburés alternant avec des bancs de calcaires bleus ou gris-foncé. Le Gothlandien est parfois métamorphique, dont on trouve un exemple très démonstratif près de Porteille où ces schistes ont été changés en schistes maclés. Ces schistes maclés se trouvent également près de Trimouns mais moins fréquemment.

L'épaisseur du Gothlandien est en général assez faible et le plus souvent ne surpasse pas les 50 m. Près de Trimouns l'épaisseur est plus forte et s'y élève à  $\pm$  250 m, comme également dans le ruisseau de Lasset. Localement dans la partie occidentale du terrain l'épaisseur est également plus forte, comme sur la crête entre le R. de Sourd et le R. de Labat, où l'épaisseur s'élève à  $\pm$  100 m.

## H. Le Dévonien.

### 1. *Dévonien inférieur.*

De Labat jusqu'à Lapeyregade une série de roches se trouve entre les schistes carburés du Gothlandien et les calcaires bleus du Dévonien moyen.

Nous datons cette série du Dévonien inférieur d'un côté par sa mise en place sous le Dévonien moyen, de l'autre par la conformité de ces roches avec le Dévonien inférieur du Massif de l'Arize, qui a été daté par des fossiles. Dans le Massif du Saint-Barthélemy ces roches n'ont pas fourni de fossiles jusqu'ici. Cette série se compose en général de schistes et calc-schistes. Dans la vallée du R. de Labat le passage du Dévonien moyen au Dévonien inférieur est graduel. Les calcaires bleus du Dévonien moyen deviennent graduellement plus schisteux et moins calcareux. En un seul endroit se trouve ici un calcschiste à graphite, tandis qu'en descendant dans la stratigraphie la roche se fonce et passe aux schistes du Gothlandien, à cet endroit non caractéristiques. Plus à l'Est on peut aussi bien observer le passage du Dévonien moyen au Dévonien inférieur. Des schistes gris ou noirs, vers la base souvent pauvres en calcaire ou même sans calcaire, recouvrent à cet endroit le Gothlandien typique. Plus loin vers l'Est, le Dévonien inférieur se change graduellement, son épaisseur augmente et sa couleur s'éclaircit tandis qu'il est presque toujours sans calcaire. Sur la crête entre le Douctouyre et le R. de Sourd le Dévonien inférieur est bien visible. Il s'y compose de schistes tendres gris-clair et verts, avec en quelques endroits des bancs calcareux. La plus grande surface sur la carte est occupée par le

Dévonien inférieur dans la vallée du Douctouyre entre le Dévonien moyen et le Gothlandien, qui se trouve très loin vers le Sud sur la crête entre le Touyre et le R. de Sourd. Dans presque toute cette région le Dévonien inférieur se compose des mêmes schistes clairs. Dans la vallée du Touyre ces schistes sont un peu plus foncés et complètement sans calcaire. A la pente occidentale de la vallée du Touyre ces schistes se terminent entre le Gothlandien et le Dévonien moyen. Entre Lapeyregade et Cadeillou le Dévonien moyen repose sur le Gothlandien. L'épaisseur maximum du Dévonien inférieur s'élève à  $\pm$  500 m.

Le Dévonien inférieur du Massif de l'Arize a été décrit par Keizer (lit. 81) comme une série de calcschistes assez minces qui ne se trouve pas partout; dans cette région se trouvent aussi à un certain endroit des calcschistes à graphite (Cascade d'Alzen). Nous pouvons conclure de la conformité avec les roches de ce terrain qu'il est très probable que le Dévonien inférieur est représenté dans le Massif du Saint-Barthélemy.

Plus loin vers l'Est et le SE ce faciès du Dévonien inférieur ne se rencontre plus. Il n'est cependant pas impossible qu'au Sud du R. de Lasset, c'est-à-dire surtout dans la région à l'Est de Trimouns, le Dévonien inférieur se présente aussi: à cet endroit le Gothlandien est couvert d'un paquet assez épais de calc-schistes gris et gris-brun, qui diffèrent fortement du Dévonien moyen, tel que nous le connaissons du reste du Massif. Ce Dévonien moyen qui peut être reconnu encore assez facilement comme tel dans le R. de Lasset, ne se présente plus au Sud de là. Par contre ce faciès se joint très bien au Dévonien de la zone axiale et il est représenté e. a. près de Luzenac. Le Dévonien qui couvre normalement le Gothlandien se compose d'un paquet épais de calcschistes gris, qui ne peuvent plus être subdivisés.

Malheureusement des indications paléontologiques manquent pour définir un âge exact, mais il n'est pas impossible que ce paquet représente à la fois le Dévonien inférieur et moyen. Puisque le Dévonien est coupé à cet endroit par la grande faille Nord-pyrénéenne le développement vers le haut ne peut pas être étudié. A cet endroit (près de Lordat) un peu de Dévonien supérieur se trouve sous forme de calcaire griotte, mais il n'est pas certain que la situation de cette roche soit autochtone. Une nette conformité se manifeste donc entre le Dévonien inférieur et moyen tel qu'il se présente dans la zone axiale au Sud du Massif du Saint-Barthélemy et celui de la partie SE de cette région. La seule différence est que les calcschistes près de Trimouns ont été marmorisés et non ceux de la zone axiale, mais cela n'est pas une différence primordiale. L'épaisseur du Dévonien inférieur à l'Est de Trimouns s'élève au maximum à 750 m, mais il est cependant possible que le Dévonien soit plus épais, étant coupé également à cet endroit par une faille. L'épaisseur du Dévonien dans la zone axiale près de Luzenac s'élève au moins à 1000 m.

## 2. *Dévonien moyen.*

Dans presque tout le Massif du Saint-Barthélemy, le Dévonien moyen est un étage typique et facilement reconnaissable, qui se présente en partie dans le même faciès que dans le Massif de l'Arize: un calcaire bleu massif à porphyroblastes de calcite, bien lité surtout à la base. Ce calcaire a été daté par des fossiles du Dévonien moyen, c'est-à-dire Eifélien. Dans le Massif du Saint-Barthélemy ce calcaire est facile à poursuivre à cause de sa bonne résistance contre l'érosion. Comme sa direction est le plus souvent

perpendiculaire aux grandes vallées, ce calcaire s'étend en arêtes saillantes depuis la crête jusque dans la vallée. Cet étage est bien reconnaissable sur les photos aériennes. Dans les vallées glaciaires, comme la vallée du Touyre et celle du R. de Lasset, le Dévonien moyen forme des verrous.

Au Sud de Labat le Dévonien moyen se présente comme un calcaire bleu à cristaux et veinules de calcite; plus vers l'Est et au Sud de Sourd c'est un calcaire bleu ou brun bien stratifié, également à porphyroblastes de calcite. Il n'est pas marmorisé et situé assez horizontalement. Plus encore vers l'Est, l'inclinaison de ce calcaire augmente considérablement, finissant par être à peu près verticale. Sur la crête entre le R. de Sourd et le Douctouyre nous trouvons un calcaire légèrement marmorisé d'une couleur bleu-gris à bleu-noir. En descendant dans le profil on le voit passer aux schistes clairs du Dévonien inférieur. Dans la vallée du Douctouyre ce calcaire est à peu près vertical d'une couleur bleu-gris et légèrement marmorisé. A la base de ce calcaire se trouvent quelques bancs de quartz d'une épaisseur de plus de 2 m, au bord desquels le calcaire a été changé en marbre grossier. A la pente orientale de la vallée du Douctouyre le calcaire manque localement à cause de la coupure d'une faille. Sur le pic 1377 de la crête à l'Ouest du Touyre se trouve un affleurement magnifique de Dévonien moyen, qui s'y présente comme un calcaire blanc ou gris, grossièrement marmorisé, localement avec de petits cristaux d'anorthite. A cet endroit le Dévonien moyen ressemble beaucoup au calcaire ordovicien et aussi ne peut-il pas en être distingué lithologiquement. Du pic 1377 le calcaire du Dévonien moyen descend droit et arrive jusqu'à Cadeillou où il forme un beau verrou glaciaire dans le Touyre. Près de Cadeillou — bâti sur le Dévonien moyen — nous rencontrons un calcaire bleu nettement stratifié, légèrement marmorisé. En amont du Touyre le calcaire s'éclaircit avec grossissement de grains. A la pente orientale de la vallée, la partie supérieure du Dévonien moyen est également bleue ou bleu foncé et légèrement métamorphique. Elle comprend quelques lits d'un schiste noir, graphiteux; de faibles couches de schistes ( $\frac{1}{2}$ —1 cm) se trouvent aussi dans ce calcaire. Vers la base la couleur s'éclaircit et le grain grossit. Dans la vallée du R. de l'Esclopvet le Dévonien moyen se compose de calcaires bleu-clair ou brun-gris, légèrement ou non-marmorisés. Sur la crête au Nord du R. de Lasset, le Dévonien moyen recouvre le Gothlandien en un sommet saillant. Il s'y compose de calcschistes gris vert, marmorisés avec de minces lits de schistes. En bas dans le R. de Lasset, où ces calcaires comme dans la vallée du Touyre, forment un verrou glaciaire, nous voyons des calcschistes marmorisés bleu-noir avec des veinules de calcite et des couches de schistes noirs. En outre dans ce calcaire l'on trouve quelques lits de grès bleu. Au Sud de ce ruisseau le Dévonien moyen comprend un assez grand nombre de lits de schistes noirs alternant avec des calcschistes, situés sur des calcaires marmorisés bleus à la base desquels se trouve le Gothlandien.

Plus vers le Sud le faciès du Dévonien moyen change comme nous l'avons décrit à la page 29 de manière que le Dévonien inférieur ne peut plus être distingué du Dévonien moyen. Aucun fossile n'a été trouvé dans le Dévonien moyen bien que les mêmes calcaires dans le Massif de l'Arize aient fourni un matériel paléontologique assez nombreux. Ce manque de fossiles est selon nous, dû seulement au métamorphisme par lequel la plus grande partie du Dévonien moyen a été marmorisée. La littérature non plus, ne mentionne aucune trouvaille de fossiles dans le Dévonien moyen du Massif du Saint-Barthélemy.

Comme dans tout le Massif, le Dévonien moyen est coupé par une faille, le passage du Dévonien moyen au Dévonien supérieur n'a pas pu être examiné. D'une comparaison avec la stratigraphie du Massif de l'Arize, l'on pouvait conclure qu'il manque probablement très peu de chose seulement, entre le calcaire du Dévonien moyen et le calcaire amygdalin du Dévonien supérieur. Dans la partie orientale de ce Massif le calcaire bleu est recouvert d'une dolomie très mince qui manque même localement. Au-dessus suit un niveau de calcschistes verts et rouges d'une épaisseur de 50—80 m à son tour recouvert par le calcaire griotte. Ces deux formations sont datées du Dévonien supérieur. Dans la partie occidentale du Massif du Saint-Barthélemy par contre, il manquerait seulement la couche de calcschistes rouges et verts. Une pareille comparaison avec le Dévonien de la zone axiale ne peut pas être faite puisqu'à cet endroit le Dévonien moyen est également coupé par une faille.

### 3. *Dévonien supérieur.*

Le Dévonien supérieur se compose en partie de calcaires qui ont dans tout le terrain le même habitus, en partie de roches qui en ont une apparence différente. A cause des structures tectoniques compliquées, il est souvent difficile de définir le mur ou le toit de quelques couches.

Dans la partie occidentale du Massif du Saint-Barthélemy il se présente seulement le calcaire griotte du Dévonien supérieur de diverses couleurs. Le calcaire griotte ou calcaire amygdalin est un calcaire noduleux, dont les nodules se composent de calcaire pur massif, entourés de lits de schiste ou de marne le plus souvent en forme courbé. Ces strates de schistes ont tantôt la même couleur que les lentilles de calcaire, tantôt ils diffèrent de couleur, ainsi produisant une roche caractéristique.

Près de Labat et de Sourd le calcaire griotte est le plus souvent gris clair avec des parties schisteuses brunes. A l'Est de Sourd se trouve du calcaire griotte rouge en grande quantité, tandis qu'on peut y rencontre parfois du calcaire bleu, des calcschistes verts et des calcaires silicifiés. Nous trouvons aussi du calcaire bleu à veines de calcite sur le chemin de Labat vers Laurès, mais il est nettement intercalé dans le calcaire griotte. Près de Sourd nous trouvâmes quelques Goniates; en outre des Dalmanites rugosa s'y rencontrent. La structure de la région près de Labat et de Sourd est particulièrement compliquée. On y trouve toujours des arêtes étroites de calcaire griotte, alternant avec des bandes de schistes carbonifères, alternance qui peut se répéter sept fois ou même plus. ROUSSEL (lit. 152) avait déjà constaté ce phénomène. L'épaisseur des bandes de griotte entre le Carbonifère ne s'élève parfois qu'à quelques dizaines de mètres. Dans le Douctouyre on ne trouve presque pas de Dévonien supérieur. On retrouve des affleurements importants seulement dans la vallée du Touyre, cette fois en bandes moins minces que celles près de Sourd. A l'endroit où le Dévonien touche au Carbonifère se trouve du calcaire griotte d'une couleur grise et rouge. En descendant dans la stratigraphie ce facies se transforme légèrement; la structure typique du calcaire griotte disparaît et la roche se change en un calcaire finement stratifié, d'une couleur gris-clair ou vert-clair. Ces strates ne sont souvent que d'une épaisseur de  $\frac{1}{2}$ —1 cm; le calcaire est massif.

A la pente Est de la vallée du Touyre nous trouvons des calcaires compacts, blancs et bleu-gris, bien stratifiés. Près de Martinat se trouve un calcaire compact rouge-clair à Goniates et avec de nombreuses veinules de

calcite. Nous y trouvons en outre du calcaire griotte rouge-vert sous lequel il y a un calcaire gris-foncé et vert à lits minces et à grain fin.

Plus loin vers l'Est le Dévonien augmente d'épaisseur et varie plus. La partie supérieure du Dévonien supérieur reste toujours la même: calcaire griotte, dolomitisé à quelques endroits, par ex. près de Montségur. Au-dessous suivent le plus souvent des calcaires gris, vert-clair ou bruns à couches minces. Dans la vallée du R. de l'Escloupet, sur la pente à droite se trouve un calcaire pur massif, blanc ou gris-clair en bancs épais, qui plus loin vers le SE du terrain peut être rencontré constamment. On peut observer un grand affleurement de ce calcaire de la route de Montferrier vers Montségur. Il se trouve également sur la crête entre le R. de Lasset et le R. de l'Escloupet mais à de nombreux endroits il est dolomitisé pour une partie importante.

Cette dolomie a une couleur bleu-gris avec une altération superficielle brune; une caractéristique remarquable est qu'elle est toujours marmorisée, également là où le calcaire gris ou blanc ne l'est pas. A quelques endroits l'on peut nettement observer que le calcaire blanc se change en dolomie dans la direction de sa stratification. Le calcaire blanc et la dolomie paraissent aussi au point de vue cartographique être séparés arbitrairement et se toucher avec des formes irrégulières. On peut en conclure avec probabilité que cette dolomie n'a pas été sédimentée comme telle, mais qu'elle s'est produite par dolomitisation du calcaire. Ceci est probablement dû à un afflux de solutions magnésiennes, ainsi la dolomie s'est-elle formée par métasomatose. L'âge de la dolomitisation est encore énigmatique, mais il est très probable qu'il est Paléozoïque.

Les roches escarpées de calcaire blanc qui affleurent du côté gauche du R. de Lasset, peuvent être nettement suivies dans la vallée même, sur le terrain ainsi que sur les photos aériennes.

Au Sud du R. de Lasset, près de Trimouns et du Signal de Caussou se retrouvent les mêmes roches; la dolomie à ces endroits aussi a un grain assez gros. Le calcaire blanc qui était à grain fin près de Portelle et au Nord du R. de Lasset est cependant à cet endroit aussi nettement marmorisé. On y trouve quelques Crinoïdes dans le calcaire. Près du Signal de Caussou ce calcaire blanc marmorisé ressemble beaucoup aux calcaires du Mésozoïque qui sont également à gros grains. Aussi ne peut-il parfois pas en être distingué. Le calcaire blanc et la dolomie disparaissent plus loin vers le Sud dans la vallée de Caussou.

Le dernier niveau, que nous datons encore du Dévonien supérieur et qui se trouve au-dessous du calcaire blanc, se compose d'un calcaire dolomitique bleu-foncé. Il est souvent bréchoïde et a une couleur d'altération superficielle gris-blanc. Ce calcaire peut être trouvé sur la crête au Nord du R. de Lasset et être suivi du Sud de ce ruisseau jusqu'aux environs du Signal de Caussou. Cette roche est presque toujours à grain fin et à peine marmorisée. A l'Ouest du Signal de Caussou, au bord de la vallée de Caussou, il y a dans ce calcaire de nombreuses aiguilles tétraogonales de scapolite (dipyre).

Aux environs du Signal de Caussou la partie supérieure du Dévonien supérieur, c'est-à-dire le calcaire griotte et les calcaires à lits minces sont là entièrement marmorisés et parfois assez difficiles à reconnaître comme tels. Plus vers le Sud dans la direction de Caussou, le Dévonien supérieur qui y affleure, devient très mince et est encastré entre des lydiennes carboni-

fères. Le Dévonien supérieur s'y compose de calcaire griotte, marmorisé ou non, de calcaire à couches fines et de marbre bleu.

Il est clair que l'épaisseur des roches que nous datons du Dévonien supérieur est bien plus grande depuis le R. de Lasset jusqu'aux environs du Signal de Caussou que le Dévonien supérieur du reste du Massif, où à peu près seulement le calcaire griotte et les calcaires du dessous sont datés de cette époque. Il n'est donc pas exclu que le calcaire bréchoïde bleu-foncé, le calcaire blanc et la dolomie ne dateraient pas du Dévonien supérieur, mais devraient être classés dans le Dévonien moyen.

#### 4. *Le facies du Dévonien supérieur.*

Le calcaire bréchoïde bleu a été déposé probablement dans la zone bathyale ou peut-être dans la zone néritique; également le calcaire blanc. Aussi les deux roches sont-elles peu particulières comme facies. La partie supérieure du Dévonien supérieur est différente: le calcaire à couches minces et le calcaire griotte. Ce dernier est parfois considéré comme un facies à céphalopodes, bathyal ou abyssal et qui, donc, a été déposé dans une mer profonde (Gignoux). Chaque nodule y est en principe une Goniatite, mais qui est presque toujours devenue méconnaissable par des mouvements tectoniques ultérieurs. Il est notoire que le calcaire griotte a été déposé durant la partie dernière du Dévonien supérieur: le Famennien. L'époque suivante, le Tournaisien, n'est cependant pas représentée dans les Pyrénées et la sédimentation reprend seulement à la fin de cette époque ou au début du Viséen. Étant donné ceci, il est très improbable que le Dévonien prenne fin par un facies de mer profonde avant que la régression commence à la fin de cette période. Aussi nous semble-t-il bien plus probable que le calcaire griotte représente un facies très peu profond, ce qui a conditionné principalement l'aspect de ces calcaires. Nous avons remarqué que seule la partie supérieure du Dévonien se présente sous le facies de calcaire griotte: cette roche est donc limitée normalement par le Carbonifère. Nous trouvons, en descendant dans la stratigraphie sous le calcaire griotte, souvent des calc-schistes ou un calcaire à couches minces. Dans le Massif du Saint-Barthélemy par ex. cette formation se compose de petites couches de calcaires d'une épaisseur de  $\frac{1}{2}$  à 1 cm avec des intercalations très minces de schistes ou marnes. Les petites couches de calcaire se composent du même calcaire à grain très fin, que les nodules du calcaire griotte. Il nous semble que le calcaire griotte a été sédimenté originellement comme un tel calcaire à couches minces, mais qu'il a été remué vivement après la sédimentation par l'agitation de la mer. Aussi la stratification régulière du sédiment, pas encore durci, se perdait-elle et la connexion entre les couches était rompue, avec la conséquence que les petites couches de schistes sont maintenant éparpillées en formes irrégulières dans la roche. Eventuellement des mouvements tectoniques ultérieurs auraient contribué à l'habitus du calcaire griotte, mais la cause principale doit être, comme nous le supposons, l'influence de la mer peu profonde sur le sédiment. Des passages des calcaires à couches minces aux calcaires griottes bien développés sont rares et ils ne furent pas rencontrés sur notre terrain. Un très bel exemple peut être vu, par contre, dans la vallée d'Estours près de Seix au Sud de St.-Girons. De la grande carrière près d'Estours à quelques centaines de mètres en amont de la rivière se trouve un bel affleurement, où le calcaire à couches minces a été remanié. La connexion entre les couches cependant a été nettement conservée, de

manière qu'il n'est pas encore question du vrai calcaire griotte, qui par contre dans la carrière même se présente bien développé (photo 3). Dans les grands blocs qui se trouvent à cet endroit l'on peut encore bien reconnaître la stratification originelle. Nous considérons le calcaire griotte comme une sorte de brèche sédimentaire.

Ce qui est conforme à cette théorie c'est que ce faciès se trouve seulement près du hiatus du Tournaisien, plus bas dans la stratigraphie la mer était encore si profonde que les matériaux qui venaient d'être déposés n'étaient pas encore remaniés. La présence de poudingues de calcaire dans cette série est aussi conforme à cette théorie. Dans le Massif du Saint-Barthélemy on trouvait près de Freychenet un mince conglomérat de calcaire dans le calcaire griotte.

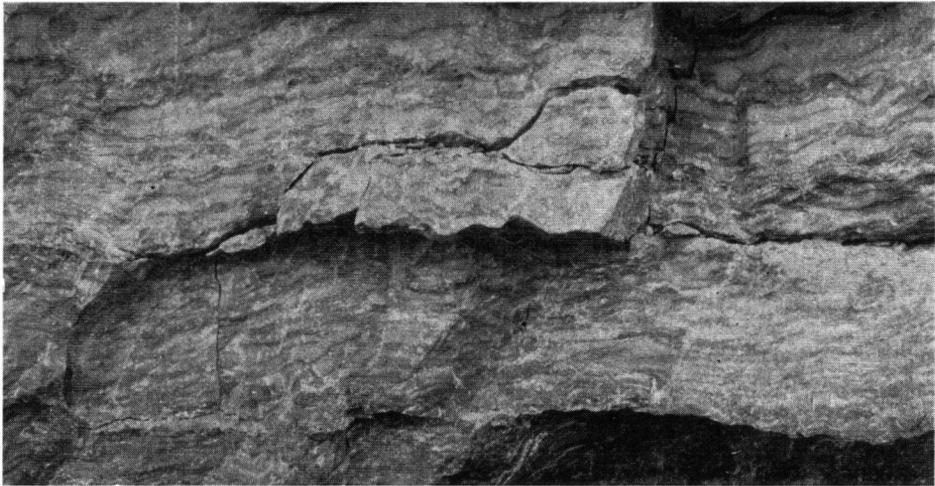


Photo 3. Calcaire finement lité, remanié après la sédimentation et se développant au calcaire griotte. Dévonien supérieur d'Estours.

### I. Le Carbonifère.

Le Carbonifère est présent dans le Massif du Saint-Barthélemy comme dans toutes les Pyrénées avec un faciès caractéristique. Cette formation débute par des lydiennes en alternance avec de minces couches de schiste: les lydiennes sont le plus souvent noires. A de nombreux endroits cette roche ne se trouve pas à la limite du Dévonien et Carbonifère, mais ce sont des schistes qui se trouvent contre le calcaire griotte du Dévonien supérieur. Dans la partie occidentale du Massif, on trouve la lydienne e. a. près de Sourd, de Pouchou — où elle a une couleur rouge — de Tragine et de Freychenet. Elle n'a pas été trouvée dans la vallée du Douctouyre et du Touyre. Elle l'a été cependant près de Montségur, au Nord du R. de Lasset et dans la vallée de Caussou. Les nodules à phosphate, fréquents dans le Massif de l'Arize, n'ont été trouvés dans le Massif du Saint-Barthélemy qu'à deux endroits: près de Montségur où ils ont une grosseur allant jusqu'à 5 cm et dans la partie supérieure de la vallée de Caussou à l'Ouest du Signal de Caussou, près du pic 1800, où elle n'ont que la grosseur d'une noisette. L'épaisseur de la lydienne est en général faible, le plus souvent elle ne

s'élève pas à plus de dix mètres. Près de Montségur ce niveau a une épaisseur plus grande qui peut s'élever jusqu'à 40 m.

Des calcaires silicifiés du Dévonien, qui se présentent e. a. dans le Massif de l'Arize et qui sont probablement en rapport avec la lydienne, furent seulement trouvés près de Sourd.

Il a pu être conclu avec certitude de trouvailles de fossiles à d'autres endroits des Pyrénées, que cette couche de lydienne date du Tournaisien supérieur ou du Viséen inférieur. Comme la lydienne a été déposée après le hiatus stratigraphique qui comprend le Tournaisien inférieur, le faciès de cette roche doit être par nature néritique. DÉLÉPINE (lit. 35) a publié un article sur ce sujet; il est d'avis que la transgression dans le Viséen inférieur a eu lieu très vite, de manière que des poudingues n'ont pu se former à cause du grand affaissement du sol ou de l'élévation du niveau de la mer. Aussi n'en a-t-on jamais trouvé dans la lydienne. Celle-ci se serait formée par la pénétration soudaine de l'eau de mer de bassins voisins avec de nombreux radiolaires. Les nodules à phosphate remplaceraient le poudingue.

Le reste du Carbonifère est représenté par une série épaisse de schistes gris, bleus et noirs dans lesquels nous n'avons trouvé aucun fossile. A quelques endroits seulement, e. a. près de Pouchou, on a des schistes rouges et verts. Près de Montségur nous avons rencontré quelques grès et quelques intercalations de calcaires dans le Carbonifère. Ces schistes sont fortement durcis dans la vallée de Caussou et comprennent de nombreuses facettes brillantes de très petits cristaux de biotite. Nous traiterons de ce sujet ultérieurement. Les schistes sont en général assez tendres. Aussi donnent-ils le plus souvent de mauvais affleurements. Nous n'avons pas observé de clivage dans cette roche. La stratification est celle du dépôt. Puisque la limite supérieure manque, l'épaisseur de cette série est difficile à définir. Elle s'élève dans le Massif du Saint-Barthélemy à au moins 400 m. Le faciès des schistes du Viséen est jugé néritique à bathyal d'après les trouvailles de fossiles à d'autres endroits.

#### K. Le Permo-Trias.

Le Permo-Trias fait partie de la couverture post-hercynienne du Massif du Saint-Barthélemy a été peu examiné comme tel. Le Trias entier a été rangé dans le Permo-Trias. Sur la carte la couverture mésozoïque plus jeune est en outre partagée en deux: Jurassique-Crétacé inférieur et Cénomaniens. Le Permo-Trias se compose en plus grande partie de cargneules, de conglomérats avec e. a. de la lydienne et des galets de griotte, de marnes jaunes et rouges, de calcaires rouges et violets et d'argiles. Ces roches sont présentes tout le long du côté Nord du Massif du Saint-Barthélemy, bien qu'à quelques endroits se trouvent des roches du Paléozoïque et du Post-Trias l'une à côté de l'autre. Les poudingues et les brèches se présentent seulement près de Gabachou et de Stal-de-Pic. Le Pic de Stal-de-Pic se compose de ces roches qui comprennent e. a. de la lydienne et du calcaire amygdalin. Une roche particulière, rangée également dans le Trias peut être trouvée près d'Arnave, où un gisement de gypse couvrant le gneiss, représente cette période. D'autre part le Permo-Trias est assez faiblement développé dans le Massif et il y est en général mince.

Le reste de la couverture post-hercynienne du Massif du Saint-Barthélemy: le Jurassique et le Crétacé se composent en grande partie de calcaires et de marnes. Pour plus amples détails nous pouvons nous contenter de nous référer à l'oeuvre excellente et détaillée de M. CASTERAS (lit. 21).

### L. Le bassin de sédimentation.

Après la métamorphose des paragneiss et la dénudation de la partie supérieure, la mer a transgressé ces roches pendant le Cambrien ou le Silurien inférieur. Il est possible qu'un poudingue ait été déposé à la base de cette formation transgressive. Cependant cette formation a été presque partout migmatisée et rien ne peut plus être retrouvé d'un poudingue. Seulement dans la vallée de Caussou ces gneiss sont couverts par l'Ordovicien supérieur en forme peu métamorphique, mais des poudingues en sont absents. L'examen des migmatites a montré que celles-ci ont sur une grande distance de la limite avec les gneiss une composition différente. Cette différence pouvait indiquer que les roches originelles avaient à cet endroit une composition d'arkose ou de grès, tandis que les roches plus élevées dans la série avaient été des argiles.

Il y a des indications que l'abaissement du sol au-dessous de la mer en toutes les parties de la région n'a pas été simultané. Dans l'Est du Massif du Saint-Barthélemy la sédimentation n'a commencé qu'à la fin de l'Ordovicien. Il est compréhensible que la sédimentation n'ait pas débuté à cet endroit par le dépôt de poudingues. On trouve ces roches le plus souvent dans les parties les plus basses de la surface de transgression.

Une comparaison de la stratigraphie du Massif du Saint-Barthélemy avec celle du Massif de l'Arize d'un côté et avec celle de la zone axiale de l'autre, nous montre que la stratigraphie des deux côtés du Saint-Barthélemy est très conforme à celle des deux autres régions mentionnées. La stratigraphie du Massif du Saint-Barthélemy de l'Ouest à l'Est a été établie sur la page 37 la fig. 3. Nous y avons ajouté d'un côté la stratigraphie de la partie orientale du Massif de l'Arize, de l'autre celle de la zone axiale près de Luzenac. Il apparaît que la stratigraphie du Paléozoïque du Saint-Barthélemy de l'Est à l'Ouest comporte une assez grande variation. Les facies de l'Ordovicien inférieur sont partout les mêmes, mais ces roches sont très minces dans la partie SE du Massif du Saint-Barthélemy ainsi qu'à Luzenac. Dans la partie orientale de l'Arize et la partie occidentale de notre terrain l'Ordovicien inférieur est beaucoup plus puissant.

Le calcaire de l'Ordovicien supérieur manque totalement dans ces régions. Le Gothlandien est le même que dans toutes les Pyrénées. Du Dévonien on peut tirer des conclusions importantes. Le facies du Dévonien inférieur dans la partie occidentale du Saint-Barthélemy est pareil à celui du Dévonien inférieur de l'Arize. Il en est de même du Dévonien moyen. Comme nous l'avons vu le Dévonien inférieur et moyen dans la partie SE du Massif du Saint-Barthélemy ne peuvent pas être facilement distingués l'un de l'autre. Il en est de même du Dévonien dans la zone axiale pour lequel il existe une bonne conformité. Le Dévonien supérieur et le Carbonifère se présentent en facies presque pareils, à ce qu'ils sont dans une très grande partie des Pyrénées. Des recherches continues dans le Paléozoïque des Pyrénées ont montré que les caractères mentionnés du Silurien et du Dévonien se maintiennent sur de très grandes régions. Les schistes ordoviciens représentent partout et assez uniformément l'Ordovicien inférieur; le calcaire de l'Ordovicien supérieur peut gagner de puissance vers l'Ouest. Le Dévonien inférieur et moyen ne peuvent pas être distingués l'un de l'autre. Ils se composent d'une série assez monotone de calcschistes, avec des bancs de calcaires intercalés, vers l'Ouest. Le Dévonien supérieur et le Carbonifère — s'ils sont présents — se manifestent dans le facies classique. Le Paléo-

La stratigraphie du Massif du Saint-Barthélemy

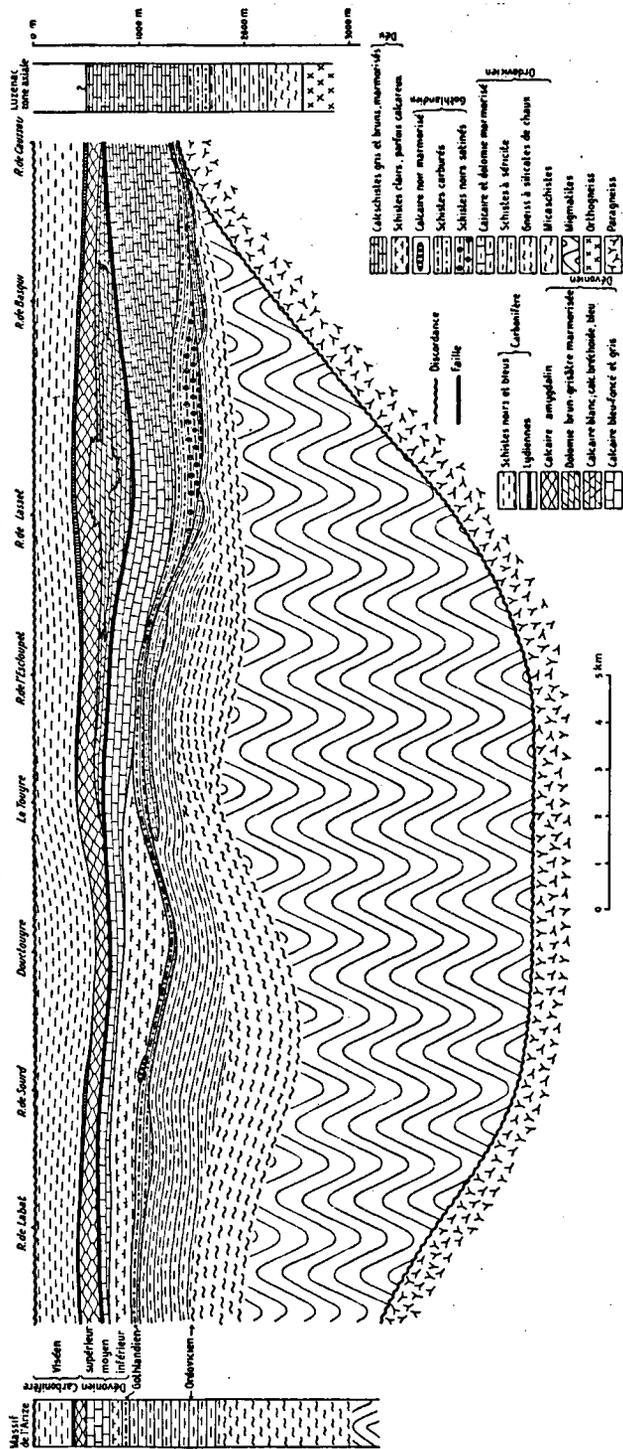


Fig. 3.

zoïque du Massif de l'Arize est assez uniforme et reste le même sur la longueur entière du Massif.

On peut donc distinguer dans le Paléozoïque des Pyrénées deux régions de facies: la zone axiale et les Massifs satellites. Outre une différence en facies ces régions ont une différence considérable d'épaisseur des formations. Comme l'Ordovicien est partiellement migmatisé, nous ne pouvons guère parler de son épaisseur. Le Dévonien a dans le Massif de l'Arize une épaisseur de 500 m, par contre le Dévonien de la zone axiale — quoiqu'il soit difficile à définir — peut avoir une épaisseur de 1000—2000 m ou plus encore. Allant du Sud au Nord nous trouvons donc une considérable diminution d'épaisseur des sédiments du Paléozoïque. Ceci veut dire que le bord du bassin paléozoïque de sédimentation s'est trouvé probablement un peu plus loin vers le Nord que les Massifs satellites actuels, tandis que ce bassin — au moins dans le Département de l'Ariège — a eu son bord Nord dirigé de l'Est à l'Ouest. La structure Ouest-Est actuelle des Pyrénées aurait donc été introduite déjà dans le Paléozoïque et la grande faille Nord-pyréenne qui sépare la zone axiale du pays Nord-pyréen est donc dans son principe également du Paléozoïque, ce que DE SMETTER (lit. 170) a déjà avancé dans une de ses publications. Tandis que la position du bord septentrional du géosynclinal paléozoïque des Pyrénées nous est connu, celle du bord Sud ne l'est pas.

On peut également trouver des indications d'une deuxième ligne paléogéographique dans le Massif du Saint-Barthélemy. Il est déjà apparu que l'Ordovicien inférieur et les migmatites dans la partie occidentale du Massif sont assez épais, jusqu'à 3 à 4.000 m. Vers le SE cette épaisseur diminue cependant jusqu'à seulement quelques dizaines de mètres. Les migmatites disparaissent même totalement. Dans la vallée de Caussou le calcaire ordovicien recouvre à peu près directement le gneiss, ce qui veut dire que les ardoises de l'Ordovicien se sont terminées en coin. A cet endroit il n'y a aucune indication qu'il s'agisse d'un contact tectonique par lequel les ardoises auraient disparues. En outre on peut observer plus ou moins le même phénomène dans le Paléozoïque de la zone axiale près de Luzenac. L'épaisseur des micaschistes est très faible, environ 400 m. Plus loin dans la direction d'Ax-les-Thermes ces schistes s'épaississent; il en est ainsi également vers l'Ouest. Dans la vallée du Viedessos, l'Ordovicien inférieur a déjà une épaisseur de plusieurs milliers de mètres. La situation n'est pas tout à fait identique à cet endroit; les micaschistes dans la zone axiale au Sud du Massif du Saint-Barthélemy couvrent un orthogneiss et non des paragneiss. Au-dessous des orthogneiss peuvent encore se trouver des migmatites, donc de l'Ordovicien migmatisé. Cela dépend de l'étendue et de la situation des roches, qu'une comparaison avec la zone axiale tienne. Il y a donc eu à cet endroit un faite Nord-Sud, un géantoclinal, contre laquelle les sédiments se coïncent, ou s'amincissent, comme la fig. 3 le montre nettement. D'un examen tectonique il est apparu que ce faite n'a pas existé seulement pendant l'Ordovicien, mais aussi jusqu'à la fin du Paléozoïque et qu'il manifeste son influence encore sur les plissements hercyniens. Dans le chapitre sur la tectonique nous reviendrons sur ce sujet.

Le géosynclinal paléozoïque qui avait probablement une direction principale d'Est à l'Ouest, fut séparé en deux par un géantoclinal se trouvant au côté Est du Massif du Saint-Barthélemy. On connaît peu encore des différences de facies des deux côtés de ce faite. L'on sait seulement que le Carbonifère du côté Est est considérablement différent de celui du côté Ouest. Le

Carbonifère de la région premièrement mentionnée comprend de nombreux lits à poudingues qui manquent de l'autre côté. Ces poudingues comprennent des galets de gneiss qui peuvent probablement être comparés aux paragneiss et comme tels ils pourraient être considérés comme des démolitions de ce faite. Au SE d'Andorre près de Bellver se trouvent aussi de tels conglomérats carbonifères à galets de gneiss, mais sans galets de granite à biotite. Egalement le Dévonien est considérablement différent de celui du côté Ouest. Le prolongement de cet examen révélera d'autres données à ce sujet.

En résumant nous pouvons dire que la sédimentation dans le Massif du Saint-Barthélemy, bien qu'il fasse partie du géosynclinal hercynien, a été influencée par le bord du bassin qui s'étend de l'Est à l'Ouest et par le géanticlinal Nord-Sud situé du côté Est du Massif.

## CHAPITRE II.

### LES VIEUX PARAGNEISS.

#### A. Introduction.

Les conceptions généralement acceptées sur les roches cristallines des Pyrénées sont posées dans un article de M. E. RAGUIN „Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées" (lit. 138). En peu de mots cette publication revient à dire que tous les gneiss des Pyrénées se sont formés par une migmatisation de l'infra-Paléozoïque. Cette migmatisation comprend entre autres choses une partie des schistes ordoviciens, mais elle n'atteint pas des roches plus jeunes. A partir des migmatites vers le haut il y a un passage graduel via micaschistes à l'Ordovicien peu ou non-métamorphique et au Paléozoïque plus jeune. A côté de ces migmatites on trouve des massifs de granite à biotite, intrudés après le plissement hercynien. Ces granites peuvent être en contact avec tous les sédiments paléozoïques. Selon E. RAGUIN il n'y a pas de soubassement cristallin dans les Pyrénées. Il est cependant d'avis, qu'un tel soubassement a existé, mais celui-ci est métamorphisé ou fondu pendant la migmatisation. Comme tel un soubassement cristallin n'est plus reconnaissable. Dans un petit schéma cette conception est indiquée ci-dessous.

Permien	
Carbonifère supérieur	intrusion du granite à biotite
~~~~~	plissement hercynien
Carbonifère inférieur	migmatisation
Dévonien	
Gothlandien	
Ordovicien	schistes, en partie migmatisés
Infra-Ordovicien	schistes migmatisés.

Cette conception est juste en effet pour une grande partie des Pyrénées. En maints endroits dans les départements Ariège et Haute-Garonne nous avons observé, que l'Ordovicien passe vers la base à des migmatites, au-dessous desquelles on ne trouve plus d'autres roches.

Dans le Massif du Saint-Barthélemy aussi il y a un paquet puissant de migmatites, mais là on trouve comme exception au-dessous de ces migmatites une autre série de roches. Cette série consiste en paragneiss de haut métamorphisme à caractère tout à fait différent des migmatites et séparés de ces roches par une limite nette. Selon toutes les propriétés, caractéristiques sur le terrain, la composition chimique et minéralogique, ce groupe de paragneiss est indépendant. Les migmatites se trouvent donc comme une couche dans la série.

Puisque les sédiments les plus anciens des Pyrénées appartiennent au Cambrien, il faut que ces gneiss, recouverts en discordance par l'infra-Paléozoïque soient encore plus vieux. Après la formation des paragneiss la

partie supérieure a disparue par l'érosion et dans le Cambrien ou l'Ordovicien la sédimentation a recommencé. A la fin du Paléozoïque ces sédiments ont été migmatisés.

Sur la carte géologique les paragneiss ont été indiqués dans la légende comme paragneiss à biotite et almandin. Sur cette carte on voit clairement que ces gneiss comprennent une partie importante du Massif du Saint-Barthélemy, c'est-à-dire une bande dirigée NW—SE sur le versant méridional du Massif. Ces roches n'arrivent pas jusqu'à l'arête centrale du Massif; la limite avec les migmatites est située plus au Sud. Dans la partie extrême orientale du terrain seulement, ces gneiss ne sont pas limités par des migmatites au côté NE, mais par des schistes satinés et des marbres de l'Ordovicien. Au côté SE le Carbonifère et le Dévonien sont séparés des paragneiss par une faille. Au côté SW enfin, les paragneiss sont limités par les calcaires mésozoïques. Ce dernier contact est presque toujours masqué par des dépôts quaternaires.

La limite paragneiss-migmatite peut être assez évidente sur le terrain, surtout dans les grands affleurements. Nous donnons une description d'un profil à environ 800 m au SW du Col du Han, là où sur la carte géologique deux filons d'amphibolite sont indiqués. Quand on monte au côté Ouest du ruisseau on voit un beau gneiss oillé avec des yeux d'une taille de plusieurs cm. Dans ce gneiss on peut rencontrer quelques lits d'amphibolite. Les gneiss ont une schistosité bien prononcée qui est inclinée avec une faible pente vers le Nord. Les affleurements ont une couleur claire. Dans les gneiss on voit de la biotite et du grenat.

Un peu plus haut les roches sont couvertes par l'herbe, mais l'affleurement suivant a un caractère différent. La schistosité est moins prononcée; la couleur de l'affleurement est brun-foncé et on ne voit plus d'yeux. Le grenat est absent, mais il y a abondance de muscovite. La limite entre ces deux roches, quoique non exposée, doit être assez nette. Sur le terrain on peut le suivre jusqu'aux deux crêtes à l'Ouest et à l'Est du ruisseau. Les gneiss oillés sont des paragneiss; les roches à muscovite des migmatites.

Sur le terrain et sur la carte on voit clairement que cette limite avance au Sud sur les crêtes et recule au Nord dans les ruisseaux. Cela indique que la limite est inclinée vers le Nord. Nous estimons cette inclinaison à 40—50°. La limite paragneiss-migmatites est donc un plan bien défini.

Dans la partie Ouest du Massif les paragneiss sont séparés du Massif de l'Arize par une faille, le décrochement de St. Paul-Croquier-Arnave. Dans le Massif de l'Arize on trouve aussi un peu de ces paragneiss. Les gneiss près du contact avec le Mésozoïque sont fortement écrasés et altérés en kakirite. Là on ne peut pas couper un échantillon de gneiss frais. Sans doute cet écrasement est-il dû à la faille Nord-pyrénéenne par laquelle ces roches sont relevées de plusieurs mille mètres. Le long de la route Arnave-Cazenave-Senconac-Axiat on ne peut donc pas étudier ces paragneiss, mais il faut monter plus au Nord.

## B. Les gneiss monoschématiques.

### 1. *Description macroscopique.*

Sur le terrain les paragneiss sont bien reconnaissables et à distinguer des migmatites, surtout dans de grands affleurements. Très surprenants sont les grands rochers saillants de ces gneiss sur le versant Sud du Massif. Un

exemple caractéristique est le Roc de la Lauzat dans la vallée du torrent de Verdun, qui domine cette vallée d'une quarantaine de mètres. Dans ces grands affleurements les paragneiss sont des roches en gros bancs avec une couleur assez claire. Ces bancs sont inclinés vers le Nord avec une faible pente. De près on voit une texture schisteuse, clairement visible (photo 4). Quand on examine ces roches plus à fond on observe en outre une texture linéaire. Parfois cette linéation est tellement évidente que ces roches sont des gneiss à colonnes (voir photo 6).

Quoique le nombre des minéraux observables à l'oeil nu soit petit, la variation de l'aspect de ces gneiss est très grande. On trouve un gneiss monoschématique à biotite d'un grain moyen ou gros dans lequel on voit



Photo 4. Affleurement typique du paragneiss; près de Senconac

du quartz, du feldspath, de la biotite et du grenat. Les quartz sont assez petits et presque pas plus grands qu'un mm. Les feldspaths sont plus grands et peuvent atteindre une dimension de quelques cm. La biotite se trouve en petites feuilles souvent courbées autour le quartz et le feldspath. Les grenats sont le plus souvent petits et surpassent rarement un mm. Parfois les grenats sont plus grands qu'un cm, ou plus encore. La linéation de ces gneiss est en général évidente; la schistosité est très prononcée. La couleur de ces gneiss sur un plan de cassure est très variable et dépend principalement de la teneur en biotite. Cette couleur varie de brun-noir à blanc. Quelquefois on voit que des lits de gneiss de diverses couleurs alternent, souvent avec une limite nette. Les feldspaths sont toujours blancs. Dans ces gneiss on trouve souvent quelques yeux de feldspath d'une dimension d'un cm.

De ce gneiss monoschématique il y a quelques variations. Le gneiss peut être plissé; ces plis ont une dimension de quelques dm ou quelques m et sont en général isooclinaux (voir photo 5). Quand on trouve des gneiss

plissés la linéation est absente. Ces gneiss sont abondants entre Senconac et le Pic du Han.

Nous connaissons une deuxième variation, c'est-à-dire un gneiss avec de nombreux grands grenats. De tels gneiss ont été trouvés près d'Appy, mais aussi en d'autres endroits. Ces roches ont une couleur rouge-brun.

## 2. La composition minéralogique.

La composition minéralogique des paragneiss monoschématiques est très constante et consiste en quartz, plagioclase acide, feldspath alcalin<sup>1)</sup>, biotite



Photo 5. Paragneiss plissé. Au Sud du Pic du Han.

et grenat comme éléments principaux, et zircon, apatite et minéraux opaques comme éléments accessoires (photo 6, 7, voir tableau I, pag. 54).

*Quartz* est présent en quantités de 10—40 % et montre toujours une extinction roulante ou une cataclase. Parfois il y a une texture en mortier. Dans les plaques coupées perpendiculairement à la linéation, les quartz se trouvent en grains lenticulaires, entourés par la biotite.

*Feldspath alcalin* est le plus souvent microperthitique; le microcline est rare. Ce minéral forme 10—40 % de la roche. Des phénomènes d'altération sont rares.

<sup>1)</sup> Nous avons utilisé le nom feldspath alcalin pour les minéraux de la série des cristaux de mélange feldspath sodique—feldspath potassique avec beaucoup de potasse. Ce sont donc orthoclase, microcline et perthite. Puisqu'il est impossible de déterminer ces minéraux sans l'aide d'une platine Fédorow, nous avons choisi le nom feldspath alcalin. Il est vrai qu'aussi l'albite est un feldspath alcalin, mais parce que l'albite pure est rare dans les roches du Massif du Saint-Barthélemy, cela ne donne pas de confusion.

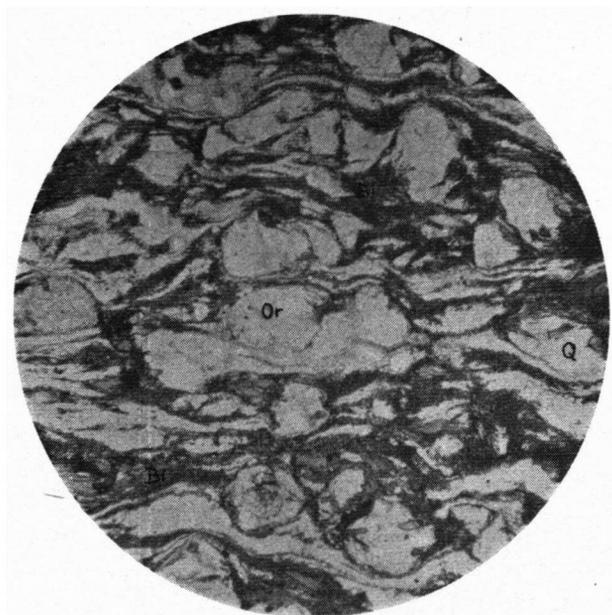


Photo 6. Paragneiss à quartz (Q), feldspath alcalin (Or) et biotite (Bi); perpendiculaire à la linéation; texture lenticulaire. Au Nord de Caussou. Gross. lin. 25 X; lumière naturelle.

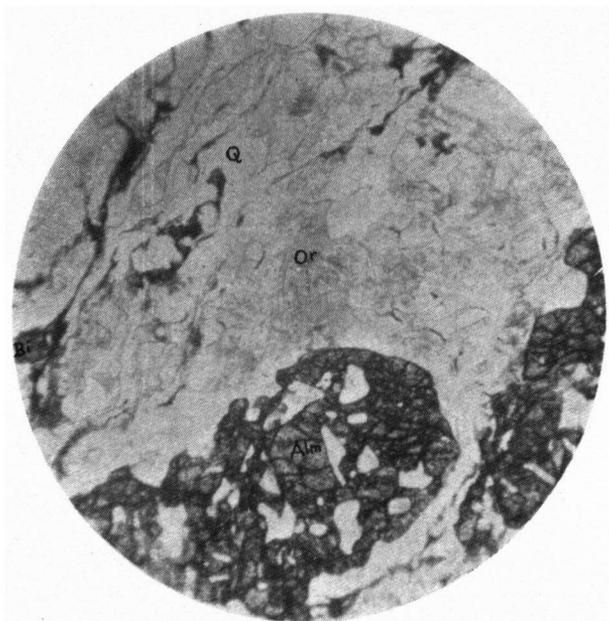


Photo 7. Paragneiss à almandin (Alm), biotite (Bi), feldspath alcalin (Or) et quartz (Q). Au Nord de Caussou. Gross. lin. 25 X; lumière naturelle.

*Plagioclase* est acide; la teneur en anorthite varie de 5—25 % et ce minéral est donc une albite ou un oligoclase. Le plagioclase est en partie maclé selon la loi de l'albite. Ce minéral forme 20—40 % du volume et est partiellement altéré en séricite ou kaolinite. Une zonation est rare. Le plagioclase se montre souvent comme le quartz et le feldspath alcalin en formes lenticulaires dans les roches à texture linéaire.

*Biotite* est présente en quantités de 10—30 %, souvent en feuillets, entourant les quartz et les feldspaths. La couleur est vert-brun avec un pléochroïsme allant jusqu'à presque incolore. Des halos pléochroïques autour du zircon ne sont pas rares. Parfois la biotite est légèrement chloritisée. Une autre altération est la bauéritisation; dans ce cas la biotite est incolore et ressemble fortement à la muscovite. Cette altération n'est cependant pas très commune et il s'agit seulement de parties des cristaux de biotite. De gros cristaux de muscovite ne se trouvent pas dans ces gneiss.

*Grenat* peut être présent en quantité variable, c'est-à-dire de quelques pourcents jusqu'à 30 %. Ce grenat a été examiné au moyen des rayons X. Pour cet examen nous avons pris deux grenats; l'un d'un gneiss avec très peu de ce grenat, l'autre d'un gneiss très riche en grenat. On peut calculer de la radiogramme röntgenologique la constante réticulaire ( $a_0$ ). A l'aide d'une publication de STOCKWELL (lit. 173) on peut alors déterminer la composition du grenat.

D'un grenat d'un gneiss avec beaucoup de ce minéral, originaire de près d'Appy,  $a_0 = 11.49$ . Puisque la réfringence est plus élevée que 1.790, il n'est pas probable que ce grenat contienne du pyrope. Dans ce cas ce grenat consiste en un almandin pur ( $3\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{FeO}$ ). Un autre grenat, trouvé dans un gneiss près de l'étang d'Appy, possède une constante réticulaire  $a_0 = 11.53$ . Dans ce cas le grenat est un mélange d'almandin et de grossulaire, ou une spessartine. Au moyen d'une investigation microchimique nous avons pu prouver que ce grenat ne contient pas de manganèse. La composition est 86 % almandin et 14 % grossulaire. C'est donc un grenat consistant pour la plus grande partie en almandin, mais qui contient un peu de calcium.

Au microscope ces grenats sont toujours isotropes. Ils sont enchevêtrés de quartz et de biotite. Dans les grenats on voit souvent des fissures avec muscovite et chlorite. Parfois le grenat est altéré en chlorite et séricite.

A côté des minéraux mentionnés nous avons trouvé exceptionnellement deux minéraux comme éléments importants. Ce sont cordiérite et sillimanite. Ce dernier minéral fut trouvé une fois. La cordiérite avec des halos pléochroïques autour du zircon se présente un peu plus souvent.

Comme éléments accessoires nous avons rencontré du zircon, de l'apatite et des minéraux opaques.

La structure de ces gneiss est grano-lépidoblastique; dans le cas d'une linéation prononcée la texture est lenticulaire (photo 6).

### C. Les gneiss chorismatiques.

Les gneiss chorismatiques peuvent être subdivisés en deux groupes, les stromatites et les ophalmites.

#### 1. Les stromatites.

Dans la schistosité des gneiss on trouve assez fréquemment des veines ou des rubans d'une couleur très claire et d'une puissance de  $\frac{1}{2}$  à 10 cm.

Ces veines se composent de quartz, plagioclase et feldspath alcalin; elles peuvent être très nombreuses (voir photo 8). Parfois on voit de minces lits de biotite dans ces veines. Ces rubans peuvent être suivis sur une distance de plusieurs mètres sans aucune variation de l'épaisseur. Ces stromatites typiques se trouvent surtout entre la vallée de Caussou et la crête d'Axiat vers le Pic du Saint-Barthélemy, mais ils ne manquent pas aussi plus à l'Ouest.



Photo 8. Paragneiss à rubans aplitiques (stromatite). Au Nord de Caussou.

## 2. *Les ophthalmites.*

Les ophthalmites sont des gneiss ocellés avec des yeux de feldspath jusqu'à une dimension de  $5 \times 8$  cm. L'axe le plus long de ces yeux se trouve toujours parallèle à la schistosité (voir photo 9, 10). En général on trouve un grand nombre d'yeux dans les ophthalmites. Les échantillons les plus beaux ont été recueillis au SW du Col du Han, mais on les trouve aussi près de Cazenave et en d'autres endroits.

Il y a des passages de stromatites aux ophthalmites, c'est-à-dire qu'on peut trouver des roches avec des rubans et avec des yeux, mais aussi que les yeux passent à les rubans. Dans ce cas les yeux deviennent très étirés



Photo 9. Paragneiss ocellé (Ophtalmite). Au Sud du Col du Han.

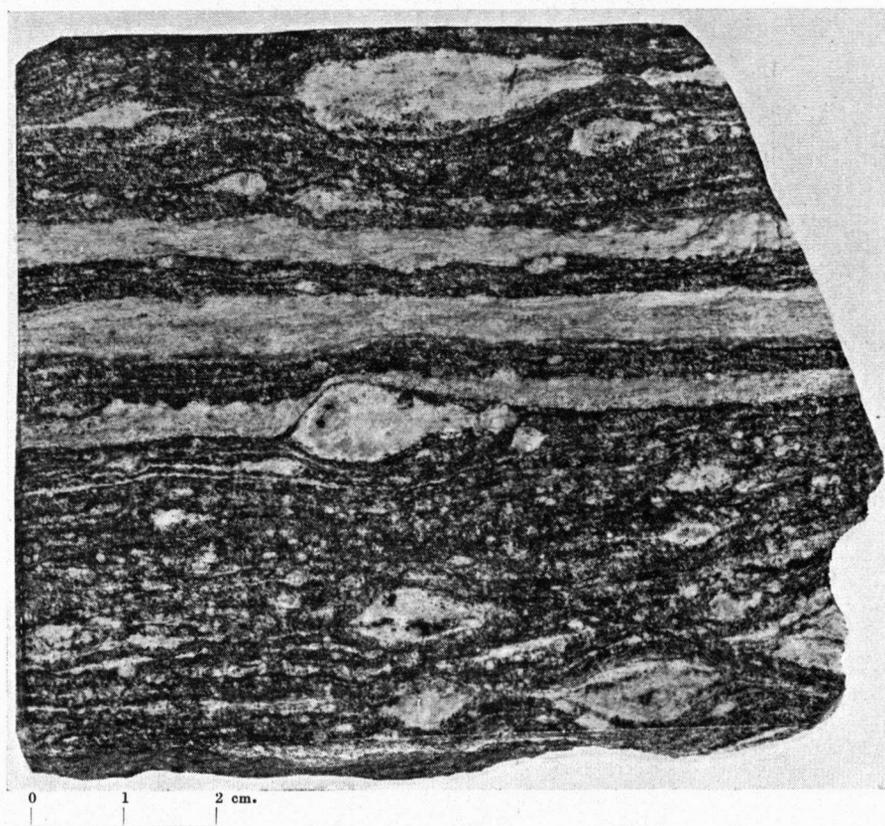


Photo 10. Paragneiss ocellé et rubané. Au Nord de Caussou.

(voir photo 10). Le gneiss à côté des yeux et des rubans possède les mêmes propriétés que les gneiss monoschématiques.

Dans les gneiss stromatitiques plissés on peut observer que les rubans sont aussi plissés (photo 11).

La composition minéralogique des gneiss chorismatiques est tout à fait identique à celle des gneiss monoschématiques, c'est-à-dire quartz, plagioclase acide, feldspath alcalin, biotite et almandin. Seulement dans les stromatites et ophthalmites les proportions des minéraux sont différentes. Les rubans des stromatites consistent pour la plus grande partie, de 50 à 80 %, en feldspath alcalin et pour le reste en quartz et plagioclase. Parfois on y trouve quelques cristaux de biotite, de grenat ou de muscovite. Dans les gneiss à texture linéaire les rubans montrent cette même texture. Les yeux des



Photo 11. Paragneiss plissé à rubans aplitiques.  
Au Sud du Pic du Han.

ophthalmites se composent de feldspath alcalin, qui est le plus souvent de la microperthite. Ces porphyroblastes peuvent être enchevêtrés de quartz, myrmékite, apatite et opaque. (Voir le tableau I, pag. 54.)

#### D. Les cipolins et les para-amphibolites.

Dans la série des vieux paragneiss on trouve des roches différentes de ce gneiss. Ce sont des cipolins et des roches connexes, comme du gneiss à diopside et des amphibolites. On trouve un grand nombre de minéraux dans ces roches. Les gisements se trouvent surtout dans la partie Sud du Massif, comme près de Cazenave, d'Appy, d'Arnave et de Serres, mais ils se trouvent aussi en quelques endroits plus au Nord. La plupart des affleurements de ces roches sont assez mauvais, de sorte que les relations mutuelles des diverses sortes ne peuvent pas être étudiées sur le terrain. En un seul lieu il a été cependant possible d'observer qu'un tel cipolin consiste en marbre pur au milieu, tandis que les salbandes, qui passent aux gneiss normaux, se composent de roches à minéraux tels que du diopside, de la scapolite, du plagioclase et de l'amphibole. LACROIX (lit. 84) mentionne la même observation.

Les cipolins peuvent donc être assez purs, mais parfois on voit à l'oeil nu dans une pâte de carbonate des cristaux d'une dimension d'environ  $\frac{1}{2}$  mm, formés de diopside et d'autres minéraux. Ces roches peuvent aussi contenir très peu de calcite et dans ce cas ce sont plutôt des gneiss à diopside.

De plus on trouve des amphibolites avec des hornblendes assez grosses, d'une couleur vert-foncé avec des cristaux blancs de plagioclase ou de scapolite d'une taille de  $\pm 5$  mm. Une texture linéaire n'est pas visible dans ces roches. Au microscope on peut diviser ces roches en cinq types selon leur composition. Le type 1 consiste quant aux minéraux principaux en diopside, diallage, scapolite et calcite; le type 2 est composé de diopside, diallage, scapolite et hornblende et le type 3 de scapolite et hornblende. Les types 4 et 5 ne contiennent pas de scapolite, mais au lieu de ce minéral on trouve du plagioclase. Le type 4 consiste en plagioclase, diopside, diallage et hornblende et le type 5 en plagioclase et hornblende.

### 1. Type 1. Cipolin à scapolite.

Des roches de ce type furent trouvées surtout près de Cazenave, et entre ce village et Arnave. Dans ce type il y a encore beaucoup de variations. D'un côté il y a des roches se composant de calcite pure avec quelques autres minéraux; de l'autre côté des gneiss presque sans calcite appartiennent à ce type.

Les marbres se composent d'une pâte de calcite avec quelques cristaux plus ou moins ronds de diopside, diallage, scapolite, feldspath alcalin, sphène et apatite. La structure est typiquement porphyroblastique. Quand la teneur en calcite diminue, la roche consiste en un agrégat granuleux de calcite, scapolite, diopside, diallage, avec une structure granoblastique (photo 12).

Nous avons trouvé les minéraux suivants:

*Carbonate*, pour la plus grande partie de la calcite, mais aussi de la dolomite est parfois présente. En général la dimension des cristaux n'atteint qu'un ou quelques mm, mais parfois on trouve des cristaux de 5—10 mm.

*Diopside* se présente en cristaux de forme ronde ou ellipsoïde avec une clivage rectangulaire.  $C/n_g$  varie de 35—45°. La réfringence et la biréfringence sont assez élevées. Il y a un pléochroïsme de vert très clair à incolore. Les bordures des diopsides sont souvent altérées en hornblende: ouralitisation.

*Diallage* se trouve de même forme et de même taille dans la roche que le diopside. En coupe mince ce minéral est incolore. La réfringence est à peu près la même, mais la biréfringence est beaucoup plus basse que celle du diopside. C'est pourquoi ce minéral montre une couleur de biréfringence très basse, c'est-à-dire blanc-jaune. Pour cette raison on peut distinguer le diallage facilement du diopside. La biréfringence du diallage est environ 0.014. En plus les trois clivages, jamais absents, sont naturellement très typiques. L'angle des axes optiques (2V) est positif et varie de 55 à 74° (9 mesures donnaient 55, 58, 60, 60, 62, 62, 64 et 74°, ce qui est une moyenne de 62°).  $C/n_g$  est plus grand que celui du diopside et varie de 38° à 52° (8 mesures donnaient 38, 42, 42, 44, 45, 45, 48, 52°, donc une moyenne de 45°). Les cristaux de diallage ne sont pas pléochroïques. Des phénomènes d'altération sont rares; quelquefois il y a un peu d'ouralitisation.

*Scapolite* peut être un composant très important de cette roche. Ce minéral se trouve en cristaux oblongs. La réfringence est assez élevée;  $n_p = n_m = 1.550$  à  $1.553$ ,  $n_g = 1.574$  à  $1.578$ . La biréfringence s'élève de 0.024

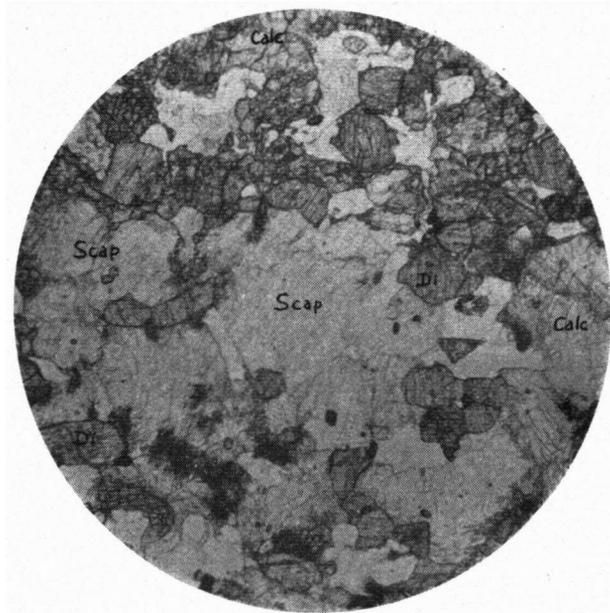


Photo 12. Cipolin à calcite (Calc), scapolite (Scap) et diopside (Di).  
Près de Cazenave. Gross. lin. 25 X; lumière naturelle.

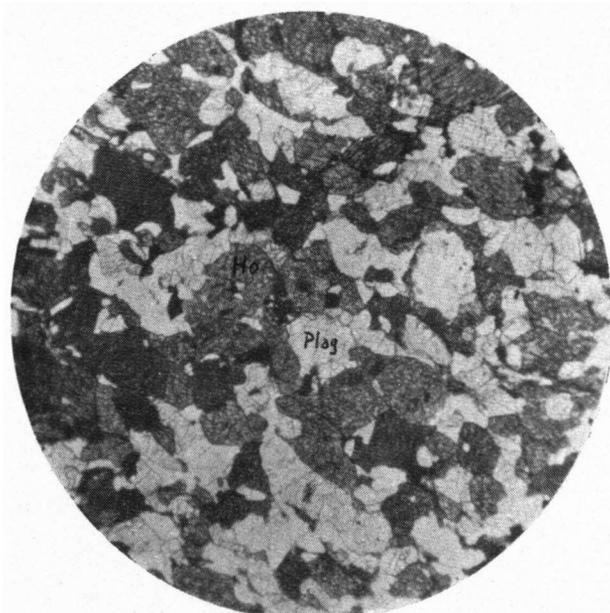


Photo 13. Ortho-amphibolite à plagioclase (Plag) et hornblende (Ho);  
perpendiculaire à la linéation. Au SE de l'étang d'Appy.  
Gross. lin. 25 X; lumière naturelle.

à 0.026. Selon WINCHELL ce scapolite se compose de 30 % marialite et 70 % meionite et est donc une mizzonite. Par LACROIX ce minéral est appelé scapolite, tandis que la série des cristaux de mélange marialite-meionite est intitulée wernérites. Nous suivrons la division de WINCHELL et appelons donc cette série scapolites et les membres divers respectivement marialite, dipyre, mizzonite et meionite.

La mizzonite des cipolins est uniaxe négative et montre un clivage rectangulaire très évident. Parfois la mizzonite est altérée en une masse brune, légèrement pléochroïque, dont la composition n'est pas déterminable.

*Sphène* est un élément accessoire très constant de ces roches. On la trouve en forme idiomorphe.

*Apatite* est aussi souvent idiomorphe et est présente en gros cristaux.

*Feldspath alcalin* est parfois un composant assez important.

A côté de ces minéraux il y a de plus du quartz, de la biotite, du rutile, de l'idocrase, de la tourmaline et de la matière opaque, tous comme éléments accessoires.

Dans une roche, trouvée le long du chemin de Cazenave à Senconac, nous avons rencontré un minéral présent sous forme de bordures des cristaux de scapolite. Ce minéral est isotrope et a une réfringence d'environ 1.7. Ce n'est donc pas un grenat. Il s'agit probablement de périclase, mais du spinelle n'est pas exclu.

## 2. Type 2. Roche à scapolite, hornblende et diopside.

Les roches de ce type se trouvent principalement aux mêmes gisements que celles du type précédent. De plus des roches de ce type furent trouvées près d'Appy. Ce gisement est indiqué sur la feuille Foix de la Carte Géologique 1950 comme une amphibolite. Les minéraux suivants ont été trouvés :

*Hornblende* est une amphibole verte, pléochroïque avec  $n_p$  jaune-vert,  $n_m$  vert et  $n_g$  vert de l'herbe. Ce minéral peut faire 10—40 % de la roche.

*Scapolite* montre les mêmes propriétés que celle du type 1 ; c'est donc une mizzonite.

*Diopside* et *diallage* sont présents dans ces roches comme dans le type 1 et possèdent les mêmes propriétés.

Comme éléments accessoires on trouve du sphène, de l'apatite, de la biotite et des minéraux opaques.

Sur le gisement près d'Appy nous avons recueilli quelques roches particulières, qui se raccordent le mieux avec ce type. Dans une de ces roches avec une pâte d'une couleur vert-noir se trouvent des sphères d'un diamètre de 1 cm, consistant en un minéral blanc dans lequel on voit comme noyau un minéral vert-foncé de 3—4 mm ; ces sphères sont entourées d'une pelure de hornblende. L'examen microscopique a montré que le noyau se compose de spinelle c'est-à-dire pléonaste, un spinelle avec Mg, Fe et Al. Le minéral blanc est de la mizzonite, tandis que dans la pâte on voit de la hornblende verte, du diopside, du diallage et de la mizzonite.

Une roche du même gisement consiste en diopside, hornblende verte, mizzonite, pléonaste, épidote et titanite. Par contre la mizzonite et le pléonaste ne se trouvent pas comme des sphères dans la roche.

Une roche, trouvée au Sud du Col de Girabal se compose de 80 % scapolite, avec biotite, apatite, titanite et opaque.

### 3. *Type 3. Scapolite-amphibolite.*

Les roches de ce type se trouvent comme celle du type précédent près d'Appy et entre Arnave et Cazenave. Les éléments principaux sont *scapolite* (mizzonite) et *hornblende* verte. Accessoirement nous avons trouvé sphène, quartz, apatite et matière opaque.

### 4. *Type 4. Roche à plagioclase, hornblende et diopside.*

Ce type est représenté par des roches trouvées près de Cazenave et entre Arnave et Cazenave. Les minéraux suivants sont rencontrés.

*Plagioclase*, contenant une proportion élevée d'anorthite et est du labrador ou de la bytownite. Comme produit d'altération nous avons vu de la calcite et de la clinozoïsite. Une fois le plagioclase était altéré en scapolite.

*Diopside* et *diallage* se trouvent dans ces roches avec les mêmes propriétés que les types déjà discutés. Ces deux minéraux sont souvent ouralitisés.

*Hornblende* est une amphibole verte et est en partie primaire, en partie formé au dépens de la pyroxène. La hornblende peut être altérée en calcite, épidote-clinzoïsite et séricite.

*Quartz* est parfois présent à plus de 10 %. Ce minéral se trouve souvent comme inclusion dans le plagioclase ou la hornblende.

*Biotite* fut trouvée une fois comme élément assez important. Pour le reste elle est accessoire. Accessoirement trouvés aussi sont du sphène, du zircon, de l'apatite et de la matière opaque.

### 5. *Type 5. Para-amphibolite.*

Les roches de ce type sont des amphibolites, dont les éléments principaux sont *plagioclase*, c'est-à-dire labrador ou bytownite, et *hornblende* verte, avec des altérations en épidote-clinzoïsite. Les minéraux accessoires sont sphène, zircon, feldspath alcalin, quartz et minéraux opaques.

Des roches de ce type se trouvent près de Cazenave, de Serres et au Sud du Col du Han.

Une roche se composant de plagioclase, diopside et biotite fut trouvée près de Senconac. Près d'Arnave il se trouve une roche avec 95 % plagioclase avec un peu de pennine, sphène et minéraux opaques.

Quoique les cinq types n'aient pas été rencontrés à un seul gisement, ils sont en rapport, puisque différentes combinaisons de trois types se trouvent à un endroit donné. A cause des mauvais affleurements il n'a pas été possible d'étudier les relations mutuelles de ces types.

Il n'est cependant pas douteux que ces roches sont des sédiments métamorphiques. Les amphibolites des types 3 et 5 sont donc des para-amphibolites.

## E. Les ortho-amphibolites.

Ces amphibolites sont des roches à caractéristiques différentes de celles des para-amphibolites. Les ortho-amphibolites se trouvent en couches dans la schistosité des paragneiss et sont séparées de ces gneiss par une limite nette. L'épaisseur de ces couches s'élève au maximum de 2 mètres et on peut les suivre sur une distance de dizaines de mètres. Parfois elles s'amincissent assez vite et disparaissent. Des amphibolites de cette sorte les plus belles furent trouvées au SW du Col du Han où ces roches sont

situées dans un gneiss oillé (voir photo 14). Elles se présentent aussi en d'autres endroits et des blocs erratiques sont nombreux. Cependant il est difficile de trouver les affleurements.

La hornblende de cette amphibolite est noire, tandis que les feldspaths sont visibles comme des points blancs d'une taille d'un  $\frac{1}{2}$  mm. Au contraire des para-amphibolites, la texture de ces amphibolites est évidemment linéaire, puisque les hornblendes sont parallèles l'un à l'autre (voir photo 13).

La composition minéralogique de ces deux types d'amphibolite est aussi différente. Il y a trois composants principaux, c'est-à-dire du plagioclase, de l'amphibole et de la biotite.



Photo 14. Paragneiss oillé avec deux couches d'ortho-amphibolite.  
Au Sud du Col du Han.

*Plagioclase* est riche en anorthite et en contient 50—70 %, donc un labrador. Des produits d'altération sont absents. Ce minéral se trouve de 30—40 % dans ces roches.

*Hornblende* est une amphibole verte, fortement pléochroïque. Parfois elle est enchevêtrée de plagioclase et de quartz. Elle prend 30—60 % de la roche. Rarement elle est altérée en zoïsite.

*Biotite* peut être présente pour 10—40 % de la roche. Ce mica est brun foncé avec un pléochroïsme s'abaissant à brun-clair. Des produits d'altération sont de la chlorite et de la séricite.

Le grenat fut trouvé une fois avec 10 % dans une amphibolite. Les éléments accessoires sont du zircon, formant des halos pléochroïques dans la biotite et la hornblende, du quartz et des minéraux opaques.

La structure de ces amphibolites est nématoblastique.

Les différences de ces amphibolites avec les para-amphibolites sont l'absence de biotite et la présence de sphène dans les para-amphibolites.

TABLEAU I

La composition minéralogique des paragneiss.

	gneiss à biotite et almandin							rubans aplitiques		
quartz	xxx	xxx	x	xx	xx	xx	xxx	xxx	xx	xxx
feldspath alcalin	x	xx	xxx	xxx	xx	—	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx
plagioclase	xxx	xx	xxx	x	x	xxx	x	x	xxx	—
biotite	xxx	xx	xx	x	xxx	xx	x	a	a	—
almandin	a	x	x	xx	—	xx	x	—	—	—
sillimanite	—	—	—	—	a	—	—	—	—	—
cordiérite	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—
zircon	a	a	a	a	—	a	a	—	—	—
apatite	a	—	—	—	—	—	—	—	—	—
opaque	a	—	a	a	—	—	a	—	—	—

xxxx	plus de 50 %.	x	5—9 %.
xxx	30—50 %.	a	accessoire.
xx	10—29 %.	p	produit d'alteration.
		—	absent.

Vu ces points de distinction et surtout le fait que les amphibolites, discutées ici, se trouvent comme une couche bien circonscrite dans les paragneiss, nous croyons que ces amphibolites sont des ortho-amphibolites. Ce caractère ne peut cependant pas être prouvé avec certitude.

Il est probable que ces ortho-amphibolites ont été des laccolites ou des filons de gabbro ou de diabase, recristallisés en amphibolites pendant la métamorphose des gneiss.

#### F. La composition chimique.

Dans la laboratoire de pétrochimie à Leyde une analyse chimique fut exécutée d'un des paragneiss. Nous avons choisi un gneiss monoschématique à quartz, plagioclase, feldspath alcalin, biotite et almandin, qui est assez représentative. (Voir table d'analyse I.)

Dans les diagrammes QLM et al—alk (fig. 7 et 8) cette analyse se trouve dans le domaine des roches éruptives. Le type du magma, cette roche étant éruptive, serait adamellitique. Si la roche-mère est un sédiment comme nous supposons, il est assez difficile de trouver une analyse comparable d'un sédiment quelconque. Une analyse d'un grès arkosique de DE QUERVAÏN (lit. 125) donne la meilleure concordance. Qu'il est difficile de trouver une analyse d'un sédiment de cette composition est causé seulement par la rareté d'analyses chimiques de sédiments.

Le calcul de la composition virtuelle ne donne pas de difficultés sauf la quantité du grenat et sa composition, mais cette difficulté n'est pas grande, puisqu'il s'agit de chiffres très petits.

Quoiqu'une investigation chimique plus ample fournirait plus de données sur ces gneiss, nous n'avons pas fait analyser plus de ces roches, parce que d'autres roches du Massif du Saint-Barthélemy étaient aussi très intéressantes pour un examen chimique. La seule analyse des paragneiss est d'importance comme contraire à la composition des migmatites.

**TABEAU II**  
La composition minéralogique des cipolins, roches connexes et ortho-amphibolites.

	cipolin			scap.-amph.			para-amph.			Ortho-amphibolite							
	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 5	Type 6	Type 7	Type 8	Type 9	Type 10	Type 11	Type 12	Type 13	Type 14	Type 15	Type 16	Type 17
calcite	xxx	x	—	—	—	—	—	—	p	—	—	—	—	—	—	—	—
mizzonite	x	xx	xxx	xxxx	xx	x	xxxx	xxx	p	—	—	—	—	—	—	—	—
diopside	x	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	—	—	x	xx	—	—	—	—	—	—	—
diallage	a	a	a	x	—	—	—	—	a	x	—	—	—	—	—	—	—
hornblende	—	p	—	—	xxx	xx	xxx	xxx	xxx	x	xx	xxx	xx	x	xxxx	xxxx	xxxx
plagioclase	—	—	—	—	—	—	—	—	xxx	xxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxx	xxx
biotite	—	a	—	—	—	—	a	—	—	x	a	—	—	—	—	x	xx
sphène	a	a	a	a	—	a	xx	x	a	a	a	a	x	a	—	—	—
feldspath alcalin	a	a	x	—	—	—	—	—	—	—	—	a	—	—	—	—	—
quartz	—	a	a	a	—	—	x	—	—	xx	a	—	x	—	—	—	—
apatite	a	a	—	a	—	—	a	a	a	—	—	a	a	a	a	a	a
opaque	—	a	a	a	—	—	—	a	a	—	—	a	a	a	a	a	a
spinelle	—	—	?	—	x	a	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
idocrase	—	—	x	a	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
zircon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
épidote-zoisite	—	—	—	p	—	—	—	—	p	a	a	a	—	—	—	—	a
rutile	—	a	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Les numéros 1, 4, 8 et 10 sont du gisement entre Arnave et Cazenave.

Les numéros 2, 3, 9, 12 et 13 près de Cazenave.

Les numéros 5, 6, 7 au Nord d'Appy.

Le numéro 11 près de Serres, numéro 14 entre Serres et Allens, numéro 15 à l'Est de l'étang d'Appy, numéro 16 au Sud du Col du Han.

Pour la légende voir tableau I.

**TABLE D'ANALYSE I**

Paragneiss à biotite et almandin.

Localité: 500 m au SSE de l'étang d'Appy.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	Composition virtuelle (norme)				composition réelle (mode, % vol.)
			cata		var. I	var. II	
			Mt	An	Mt	An	
SiO <sub>2</sub>	si 322	Kp 11.7	Mt 0.9	Mt 0.9	Mt 0.9	Quartz 31.0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	al 37	Ne 20.7	An 11.3	An 10.9	An 8.0	Plagioclase 30.0	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	fm 23	Cal 6.8	Or 19.5	Or 13.3	Or 15.3	Feldspath alcalin 14.5	
FeO	c 14	Cs 0.2	Ab 34.4	Ab 34.4	Ab 34.4	Biotite 24.0	
MgO	alk 26	Fs 0.9	Wo 0.3	Bi 9.9	Gro 2.1	Almandin 0.5	
MnO	k 0.36	Fo 2.6	Hy 3.9	Gro 0.6	Alm 3.2		
CaO	mg 0.38	Fa 3.3	En 3.5	Ru 0.5	Bi 6.6		
Na <sub>2</sub> O		Ru 0.5	Ru 0.5	Cp 0.7	Ru 0.5		
K <sub>2</sub> O		Cp 0.7	Cp 0.7	Q 28.8	Cp 0.7		
TiO <sub>2</sub>		Q 52.6	Q 25.0		Q 28.6		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	π 0.17	L 39.2					
H <sub>2</sub> O +	γ 0.03	M 8.2					
H <sub>2</sub> O —	μ 0.37						
100.46							

Analyste: Mlle. B. Hageman.

### G. La roche d'origine.

Quoiqu'on ne puisse pas déduire d'amples données de la seule analyse chimique sur la roche d'origine, il est possible d'en obtenir une impression. La composition des gneiss à biotite et grenat sera pourtant peu variable, puisque la plus grande partie de ces roches est homogène au point de vue minéralogique.

Nous avons remarqué déjà que nous supposons que cette série de gneiss représente des sédiments métamorphisés. Cela ne pouvait pas être déduit de la composition chimique, puisque l'analyse est en rapport avec la composition d'une roche éruptive. Cette composition peut être comparée aussi avec celle de tuf.

Un argument pour l'origine sédimentaire des paragneiss est l'hétérogénéité de ces roches, e. a. causée par une alternance de bandes foncées et claires (ces dernières ne sont pas les rubans aplitiques), dans lesquelles on peut reconnaître une alternance sédimentaire. Si cette série de roches était d'origine éruptive, elle devrait être beaucoup plus homogène.

Un deuxième argument pour l'origine sédimentaire est la présence de cipolins et roches connexes, qui sans doute, ont été des sédiments, c'est-à-dire des lits de calcaire et de marne.

Il n'est pas exclu que localement dans ces gneiss, sauf les ortho-amphibolites il y ait d'autres roches d'origine éruptive, par exemple d'une nature granitique. Cependant il est impossible d'en trouver des indications assez certaines.

Avant la métamorphose les vieux paragneiss ont été une série probablement de grès arkosiques et grauwackes, peut être de tufs, avec quelques lits de calcaire et de marne. Des laccolites de gabbro sont intrudés et postérieurement transformés en amphibolites.

La présence d'une série clastique n'est pas étonnante, puisque les sédiments précambriens se composent pour une grande partie de telles roches, avec peu de calcaire.

### H. Les paragénèses des minéraux.

#### 1. *Les paragneiss à biotite et almandin.*

Dans les gneiss normaux la paragénèse que l'on trouve toujours est: quartz, feldspath alcalin, plagioclase acide, biotite et almandin. De cette combinaison nous pouvons déduire que cette série de roches a été métamorphisée dans la catazone. Cette série, si elle était de la mésozone, devrait contenir de la muscovite. La possibilité pour la formation de muscovite est certainement présente quant à la composition chimique, puisqu'il y a assez de K, Al et Si. A cause des conditions de métamorphisme tellement élevées ces éléments sont employés pour la formation de feldspath.

La présence de quartz, feldspath et biotite pour la catazone n'est pas extraordinaire. La question se pose de la raison pour laquelle le grenat est un minéral constant des paragneiss. L'almandin est un minéral à la fois de la mésozone et de la catazone, comme la biotite. Quant à la classification des zones il n'y a pas de difficulté. Au point de vue de la composition chimique la formation du grenat est moins claire.

L'almandin est un grenat principalement à Si, Al et Fe. En outre il y a un peu de Ca, comme l'examen aux rayons X a prouvé la présence d'un peu de grossulaire. Chimiquement il n'y a pas de raisons pour la formation

de l'almandin puisque le Fe pourrait entrer dans la biotite et Al et Ca dans le plagioclase. Cependant il est possible que l'almandin se soit formé premièrement en assimilant une partie de Fe; ensuite la biotite se forme avec le reste de Fe et le Mg. Ainsi ce n'est pas l'almandin, mais la biotite qui est un minéral extra. Ce minéral est nécessaire pour absorber la magnésie. Dans des autres gneiss aussi la biotite est un minéral dont la présence n'est pas nécessaire du point de vue chimique.

## 2. *Les cipolins et les roches connexes.*

Nous avons subdivisé ces roches en cinq types avec les éléments principaux comme suit: 1) calcite, diopside, diallage, scapolite, 2) diopside, diallage, scapolite, hornblende, 3) scapolite, hornblende, 4) diopside, diallage, plagioclase, hornblende, 5) plagioclase, hornblende. Ces cinq groupes peuvent être classés en deux séries, c'est-à-dire les types 1, 2 et 3 et les types 4 et 5. Dans la première série on trouve la scapolite comme élément clair; dans la deuxième série le plagioclase. Puisque les compositions de la scapolite et du plagioclase sont à peu près identiques, le type 2 est apparenté au type 4 et le type 3 au 5. Un tel type ne se présente pas au type 1, puisque toutes les roches à calcite contiennent de la scapolite.

Dans le diagramme ACF (fig. 4) les lignes de délimitation des domaines 4 et 5 ont été pointillées. Ces domaines ne coïncident pas tout à fait avec 2 et 3, puisque la scapolite est un peu plus riche en calcium que l'anorthite.

La première série avec les types 1, 2 et 3 est une série de roches dont la teneur en calcium diminue et celle de Al, Fe et Mg grossit. Le plus calcique est le type 1, dont la calcite est un élément principal. Les roches d'origine de ce type sont des calcaires plus ou moins purs. Quand ces calcaires étaient assez purs il se formait une roche dont la pâte consiste en carbonate, dans laquelle on trouve des cristaux ronds ou ellipsoïdes de diopside, diallage, scapolite, titanite et feldspath alcalin. Tous ces minéraux sont directement recristallisés pendant la métamorphose. Ce ne sont donc pas des altérations ou des pseudomorphoses d'autres minéraux. Pour la plupart de ces minéraux cela est normal. Seulement il faut discuter les scapolites sur ce point.

En général on trouve des scapolites qui se sont formées à partir du feldspath. Aussi SUZUKI (lit. 176) décrit-il des amphibolites à scapolite d'Ascona (Tessin), dont les scapolites sont des feldspaths altérés. En rapport avec cette altération sont des intrusions de filons de pegmatite. LAFFAKARI (lit. 103) a examiné des amphibolites à scapolite de Finlande. Ici un métamorphisme aurait eu lieu par des solutions hydrothermales et par une pneumatolyse le long des fentes. Des éléments comme B, Cl, S et F seraient apportés. BORGSTRÖM (lit. 12) publie sur des filons de scapolite dans un granite, lesquels il croyait être des pegmatites avec beaucoup d'agents minéralisateurs, comme Cl et F. A l'égard des vraies pegmatites ces filons seraient une phase tardive de l'intrusion.

SUNDIUS donne une description de la présence et de l'origine des roches à scapolite des environs de Kiruna (Suède). La scapolitisation est en général un processus de remplacement ou de pneumatolyse. Des scapolites calciques peuvent se développer cependant dans des calcaires à cause d'un métamorphisme régional, si les éléments nécessaires comme  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_3$ , Cl et F étaient déjà présents dans la roche originelle. Les scapolites pneumatolitiques

sont le plus souvent plus riches en soude et chlore que les scapolites produites par un métamorphisme régional.

Surtout cette publication donne des points de contact, non seulement avec les scapolites des paragneiss du Massif du Saint-Barthélemy, mais aussi avec celles des autres roches des Pyrénées. Les scapolites dans les cipolins sont en effet riches en calcium et se trouvent dans une série régionalement métamorphisée. Il n'y a pas d'indication pour une métagénèse de  $\text{Cl}$ ,  $\text{CO}_2$  ou  $\text{SO}_3$ , de sorte qu'il faut accepter que ces composants faisaient déjà partie de la roche originelle.

Il faut attirer l'attention sur le fait que cette scapolitisation des cipolins n'a rien à faire avec les scapolites que l'on trouve dans les calcaires le long de la faille Nord-pyrénéenne dans les environs des massifs de lherzolite et d'ophite. Cette dernière scapolitisation est un exemple d'une pneumatolyse en rapport avec des roches basiques. En concordance avec cette opinion est la composition de ces scapolites qui sont moins riches en calcium et plus riches en sodium que les scapolites des cipolins. Les scapolites dans les calcaires le long de la faille Nord-pyrénéenne ont une composition  $\text{Ma}_{80}\text{Me}_{20}$  à  $\text{Ma}_{50}\text{Me}_{50}$ , c'est-à-dire du dipyre.

Outre cette différence de composition de ces deux scapolites, il y a en plus que dans les calcaires à dipyre, on ne trouve pas l'association avec diopside, diallage et titanite. De plus nous avons recueilli des roches à mizzonite dans les paragneiss qui sont éloignés de la faille Nord-pyrénéenne.

Nous sommes donc d'avis que les scapolites des cipolins se sont formées pendant une métamorphose régionale, la même qui a produit les paragneiss.

Dans quelques roches du type 1 on trouve de la hornblende en bordure kelyphitique autour des pyroxènes et donc formée à partir du pyroxène. Cette hornblende est alors une ouralite.

A partir du type 1 la formation des types 2 et 3 n'est pas difficile à comprendre. Si la teneur en calcium de la roche-mère diminue, la calcite disparaît comme minéral de la roche, tandis que la hornblende se présente. À l'aide de la règle minéralogique des phases cela peut être éclairci. Dans le diagramme ACF (fig. 4) des paragneiss et des roches syngénétiques on peut rencontrer dans une roche en général trois des quatre minéraux dans le quadrilatère calcite-diopside-scapolite-hornblende. Puisque la scapolite et le diopside sont des éléments principaux de tous les cipolins et roches connexes, nous trouvons donc deux associations, c'est-à-dire 1) calcite, scapolite et diopside, et 2) hornblende, scapolite et diopside. Dans les roches à calcite on ne trouve pas d'hornblende, à moins que cette amphibole ne se soit formée plus tard au dépens d'un autre minéral, par exemple pyroxène. D'après la teneur en  $\text{CaCO}_3$  de la roche originelle dépend laquelle des deux associations on peut attendre. Si la roche contient encore moins de calcium, le diopside ne se forme plus et la roche se compose de scapolite et hornblende seules: les scapolite-amphibolites. Dans le diagramme ACF cette association se trouve sur la ligne scapolite-hornblende.

En général les types 2 et 3 sont assez rares. Le type 2 est présent entre Arnave et Cazenave et près d'Appy. Sur le premier gisement on trouve aussi des roches à calcite et scapolite, mais les scapolite-amphibolites y sont absentes. Près d'Appy on rencontre les scapolite-amphibolites, mais là les roches à calcite ne se trouvent pas. De plus on trouve là des roches à spinelle. Il est remarquable que sur un gisement important, comme celui près

de Cazenave où l'on trouve des roches du type 1, les types 2 et 3 manquent totalement, tandis que les types 4 et 5 à plagioclase y sont abondants.

La différence la plus importante des types 4 et 5 à l'égard des types précédents est la présence de plagioclase au lieu de scapolite. Puisque ces minéraux peuvent se substituer il n'y a pas de différence de composition chimique entre les types 2 et 4 d'une part et 3 et 5 d'autre part. Il est surprenant qu'à côté du type 1 on ne trouve pas une roche à plagioclase et calcite. On pourrait attendre certainement un tel type. Cela contraste avec les cipolins des migmatites dans lesquels on trouve du plagioclase. La scapolite manque dans ces cipolins.

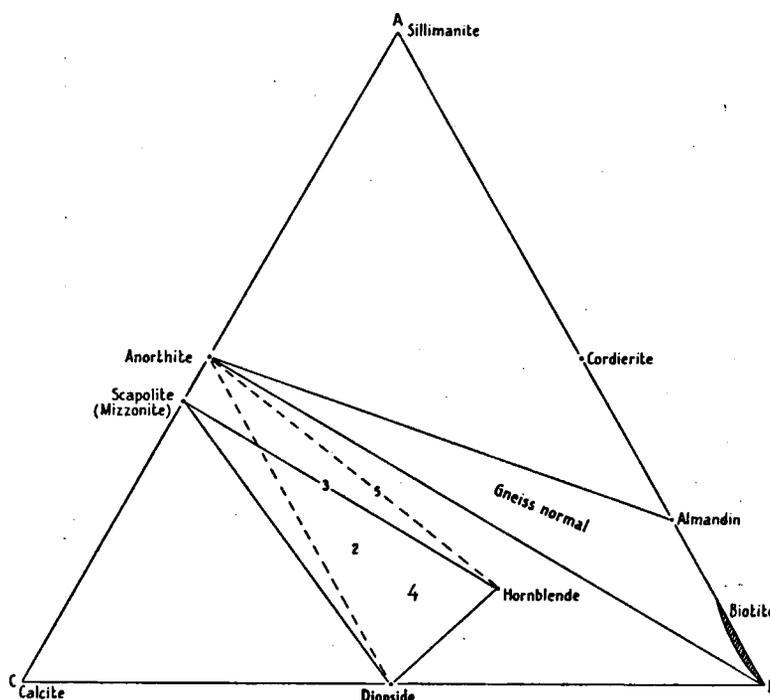


Fig. 4. Diagramme ACF des paragneiss et roches syngénétiques.

Le rapport entre plagioclase et scapolite n'est donc pas clair. Le plus simple serait la formation de scapolite à partir de plagioclase. Ce ne fut observé qu'une seule fois. Dans tous les autres cas une relation scapolite-plagioclase n'est pas présente. Evidemment la scapolite et le plagioclase peuvent se former à la fois pendant une métamorphose régionale. La cause de la formation de l'un ou l'autre minéral reste incertaine. On pourrait seulement supposer qu'une différence de la teneur en Cl, F,  $\text{SO}_3$ , etc. du sédiment original est responsable de cette différence.

Dans les roches à plagioclase on peut distinguer deux types, un à diopside et hornblende et un à hornblende seule. Ces deux types peuvent être rencontrés souvent dans un gisement, par exemple près de Cazenave. Il dépend de la composition chimique de la roche d'origine lequel des deux types se formera. Le type 4 contient plus de calcium que le type 5.

Des roches de transition des amphibolites aux paragneiss ordinaires sont

assez rares. Une seule fois nous avons trouvé une roche à plagioclase, biotite et hornblende. Une roche à plagioclase, biotite et diopside fut aussi trouvée. Si la biotite devient importante et le pourcentage de hornblende ou de diopside diminue, cette roche peut représenter une transition vers les gneiss normaux.

En résumant, nous pouvons dire que les cipolins et roches connexes peuvent être subdivisés en cinq types, dont les trois premiers et les deux derniers montrent un rapport mutuel, qui dépend de la composition chimique de la roche. Le rapport entre les trois premiers et les deux derniers types n'a pu être éclairci.

### I. La zone et le facies métamorphique des paragneiss.

Nous avons vu déjà que les paragneiss sont une série de roches de la catazone, puisque la muscovite n'est pas présente comme minéral primaire de la roche.

Quant à la division en facies métamorphique d'Eskola on peut remarquer que les paragneiss sont liés au granulite-facies et à l'amphibolite-facies. Selon TURNER et VERHOOGEN (lit. 179) le granulite-facies est caractérisé par une association des minéraux formée sous des conditions de température et pression très élevées. Les minéraux les plus importants sont quartz, feldspath, grenat et pyroxène, tandis qu'il y a peu de mica. Souvent on voit des bancs clairs et foncés. De la scapolite se trouve régulièrement au lieu de plagioclase dans les roches calciques. Grenat-orthoclase se substitue à biotite, mais ce dernier minéral est souvent présent. L'orthaugite est typique pour ce facies, surtout l'hypersthène, aussi dans les roches acides. La titanite est absente; Ti se trouve dans la roche comme rutile. Les grenats sont des pyropes-almandins. Plus de données peuvent être trouvées dans GROVES (lit. 65) et RAMBERG (lit. 134). Les paragneiss ont quelques propriétés communes de ce facies, par ex. les bandes claires et foncées, la présence de grenat et de scapolite. Mais il y a aussi des différences, par ex. la présence de titanite et l'absence de pyrope dans les paragneiss. Ces différences indiquent que les conditions pendant la métamorphose des gneiss n'étaient pas aussi élevées que celles nécessaires pour le granulite-facies.

De l'autre côté les paragneiss sont apparentés à l'amphibolite-facies, c'est-à-dire l'almandin-diopside-hornblende-subfacies. Les minéraux de ce subfacies sont plagioclase, épidote-zoïsite, titanite, hornblende, diopside, almandin, biotite, calcite et scapolite. Il est évident que les paragneiss ont beaucoup de points de rapport avec ce subfacies. Epidote est cependant absente dans les paragneiss comme minéral primaire. Ces gneiss ont un degré de métamorphisme intermédiaire entre le granulite- et l'amphibolite-facies. Selon TURNER et VERHOOGEN l'almandin-diopside-hornblende-subfacies est déjà un passage vers le granulite-facies.

### K. La métamorphose des paragneiss.

Quoiqu'il soit très difficile, sinon impossible, d'établir le cours des affaires pendant la métamorphose des paragneiss, nous pouvons connaître quelques conditions qui ont été importantes pour la genèse de ceux-ci.

Il ressort de la composition minéralogique que ces roches se sont formées sous des conditions catazonales. Puisque ces gneiss sont des roches régionalement métamorphisées, il est acceptable qu'ils ont été recouverts par une

couche de roches très épaisse, à cause de laquelle la pression et la température ont été très élevées pendant la métamorphose. A en juger d'après la composition minéralogique cette température serait montée à 500—600° C, tandis que la pression hydrostatique, dépendant de la puissance des roches couvrantes, peut être évaluée à quelques milliers d'atmosphères. Une bonne évaluation de cette épaisseur dépend du gradient géothermique. Si nous mettons ce gradient à 1° les 25 m, la puissance de la série superposée s'élève à 12.500—15.000 m. Avec une densité de 2.8 pour ces roches, la pression hydrostatique sera 3500 à 4200 atm.

Outre une température et une pression élevées, un troisième agent aura été encore important. Cet agent est exprimé par la texture linéaire et les plis que l'on peut observer partout dans les gneiss. Sans doute ces phénomènes sont la suite des mouvements intenses de la roche pendant la métamorphose, qui aura eu lieu pendant une phase tectogénique.

Dans beaucoup de roches régionalement métamorphisées ces mouvements accompagnés de „shearing stress” sont très importants pour la métamorphose. Au moyen d'une „gefüge-analyse” on pourrait trouver plus de particularités au sujet de la linéation et de la direction des mouvements tectoniques.

Les paragneiss sont donc des roches fortement tectonisées.

Outre les phénomènes décrits il est possible qu'un autre agent ait favorisé la genèse des gneiss, c'est-à-dire un apport métasomatique. Nous avons vu que les gneiss ont une composition granitique (adamellitique). Il est possible que ce soit causé par un apport granitique. Il est possible aussi que le sédiment originel possédait cette composition, qui ressemble à la composition chimique de la croûte terrestre. Un produit de démolition d'un granite peut avoir une telle composition, par exemple une arkose.

Cependant il n'est pas très probable qu'un apport important a eu lieu, parce qu'il y a encore des cipolins se composant de calcite pure. Par suite d'un apport d'alcali et de silice il se serait formés d'autres minéraux dans ces roches. Du reste il est très difficile d'établir si un apport a eu lieu pour une série de roches, et son importance.

Nous pouvons conclure que les paragneiss sont des roches régionales-dynamo-métamorphiques, dans lesquelles une pression, une température élevée et un „stress” ont joué un rôle important.

#### L. Les rubans et les yeux des stromatites et des ophtalmites.

Nous avons vu que les stromatites contiennent des rubans d'une couleur claire et d'une épaisseur de 1—10 cm. Les propriétés minéralogiques de ces rubans diffèrent des gneiss normaux en ce sens, que les premiers ne contiennent presque pas de biotite et de grenat mais se composent de quartz et feldspath. La question se pose de quelle manière ces rubans se sont formés. Il y a différentes possibilités.

Premièrement on pourrait penser à une alternance lithologique du sédiment primaire qui est conservée pendant la métamorphose. Dans ce cas la composition d'un tel ruban clair doit avoir été assez particulière, c'est-à-dire un sable quartzo-feldspathique pur, tandis que le reste était moins pur. Si c'est juste on pourrait trouver toutes sortes de transitions de rubans clairs à des gneiss normaux, puisque de telles transitions auront été présentes dans le sédiment originel. Au contraire les rubans sont toujours séparés du gneiss par une limite nette. La possibilité de chercher l'alternance de rubans et de gneiss dans les propriétés du sédiment n'est donc pas très vraisemblable.

Une deuxième possibilité est que ces rubans soient des filons d'aplite ou pegmatite injectés dans le gneiss et originaires d'un magma granitique quelconque. Une troisième possibilité est que ces filons ne soient pas venus de loin, mais soient originaires de la roche encaissante. Dans ce cas ces filons pourraient être produits par exsudation comme des pegmatites de concrétion, ou dans ce cas des aplites de concrétion.

Il est assez difficile de décider entre ces deux possibilités. Nous pouvons comparer les rubans des stromatites avec les yeux des ophtalmites. Ces yeux atteignent une dimension de  $5 \times 8$  cm et de ce point de vue ils sont bien comparables aux rubans. Ces yeux consistent dans tous les cas en feldspath alcalin, parfois enchevêtré de quartz et de plagioclase. La composition des rubans est la même dans les grandes lignes; ceux-ci se composent pour plus de 50 % de feldspath alcalin à côté de quartz et de plagioclase. En outre on peut trouver des gneiss à rubans et à yeux, tandis que l'on voit aussi des passages de rubans à des yeux. Les yeux ont dans ce cas une forme très oblongue (voir photo 10). Tous ces phénomènes indiquent que les yeux et les rubans sont étroitement liés.

Il est presque exclu que les yeux se soient formés comme des pegmatites injectées, originaires d'un magma granitique, ou à cause d'une propriété du sédiment originel. Par contre il est probable que les yeux se sont formés par une concentration de quelques éléments de la roche entourante. Ces yeux sont donc des porphyroblastes. Les rubans ne consistent pas en un cristal, mais en agrégats de cristaux. Dans ce cas on ne parle pas de porphyroblastes, mais de concrétions. De tels filons sont des aplites de concrétion. Parfois ces yeux et ces rubans sont entourés d'une bordure relativement riche en minéraux fémiqes, surtout biotite. C'est causé parce que beaucoup de matériel acide est rassemblé dans les filons, de sorte que le reste est riche en matériel basique. Dans les paragneiss on peut en effet observer des bordures basiques le long des rubans et des yeux (photo 10).

Selon BARTH (lit. 2) les pegmatites de concrétion sont des rubans d'une épaisseur de 1 à 100 cm et souvent entourées de gneiss à beaucoup de minéraux fémiqes. Quoique BARTH mentionne quelques particularités des causes physico-chimiques de la formation de ces pegmatites de concrétion, nous croyons que ce côté du phénomène n'est pas suffisamment éclairci.

Par la comparaison de rubans avec les yeux, nous sommes d'avis qu'il est très vraisemblable que les deux se sont formés à la même manière. Les rubans ne sont donc pas des filons injectés. Il n'y a pas de différence génétique entre les rubans des stromatites et les yeux des ophtalmites. L'âge des deux est donc aussi le même. Puisque les filons sont plissés dans les gneiss plissés et leur texture est linéaire dans les gneiss linéaires, ces filons ne se sont pas formés après, mais probablement pendant la métamorphose des gneiss.

### M. La rétomorphose.

Il y a des phénomènes qui indiquent que la série des paragneiss a été soumise de nouveau à une métamorphose après leur formation. Cette dernière métamorphose est d'un degré moins haut que la métamorphose des gneiss mêmes, de sorte que nous pouvons parler d'une rétomorphose. Il est possible de diviser ces phénomènes en deux groupes.

Premièrement nous observons des phénomènes indiquant une dynamo-métamorphose épizonale et donc d'une nature assez légère. Ce métamorphisme

s'exprime par la cataclase des quartz et des feldspaths. A côté on trouve une séricitisation des feldspaths. La biotite et le grenat aussi sont souvent altérés, la première en pennine, le deuxième en chlorite et séricite.

Sauf dans les paragneiss on peut observer des phénomènes de même nature et intensité dans les autres roches cristallines des Pyrénées, par exemple dans les migmatites et les granites à biotite. Dans ces roches aussi on voit une cataclase du quartz, séricitisation du feldspath et penninisation de la biotite. FONTBOTÉ (lit. 54, 55) a décrit ces phénomènes des roches de la vallée de la Ter dans les Pyrénées Catalanes. Selon cet auteur cette minéralisation est due à la phase principale du plissement hercynien. La migmatisation serait un peu antérieure. Nous ne sommes pas d'accord avec la datation de FONTBOTÉ. Outre les migmatites, les granites à biotite montrent aussi cette même minéralisation. On accepte généralement que ces granites sont intrudés après le plissement hercynien; donc cette épimétamorphose ne peut pas dériver de ce plissement. Puisque l'on trouve cette minéralisation aussi dans les autres roches cristallines des Pyrénées celle-ci n'est pas causée par une auto-pneumatolyse du granite à biotite. En outre il est vraisemblable que cette minéralisation est une dynamo-métamorphose, de sorte qu'il est très probable que celle-ci est la suite des plissements alpins. C'est confirmé par le fait qu'aussi les roches intrusives alpines comme lherzolites et ophites ont participé à cette métamorphose.

Le deuxième groupe de phénomènes de diaphtorèse est d'une nature un peu différente. Il s'agit principalement d'une altération de quelques minéraux. Dans les gneiss normaux il s'est formé de la muscovite. Ce minéral se trouve seulement en faible proportion et en cristaux petits. On trouve aussi la bauéritisation, c'est-à-dire que la biotite est altérée en un minéral qui ressemble fortement à la muscovite. Un cristal peut se composer pour une partie de biotite subsistante et pour le reste d'un mica incolore. Dans les rubans on peut observer un peu plus de muscovite. C'est probablement en rapport avec la composition des rubans qui sont très riches en potasse.

Dans les cipolins et les amphibolites aussi on trouve des altérations. Nous avons discuté déjà les pyroxènes ouralitisés. De plus, le plagioclase, la hornblende et l'augite peuvent être altérés en épidote-clinozoïsite. Parfois on trouve même des roches avec beaucoup d'épidote. Les scapolites montrent aussi des bordures keliphytiques. Quoiqu'on trouve dans beaucoup de coupes minces des exemples d'une telle altération, la quantité est en général assez petite et rarement l'aspect d'une coupe mince est dominé par ces minéraux.

Dans ce cas nous avons à faire avec une rétromorphose d'un degré plus élevé que la précédente. Cette rétromorphose est absente dans les autres roches cristallines des Pyrénées comme migmatites et granites à biotite. Dans les cipolins des migmatites on ne trouve pas une ouralitisation des pyroxènes, ni une altération de plagioclase ou hornblende en épidote-clinozoïsite. Cela indique que cette rétromorphose n'est pas plus jeune que les migmatites et les granites à biotite.

Puisque les paragneiss se trouvent au-dessous des migmatites, il est probable que ces gneiss ont subi les mêmes changements de pression et température que les migmatites. Comme les migmatites ont un degré de métamorphisme assez élevé, les paragneiss ont été sous les mêmes conditions pouvant causer une métamorphose. Il faut mentionner que selon nous, les migmatites ne sont pas fondues pendant la migmatisation.

Cette rétromorphose est donc causée par les conditions pendant la migmatisation. L'âge de ces deux phénomènes est le même, c'est-à-dire celui de l'orogénèse hercynienne.

On peut s'étonner que l'influence quantitative de cette rétro-morphose ait été assez petite. Dans les gneiss à biotite et grenat qui forment la masse principale, on trouve seulement un peu de muscovite comme minéral nouveau. Probablement c'est dû à ce que tous les minéraux du gneiss, c'est-à-dire quartz, feldspath, biotite et grenat, sont des minéraux formés dans les migmatites; cela veut dire qu'ils étaient sous des conditions stables pendant la migmatisation. Dans les paragneiss dans lesquels ces minéraux étaient déjà présents, ceux-ci se trouvaient de nouveau sous des conditions stables, de sorte qu'il n'y avait pas de raison pour une altération de ces minéraux. Parce que les migmatites sont d'un métamorphisme moins haut que les paragneiss, la muscovite seulement se formait comme minéral nouveau dans les paragneiss. On pourrait parler d'une convergence par laquelle les minéraux des paragneiss tendent à être les mêmes que ceux des migmatites. Cependant il reste un peu étonnant que l'on ne trouve presque pas de traces de la migmatisation dans les paragneiss.

Nous distinguons dans les vieux paragneiss deux sortes de rétro-morphose. La première est mésozonale et d'âge hercynien, la deuxième est epizonale dynamométamorphique d'âge alpin.

#### N. L'âge des vieux paragneiss.

Dans la plus grande partie du Massif du Saint-Barthélemy les paragneiss sont recouverts par les roches de la série des migmatites. Dans la partie Est seulement de ce terrain les schistes et calcaires de l'Ordovicien forment la limite. Il n'y a pas un passage des paragneiss aux migmatites, mais une limite nette. Entre les vieux paragneiss et les migmatites il y a des différences de nature et de degré du métamorphisme, ce qui indique un bond de métamorphisme. Dans ce cas cela signifie une discordance entre ces deux roches. Quoique l'on puisse suivre quelques lits dans les paragneiss, il est impossible de prouver une discordance angulaire. Il y a cependant un autre fait indiquant une discordance. Dans la partie orientale du Massif l'Ordovicien inférieur se termine, de sorte que le calcaire de l'Ordovicien recouvre les paragneiss. C'est causé par un plan de transgression incliné. Vers l'Est les formations sont de plus en plus minces et la sédimentation commence de plus en plus tard. Cela indique que les paragneiss existaient déjà comme des gneiss, quand l'Ordovicien fut déposé. Puisque l'Ordovicien est migmatisé seulement à la fin du Paléozoïque il est exclu que les paragneiss se soient formés en même temps que les migmatites.

Les sédiments les plus vieux des Pyrénées sont du Silurien, ou, selon CAVET (lit. 26), du Cambrien. Les paragneiss sont donc plus vieux que ces sédiments et ils ont un âge Cambrien inférieur ou Précambrien. Il est probable que les vieux paragneiss sont une série de sédiments précambriens, métamorphisés à la fin de cette époque pendant une phase tectonique. Il est impossible de donner une détermination de l'âge plus exacte.

RAGUN (lit. 138) a déjà supposé une telle série de roches dans les Pyrénées, mais celles-ci seraient devenues méconnaissables à cause d'une fusion pendant la migmatisation postérieure. En effet on peut trouver une telle série, mais malgré la migmatisation, ces roches sont très peu changées.

Il y a encore une indication qu'il existe des roches cristallines très anciennes dans les Pyrénées. Dans les schistes carbonifères e. a. dans les environs de Bellver (Espagne) et d'Escouloubre (Aude) il se trouvent des poudingues avec des galets e. a. de roches cristallines, par ex. des gneiss à

muscovite. Des galets du granite à biotite manquent, ce qui est très compréhensible, puisque le granite à biotite est intrudé à la fin du Carbonifère: Des migmatites typiques sont absentes aussi dans ces poudingues, mais également les migmatites ne s'étaient pas formées à ce moment. Il est clair que ces galets sont originaires d'un vieux socle cristallin et vu le fait que la partie Est du Massif du Saint-Barthélemy était une région élevée tectoniquement, il est probable qu'une partie de ces galets est venu de cette région. Un complément d'examen de ces poudingues peut fournir de nouveaux points de vue sur ce problème.

Pour autant que nous le sachions, cette série de paragneiss est seulement présente dans le Massif du Saint-Barthélemy et le Massif de l'Arize (entre Bompas et Tarascon). Des autres parties des Pyrénées nous ne connaissons pas de données sur de telles roches. Evidemment la dénudation des Pyrénées n'est pas assez avancée pour que ces roches affleurent sous la couche très épaisse des migmatites.

Un soubassement cristallin est donc bien présent dans les Pyrénées.

## CHAPITRE III.

### LES MIGMATITES ET LES ROCHES SYNGENETIQUES.

#### A. Historique sommaire de la notion „migmatite”.

Le terme migmatite fut introduit dans la géologie en 1907 par SEDERHOLM (lit. 163) et était défini comme suit: „For the gneisses here in question, characteristic of which are two elements of different genetic value, one, a schistose sediment or foliated eruptive, the other, either formed by the resolution of the material like the first or by an injection from without, the author proposes the name migmatite”. En 1926 il élargissait cette définition comme suit: „it is necessary to use a designation for these hybrid rocks which really characterises their origin and appearance. They look like mixed rocks, and they originate by a mixture of older rocks and a later erupted granitic magma, and therefore the name migmatite is the most appropriate” (lit. 164). Après avoir proposé d’abord un nom descriptif, SEDERHOLM relevait plus tard nettement un élément génétique (a later erupted granitic magma).

D’une part la notion „migmatite” a été employée plus tard comme nom génétique, par exemple par WEGMANN, JUNG et ROQUES; d’autre part des voix se sont élevées pour un emploi seulement descriptif de ce nom, par exemple par SCHEUMANN. Pour WEGMANN les migmatites constituent un groupe génétique; il y distingue deux formes de génèse: „a) die Migmatizone s.s. ist die Randzone eines als Schmelzfluss eingedrungenes Granites, b) die Migmatizone s.s. ist in anderem Sinne eine Übergangszone; nämlich diejenige in der der Berggrund in ein granitisches Gestein verwandelt wird”. De cette manière il a donné à la définition de SEDERHOLM un sens encore plus large. D’autre part HOLMQUIST nous a donné une version différente. Il était d’avis, que les veinules des migmatites sont des exsudations de la roche, formées par ultramétamorphisme, ce qui n’implique pas nécessairement un magma granitique à l’origine.

Concernant la nomenclature SCHEUMANN (lit. 161) a fait plusieurs nouvelles suggestions, dont la principale était de n’accorder au terme migmatite qu’un sens purement descriptif, dépouillé de tous rapports génétiques. Il voulait voir la définition originelle réhabilitée et appelait les migmatites des roches grossièrement mélangées qui comprennent apparemment deux constituants distincts, un fondu et un non fondu. La forme ou l’état de dispersion dans laquelle se trouve le mélange de constituants non fondus et fondus ou dissous n’a aucune importance pour la notion de migmatite. Les termes artérite et vénite représentent tous les deux des gneiss riches en veinules, mais pour l’artérite on pense à l’apport par injection, pour la vénite à une ségrégation de la roche. Ces deux termes furent confondus par SCHEUMANN sous le nom de phlébite, terme purement descriptif. La partie des migmatites qui semble magmatique est appelée métatect et le processus s’appelle métatexie. Quand ce métatect se forme par pure exsu-

dation de la roche c'est un ectect (ectexie); quand il est question d'injection directe d'une fusion étrangère SCHEUMANN parle d'entexie. Il appelle les constituants solides, qui sont séparés du métatect: palaeosom, par opposition à métasom.

Dans son article „Das Problem der Granitbildung" P. NIGGLI (lit. 126) donne la définition suivante de migmatite:

„Man sollte ihn beschränken auf Gesteine und Gesteinszonen, die grobgenengt magmatische und metamorphe Strukturbilder aufweisen, die aus der Übergangszone Magma-Festbestand stammen, und die einer Metamorphose unterworfen waren, während welcher sich ihm Gesamtgesteinsvolumen neben kristallinen Aggregaten grosse Volumenteile im flüssigen oder fluiden Zustand befanden”.

L'association des migmatites avec un magma granitique n'est pas nécessaire pour cette définition. Rien n'est dit non plus de l'origine de la phase liquide. On remarque nettement que des roches peuvent se former qui sont extérieurement semblables, mais qui ne peuvent pas être toutes appelées des migmatites, car elles ne sont pas originaires de la zone frontière liquide-solide dans la terre dans sa totalité. Cette définition n'exclut pas des exsudations (HOLMQUIST).

Les roches qui, lorsqu'une phase liquide aqueuse ou gazeuse les pénètrent, deviennent normalement métamorphiques, ne font pas partie des migmatites puisqu'ici la caractéristique „grossièrement mélangé" y manque.

Les pétrographes français conçoivent souvent la notion migmatite quelque peu différente.

RAGUIN (lit. 141) par exemple confrontait deux sortes de granite: les granites en massifs circonscrits et les granites d'anatexie; ces derniers sont liés aux migmatites, pour lesquelles RAGUIN emploie la nomenclature de JUNG et ROQUES. Les idées de ces derniers deux auteurs ont influencé à un haut degré la pétrographie en France.

Pour cette raison il est d'une grande importance de traiter cette question plus amplement, d'autant plus que très récemment (1952) une publication de JUNG et ROQUES est parue qui donne un résumé exact de leur opinion (lit. 79). Comme le titre le montre déjà cet article traite seulement des schistes cristallins; les roches de contact comme les cornéennes sont donc laissées de côté. Les roches cristallophylliennes sont divisées en deux grands groupes: 1) formations normales 2) formations métasomatiques. Dans le premier groupe le métamorphisme est isochimique, dans le deuxième un apport de matériaux — grand ou petit — est nécessaire. Pour les roches normalement métamorphiques on emploie le nom d'ectinite. Les ectinites sont divisées en quatre zones, qui sont appelés de haut en bas — ou du bas métamorphisme au haut métamorphisme —: 1) micaschistes supérieurs 2) micaschistes inférieurs 3) gneiss supérieurs 4) gneiss inférieurs (dans la dernière publication on parle d'une zone de plus haut métamorphisme encore, celle des gneiss ultra-inférieurs). L'étude de ces zones s'appelle la zonéographie. En partant de roches d'origine différentes on peut distinguer un certain nombre de séquences dont, en somme, seule la séquence alumineuse peut être divisée suivant les quatre zones ci-dessus.

Pour les autres roches une telle division est bien moins claire et JUNG et ROQUES se heurtent aux mêmes difficultés que GRUBENMANN dans sa division des zones épi, méso et cata, qui sont par leur nature à peu près analogues aux zones de JUNG et ROQUES.

Les formations métasomatiques sont divisées en trois groupes: 1) les

ectinites métasomatiques, extérieurement semblables aux ectinites ordinaires mais où s'est produite une faible métasomatose, 2) migmatites homogènes et 3) migmatites hétérogènes. Il est spécifié pour les migmatites que ce terme a été employé dans le sens de WEGMANN et donc que toutes sortes de roches, qui extérieurement ne ressemblent absolument pas aux migmatites, sont pourtant considérées comme telles. Car il paraît que pour une raison ou l'autre un apport métasomatique important a eu lieu. Le terme migmatite est ainsi considéré purement comme un terme génétique.

Les migmatites homogènes sont divisées en anatexites, roches oillées ou stratifiées, mais avec une orientation des cristaux vague ou désordonnée et embréchites, qui ont une orientation des cristaux régulière. Les migmatites hétérogènes sont divisées en: diadysites, roches avec des veinules d'aplite ou pegmatite, qui coupent la roche d'une façon discordante; épibolites, également avec des veinules, mais cette fois-ci concordantes, et agmatites, ou brèches magmatiques. Le granite d'anatexie finalement n'est pas considéré comme migmatite, mais comme une sorte de granite.

Pour diverses raisons nous n'employons pas cette nomenclature. Premièrement, parce qu'à peu près toute la terminologie de JUNG et ROQUES est formée de noms basés sur une notion génétique. La migmatite, l'embréchite, l'anatexite de même que l'ectinite, des noms, qui sont souvent donnés sur le terrain expriment déjà la genèse de la roche, sans qu'un examen approfondi ait eu lieu. A priori il n'est pas du tout certain, qu'une roche ressemblant à une embréchite soit en réalité une roche métasomatique et ceci ne peut certes pas être défini immédiatement. Comme nous l'avons déjà expliqué dans l'introduction, nous sommes partisans de l'emploi de noms purement descriptifs. Ceci évite toute confusion d'idées. En outre il peut exister des roches qui ont l'apparence d'ectinites, mais où la métasomatose a joué un rôle important. Elles seraient donc aussi des migmatites dans le sens de JUNG et ROQUES, puisque les ectinites métasomatiques n'ont subi qu'une métasomatose *légère*. Or, la définition du degré de métasomatose dans un complexe de roches n'est certainement pas facile à faire, souvent même impossible, car la roche d'origine ne nous est pas connue. Dans un tel cas des noms qui expriment la genèse d'une roche nous sont certainement inutiles.

Un autre inconvénient est l'emploi des mots „migmatite” et „métasomatose”. Il nous semble encore que le nom migmatite mérite la préférence pour exprimer réellement ce que ce mot signifie, c'est-à-dire une roche *mixte*. Selon JUNG et ROQUES ce n'est point nécessaire. Le mot métasomatose signifie que la roche est imprégnée avec une solution et que l'apport est répandu diffus dans la roche. Un apport par des veinules, par exemple dans les diadysites, n'est donc pas une métasomatose. Aussi le nom de formations métasomatiques pour ces roches n'est-il pas exact.

Maintenant que nous allons traiter la nomenclature dont nous nous servons, il ressortira de ce que nous avons dit précédemment, que nous emploierons le terme migmatite dans le sens de SCHEUMANN et NIGGLI, donc principalement comme notion descriptive et pas génétique. Dans l'introduction nous avons déjà traité la nomenclature employée ici pour toutes les roches. Les migmatites sont donc en général des roches chorismatiques, que l'on peut diviser e. a. en phlébites, stromatites, ophtalmites etc. Des roches monoschématiques sont simples, des agrégats du premier ordre. Pour les roches semblables au granite, situées dans les migmatites et qui sont donc monoschématiques, nous n'avons pas employé le nom granite d'anatexie, mais le nom, que l'on donnerait à une roche éruptive de cette composition miné-

ralogique, précédé par le mot „méta” indiquant que ce ne sont pas des roches éruptives, mais des roches métamorphiques. Ces roches paraissent être des „métaquartzdiorites”.

Ce ne sont donc pas des quartzdiorites qui ont été métamorphisées. Le préfixe „méta” n'est pas employé dans le sens des pétrologues scandinaves, qui p. ex. le mot „métarhyolite” utilisent pour une rhyolite métamorphique.

## B. La migmatisation dans les Pyrénées.

La première indication de migmatites dans les Pyrénées peut être déjà trouvé dans une publication de LACROIX en 1890 (lit. 84). Il parle de mica-schistes granulitisés, vus aux environs du Pic de Soularac.

Cependant le premier article réellement intéressant sur la migmatisation dans les Pyrénées est de la main de E. RAGUIN: „Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées”, (1938, lit. 138). Les rapports mutuels entre granites, gneiss, et le Paléozoïque inférieur et supérieur ont été fixés ici avec précision. Cette division en ces quatre groupes de roches est encore valable dans son principe. Plus tard elle a été complétée et élargie. Selon cet article tous les gneiss des Pyrénées sont des migmatites, qui sont du Paléozoïque inférieur transformé. Aussi les sédiments anciens, qui sont en partie des mica-schistes, y sont-ils liés de près. La discontinuité entre migmatites et mica-schistes est due à un front de migmatites, assez étroitement limité, et ne représente pas une discordance. Puisque ce front de migmatites peut changer localement de niveau, la limite gneiss—Paléozoïque inférieur ne représente pas une limite stratigraphique. L'âge maximum de la migmatisation est de l'Ordovicien supérieur, puisque la migmatisation ne surpasse jamais cette formation; donc elle est nettement plus ancienne que les plissements hercyniens. E. RAGUIN met cette phase magmatique en rapport avec des mouvements épirogénétiques de cet époque, caractérisés e. a. par des poudingues. Les massifs de granite à biotite sont indépendants de cette migmatisation. Ils sont intrusifs après le plissement hercynien pendant le Carbonifère et pénètrent jusqu'au Paléozoïque supérieur.

HUPÉ publiait en 1947 un article (lit. 70) dans lequel il partage l'opinion de RAGUIN, sauf pour l'âge de la migmatisation, qu'il suppose un peu plus jeune: à la fin du Dévonien. RAGUIN approuve cette nouvelle détermination. D'après un article de HUPÉ (lit. 71) l'âge exact de la migmatisation est supposé à la limite Dévonien-Carbonifère, pendant la phase bretonne des plissements hercyniens.

Quelques autres données quant à la migmatisation des Pyrénées peuvent être trouvées dans „La géologie du granite” de RAGUIN (1946, lit. 141), par exemple les granites congénères des migmatites, des petits massifs de granulite qui sont situés dans les Pyrénées tout près du front de migmatites.

Les migmatites des Pyrénées sont situées originellement à une profondeur d'environ 1500—3000 m. Cette profondeur dépend de l'âge de la migmatisation, c'est-à-dire pré-Dévonien ou post-Dinantien. Ceci est bien une profondeur minimum, et selon RAGUIN le front des migmatites est exceptionnellement élevé dans les Pyrénées.

Leur position si élevée est une des caractéristiques des migmatites des Pyrénées, formées dans une stratification tranquille et sur de grandes distances à la même hauteur stratigraphique. Ceci indique un temps sans orogénèse ou avec une orogénèse calme. Des telles migmatites sont appelées

„migmatites en milieu immobile”. Elles sont en général un peu plus âgées que l'orogénèse.

Finalement FONTBORÉ (lit. 54, 55) mentionne des migmatites qui se trouvent dans le Haut-Ter et le Haut-Fréser, situés dans la partie orientale des Pyrénées espagnoles. Selon cet auteur ces migmatites sont comparables à celles décrites par RAGUIN.

Il vient de paraître un article de G. GUITARD (lit. 67 b) sur les amas basiques qu'il a trouvé dans les migmatites du versant SW du Canigou. La formation de ces amas est contemporaine à la migmatisation. Probablement il y a un rapport avec les cipolins.

### C. La situation des migmatites.

Sur la carte géologique on voit, que les migmatites occupent une grande partie des roches du Massif du Saint-Barthélemy. Ces migmatites forment une bande plus ou moins large, dirigée NW-SE au côté Nord des vieux paragneiss. Une partie importante de l'arête centrale du Massif consiste en ces roches, c'est-à-dire de la pente Est du Pic de Soularac jusqu'au delà du Sommet de l'Estagnolé. A l'Ouest de ce dernier sommet la limite migmatite-micaschiste se trouve au Sud de l'arête centrale. Dans la partie Est du terrain examiné cette limite se courbe vers le Sud et longe les carrières de Trimouns au côté Ouest. De là elle se poursuit dans la direction de la vallée de Caussou, pour se terminer là entre les paragneiss et les micaschistes. Dans la vallée du Touyre les migmatites s'étendent jusqu'à près de Lapeyregade.

### D. La description macroscopique.

#### 1. *Les caractéristiques sur le terrain.*

A cause de la variation très grande des migmatites, il n'est guère possible d'en donner une description macroscopique assez complète. Cette variabilité est due à la manière tout à fait capricieuse, dont les deux parties constituantes peuvent être mélangées. L'habitus changeant des affleurements est la cause de la difficulté de déterminer à première vue à quel groupe de roches cet affleurement appartient, puisqu'une confusion avec les paragneiss d'un côté et l'orthogneiss de l'autre est possible. Sur le terrain un examen plus approfondi donne presque toujours une décision, qui peut être confirmée au microscope. Aussi la description macroscopique des migmatites, telle que donnée ici, est-elle incomplète et peu évidente. Une image plus distincte consiste en photos et dessins de ces roches (photo 15, 16, 17, 18, 19).

Sur la carte géologique nous avons divisé les migmatites et roches syngénétiques en trois sortes de roches, sauf les cipolins et quelques roches basiques, que l'on trouve sporadiquement dans cette série. Deux de ces trois sortes sont de vraies migmatites, consistant en deux éléments dans l'échantillon: des chorismites. Les chorismites peuvent être divisées en deux groupes d'après leur composition minéralogique. Sur le terrain ces deux groupes sont assez difficiles à distinguer.

Le troisième groupe se compose de roches monoschématiques, c'est-à-dire qu'elles sont homogènes dans l'échantillon. Ainsi elles n'appartiennent pas aux migmatites proprement dites, quoiqu'elles soient syngénétiques.

On pourrait diviser les chorismites en stromatites, phlébites, ophthalmites



Photo 15. Migmatite (phlébite), gneiss à sillimanite. Au Sud de Trimouns.



Photo 16. Migmatite (phlébite), gneiss à sillimanite. Au SW de Trimouns.

et nébulites, classification pourtant non employée sur la carte, à cause de l'échelle trop petite.

Les monoschématites ont un habitus de granite ou gneiss homogène; ces roches seront appelées métaquartzdiorites (voir p. 70). Quoique nous ayons tâché de distinguer ces trois sortes de roches pendant le lever cartographique, cet effort n'a pas réussi tout à fait. La carte n'est correcte sur ce point qu'en ses grandes lignes. La difficulté est causée par les limites très vagues entre ces roches, mais aussi par le fait qu'une sorte peut passer en une autre sur une distance très petite. Ainsi dans le territoire indiqué sur la carte comme gneiss à sillimanite ou gneiss à feldspath alcalin (tous les deux chorismatiques), on peut trouver sûrement des roches monoschématiques, et réciproquement. Une cartographie complète des migmatites, pour laquelle une subdivision plus ample serait employée, ne pourrait être exécutée que sur une échelle beaucoup plus grande, par exemple 1:5000.

Aussi la limite migmatite-micaschiste n'est pas une limite nette. Dans les migmatites on peut trouver çà et là des micaschistes, par exemple sur la crête centrale à l'Ouest du Pic du Han.

Sur la carte nous avons utilisé des surcharges estompées, et non des limites nettes.

Pour faire une comparaison avec la terminologie de JUNG et ROQUES nous donnons quelques synonymes. Les métaquartzdiorites monoschématiques sont des granites d'anatexie, les chorismites sont des anatexites ou des embréchites, tandis que les diadysites peuvent être comparées avec les mica-schistes chargés de filons de pegmatite.

Une excursion aux environs des carrières de Trimouns donnera à chacun la conviction, qu'il s'agit de vraies migmatites. Des „gneiss d'injection" les plus beaux indiquent, que nous avons à faire à une migmatite. Dans la partie Ouest du Massif ce caractère de migmatite est parfois moins évident, quoiqu'il ne reste pas de doute après complément d'examen.

Sur le terrain les migmatites et roches syngénétiques peuvent être bien reconnues à quelque distance dans les grands affleurements. De cette manière on peut les distinguer très bien des paragneiss au-dessous et de l'orthogneiss au-dessus. Sur le versant Sud du Massif les roches saillantes des migmatites sont faciles à reconnaître à cause de leur couleur brun-foncé, au contraire des paragneiss et orthogneiss plus clairs. Les formes d'altération superficielle sont plus ou moins rondes, probablement à cause du manque de diaclases dans les migmatites. Une schistosité plus ou moins évidente, inclinée vers le Nord est présente, mais l'influence sur l'altération superficielle est petite. Dans les paragneiss la schistosité est plus évidente, ce qui donne l'impression que ces roches se présentent en gros bancs. Dans l'orthogneiss on trouve beaucoup de diaclases, par lesquelles l'altération superficielle a lieu en gros blocs anguleux. Ces caractères sont souvent un critérium excellent pour la cartographie des limites paragneiss-migmatites et orthogneiss-migmatites. Parfois il y a une ressemblance tellement grande des échantillons des migmatites, paragneiss et orthogneiss, qu'une détermination macroscopique donne des difficultés. Au microscope il ne reste cependant aucune difficulté.

## 2. *Les chorismites.*

### a. Gneiss à sillimanite.

Dans l'échantillon les chorismites sont très variables et une division en plus des deux groupes que nous avons faits, serait bien possible. La



Photo 17. Migmatite fortement plissée, gneiss à sillimanite. Au Nord de Trimouns.

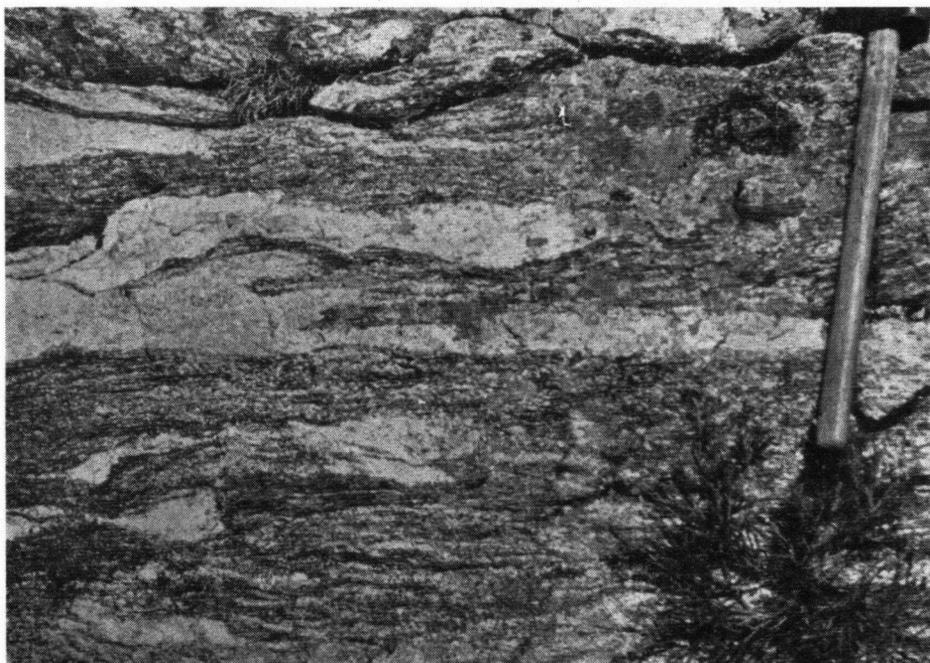


Photo 18. Migmatite (phlébite), gneiss à sillimanite. Au Sud de Trimouns.

classification des chorismites en gneiss à sillimanite et gneiss à feldspath alcalin est sur le terrain assez difficile à établir, puisqu'on ne peut presque pas reconnaître ces deux minéraux à l'oeil nu. Cependant il y a une différence sur le terrain, c'est-à-dire que les gneiss à sillimanite forment les migmatites les plus belles avec de minces lits de quartz et feldspath dans une masse schisteuse. L'impression d'ensemble de la roche est assez basique : on trouve beaucoup de biotite et sillimanite. Dans l'échantillon ces roches sont toujours très hétérogènes. En général ce sont des stromatites et phlébites. Des nébulites ne manquent pas.

Les gneiss à sillimanite consistent en lits ou masses d'un schiste à biotite-sillimanite-muscovite et en petits filons, lentilles ou yeux de quartz et feldspath. Ce sont alors des migmatites, dont on pourrait penser que les filons sont injectés dans la roche. Parfois ces roches sont plissées en plis pygmatiques et plis symmigmatiques (photo 15, 17); à d'autres endroits les veinules sont assez droites et parallèles l'une à l'autre sur quelques mètres. L'épaisseur des deux parties constituantes peut varier beaucoup, d'un mm jusqu'à plusieurs dm. Au bord du territoire des migmatites les veinules de quartz et feldspath sont assez minces, un ou deux mm. Plus profondément dans les migmatites, ces lits sont plus puissants et le plus souvent d'une dimension d'un à deux cm. Dans des parties acides ces filons peuvent atteindre une épaisseur de 2 ou 3 dm ou même plus encore. Ces filons grossiers ne consistent cependant pas en des roches de quartz et feldspath pur, mais contiennent toujours de la biotite, parfois concentrée en lits minces. Ces filons n'ont alors pas une composition extrêmement acide.

Il faut bien distinguer les filons décrits ici des filons de pegmatite; ces derniers ne contiennent presque pas de biotite, mais sont au contraire pourvus de muscovite et de tourmaline. Les parties schisteuses des chorismites ne sont pas très épaisses et on ne trouve que très rarement une couche de schiste à biotite et sillimanite plus puissante que 5 cm sans cristaux de quartz ou feldspath.

Les dimensions des cristaux sont assez variables. Les quartz et feldspaths ne sont en général pas plus grands que quelques mm, tandis que leur dimension minimum est très petite. Les biotites se présentent en paillettes d'une étendue très petite jusqu'à quelques cm. La sillimanite n'est visible à l'oeil nu que rarement. Parfois on voit des fibres bleu-grisâtre. Plus facilement on trouve la muscovite en cristaux de quelques mm. En outre nous avons trouvé dans les chorismites des minéraux verts de quelques mm. L'examen microscopique montrait qu'il s'agit d'agrégats de séricite et de chlorite.

Très fréquemment les limites entre la partie schisteuse et les veinules de quartz et feldspath sont assez vagues. De cette manière les chorismites deviennent moins hétérogènes et la roche s'appelle nébulite (photo 19). Aussi ces nébulites sont-elles très variables quoique leur composition minéralogique soit constante. Comme les phlébites et stromatites ces nébulites sont riches en biotite.

#### b. Gneiss à feldspath alcalin.

Les gneiss à feldspath alcalin sont en général plus acides que les gneiss à sillimanite, puisque la teneur en feldspath des premiers est plus élevée. Aussi le caractère chorismatique est-il moins évident. Parfois on rencontre même des roches assez homogènes, appartenant à ces gneiss. On trouve alors

plutôt de nébulites, que de phlébites et stromatites dans cette série. Dans ces nébulites on peut rencontrer souvent des yeux de feldspath (et une fois de cordiérite), qui atteignent rarement une grandeur de plus d'un cm. On pourrait appeler ces roches ophtalmo-nébulites. Quelquefois nous avons trouvé des yeux ayant jusqu'à 4 cm. Quand ces yeux sont très fréquents, ces roches ont une altération superficielle noduleuse, causée par la dureté plus grande des yeux. Nous avons vu ces roches surtout dans les environs du sommet de l'Estagnolé. Sur le plan de cassure frais cette roche est un gneiss à biotite, ce minéral entourant les yeux comme des agrégats.

Les minéraux reconnaissables à l'oeil nu sont quartz, feldspath, biotite, muscovite et les agrégats verts.

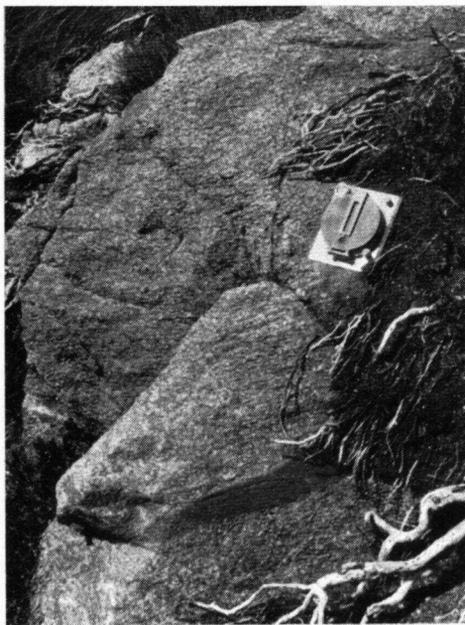


Photo 19. Migmatite (nébulite).  
A l'Ouest de Trimouns.  
(Photo Prof. Dr L. U. de Sitter)

Dans les deux sortes de gneiss on peut trouver des morceaux de quartzite, d'une dimension de quelques dm. Ces quartzites se distinguent bien par leur stratification et leurs diaclases. Souvent ils contiennent un peu de biotite, mais ne sont presque pas changés par la migmatitisation.

Enfin il faut discuter les roches qui font la transition entre les migmatites et les micaschistes. Selon JUNG et ROQUES on trouve au bord des massifs de migmatites les diadysites: des micaschistes ou gneiss à filons de pegmatite. Les petits filons des migmatites seraient grossis jusqu'à de vraies pegmatites. Nous ne croyons pas que ces diadysites font partie des migmatites s.s. Les filons de pegmatite ne sont pas du tout caractéristiques pour les diadysites puisqu'on les trouve répandus partout dans les migmatites. Au contraire le passage des migmatites aux micaschistes ne s'exécute pas par des filons de plus en plus grands, mais par des veinules de plus en plus

petites, qui disparaissent totalement dans les micaschistes. Ces roches de transition consistent en schistes à biotite et muscovite avec des lits très minces, environ 1 mm, de quartz et feldspath ou avec des chapelets de petits cristaux de feldspath, plus ou moins répandus. Les micas sont beaucoup plus petits que dans les vraies migmatites. Un très bel exemple de ces roches peut être observé près de la carrière de la Portaille, où nous avons vu un schiste avec des veinules d'une épaisseur de 2 mm, éloignées l'une de l'autre d'un ou deux cm. Le tout était plissé avec une amplitude de quelques cm.

L'épaisseur de ces roches de transition est petite et ne surpasse pas le plus souvent 50 m.

### 3. *Les monoschématites.*

#### a. *Les métaquartzdiorites.*

Les métaquartzdiorites sont des roches monoschématiques et sur le terrain elles ont l'apparence de granite ou de gneiss homogène. Assez souvent ces roches ont une texture totalement dénuée d'orientation préférée et alors elles ressemblent bien à des granites. Puisqu'on ne trouve pas de feldspath alcalin dans la composition minéralogique, le nom de cette roche, comme plutonite, serait quartzdiorite (nomenclature de P. NIGGLI). Dans ce cas il s'agit d'une roche métamorphique et c'est pourquoi nous parlons de métaquartzdiorite (voir p. 70). Dans certaines de ces roches il y a une texture orientée, surtout dans celles qui forment le passage vers les chorismites.

La dimension des grains est le plus souvent moyenne. Comme minéraux on voit toujours quartz, feldspath et biotite. La muscovite est assez rare, tandis que la hornblende est un peu plus fréquente.

Souvent on rencontre des enclaves dans ces roches. Ces enclaves consistent en des roches d'un grain plus petit que la roche encaissante, tandis que la limite entre ces deux est toujours assez nette. En partie ces enclaves sont des gneiss à biotite, tandis qu'on trouve aussi des roches vertes à grain très fin. Des quartzites se rencontrent moins nombreux dans les monoschématites que dans les chorismites.

Quoique la transition des monoschématites aux chorismites soit souvent assez graduelle, le passage peut aussi s'exécuter sur une distance de quelques mètres et parfois même de moins.

On trouve les métaquartzdiorites comme des territoires plus ou moins grands dans les chorismites, à la fois à la base de cette série et au sommet. Ces territoires peuvent être assez grands comme par exemple le Pic du Saint-Barthélemy et environs, mais il sont aussi très petits, d'une dimension de quelques mètres carrés. A côté du Pic du Saint-Barthélemy on trouve des gisements de ces roches au Pic du Han, au Sud de Lapeyregade et à de nombreux autres endroits. La question se pose si la présence des roches homogènes, pour lesquelles le nom de granite d'anatexie est séduisant, mais pourtant n'est pas employé, est liée à la profondeur où la roche a été migmatisée. Même assez près de la limite avec le Gothlandien non-migmatisé, on trouve encore des métaquartzdiorites, par exemple au Sud de Lapeyregade.

#### b. *Les gneiss à diopside et les cipolins.*

Assez rarement on trouve des gneiss à diopside et des cipolins dans les migmatites. Des gneiss à diopside ont été trouvés surtout comme enclaves dans les métaquartzdiorites (photo 24). La dimension de ces enclaves ne

surpasse que très peu le demi-mètre. Ce sont des roches d'une couleur verte, dans lesquelles on ne voit pas de minéraux déterminables à l'oeil nu.

Les cipolins se trouvent seulement au Nord de l'étang d'Appy, d'où ils ont déjà été décrits par E. RAGUIN. Là on peut poursuivre un lit d'une épaisseur de quelques mètres sur une distance de plusieurs dizaines de mètres. Ces roches se composent de marbre jaune ou blanc et sont bien litées. Les bordures de ces cipolins consistent en marbre à diopside d'une couleur vert clair.

Autre part dans les migmatites nous n'avons pas trouvé de cipolins.

Répendus partout dans les migmatites on peut rencontrer des filons de pegmatite, en général d'une épaisseur d'un demi à deux mètres. Le nombre de ces pegmatites peut varier beaucoup, mais on les trouve plus fréquentes dans les environs de l'orthogneiss. Sauf quartz et feldspath elles se composent de muscovite, tourmaline, grenat et d'autres minéraux. Pour une description plus ample voir le chapitre sur l'orthogneiss.

## E. L'examen microscopique des migmatites et roches syngénétiques.

### 1. Les minéraux.

Dans les migmatites et roches connexes les minéraux suivants ont été trouvés :

*Quartz*, présent dans presque chaque roche. Ce minéral montre le plus souvent une extinction roulante ou une cataclase; parfois il y a une texture en mortier.

*Plagioclase* est un constituant très important et se présente dans toutes les roches de la série des migmatites. La teneur en anorthite peut varier beaucoup, c'est-à-dire de 10—100 %. Les plagioclases ont souvent une structure zonaire, mais cette zonation est toujours simple. En partie ces minéraux sont maclés; nous reviendrons sur ce point. Des produits d'altération sont toujours présents en petite quantité. Comme tels on trouve séricite, kaolinite et zoisite.

Les veinules des migmatites se composent pour la plus grande partie de ces deux minéraux.

*Feldspath alcalin* est un élément rencontré presque seulement dans les gneiss à feldspath alcalin et assez rare dans les autres roches. Dans les gneiss à diopside et les cipolins on le rencontre un peu plus. Presque toujours ce feldspath est de la micropertithe non-maillée. Souvent il est légèrement kaolinisé.

*Biotite*, un minéral présent en grandes quantités dans les chorismites et métaquartzdiorites. C'est un mica brun foncé, fortement pléochroïque jusqu'à incolore. Des halos pléochroïques autour du zircon sont toujours présents. Parfois les cristaux de biotite sont courbés. La biotite peut être altérée en chlorite (pennine), mais cette altération est assez rare.

*Muscovite* est un composant presque seulement des chorismites. En général elle forme une faible partie de la roche, mais les cristaux sont toujours bien visibles à l'oeil nu.

*Sillimanite* est trouvée dans les mêmes roches que la muscovite sauf dans les gneiss à feldspath alcalin, mais ce minéral peut être un élément très important. Dans les chorismites la sillimanite se présente comme du fibrolite: de la sillimanite fibreuse, tandis que dans les métaquartzdiorites la sillimanite se montre en petits prismes. Dans la plupart des cas le fibrolite est soudée à la biotite et ces deux minéraux forment presque toute la partie schisteuse de la chlorismite.

*Cordiérite* ne fut trouvée dans les migmatites que quelquefois. Ce minéral est facilement reconnaissable par la présence d'halos pléochroïques entourants les zircons. Des phénomènes d'altération et des macles n'y furent pas trouvés.

*Hornblende* est une amphibole verte, dont est  $n_p$  incolore,  $n_m$  jaune verdâtre et  $n_v$  vert.  $C/n_p = 14-19^\circ$  et  $-2V = 72-74^\circ$ . Dans certaines roches, métaquartzdiorite à hornblende et gneiss à diopside, ce minéral est un composant important qui peut prendre jusqu'à 30 % du volume.

*Diopside* est un élément des gneiss à diopside et des cipolins. Ce minéral est facilement reconnaissable dans la roche par la couleur verte.

Ses propriétés sont:  $C/n_p = 36-42^\circ$ ,  $+2V = 60^\circ$ . Selon WINCHELL (lit. 187) c'est un pyroxène avec peu de fer et alors un diopside assez pur.

*Calcite* est un composant des cipolins seulement.

*Grenat* est une partie constituante assez rare des chorismites et métaquartzdiorites. Dans l'échantillon c'est un grenat rose foncé d'une dimension de plusieurs mm. Un grenat d'une métaquartzdiorite à hornblende fut examiné aux rayons X. Il est apparu que la constante réticulaire de ce grenat  $a_0 = 11.57$ . Un essai microchimique a montré que ce grenat ne contient pas de Mn, de sorte que selon STOCKWELL (lit. 173) la composition est 73 % almandin et 27 % grossulaire.

Comme minéraux accessoires nous avons trouvés: zircon, apatite, titanite, idocrase, rutile et minéraux opaques.

Dans beaucoup de chorismites on trouve de la myrmékite et des agrégats de séricite et chlorite. Probablement ces derniers sont-ils des produits d'altération d'autres minéraux. Il n'a cependant pas été possible de déterminer avec certitude de quel minéral il s'agit. Il n'est pas impossible que de la cordiérite ou de l'andalousite aient été changées en ces agrégats. Nulle part nous avons trouvé le minéral primitif.

La discussion des divers groupes, caractérisés par leur composition est partagée en deux: premièrement les chorismites et ensuite les monoschématites. Il apparaît que la composition minéralogique des roches de la série des migmatites est d'un côté assez homogène et de l'autre côté très variable, mais une variabilité liée à des règles fixes.

## 2. Les chorismites.

Les roches chorismatiques ont une composition très constante, quoique les deux parties constituantes, schiste et veinule, soient bien reconnaissables au microscope. Si la chose n'est pas spécifiée, l'énumération des minéraux est toujours celle des deux composants ensemble. (Voir le tableau III.)

### a. Gneiss à sillimanite.

Les minéraux les plus importants de la partie schisteuse sont biotite, sillimanite et muscovite (photo 20), le dernier minéral rarement plus que 10 %. Les cristaux de muscovite sont assez grands et ne sont pas des produits d'altération. De plus on trouve des agrégats de séricite et chlorite, tandis que de la cordiérite fut rencontrée seulement quelquefois. Les éléments accessoires sont zircon, apatite, grenat et minéraux opaques.

Les minéraux des veinules sont quartz et plagioclase. La teneur en anorthite du plagioclase varie de 10-30 %, celui-ci est par conséquent un oligoclase. De l'albite ou de l'andésine ne furent rencontrés dans ces



Photo 20. Gneiss chorismatique à sillimanite (fibrolite, Sil), biotite (Bi) et quartz (Q). Près de Trimouns. Gross. lin. 25 ×; lumière naturelle.

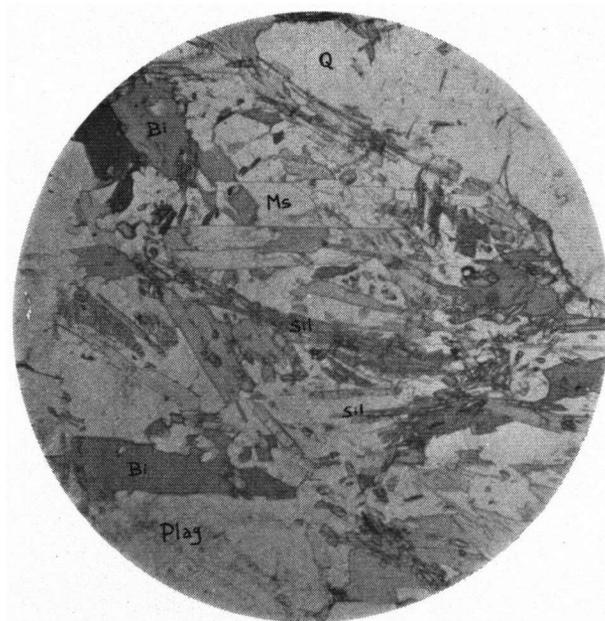


Photo 21. Métaquartzdiorite à sillimanite (Sil), biotite (Bi), muscovite (Ms), plagioclase (Plag) et quartz (Q). Sur le Col entre le Pic du St. Barthélemy et le Pic de Soularac. Gross. lin. 25 ×; lumière naturelle.

roches que très rarement. Le feldspath alcalin est aussi rare dans les veinules, tandis que la myrmékite en est un composant régulier. La biotite est aussi un minéral des veinules, mais n'est pas très importante.

La texture de ces gneiss à sillimanite est lépidoblastique.

La plus grande partie des migmatites du Massif du Saint-Barthélemy est constituée de ces gneiss. Au côté SW on trouve les gneiss à feldspath alcalin, tandis que les métaquartzdiorites se présentent comme des îlots dans ce gneiss.

#### b. Gneiss à feldspath alcalin.

Les gneiss à feldspath alcalin se trouvent dans une zone allongée à l'Ouest du Pic Galinat et ils forment la partie inférieure des migmatites; les gneiss à sillimanite sont situés au-dessus.

Comme il a été mentionné déjà, ces roches ont un caractère de chorisnite moins nettement défini que les gneiss à sillimanite. Aussi sont-elles plus acides. De la sillimanite manque dans ces roches, de sorte que la composition minéralogique est quartz, oligoclase, feldspath alcalin, biotite et muscovite. Les éléments accessoires sont les mêmes que ceux des gneiss à sillimanite. De la cordiérite et du grenat y furent trouvés une fois.

La texture de ces roches est lépidoblastique à granoblastique.

Les deux territoires de ces gneiss sont liés par une zone de passage où les gneiss contiennent à la fois de la sillimanite et du feldspath alcalin.

En résumant on peut diviser les chorismites en deux groupes, un premier avec la paragénèse: quartz, oligoclase, biotite, sillimanite et muscovite, le deuxième avec l'association: quartz, oligoclase, feldspath alcalin, biotite et muscovite. Ce dernier groupe est seulement présent au Sud de l'arête centrale du Massif.

### 3. *Les monoschématites.*

Les roches syngénétiques aux migmatites sont d'après leur composition minéralogique beaucoup plus variables que les migmatites. Nous pouvons distinguer cinq types, qui peuvent être déterminés sur le terrain par leur constitution minéralogique, quoique les types 1, 2 et 3 se ressemblent beaucoup. Ces trois sont des métaquartzdiorites. Le type 4 est un gneiss à diopside et le type 5 un cipolin. (Voir le tableau III.)

#### a. Type 1: métaquartzdiorite à sillimanite.

Ce premier type montre la même composition minéralogique que les gneiss à sillimanite. Comme minéraux on trouve alors: quartz, oligoclase, biotite, sillimanite et muscovite (photo 21), et les éléments accessoires zircon, apatite et opaque. La sillimanite ne se présente pas comme de la fibrolite, mais comme de petits prismes de sillimanite.

La texture est granoblastique.

#### b. Type 2: métaquartzdiorite à biotite.

Le type 2 est caractérisé par une décroissance du nombre des minéraux. La muscovite et la sillimanite disparaissent de sorte qu'il résulte une roche avec quartz, plagioclase et biotite (photo 22) et quelques minéraux acces-

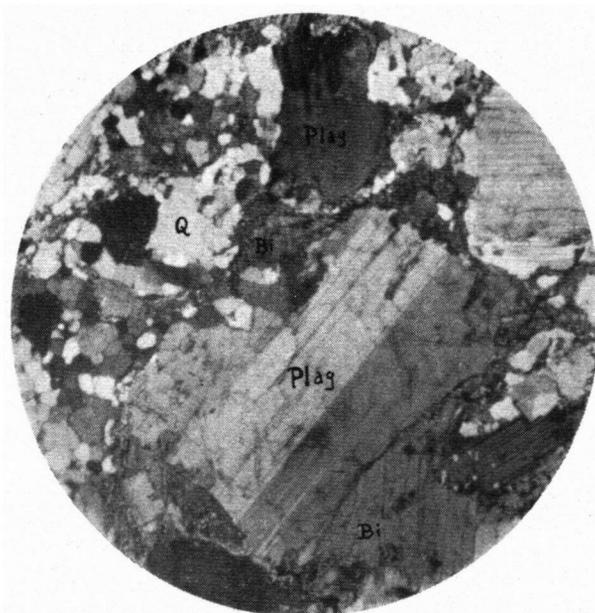


Photo 22. Métaquartzdiorite à biotite (Bi), quartz (Q) et plagioclase (Plag).  
Etang Tort. Gross. lin. 25 ×; lumière polarisée.

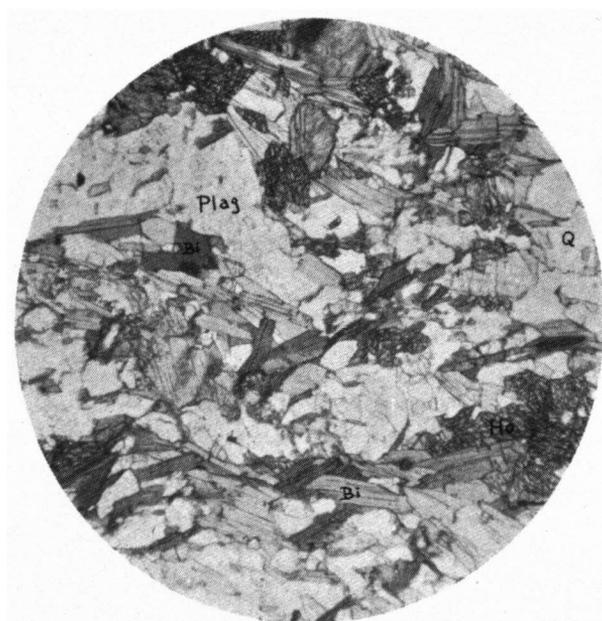


Photo 23. Métaquartzdiorite à hornblende (Ho), biotite (Bi), plagioclase (Plag) et quartz (Q). Sur la crête entre l'étang Tort et l'étang des Truités. Gross. lin 25 ×; lumière naturelle.

soires comme zircon, apatite et opaque. Un deuxième changement est la basicité du plagioclase, qui contient cette fois 30—50 % d'anorthite, donc une andésine.

c. Type 3: métaquartzdiorite à hornblende.

Dans les roches de ce type on peut trouver un autre minéral, une hornblende verte (photo 23). Du quartz et de la biotite sont présents comme dans les deux types précédents, mais le plagioclase est encore plus riche en calcium. La teneur en anorthite s'élève à 50—70 %, un labrador. Comme les deux types précédents la texture est granoblastique.

d. Type 4: Gneiss à diopside.

La composition minéralogique de ces deux derniers groupes donne des aspects intéressants. On peut trouver des passages du métaquartzdiorite à hornblende au gneiss à diopside. Dans ces roches on voit quelques cristaux de diopside et à mesure que ce minéral devient plus important, la biotite disparaît. Il en résulte une roche à plagioclase, quartz, diopside et hornblende. La teneur en anorthite est encore plus grande, c'est-à-dire 70—90 %, bytownite. Les minéraux accessoires sont zircon, apatite, titanite et opaque. Macroscopiquement ces roches se distinguent des métaquartzdiorites par leur couleur verte et leur grain plus petit. La texture est granoblastique.

Ce type peut passer à des amphibolites, quand la teneur en quartz et diopside diminue. En dehors du Massif du Saint-Barthélemy nous avons trouvé ces amphibolites dans les migmatites.

e. Type 5: cipolin à diopside.

Les roches du dernier type sont des cipolins, liés aussi au type précédent par des transitions. Dans ces roches on trouve de la calcite libre, tandis que la hornblende disparaît. Le quartz aussi peut être absent. Le plagioclase se compose maintenant du membre le plus calcique de cette série et contient 90—100 % anorthite. L'association des minéraux de ce type se compose alors de (quartz), anorthite, diopside et calcite. Comme membre extrême de cette série on peut trouver un marbre de calcite pur. Les minéraux accessoires sont sphène, idocrase et opaque. La texture est granoblastique ou porphyroblastique.

Comme il a été mentionné déjà, il y a des roches de passage entre tous les types. Dans le tableau III la composition minéralogique de toutes les migmatites et roches syngénétiques est représentée. Les caractéristiques les plus importantes de ces roches sont donc: du quartz toujours présent; plagioclase varie d'oligooclase à anorthite; biotite est limitée aux métaquartzdiorites; sillimanite et muscovite se trouvent seulement dans les roches les plus acides; hornblende et diopside sont présents dans les roches les plus basiques, tandis que la calcite est caractéristique pour les cipolins.

De quelques échantillons nous donnerons une description.

1. *Gneiss à sillimanite*. Macroscopiquement une roche avec une altération superficielle brune, d'un grain fin à moyen; bonne schistosité; sur le plan de clivage beaucoup de biotite, peu de sillimanite et muscovite. Il y a des veinules irrégulières d'une épaisseur de  $\frac{1}{2}$  à 1 cm, formant parfois des masses plus grandes jusqu'à 2 cm. La texture est phlébitique-nébulitique. Les minéraux de la partie schisteuse sont:

**TABEAU III**

La composition minéralogique des migmatites et roches syngénétiques.

	CHORISMITES				MONOSCHEMATITES				
	migmatites		métaquartzdiorites			gneiss à diopside		cipolin	
	gneiss à feldspath alcalin	gneiss à sillimanite	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 5		
quartz	xx	x	xx	xx	xx	xx	xx	xx	x
oligoclase	xxx	xx	xx	xxx	xx	xx	xx	xx	—
andésine	—	xx	xxx	—	—	—	—	—	—
labrador	—	—	—	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	—
bytownite	—	—	—	—	—	—	—	—	—
anorthite	—	—	—	—	—	—	—	—	—
feldspath alcalin	xxx	—	—	—	—	—	—	—	x
biotite	x	—	x	a	—	—	—	—	x
muscovite	x	xx	xx	xx	xxx	xxx	—	—	—
sillimanite	x	x	xx	—	—	—	—	—	—
séricite (agr.)	—	a	xx	—	—	—	—	—	—
cordiérite	—	x	xx	—	—	—	—	—	—
hornblende	—	—	—	—	—	—	—	—	—
diopside	—	—	—	—	—	—	—	—	—
calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	—
zircon	a	a	a	a	a	xx	xx	xx	a
apatite	—	a	a	a	a	—	—	—	—
sphène	—	—	—	—	—	—	—	—	—
idocrase	—	—	—	—	—	—	—	—	—
opaque	a	a	a	a	a	a	a	a	x

xxx 30—50 %.  
 xx 10—29 %.  
 x 5—9 %.  
 a accessoire.



## F. La classification de facies et de zone des migmatites.

Puisque l'association plagioclase-hornblende est stable dans cette série, il faut placer ces roches dans l'amphibolite-facies d'ESKOLA. Ce facies est divisé en plusieurs subfacies. Les migmatites pourraient être placées le mieux dans le sillimanite-almandin-subfacies, quoique l'almandin soit un composant assez rare des migmatites. La coincidence des autres minéraux est cependant tellement grande que cette classification est la plus probable. Les minéraux du sillimanite-almandin-subfacies sont: sillimanite, plagioclase, almandin, biotite, hornblende, diopside et calcite. Le diagramme ACF de ce subfacies montre le même aspect que le diagramme publié ici (fig. 9). Seule la présence de muscovite dans les migmatites n'est pas en rapport avec ce subfacies.

Dans la réaction.



la combinaison au côté droite est stable, selon TURNER et VERHOOGEN (lit. 179). Pour les migmatites cependant le côté gauche semble être stable, de sorte que le feldspath alcalin est absent et la muscovite présente dans ces roches.

On pourrait créer un nouveau subfacies, le migmatite-subfacies, dont l'association muscovite-sillimanite serait stable. En dehors des Pyrénées, il y a autre part des roches d'une apparence migmatique avec la même paragenèse. On les trouve par exemple dans le Massif Central. De quelques descriptions de BARROW et WATSON (lit. 4 et 183) il semble que la même association se présente dans des migmatites des Highlands de l'Écosse et de Sutherland. Aussi dans les migmatites de Donegal (Irlande) on trouve cette association (GINDY, lit. 61). On peut sans doute trouver davantage d'exemples de cette association.

La classification des migmatites dans les zones de GRUBENMANN-NIGGLI donne quelques difficultés. La muscovite est un minéral appartenant à la mésozone, tandis que la sillimanite est un cata-minéral. Puisque ces deux minéraux se présentent ensemble dans la plupart des migmatites, les roches de cette série se trouvent à la limite méso-catazone.

## G. L'examen des plagioclases.

### 1. L'investigation des macles.

Afin d'examiner de façon plus approfondie la nature des migmatites, nous avons effectué une investigation des macles des plagioclases, comme il est décrit par GORAI (lit. 62). Cet auteur cherchait des différences entre les macles des plagioclases des roches éruptives et des roches métamorphiques. Il lui semblait qu'il existe une différence importante entre les diverses sortes de macles de ce minéral dans les deux groupes de roches.

La détermination des lois de macles des plagioclases est possible seulement à l'aide de la platine Fédorow. Un examen statistique de toutes les lois exigerait beaucoup de temps. GORAI a réussi à diviser les lois des macles en deux groupes, chacun déterminable au moyen d'un microscope de polarisation ordinaire. Un groupe, contenant la loi de l'albite, de la periclina et de l'aéline sont les macles A; l'autre groupe avec les lois de Carlsbad, Manebach, Baveno, Ala et les lois complexes, sera appelé les macles C. Enfin on peut distinguer un troisième groupe de plagioclases, les plagioclases non-maclés, N. A l'aide d'une table quadrillée, on compte et détermine dans chaque coupe mince environ 200 individus de plagioclase. La relation mutu-

elle est exprimée en pourcentages. Les chiffres ainsi trouvés sont mis dans deux diagrammes, un diagramme triangulaire, le diagramme NAC, et un diagramme consistant en trois parties. Dans le diagramme NAC la relation mutuelle des trois sortes de plagioclase est représentée, indépendamment de la teneur en anorthite du plagioclase. Dans l'autre diagramme les fréquences des plagioclases N, A et C sont mises en rapport avec la teneur en anorthite.

Il a paru à GORAI que les plagioclases des roches éruptives, à la fois plutonites et volcanites, contiennent toujours un pourcentage plus ou moins important de macles C, à condition qu'avec la croissance de la teneur en anorthite, ce pourcentage monte. Les roches métamorphiques par contre ne contiennent pas du tout ou très peu de ces macles C, de sorte que dans ces roches on ne trouve que des plagioclases N et A, indépendamment de la

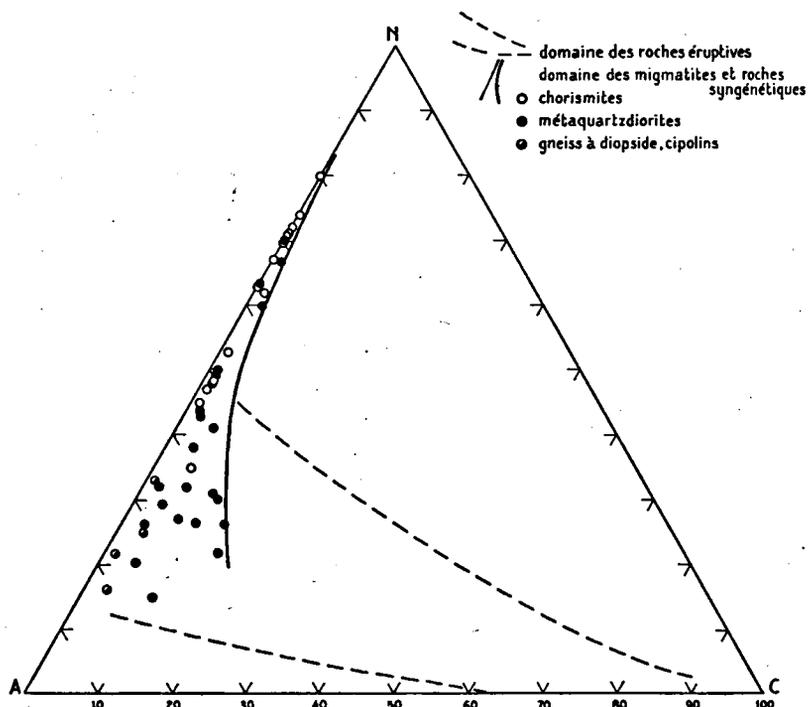


Fig. 5. Diagramme NAC. Explication pp. 87—89.

teneur en anorthite. Aussi le rapport mutuel entre les plagioclases N et A est-il indépendant de la teneur en anorthite, mais selon GORAI ce rapport dépend du grain. Quand les grains sont plus gros, il trouve plus de plagioclases maclés à l'égard des plagioclases non-maclés.

GORAI a examiné les plagioclases de quelques migmatites; il lui a paru que ces roches rejoignent les roches métamorphiques. Les granites d'anatexie peuvent être distingués de cette manière des granites intrusifs, les premiers sans, les derniers avec des macles C.

La formation des macles C — et donc la différence entre les roches éruptives et roches métamorphiques — est due, selon GORAI, à la nature de la cristallisation. Dans le cas des roches éruptives il y a une cristallisation

d'un magma liquide; dans le cas des roches métamorphiques une recristallisation dans un milieu solide.

Les plagioclases des migmatites du Massif du Saint-Barthélemy sont au plus haut point convenables pour cet examen, spécialement à cause de la variabilité en basicité. Les résultats de cette investigation sont fixés dans deux diagrammes, dans lesquels les domaines des roches éruptives de GORAI ont été mentionnés (fig. 5 et 6). Il ressort du diagramme NAC que la teneur

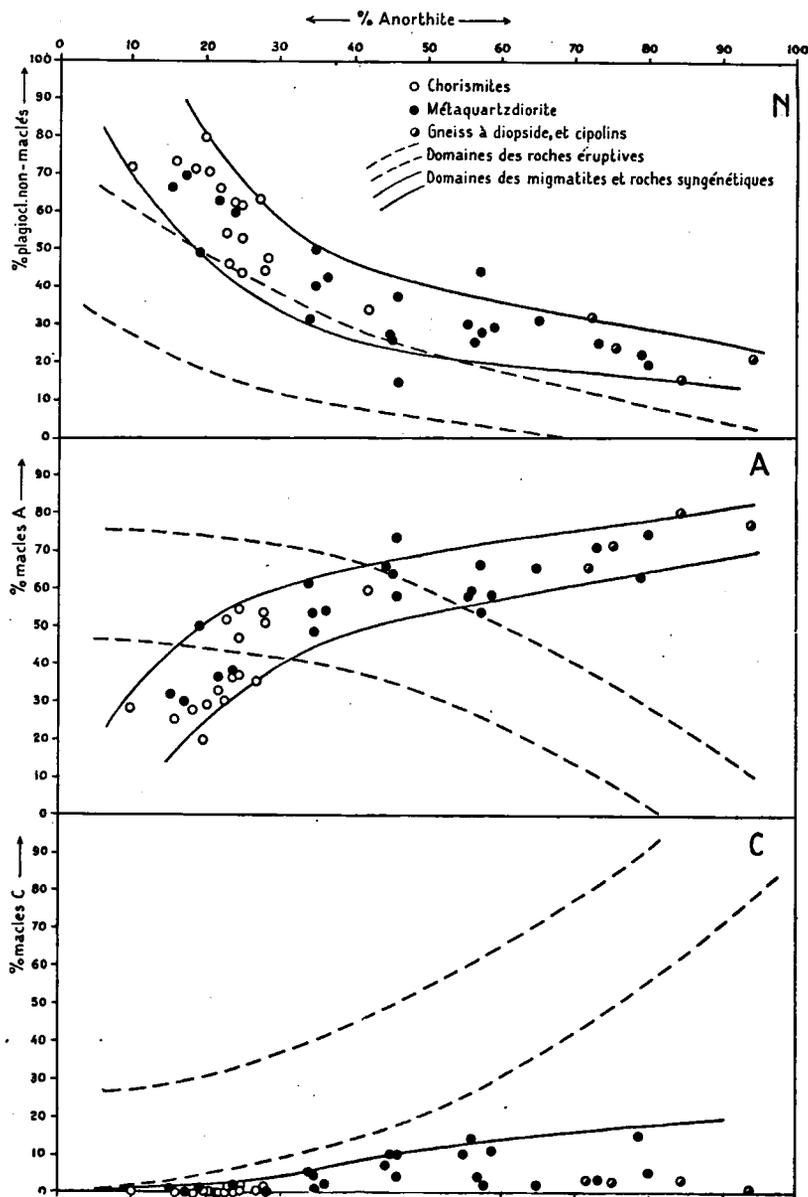


Fig. 6. Diagramme du rapport entre la teneur en anorthite et les macles des plagioclases. Explication pp. 87—89,

en macles C est en général très basse et monte peu au-dessus de 10 %. Une partie des analyses est située dans le prolongement du domaine des roches éruptives, le reste est totalement en dehors. Dans ce diagramme les chorismites, les métaquartzdiorites et les types 4 et 5 ont été distingués. Les chorismites sont tout à fait en dehors du domaine des roches éruptives et ne contiennent presque aucune macle C. Les métaquartzdiorites se trouvent dans le prolongement de ce domaine et elles ont un pourcentage de macles C de 5 à 15 %. Les gneiss à diopside et les cipolins enfin n'ont que très peu de plagioclases avec des macles C.

Des informations plus amples sont données par le deuxième diagramme. Il est évident, que dans aucune des trois parties de ce diagramme les domaines des roches éruptives ne correspondent à ceux des migmatites. En outre il est surprenant que les plagioclases des migmatites possèdent chacun clairement un domaine typique. Ainsi le domaine des plagioclases non-maclés est parallèle à celui des roches éruptives, mais le premier est situé plus haut. Cela veut dire qu'on trouve dans les migmatites plus de plagioclases non-maclés que dans les roches éruptives.

Le domaine des macles A des migmatites croise le domaine éruptif. Avec la teneur en anorthite la quantité de ces macles monte, tandis que la quantité de ces macles de plagioclases des roches éruptives diminue.

Les macles C enfin, typiques pour les roches éruptives, possèdent un pourcentage très bas dans les migmatites. Cependant on y voit la même tendance, c'est-à-dire plus de macles C avec une teneur en anorthite plus élevée. Néanmoins les deux domaines ne coïncident en aucun point. Il est remarquable que l'on trouve moins de macles C dans les plagioclases des gneiss à diopside et les cipolins, que dans les métaquartzdiorites, malgré la plus grande basicité des plagioclases des gneiss à diopside et cipolins. Il faut chercher la cause de ce phénomène dans le rapport entre le grain des plagioclases et la tendance à former des macles, dans ce cas des macles C. De l'examen microscopique il est apparu que les macles C sont toujours dans les cristaux les plus grands de la roche. Les plagioclases non-maclés sont des individus petits, tandis que les macles A prennent une position intermédiaire. Comme nous avons vu, les grains des gneiss à diopside et des cipolins sont toujours beaucoup plus petits que ceux des métaquartzdiorites. C'est pourquoi on trouve peu de macles C dans les types 4 et 5 et davantage de ces macles dans les plagioclases des types 2 et 3. Un rapport pareil a été décrit par GORAI entre les plagioclases non-maclés et les macles A. Nous n'avons pas eu l'occasion de développer statistiquement le rapport que nous avons trouvé.

De cet examen nous pouvons conclure que les migmatites et les roches syngénétiques ne se joignent pas aux roches éruptives, mais qu'elles sont liées aux roches métamorphiques. Plus loin nous traiterons plus amplement cette conclusion.

## 2. La zonation des plagioclases.

Un autre examen, concernant aussi les plagioclases, fut exécuté, mais moins à fond que celui des macles.

Dans la description microscopique nous avons déjà attiré l'attention sur le fait que beaucoup de plagioclases montrent une zonation. Jamais nous n'avons trouvé une zonation avec des récurrences, comme c'est le cas dans beaucoup de plagioclases des roches éruptives.

Afin de déterminer la nature de cette zonation nous avons fait un

certain nombre de mesures de la teneur en anorthite de l'intérieur et de la bordure d'un cristal zoné. Dans la liste suivante les résultats de ces mesures sont fixés.

Intérieur % An	Bordure % An
16	12
18	10
21	18
26	21
27	24
27	24
32	25
33	27
36	32
36	27
42	34
92	89

On voit que dans tous les cas mesurés l'intérieur du cristal est plus riche en anorthite que la bordure. La différence est cependant relativement petite et s'élève à une moyenne de 5.3 %. Il est clair qu'il faut tenir compte du fait que nous avons mesuré seulement les cristaux de plagioclase, dans lesquels la zonation est le plus évidente. La différence moyenne de la teneur en anorthite entre l'intérieur et la bordure du cristal ne serait plus que de quelques %.

Les roches éruptives ont aussi des plagioclases dont l'intérieur est plus riche en anorthite que la bordure. Dans ces roches la différence peut être beaucoup plus grande que quelques %. En outre il se présente dans ces plagioclases des récurrences de la teneur en anorthite. Dans les roches métamorphiques par contre la bordure des plagioclases est souvent plus acide que l'intérieur: une zonation inverse.

Les propriétés de la zonation des plagioclases des migmatites et roches connexes ne sont ni celles des roches éruptives, ni celles des roches métamorphiques.

#### H. L'examen chimique.

L'examen chimique des migmatites a été limité aux roches monoschématiques, surtout aux métaquartzdiorites, puisqu'un examen des chorismites pourrait exiger beaucoup plus d'analyses pour obtenir les mêmes résultats. En outre nous retrouvons dans les métaquartzdiorites des roches avec la même composition minéralogique que dans les chorismites, tandis que la composition des métaquartzdiorites montre plus de variabilité.

Trois analyses de métaquartzdiorites furent exécutées, c'est-à-dire une métaquartzdiorite à sillimanite, une à biotite et une à hornblende, les types 1, 2 et 3.

A côté de ceci deux analyses furent faites des roches non-migmatisées, situées au-dessus des migmatites. On peut comparer ces roches aux roches d'origine de la migmatisation. Ce sont un mica-schiste à biotite et muscovite et un gneiss à silicates de chaux.

On peut tirer des conclusions importantes de ces analyses spécialement pour la genèse des migmatites. La manière de calculer est expliquée dans l'introduction. Les analyses ainsi calculées sont représentées dans les diagrammes QLM et al-alk (fig. 7 et 8).

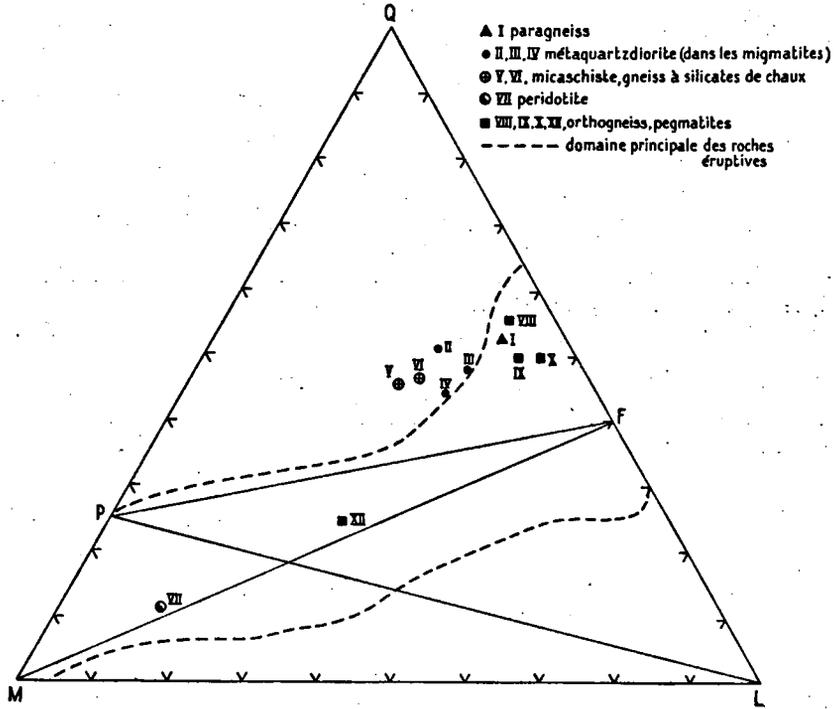


Fig. 7. Diagramme QLM.

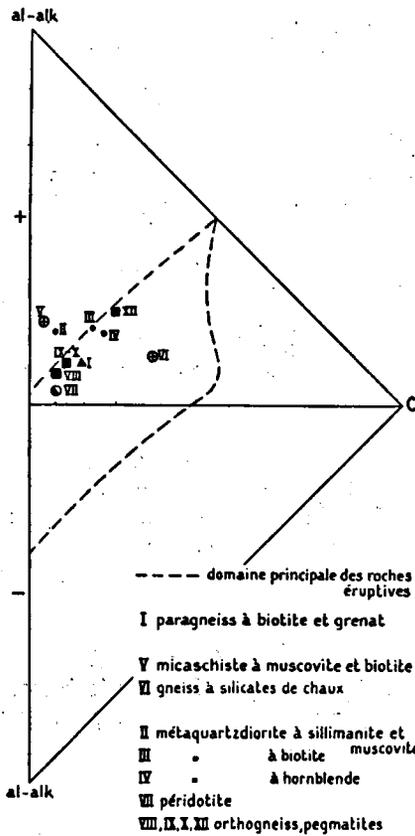


Fig. 8. Diagramme al-alk.

### 1. Métaquartzdiorite à sillimanite.

L'analyse II a été faite d'une métaquartzdiorite à quartz, oligoclase, biotite, muscovite et sillimanite. Il est évident que la composition chimique n'est pas du tout celle d'une roche éruptive. L'analyse n'est pas située dans les domaines des roches éruptives dans les diagrammes QLM et al—alk. (fig. 7 et 8). Cela est causé par le grand excès d'alumine (al—(alk + c)), d'un total de 12.5. Cette analyse peut être comparée très bien à l'analyse V du micaschiste qui représente la composition d'un schiste moyen. La différence la plus importante de ces deux analyses est que l'excès d'alumine de l'analyse V est encore plus grand.

Le calcul de la composition virtuelle n'a pas donné de difficultés. Dans la variante I tout le spinelle fut calculé dans la sillimanite, de sorte qu'il ne se forme pas de muscovite. Puisque Or et Ms peuvent se substituer en partie, nous avons calculé dans la variante II premièrement 5 % Ms, et le Kp restant, après être utilisé pour la formation de biotite, s'est assimilé dans Or. Dans cette variante on trouve 6.7 % Or, manquant dans le mode. Probablement cet Or est représenté dans le plagioclase, puisque l'on trouve dans la plupart des plagioclases un certain pourcentage de  $K_2O$ . Du reste la composition réelle convient bien à la norme. Il est probable qu'il y a plus de muscovite dans le mode que le 1 % intégré.

### 2. Métaquartzdiorite à biotite.

L'analyse III, faite d'une métaquartzdiorite à andésine et biotite, est évidemment différente de l'analyse précédente. Par exemple si et fm sont plus bas, al et alk à peu près égaux, tandis que c est plus élevé que ces valeurs de l'analyse II. Il y a encore un excès d'alumine de 2.5. Dans le diagramme al—alk (fig. 8) cette analyse est située à la bordure du domaine des roches éruptives, justement comme dans le diagramme QLM (fig. 7). Aussi cette analyse est-elle plutôt en rapport avec un sédiment qu'avec une roche éruptive.

Deux variantes de la norme furent calculées, la première avec une biotite normale, la deuxième avec une biotite plus riche en alumine. La biotite normale se forme:  $6 Kp + 9 (Fo + Fa) + 1 Q + (1 W) \rightarrow 16 Bi$ . Dans ce cas il reste 3.9 % sillimanite, qui n'est pas représentée dans la composition réelle. C'est pourquoi nous avons calculé une deuxième variante avec une biotite plus riche en alumine, qui se forme ainsi:  $6 Kp + 1\frac{1}{2} Sil + 7\frac{1}{2} (Fo + Fa) + 1 Q + (1 W) \rightarrow 16 Bi$  (NIGGLI lit. 123). Même dans ce cas il reste encore 1.9 % Sil, de sorte qu'il est possible que la biotite contienne encore plus d'alumine. Or est bas, puisqu'à peu près toute la potasse est assimilée dans la biotite. Dans le mode il n'y a pas de feldspath alcalin, aussi le reste de l'Or se trouve-t-il probablement dans le plagioclase. Le plagioclase est une andésine avec 40 % anorthite. Le mode diffère un peu de la composition virtuelle, puisque dans la dernière il y a moins de biotite et plus de quartz. Du reste de petites différences sont certainement permises, parce que nous n'avons intégré qu'une seule plaque mince.

### 3. Métaquartzdiorite à hornblende.

L'analyse IV est faite d'une métaquartzdiorite à hornblende avec un plagioclase contenant 55 % anorthite. Comparée à l'analyse III si, al et alk sont abaissés et fm et c sont montés. Il n'y a plus d'excès d'alumine. Dans

**TABLE D'ANALYSE II**

Métaquartzdiorite à sillimanite; monochématique dans les migmatites.

Localité: au col entre le Pic du Saint-Barthélemy et le Pic de Soularac.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	Composition virtuelle (norme)						composition réelle (mode, % vol.)						
			cata		var. I		var. II								
			Mt	An	Or	Ab	Bi	Sil		Mt	An	Or	Ab	Bi	Sil
SiO <sub>2</sub>	65.86	si	267	Kp	12.3	Mt	2.0	Mt	2.0	Mt	2.0	Plagiocl.	35.2		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.25	al	38.5	Ne	14.8	An	6.3	An	6.3	An	6.3	Quartz	31.5		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.90	fm	35.5	Cal	3.8	Or	20.5	Or	10.1	Or	6.4	Biotite	22.8		
FeO	3.22	c	7	Sp	10.0	Ab	24.6	Ab	24.6	Ab	24.6	Silliman.	8.8		
MgO	3.04	alk	19	Fs	2.0	Cord	18.4	Bi	16.5	Bi	16.5	Muscovite	1.0		
MnO	0.09	k	0.46	Fo	1.4	Hy	3.7	Sil	10.0	Sil	7.9	Apatite	0.2		
CaO	1.56	mg	0.52	Fa	3.8	En	1.9	Ru	0.4	Ms	5.0	Opaque	0.5		
Na <sub>2</sub> O	2.68	ti	1.70	Ru	0.4	Ru	0.4	Cp	0.6	Ru	0.4	Plagioclase			
K <sub>2</sub> O	3.38	p	1.00	Cp	0.6	Cp	0.6	Q	29.5	Cp	0.6	21 % An			
TiO <sub>2</sub>	0.60			Q	50.9	Q	29.5								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	π	0.12	L	30.9										
H <sub>2</sub> O+	1.19	γ	0.00	M	18.2										
H <sub>2</sub> O—	0.08	μ	0.19												
	100.12														

Analyste: Mlle. B. Hageman.



**TABLE D'ANALYSE IV**

Métaquartzdiorite à hornblende; monoschémate dans les migmatites.

Localité: sur la crête entre l'étang Tort et l'étang des Truites.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	Composition virtuelle (norme)						composition réelle (mode, % vol.)						
			cata		var. I		var. II			var. III					
			si	al	fm	c	alk	k		mg	ti	p	π	γ	μ
SiO <sub>2</sub>	60.22	Kp	9.4	Mt	2.5	Mt	2.5	Mt	2.5	Mt	2.5	Mt	2.5	Plagiocl.	33.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.80	Ne	9.0	An	28.5	An	18.4	An	18.4	An	18.4	An	18.4	Quartz	15.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.44	Cal	17.1	Or	15.7	Or	4.5	Or	3.5	Or	3.5	Or	3.5	Biotite	35.4
FeO	4.20	Sp	0.2	Ab	15.0	Ab	10.7	Ab	10.2	Ab	10.2	Ab	10.2	Hornbl.	15.8
MgO	5.37	Fs	2.5	Cord	0.4	Bi	17.8	Bi	19.4	Bi	19.4	Bi	19.4	Plagioclase	
MnO	0.10	Fo	11.3	Hy	5.1	Ho	13.2	Ho	16.0	Ho	16.0	Ho	17.0	55 % An	
CaO	5.93	Fa	5.0	En	15.1	Sil	4.0	Sil	1.2	Sil	1.2	Ru	0.4		
Na <sub>2</sub> O	1.65	Ru	0.4	Ru	0.4	Ru	0.4	Ru	0.4	Ru	0.4	Cp	0.6		
K <sub>2</sub> O	2.60	Cp	0.6	Cp	0.6	Cp	0.6	Cp	0.6	Cp	0.6	Q	28.0		
TiO <sub>2</sub>	0.60	Q	44.5	Q	16.7	Q	26.6	Q	27.8	Q	27.8				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	L	35.5												
H <sub>2</sub> O+	1.07	M	20.0												
H <sub>2</sub> O—	0.19														
	100.43														

Analyste: Mlle. B. Hageman.

les diagrammes QLM et al—alk cette analyse est située au bord des domaines des roches éruptives. Quant à cela cette roche pourrait être à la fois un sédiment et une roche éruptive. Dans le premier cas elle serait une marne, dont le  $\text{CO}_2$  a disparu.

Quand nous comparons les analyses II, III et IV, il est clair que l'on trouve la tendance suivante: si, al et alk diminuent, fm est variable, tandis que c croît évident.

Nous avons déterminé trois variantes, la première avec une biotite et une hornblende normale; cette hornblende est calculé ainsi:  $6 \text{ Cal} + 6 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 3 \text{ Ne} + 3 \text{ Q} + (1 \text{ W}) \rightarrow 15 \text{ Ho} + 3 \text{ C}$ . ( $30 \text{ Ho} = 12 \text{ SiO}_2 \cdot 2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 8 (\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot 4 \text{ CaO} \cdot 2 \text{ Na}_2\text{O} \cdot 2 \text{ H}_2\text{O}$ ). Dans ce calcul il reste 4.0 % Sil, n'étant pas présente dans le mode. C'est pourquoi nous avons calculé la variante II avec une biotite plus riche en alumine, comme dans l'analyse précédente, et une hornblende aussi plus riche en alumine et calculée comme suit:  $6 \text{ Cal} + 6 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 3 \text{ Ne} + 3 \text{ Q} + (1 \text{ W}) \rightarrow 16 \text{ Ho} + 2 \text{ C}$ . Maintenant il reste 1.2 Sil. Une troisième variante, dont la hornblende est encore plus riche en alumine, est calculée ensuite. Cette amphibole se calcule:  $6 \text{ Cal} + 6 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 3 \text{ Ne} + 3 \text{ Q} + (1 \text{ W}) \rightarrow 17 \text{ Ho} + 1 \text{ C}$ . De cette manière il ne reste pas de Sil. Le Kp restant a été calculé dans l'Or et comme dans les cas précédents le 3.5 % Or sera assimilé dans le plagioclase. Il suit du calcul que la teneur en anorthite du plagioclase est 65 %. Le mode n'est pas tout à fait égal à la norme; le premier contient plus de biotite et moins de quartz, tandis que le plagioclase est un peu plus pauvre en anorthite.

On peut conclure premièrement de ces trois analyses qu'elles coïncident peu avec la composition des roches éruptives. Aucune des trois ne se trouve franchement dans un domaine des roches éruptives des diagrammes QLM et al—alk. Elles rejoignent plutôt la composition chimique des sédiments, dont les trois analyses représentent une partie d'une série. C'est une série, commençant avec une pélite pure avec excès d'alumine très élevé, passant par un schiste, légèrement calcaire voisin d'une marne; ensuite la partie pélitique diminue et la série se termine à un calcaire ou une dolomie pure.

#### 4. *Comparaison des migmatites du Massif du Saint-Barthélemy avec celles du Massif Central.*

Nous pouvons comparer les analyses données ici avec celles des migmatites du Massif Central, où ces roches ont été étudiées par ROQUES (lit. 151).

Les analyses de la Montagne Noire et du Massif Central ont plutôt le caractère de roches éruptives, quoiqu'aussi des propriétés sédimentaires, telles qu'un excès d'alumine, ont été conservées. Selon ROQUES ces roches se sont produites par imprégnation d'un micaschiste avec un magma granitique (ichor). Au moyen d'un calcul spécial ROQUES a pu déterminer approximativement la composition chimique de cet ichor. Il mettait dans un diagramme de variation l'analyse d'un micaschiste et d'une embréchite (chorismite). Par suite de la teneur en  $\text{SiO}_2$  plus élevée de cette dernière roche, celle-ci est placée à droite du micaschiste. L'oxyde diminuant le plus vite est MgO, mais celui-ci ne peut pas descendre au-dessous de zéro. Là, où la ligne de MgO coupe la ligne de base de  $\text{SiO}_2$ , la composition de l'ichor d'apport minimum est représentée, tandis que la composition de l'ichor d'apport maximum est la même que celle de l'embréchite. L'indice de migmatisation exprime le pourcentage d'ichor dans l'embréchite ou l'anatexite. Quand le front de migmatites est monté dans la zone des micaschistes, cet indice est

50--100 %, ce qui veut dire que plus de 50 % de la roche a été apportée. Il est remarquable que là où le front de migmatites se trouve dans les gneiss, donc avec beaucoup de feldspath, l'apport minimum doit être 80 %. Comme ROQUES le dit lui-même, c'est un peu paradoxal.

Nous n'avons pas employé cette méthode de calcul, surtout parce qu'il est tout à fait incertain, que la roche d'origine ait la même composition que le schiste ou le gneiss comparé.

Les analyses de ROQUES prennent une position intermédiaire entre les ectinites — des roches non-migmatisées — et les granites. Cette position peut s'expliquer par un apport granitique. Sur ce point nous reviendrons. La teneur en silice et alcali est alors plus élevée à l'égard des roches analysées du Massif du Saint-Barthélemy, tandis que  $Al_2O_3$  et CaO sont plus bas.

### I. La paragenèse des minéraux.

Les paragenèses des minéraux seront aussi traitées en deux parties, les chorismites et les roches monoschématiques.

#### 1. *Les chorismites.*

Dans les chorismites nous avons pu distinguer deux territoires, respectivement avec une association quartz, oligoclase, biotite, muscovite et sillimanite et avec une association quartz, oligoclase, biotite, muscovite et feldspath alcalin. Ces deux territoires sont liés par une zone de passage où l'on trouve tous les minéraux mentionnés ensemble.

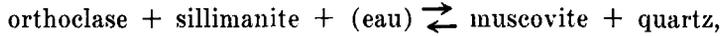
A l'aide de la règle minéralogique des phases de GOLDSCHMIDT nous pouvons éclaircir beaucoup de ces paragenèses. Selon cette règle, que nous n'expliquons pas, le nombre des minéraux stables dans une roche est égal à celui des composants (ce sont les oxydes divers). On peut mettre les trois composants les plus importants dans un diagramme ACF<sup>1)</sup>. Le sommet au-dessus, A, représente  $Al_2O_3$ , les deux au-dessous C pour CaO, et F pour FeO et MgO. Ce dernier est possible puisque FeO et MgO peuvent se remplacer par diadochie dans la plupart des minéraux. Dans le diagramme, trois phases, ou trois minéraux, peuvent exister en équilibre. En plus on peut trouver un minéral alcalin, tandis que  $SiO_2$  en surplus est présent comme du quartz libre. On trouve ensemble cinq minéraux stables. S'il y a encore un élément, par exemple P ou Ti, on trouve un minéral de plus, par exemple apatite ou titanite.

Dans le diagramme ACF (fig. 9) l'anorthite est située au milieu de la ligne A-C. De fait tous les plagioclases sont représentés ici, puisque l'alcali ne se trouve pas dans ce diagramme.

Pour toutes les chorismites la paragenèse est située dans le triangle supérieur, marqué 1, dont les sommets représentent sillimanite/muscovite, plagioclase et biotite. Au sommet supérieur il y a deux minéraux: sillimanite et muscovite, le premier sans, le deuxième avec alcali. Ce diagramme ne donne pas de distinction des deux associations minéralogiques des chorismites. C'est pourquoi nous avons dessiné deux autres diagrammes, le diagramme QAK (fig. 10) et AKF (fig. 11), respectivement  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , et  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , FeO/MgO.

<sup>1)</sup> Selon TURNER et VERHOOGEN (lit. 179) A =  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$ , C = CaO et F = MgO + FeO + MnO.

S'il existait la réaction :



entre trois constituants ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) et quatre phases, les minéraux, trois phases pourraient exister en équilibre. On trouverait alors quatre possibilités : 1) quartz, muscovite, sillimanite 2) quartz, muscovite, orthoclase 3) orthoclase, muscovite, sillimanite et 4) orthoclase, quartz, sillimanite. La paragenèse 4 a été formée à une pression et une température plus hautes, c'est-à-dire dans la catazone, tandis que les associations 1, 2 et 3 se trouvent dans la mésozone. Puisque le quartz et la muscovite sont toujours présents dans les migmatites, les paragenèses 3 et 4 peuvent être négligées.

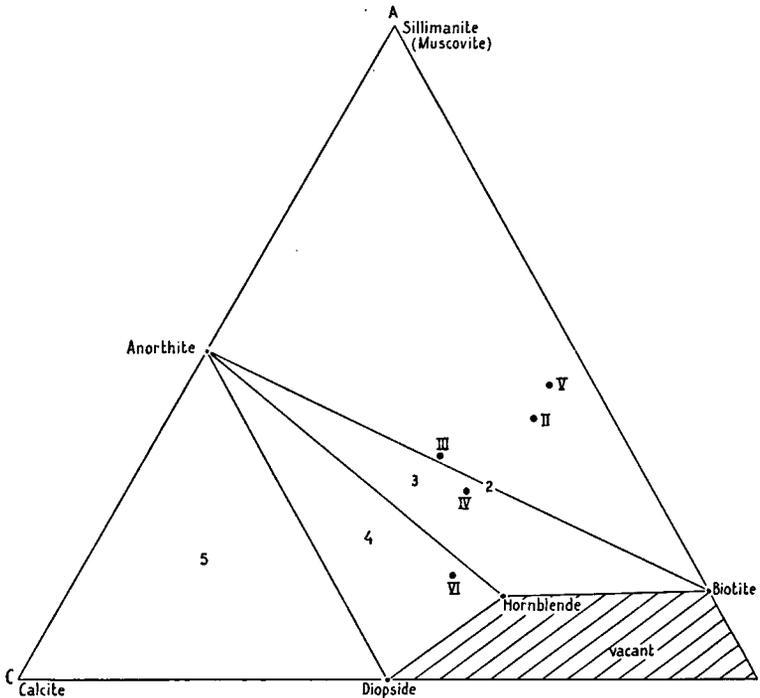


Fig. 9. Diagramme ACF.

Dans le diagramme QAK il y a deux triangles, dont les sommets sont : quartz, muscovite et sillimanite, et quartz, muscovite et feldspath alcalin. On peut trouver donc dans le premier triangle quartz, muscovite et sillimanite et dans l'autre quartz, muscovite et feldspath alcalin. Cela dépend de la composition chimique de la roche, de déterminer dans quel triangle elle doit être placée et quelle est l'association que l'on peut s'y attendre.

Dans ce diagramme l'analyse du micaschiste et de la métaquartzdiorite à sillimanite ont été mises. Il est vrai que la métaquartzdiorite n'est pas une chorismite, mais la composition minéralogique est la même. On voit clairement que ces deux analyses se trouvent dans le triangle quartz, muscovite, sillimanite. Si alors le micaschiste recristallisait comme une migmatite sans apport, on pourrait trouver cette association. Quand on calcule la composition minéralogique virtuelle dans ce cas, on trouve en effet très peu d'Or.

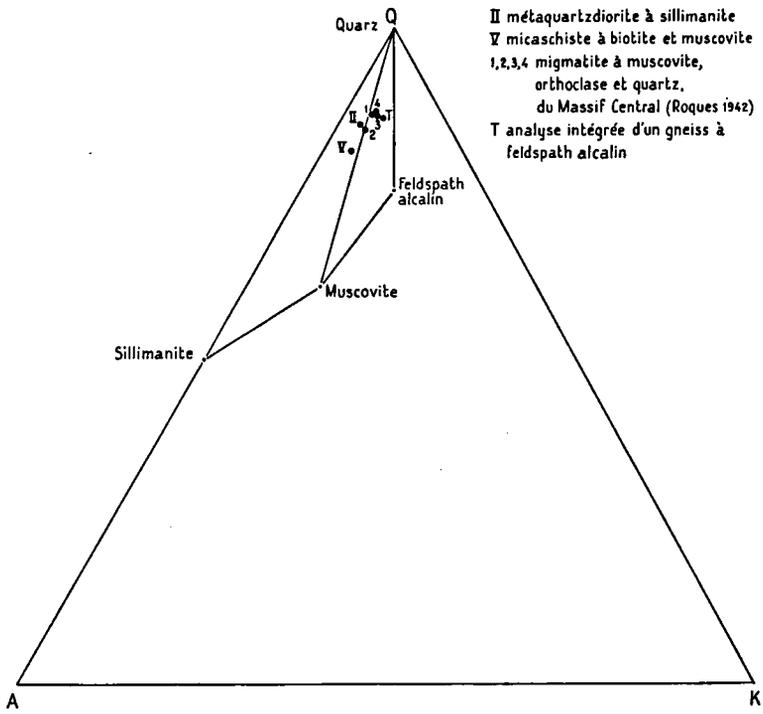


Fig. 10. Diagramme QAK.

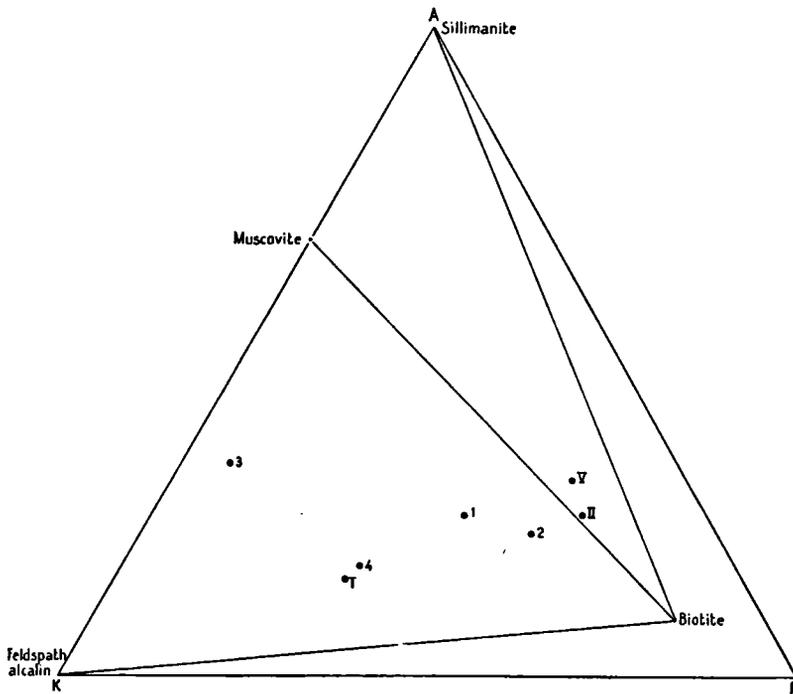


Fig. 11. Diagramme AKF.

Puisque la plus grande partie des chorismites montre une composition minéralogique à quartz, muscovite et sillimanite, la composition chimique de ces roches doit être située dans ce triangle. On peut conclure que ces roches ont un manque d'alcali, surtout de  $K_2O$ , et un excès d'alumine élevé.

Les mêmes argumentations peuvent être appliquées au diagramme AKF. Dans ce cas il y a les triangles avec biotite, sillimanite, muscovite et biotite, muscovite, feldspath alcalin<sup>1)</sup>.

On trouve l'association à biotite, muscovite et sillimanite dans la plupart des migmatites. Les deux analyses II et V tombent dans ce triangle. Aussi dans ce cas la faible teneur en  $K_2O$  est responsable du manque de feldspath alcalin.

On peut attendre que la composition du gneiss à sillimanite soit de telle nature qu'une analyse serait située dans le triangle à biotite, muscovite et sillimanite, tandis qu'une analyse d'un gneiss à feldspath alcalin se présenterait dans l'autre triangle. Nous n'avons pas d'analyse de ces roches. Pour une comparaison nous avons intégré une plaque mince d'un tel gneiss et calculé une composition chimique d'après la composition idéale des minéraux. Il est vrai que de cette manière on ne peut pas trouver tous les pourcentages, par ex.  $FeO$  et  $MgO$ , mais une composition en valeurs de NIGAU peut être calculée: si 460, al 45, fm 15, c 4, alk 35. Cette analyse théorique est mise dans les diagrammes QAK et AKF, où elle est situé respectivement dans les triangles quartz, muscovite, feldspath alcalin, et biotite, muscovite, feldspath alcalin.

Il est évident que la différence entre les gneiss à sillimanite et les gneiss à feldspath alcalin est causée par une différence de la composition chimique. Dans les gneiss à sillimanite il y a peu d'alcali et un grand excès d'alumine et dans les gneiss à feldspath alcalin plus d'alcali et de silice, et un excès d'alumine plus petit.

Il est clair que ces diagrammes ne sont valables que pour un degré de métamorphisme bien défini; dans ce cas ce métamorphisme se trouve à la limite méso-catazone.

Dans la catazone, où il n'y a pas de muscovite, on trouve seulement quartz, plagioclase, feldspath alcalin, biotite et sillimanite. A la fois dans les diagrammes QAK et AKF, la muscovite manque et les grands triangles quartz-sillimanite-feldspath alcalin, puis sillimanite-biotite-feldspath alcalin sont disponibles. Dans ce cas la composition chimique ne donnera lieu à des différences d'association minéralogique qui si les roches sont de la méso-catazone.

Nous pouvons comparer les migmatites du Massif du Saint-Barthélemy avec les migmatites du Massif Central, décrites par ROQUES (lit. 151). Il distingue trois zones dans les migmatites, une zone à muscovite, une à cordiérite et une à sillimanite. Comme la zone à cordiérite contient aussi de la muscovite, ces deux zones ont le même degré de métamorphisme. La zone à sillimanite, qui ne contient pas de muscovite, est par conséquent plus métamorphique. La plupart des migmatites du Massif Central contiennent cependant de la muscovite et sont du même degré de métamorphisme que les migmatites du Massif du Saint-Barthélemy. Dans la zone à muscovite on ne trouve pas de sillimanite, mais du feldspath alcalin. Alors on peut

<sup>1)</sup> Selon TURNER et VERHOOGEN (lit. 179 p. 452):  $A = Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O)$ ,  $K = K_2O$ ,  $F = MgO + FeO + MnO$ ; c'est la raison pourquoi le feldspath alcalin se trouve sur le point K.

les comparer aux gneiss à feldspath alcalin du Massif du Saint-Barthélemy. Quatre analyses de migmatites de cette composition ont été mises dans nos diagrammes QAK et AKF. En effet elles sont situées dans les triangles quartz-muscovite-feldspath alcalin, respectivement biotite-muscovite-feldspath alcalin. Selon ROQUES la teneur en alcali des migmatites est plus élevée que celle des ectinites, les roches non-migmatisées.

La différence entre le Massif Central et le Massif du Saint-Barthélemy est l'abondance des migmatites à feldspath alcalin dans le premier et des migmatites à sillimanite dans le dernier Massif.

## 2. *Les roches syngénétiques.*

Les roches syngénétiques, monoschématiques: les métaquartzdiorites, les gneiss à diopside et les cipolins, sont beaucoup plus variables quant à l'association des minéraux, que les chorismites. D'un côté ils se rattachent aux chorismites, c'est-à-dire aux gneiss à sillimanite. Seulement la texture est différente: les métaquartzdiorites sont monoschématiques, les gneiss à sillimanite sont chorismatiques.

La composition minéralogique de ces roches, divisées en cinq types, peut être discutée le mieux à l'aide du diagramme ACF (fig. 9). Dans ce diagramme les types ont été marqués par les chiffres 1—5 dans les cinq domaines. Le domaine no. 1 est déjà discuté dans la partie sur les chorismites. On trouve les sommets suivants: sillimanite/muscovite, plagioclase et biotite. Le domaine no. 2 se trouve sur la ligne biotite-plagioclase et correspond à type 2. Le domaine no. 3, le triangle plagioclase, biotite et hornblende, représente type 3, tandis que le type 4 à plagioclase, diopside et hornblende est situé dans le triangle avec ces trois sommets. Le cinquième type enfin se trouve dans le domaine à calcite, plagioclase et diopside.

Le domaine diopside-hornblende-biotite-F n'est pas occupé par des associations de minéraux. Cela n'est pas étonnant, puisque des sédiments d'une telle composition n'existent presque pas.

Comme il y a un surplus de  $\text{SiO}_2$ , le quartz est le quatrième minéral principal. Dans les roches riches en alcali, on peut trouver le feldspath alcalin comme minéral extra.

L'augmentation de la teneur en calcium s'allie à l'augmentation de la basicité du plagioclase, de telle façon que, dans le type 1, on trouve l'oligoclase, type 2 andésine, type 3 labrador, type 4 bytownite et type 5 anorthite.

Les analyses chimiques ont été mises dans ce diagramme. L'analyse II, comme déjà décrit, se trouve dans le domaine à sillimanite/muscovite, plagioclase, biotite. On attendrait l'analyse III sur la ligne biotite-plagioclase; cependant elle est située un peu à côté. Peut-être la biotite est-elle plus riche en alumine que celle mise dans le diagramme. En outre ce domaine ne sera pas seulement situé sur la ligne An-Bi, mais en vérité ce domaine se trouvera des deux côtés. Autrement il serait trop accidentel qu'une analyse se trouvât justement sur cette ligne. L'analyse IV est située dans le domaine à plagioclase, biotite et hornblende, en concordance avec la composition minéralogique réelle et virtuelle.

Les deux analyses des roches non-migmatisées, c'est-à-dire le micaschiste et le gneiss à silicates de chaux, sont aussi représentées dans ce diagramme. L'analyse V se trouve, comme toujours, près de l'analyse II dans le domaine sillimanite/muscovite, plagioclase, biotite. Un micaschiste proprement dit à quartz, muscovite et biotite devrait être situé sur la ligne muscovite-biotite. Cela n'est pas le cas, puisque ces roches contiennent toujours un peu de cal-

cium, présent probablement dans du plagioclase, inobservable au microscope.

L'analyse VI du gneiss à silicates de chaux est située dans le triangle plagioclase, diopside, hornblende, association que nous avons calculée théoriquement à partir de la composition chimique. Si cette roche recristallisait dans les migmatites, elle serait un gneiss à diopside et hornblende. La composition réelle est quartz, hornblende, épidote-zoïsite.

En résumant on peut conclure que les roches syngénétiques aux migmatites représentent une série de roches, montrant un changement de la composition minéralogique, dépendant de la composition chimique. Evidemment ces roches ont été une série de sédiments, recristallisés sans changements chimiques importants.

### K. Les roches d'origine.

Les migmatites du Massif du Saint-Barthélemy sont du côté Sud limitées nettement par les paragneiss et elles ne montrent aucune transition à ces roches. Au côté Nord et Est les migmatites sont couvertes par des mica-schistes et des gneiss à silicates de chaux, auxquels elles passent graduellement. Ces mica-schistes et gneiss deviennent de bas en haut moins métamorphiques et au sommet de l'Ordovicien ils ne sont en général qu'épimétamorphiques, sous forme de phyllades à séricite. Sans doute c'est la base de cette série qui a été migmatisée, et les roches maintenant situées au-dessus des migmatites peuvent être comparées aux roches migmatisées.

Jusqu'à quel âge les sédiments ont été migmatisés est difficile à établir. En tout cas l'Ordovicien inférieur, mais peut-être aussi une partie du Cambrien a été soumise à cette transformation. Cette conception est déjà depuis longtemps connue et émise par E. RAGUIN en 1938 et plus tard confirmée par Иурé et Фонтворé (lit. 138, 70, 54).

En étudiant l'Ordovicien non-migmatisé nous pouvons nous figurer une image des roches que nous pouvons trouver dans les migmatites. Il y a seulement une difficulté, c'est que l'Ordovicien supérieur non-migmatisé peut très bien différer de l'Ordovicien inférieur migmatisé.

La plus grande partie de cet Ordovicien supérieur consiste en phyllades à séricite et mica-schistes, tous les deux sédimentés à l'état d'argile. Le caractère le plus important de ces roches est l'excès d'alumine élevé. Dans ces schistes on trouve des banes de quartzite, peu épais. A l'Est du Touyre et surtout en face de Lapeyregade, mais aussi à d'autres endroits, se trouvent des roches dures et bien litées, évidemment métamorphiques. Leur grain petit empêche d'y rencontrer des minéraux déterminables à l'oeil nu. Au microscope ces roches paraissent se composer de quartz, feldspath, parfois biotite, mais toujours de beaucoup de silicates de chaux, comme hornblende, diopside, épidote, zoïsite. C'est pourquoi nous avons appelé ces roches gneiss à silicates de chaux. Puisqu'il est très probable que ces roches se sont formées par recristallisation sans apport, la roche d'origine a possédé un pourcentage important de calcium. Comme sédiment ces roches sont des marnes.

Une deuxième comparaison peut être faite avec l'Ordovicien non-migmatisé dans les autres parties des Pyrénées. Par exemple dans le Haut-Salat on trouve un Ordovicien assez puissant, non-migmatisé. De cet Ordovicien une stratigraphie a pu être établie. A la base on trouve une série puissante de grès et schistes gréseux, tandis que l'Ordovicien supérieur consiste en schistes.



TABLE D'ANALYSE VI

Gneiss à silicates de chaux.

Localité: rive droite du Touyre en face de Lapeyregade.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	Composition virtuelle				composition réelle (mode, % vol. évalué)
			cata	epi	mésó	variant cata	
SiO <sub>2</sub> 63.00	si 210	Kp 12.5	Mt 1.8	Hm 1.2	Tit 2.1	Mt 1.8	Quartz + feldsp. 30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 12.46	al 25	Ne 7.7	An 18.0	Ab 12.9	Pi 9.6	Di 19.2	Epidote 35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1.69	fm 30	Cal 10.8	Or 20.9	Ms 25.2	Zo 8.2	Ho 8.9	Zoïsite 10
FeO 3.39	e 33	Cs 8.5	Ab 12.9	Or 2.9	Ho 26.5	Ab 8.6	Hornblende 20
MgO 3.37	alk 12	Fs 1.8	Wo 11.3	Gram 14.4	Di 2.1	An 16.4	Titanite a
MnO 0.05	k 0.61	Fo 7.2	Hy 4.3	Akt 8.2	Ab 4.0	Or 20.9	Diopside a
CaO 9.43	mg 0.55	Fa 4.1	En 9.6	Xon 12.4	Or 20.9	Ru 0.7	Apatite a
Na <sub>2</sub> O 1.39	ti 2.6	Ru 0.7	Ru 0.7	Ru 0.7	Cp 0.6	Cp 0.6	
K <sub>2</sub> O 3.43	p 0.8	Cp 0.6	Cp 0.6	Cp 0.6	Q 26.0	Q 22.9	
TiO <sub>2</sub> 1.04		Q 46.1	Q 19.9	Q 21.5			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.38	π 0.35	L 31.0					
H <sub>2</sub> O + 0.85	γ 0.39	M 22.9					
H <sub>2</sub> O— 0.13	μ 0.33						
100.61							

Analyste: Dr C. M. de Sitter—Koomans.

On pourrait s'attendre à ce que la partie la plus basse des migmatites se soit formée à partir de grès, et la partie plus élevée de schistes, avec des bancs de marne et de quartzite.

Deux roches de l'Ordovicien non-migmatisé ont été analysées chimiquement. Il s'agit d'un micaschiste à biotite et muscovite et d'un gneiss à silicates de chaux avec quartz, feldspath, epidote-zoisite et hornblende. On trouve ces deux analyses dans les tables V et VI.

Le micaschiste, avec une composition d'un schiste moyen, montre un excès d'alumine de 18. Nous avons calculé une cata-, épi- et mésonorme. La dernière devrait être en rapport avec la composition réelle, consistant en biotite, muscovite et quartz. Dans la mésonorme il reste trop d'Ab et Sil, toutes les deux absentes dans le mode. Il est possible que le sodium a été employé pour la formation des micas. De cette manière aussi une partie de Sil disparaît dedans. La variante I a été ainsi calculée, de sorte qu'il résulte seulement biotite, muscovite et quartz comme composants principaux. Afin de pouvoir comparer cette analyse à l'analyse no. II quant à la composition minéralogique, nous avons calculé encore une variante avec du quartz, oligoclase, muscovite, sillimanite et biotite. On peut comparer ces deux variantes ci-dessous :

	An. II, métaquartzdiorite à sillimanite		An. V, micaschiste à biotite et muscovite
Mt	2.0		3.3
Ab	24.6	} 30.9	19.9
An	6.3		2.7
Or	6.7	} 20 % An.	7.9
Ms	5.0		7.0
Sil	7.9		13.7
Bi	16.2		19.8
Cp	0.6		0.9
Ru	0.4		0.7
Q	30.3		24.1

Il suit évidemment que ces deux analyses sont liées étroitement et que la métaquartzdiorite peut se produire d'un schiste par recristallisation sans apport. *Donc il n'est pas nécessaire que feldspathisation indique un certain apport ou une métasomatose.*

La deuxième analyse du gneiss à silicates de chaux est originaire du côté droit du Touyre en face de Lapeyregade. Cette analyse diffère fortement de la précédente. L'excès d'alumine a disparu et la teneur en calcium est plus élevée. Des sédiments de cette composition sont des marnes, si l'on renonce au CO<sub>2</sub>.

Nous avons calculé une cata- et une mésonorme, de telle manière que la dernière soit en rapport avec la composition réelle. Cette norme comprend les minéraux sphène, epidote-zoisite, hornblende, diopside, feldspath et quartz. De plus une variante a été calculée qui peut être comparée à une roche de la série des migmatites. Il apparaît une roche à quartz, labrador, hornblende, diopside et feldspath alcalin, donc un gneiss à diopside. Puisque dans les gneiss à diopside et les cipolins la potasse ne se trouve ni dans le diopside, ni dans la hornblende, il reste beaucoup d'Or, trop pour être assimilé dans le plagioclase. Dans ces roches on peut attendre du feldspath alcalin. Dans les métaquartzdiorites la potasse est employée pour la formation

de la biotite, tandis que le reste sera absorbé par le plagioclase, de sorte que l'on trouve très peu de feldspath alcalin dans ces roches.

Dans le diagramme ACF (fig. 9) l'analyse VI est située dans le domaine plagioclase-diopside-hornblende, ce qui est en concordance avec la norme calculée. Aussi cette analyse contient-elle plus de calcium que l'analyse IV de la métaquartzdiorite à hornblende.

Nous avons déjà attiré l'attention sur le fait que l'on peut diviser les migmatites en deux territoires, les gneiss à feldspath alcalin et les gneiss à sillimanite. La différence entre ces deux sortes de gneiss est la suite de la composition chimique de ces roches. Les gneiss à feldspath alcalin sont plus riches en silice et alcali que les gneiss à sillimanite. Ces derniers ont plus d'alumine. Il n'y a pas de doute que les gneiss à sillimanite ont la composition d'un schiste, tandis que par contre les gneiss à feldspath alcalin ont la composition chimique plutôt d'un grès avec des impuretés, ou une arkose. Sur la carte géologique on voit que les gneiss à feldspath alcalin se trouvent à la base de la série des migmatites, tandis que les gneiss à sillimanite sont situés au-dessus. Traduits en sédiments on trouve en bas une série de grès ou arkose couverte par une série de schistes. C'est justement la stratigraphie de l'Ordovicien telle que nous la connaissons dans la zone axiale.

Aussi est-il vraisemblable qu'à la base d'une série transgressive on trouve des sédiments grossièrement élastiques, grès, arkose, poudingue, tandis que vers le sommet il y a surtout des pélites.

Ce raisonnement implique qu'il n'y ait pas eu un apport important. Mais il se présente une deuxième possibilité, c'est qu'à la base de la série il y a un apport évident de silice et d'alcali, de sorte que la composition chimique de la roche est tellement changée que l'on trouve du feldspath alcalin et non de la sillimanite dans l'association des minéraux. Cependant il est remarquable que l'on trouve cette association seulement au côté Ouest du Massif. Au côté Est les gneiss à sillimanite couvrent directement les paragneiss. Cela est en rapport avec le fait que vers l'Est des sédiments de l'Ordovicien de plus en plus jeunes sont situés sur les paragneiss (voir chapitre I, pag. 36). De cette manière on trouve les grès de l'Ordovicien inférieur sous forme migmatisée seulement du Pic Galinat vers l'Ouest.

Les quartzites que nous avons trouvés dans l'Ordovicien non-migmatisé, sont encore bien reconnaissables dans les migmatites. Ils sont peu changés et facilement reconnaissables par leur stratification et leurs diaclases. Au microscope on trouve à côté du quartz, du plagioclase et de la biotite. De la muscovite est rare et la sillimanite est absente.

Il est maintenant possible de projeter une stratigraphie des migmatites à l'aide de la composition minéralogique, chaque association représentant une roche d'origine déterminée. Nous avons pu diviser les migmatites en deux unités, des gneiss à feldspath alcalin et des gneiss à sillimanite; comme sédiments respectivement des grès et des schistes. En outre nous avons distingué les métaquartzdiorites, qui se composent cependant de trois sortes de roches et ont été des marnes. On pourrait certainement cartographier toutes ces roches à part et sans doute on les trouverait suivant des zones parcourant le terrain. Il faudrait cependant une échelle assez grande pour cette carte. C'est donc la même que la „ghost-stratigraphy” de READ.

Dans la figure 12 le rapport entre la roche d'origine et la migmatite ou roche syngénétique a été représenté.

Nous pouvons conclure que la stratigraphie de l'Ordovicien non-migmatisé

comme on le trouve par exemple dans la zone axiale, peut être retrouvée dans les migmatites où cette stratigraphie s'exprime par deux associations de minéraux. Les roches de la série pélite-calcaire que nous avons trouvée dans l'Ordovicien non-migmatisé, sont reconnaissables dans les migmatites par leur texture et par leur composition minéralogique et chimique.

Autant que nous pouvons déduire des quelques analyses chimiques, les changements de composition pendant la migmatitisation sont négligeables.

### L. Les roches ultrabasiques dans les migmatites.

A deux endroits dans les migmatites nous avons trouvé des petits affleurements de roches ultrabasiques. Un d'eux est déjà longtemps connu de la littérature. Il s'agit d'un gisement près de l'étang du Diable. L'autre est un

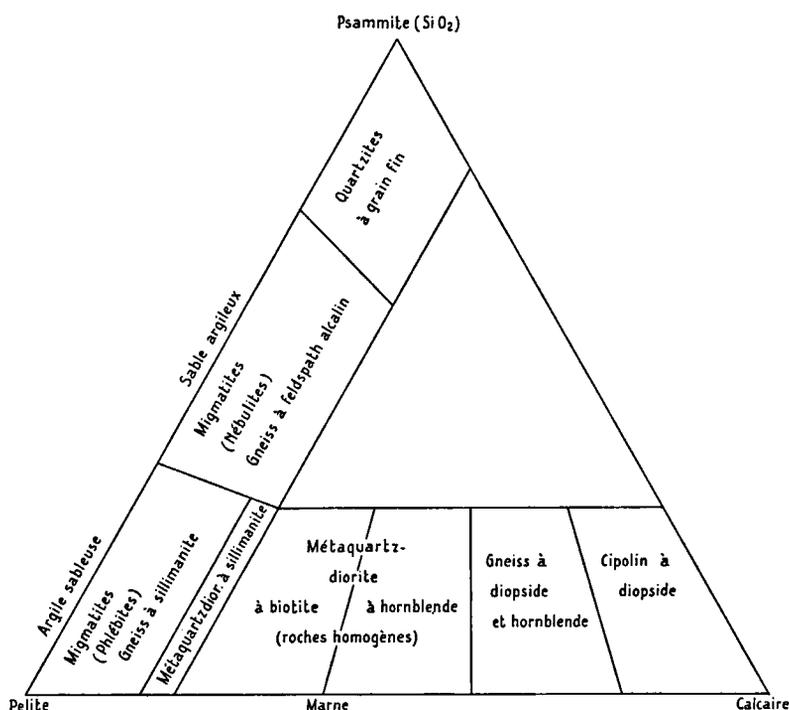


Fig. 12. Le rapport entre la roche d'origine et la roche métamorphisée dans les migmatites.

gisement nouveau sur la crête à l'Est du Pic du Han. Probablement il y a davantage de ces roches, mais elles sont difficiles à trouver.

La roche de l'étang du Diable est décrite par LACROIX (lit. 85) comme une périodite à amphibole, hypersthène, spinelle et clinocllore. Dans une autre publication il en donne une analyse chimique (lit. 96). E. RAGUIN (lit. 138) a trouvé à cet endroit un gabbro à hypersthène, mais il n'a pas retrouvé la périodite.

Dans la périodite de l'étang du Diable on trouve les minéraux suivants: olivine 20 %, phlogopite 20 %, actinote 45 %, enstatite 5 %, spinelle et grenat accessoire. En plus on trouve 10 % de clinocllore, probablement

produit d'altération de phlogopite et d'actinote. L'analyse de LACROIX suit ci-dessous.

**TABLE D'ANALYSE VII**

Péridotite à amphibole et hypersthène.  
Localité: côté W de l'étang du Diable.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	Composition virtuelle	
			cata	var. I
SiO <sub>2</sub> 43.46	si 65	Kp 2.1	Mt 2.8	Mt 2.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6.84	al 6	Ne 4.0	An 12.6	Klehl 13.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2.79	fm 85	Cal 7.6	Or 3.5	Sp 3.6
FeO 8.93	c 7	Cs 2.3	Ab 6.6	Gram 30.4
MgO 30.20	alk 2	Fs 2.8	Wo 3.1	Phlog 16.2
CaO 4.36	k 0.34	Fo 59.6	En 12.5	En 5.6
Na <sub>2</sub> O 0.77	mg 0.79	Fa 9.8	Fo 50.1	Oliv 27.7
K <sub>2</sub> O 0.63		Cp 0.1	Fa 8.4	Ru 0.3
TiO <sub>2</sub> 0.40		Ru 0.3	Ru 0.3	Cp 0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.05	π 0.55	Q 11.4	Cp 0.1	
H <sub>2</sub> O — 0.08	γ 0.03	L 13.7		
H <sub>2</sub> O + 1.80	μ 0.80	M 74.9		
100.36				

Analyste: M. Pisani.

Nous ne donnons pas une composition réelle, puisque la pièce analysée n'est pas à notre disposition. Néanmoins la composition virtuelle est bien en concordance avec la plaque mince que nous avons examinée.

Par LACROIX cette roche a été appelée Cortlandite. Il la rattache aux lherzolites.

L'autre péridotite près du Pic du Han ressemble fortement à celle que nous venons de décrire. Au microscope elle montre olivine 20 %, phlogopite 25 %, actinote 40 %, pyroxène 5 %, enstatite 5 %, minéraux opaques accessoires. L'olivine a été altérée pour une partie en clinocllore et pennine. Les deux roches sont alors à peu près identiques.

La question se pose de la nature de ces roches. Sont-elles de vraies péridotites et donc des roches éruptives, ou sont-elles des roches métamorphiques appartenant aux migmatites? Comme déjà remarqué, LACROIX comparait cette péridotite aux lherzolites, qui se trouvent le long de la faille Nord-pyrénéenne. Près de Caussou LACROIX a trouvé aussi une cortlandite qui sans doute, là est bien en rapport avec la faille Nord-pyrénéenne et les lherzolites.

La composition chimique correspond bien à celle des lherzolites. Cependant la composition minéralogique des péridotites du Massif du Saint-Barthélemy est différente de celle des lherzolites. Ces roches contiennent surtout olivine, pyroxène chromifère, bronzite, hornblende verte et picotite. Les deux roches du Massif du Saint-Barthélemy contiennent beaucoup de phlogopite et actinote, minéraux presque inconnus des lherzolites. De plus l'altération en clinocllore ne se trouve pas dans les lherzolites. Une autre différence est la mise en place. Les lherzolites sont toujours liées à la faille

Nord-pyrénéenne et on les trouve dans les roches mésozoïques entre la zone axiale et les Massifs Nord-pyrénéens et dans les calcaires du Dévonien de la zone axiale, mais jamais dans les gneiss des Massifs Nord-pyrénéens et certainement pas au coeur de ces Massifs. Pour ces motifs nous doutons que ces péridotites soient en rapport avec les lherzolites mésozoïques.

Si ces roches sont des péridotites il reste une deuxième possibilité, c'est-à-dire une péridotite paléozoïque. Pour cette thèse nous n'avons aucun point de départ, puisqu'il n'y a pas d'autres péridotites dans les Pyrénées que les lherzolites.

Il faut donc examiner la possibilité que ces péridotites soient des roches métamorphiques. Vue la composition minéralogique cela n'est pas impossible. Cependant on se demande quelle est la nature de la roche d'origine. Des sédiments de cette composition n'existent pas. Une dolomie avec des impuretés s'en approche le mieux, mais le calcium et le CO<sub>2</sub> doivent être supprimés, de telle sorte qu'il reste une teneur en magnésie élevée. Cette supposition est peu probable, d'autant plus que les calcaires des migmatites ont été recristallisés sans suppression du calcium. En outre il serait bien accidentel que cette roche contienne une teneur en silice, caractéristique pour une péridotite. Enfin ces roches ne sont pas liées à d'autres roches de la série des migmatites.

Une différence entre para- et ortho-péridotites est que ces dernières contiennent presque toujours un peu de Cr et Ni. A l'aide d'une perle de borax nous avons pu prouver la présence de chrome.

Quoique RAGUIN et GUITARD (lit. 67b) aient trouvé des amas basiques dans les migmatites, nous ne voyons pas des points de rapport avec ces amas. Selon GUITARD ils sont situés près de la zone de transition des migmatites et probablement il y a un rapport avec des cipolins. Ces deux propriétés manquent aux péridotites du Massif du Saint-Barthélemy.

En résumé, nous pouvons dire que la nature des péridotites dans les migmatites n'est pas tout à fait résolue. Cependant il est probable que ce sont des roches éruptives qui ne sont pas en rapport avec les lherzolites.

## M. La génèse des migmatites.

### 1. *Fusion et recristallisation.*

Une manière de voir la génèse des migmatites, souvent acceptée, décrite e. a. par E. RAGUIN, semblait être applicable aux migmatites du Massif du Saint-Barthélemy. Cette conception suppose qu'un magma granitique (ichor) est apporté, de sorte qu'une partie des sédiments fond et les sédiments au-dessus sont injectés par de nombreuses veinules de ce magma. De cette manière il se forme une roche mélangée, consistant en une partie sédimentaire et une partie éruptive, ou en général une partie autochthone et une partie allochthone. La dernière est toujours éruptive, la première peut être à la fois sédimentaire, éruptive et métamorphique. Le passage d'un tel granite d'anatexie vers la roche non transformée, est graduel. Cela est à l'opposé des granites intrusifs, qui sont séparés de la roche encaissante par une limite nette. Aussi E. RAGUIN oppose-t-il très nettement deux granites: granite d'anatexie et granite en massifs circonscrits. Selon JUNG et ROQUES les migmatites se sont formées ainsi, comme en témoigne e. a. leur nomenclature avec des termes comme granite d'anatexie et anatexites, dont le mot anatexis signifie fusion. Dans sa thèse détaillée ROQUES (lit. 151)

pouvait déterminer au moyen des analyses chimiques le pourcentage de l'apport à l'égard de la roche-trame.

Quoique nous ne doutons pas qu'il y a des migmatites ayant pris naissance à la manière décrite, il reste à savoir si les migmatites des Pyrénées en général, et du Massif du Saint-Barthélemy en particulier, se sont formées ainsi. Nous pouvons citer quelques arguments importants pour en douter.

Pendant la discussion des analyses chimiques nous avons vu que la composition d'un micaschiste est à peu près identique à celle d'une roche homogène de la série des migmatites. Selon JUNG et ROQUES par ex. on regarderait une telle roche homogène comme un granite d'anatexie. Dans un granite d'anatexie on pourrait attendre un apport très important. Dans le cas décrit il n'est pas possible de montrer un tel apport. Tout au plus, on pourrait prendre la teneur en si un peu élevée de la métaquartzdiorite comme résultat d'un apport, mais sans un examen statistique, cela ne dit rien. En outre cet apport serait très petit.

Nous avons conclu déjà des paragéneses du gneiss à sillimanite que la composition d'une telle roche est celle d'un schiste normal, tandis que le gneiss à feldspath alcalin a plutôt une composition chimique de grès ou arkose. Dans les gneiss à sillimanite un apport est au moins douteux; dans les gneiss à feldspath alcalin l'apport n'est pas impossible.

On peut attendre que dans une série de migmatites les „granites d'anatexie" se trouvent à la base, tandis que les „embréchites" et „anatexites" sont situées plus haut. Des roches ressemblant aux granites d'anatexie (nos: métaquartzdiorites) ne se présentent pas seulement à la base de la série des migmatites. Au contraire on les trouve répandues partout dans les migmatites, à la base, au milieu et au sommet; parfois prenant un territoire assez large, parfois comme un affleurement petit. En outre les „pseudo-granites d'anatexie" font partie d'une série minéralogique et chimique, dont rien n'indique un apport ou fusion. La teneur en alcali par exemple est assez faible. Ces roches donnent plutôt l'impression d'être recristallisées sans apport important.

Donc à la fois dans les chorismites et dans les monoschématites il n'y a probablement pas un apport considérable.

Une autre difficulté de voir les migmatites comme des roches partiellement fondues, est causée par le fait qu'au-dessous on trouve une série de paragneiss. Si les migmatites ont été fondues, les paragneiss aussi auraient subis le même processus, d'autant plus que les paragneiss avec un composition d'arkose, ont un point de fusion plus bas que les migmatites avec une composition de schiste. Dans les paragneiss on ne trouve presque aucune trace de la migmatisation. Aussi la limite paragneiss-migmatites a été conservée comme telle.

Les migmatites se présentent donc comme une couche dans la série. Dans ce cas ce n'est pas un front venu d'en bas, mais plutôt c'est une action latérale qui a causée la migmatisation. Aussi à d'autres endroits on connaît des migmatites qui se présentent comme une couche et non comme une série qui se poursuit aux profondeurs inconnues. Un tel cas se trouve e. a. dans le Donegal District (Irlande; H. H. Read, communication orale; voir aussi lit. 61 et 132).

On pourrait formuler la possibilité que la limite paragneiss-migmatites est une grande faille. Cela ne donne pas une solution, puisque quelque part dans les Pyrénées ces gneiss se trouvent au-dessous des migmatites.

Un troisième argument important contre la théorie d'une anatexie est

l'examen des macles des plagioclases. De cet examen il paraît certain qu'aucune des roches de la série des migmatites, ni les chorismites, ni les monoschématites, ne possèdent des propriétés des roches éruptives, mais qu'elles se lient par contre totalement aux roches métamorphiques. La possibilité que des parties de ces roches aient été fondues et qu'il se soit formé un magma palingène, doit être exclue. Aussi les veinules des migmatites n'ont pas des caractères de roches éruptives. Les filons de pegmatite à muscovite et tourmaline, abondants dans les migmatites, sont par contre originaires d'un magma granitique, aussi du point de vue des macles des plagioclases.

La conclusion que l'on peut tirer est que les migmatites du Massif du Saint-Barthélemy sont des roches métamorphiques et qu'elles ne sont pas des roches éruptives ou semi-éruptives, cristallisées d'un magma palingène.

## 2. *L'apport.*

Nous avons discuté de quelle manière les migmatites ne se sont pas formées; maintenant la question se pose de quelle manière elles se sont bien produites. Premièrement il est important d'étudier aussi bien que possible la question de l'apport.

Des analyses chimiques nous avons conclu que l'apport est probablement nul ou petit. S'il n'y a pas un apport considérable, il est nécessaire que les veinules des migmatites soient recristallisées à partir de la roche pré-existante. Les composants les plus acides forment les veinules, par exemple les éléments Si, Al, Na et K, tandis que les parties schisteuses consistent en minéraux à Fe, Mg et s'il y a un excès d'alumine, en cet élément aussi. De cette manière les migmatites se sont formées par ectexie; les veinules ont été exsudées.

Si l'on trouve un filon assez épais dans les migmatites on pourrait attendre une bordure relativement puissante en minéraux fémiques, puisque la composition totale de la roche reste la même. Une telle bordure devrait consister en quelques cm de biotite et sillimanite pures. Nous n'avons pas trouvé cela toujours; la roche encaissante se compose parfois d'une chorismite normale à veinules de quartz et feldspath. Pour cette raison on peut penser qu'il y a un certain apport dans une telle veine. Opposé à cet argument on peut dire qu'un tel filon n'a jamais une composition extrêmement acide, parce que l'on trouve toujours de la biotite en dedans. En outre les roches avec des filons épais pourraient avoir une composition originale plus acide. En tout cas il faut faire une étude chimique détaillée d'un tel affleurement, afin d'en tirer des arguments pro ou contra un apport. Comme nous avons dit déjà, il faut exclure les filons de pegmatite à muscovite et tourmaline. Sur le terrain et au microscope on peut presque toujours distinguer ces pegmatites et les veinules des migmatites, e. a. par la composition minéralogique et les macles des plagioclases. Dans certains cas on voit les pegmatites se diviser et s'amincir d'une telle manière qu'il est difficile à distinguer entre veinule de migmatite et pegmatite et on pourrait dire qu'il s'agit d'une transition de pegmatite à veinule de migmatite. Jusqu'ici un complément d'examen, surtout microscopique, a pu séparer ces deux sortes de roches. Sans doute des observations de tels affleurements peuvent-elles relever de nouvelles données.

Selon JUNG et ROQUES les veinules des migmatites croissent en épaisseur à la bordure d'un massif de migmatites, c'est-à-dire près du front de mig-

matites, et ces veinules finissent comme de vraies pegmatites dans les mica-schistes. Ici l'apport aurait lieu en forme de filons; plus profond l'apport serait métasomatique. De ce phénomène nous n'avons rien pu constater. Les migmatites restent semblables jusqu'auprès du front de migmatites. Le passage vers les micaschistes montre seulement des roches de transition, comme décrit pp. 76—77. Donc il n'y a pas de raison d'admettre un apport en filons à la bordure des territoires migmatisés.

Une deuxième information concernant un apport éventuel peut être tirée de l'examen microscopique des plagioclases. Nous avons attiré l'attention sur la zonation des plagioclases. Il paraissait que dans tous les cas mesurés l'intérieur du plagioclase est plus basique que la bordure. Cette différence est petite, seulement quelques pourcents. On sait que les plagioclases des roches éruptives sont souvent zonés, avec aussi une bordure plus riche en albite que l'intérieur. Cela peut s'expliquer parce que, pendant la cristallisation, les minéraux basiques cristallisent premièrement — dans le cas des plagioclases un feldspath riche en anorthite — tandis qu'au fur et à mesure il reste une fusion plus acide, la bordure du cristal reçoit une composition plus riche en albite. La nature de la recristallisation des migmatites n'est cependant pas comparable à la cristallisation d'une roche éruptive à partir d'un magma. La genèse des plagioclases zonés doit être expliquée d'une autre façon.

La composition chimique de l'anorthite est  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  et celle de l'albite  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . Dans les plagioclases acides il y a donc relativement plus de Si et Na que dans les plagioclases basiques. Ces deux éléments se trouvent en plus grande quantité dans les bordures des plagioclases que dans l'intérieur. Puisque l'on trouve dans tous les plagioclases des migmatites cette même zonation, indépendante de la teneur en anorthite, il est acceptable qu'un apport de Si et alcali ait eu lieu pendant la recristallisation de ces plagioclases, c'est-à-dire pendant la formation des migmatites. Cet apport doit être assez petit, vue la petite différence en basicité entre l'intérieur et la bordure des plagioclases.

Le dernier argument, mais non le moins sûr, plaidant pour un apport, est la formation du talc à la base de la dolomie ordovicienne, dont on trouve plus de détails dans le chapitre sur le talc. Ce talc a été formé par une métasomatose de silice par laquelle la dolomie s'est changée en talc. Cette silice est originaire d'un granite acide, situé au-dessous du talc et décrit dans le chapitre suivant. Comme ce granite est situé dans les migmatites, il est évident que cette silice a passé par ces migmatites. Un changement important des roches n'a pas été causé avant d'arriver à la dolomie avec laquelle une réaction s'est produite.

Il est donc probable que pendant la migmatisation une métasomatose de Si et d'alcali s'est réalisée. Cette métasomatose est cependant d'une influence petite sur la composition chimique des migmatites. Les chorismites, comme phlébites et stromatites, ne se sont pas formées par une injection lit-par-lit d'un magma granitique, mais par ectexie dans le sens de SCHEUMANN, des sécrétions de la roche, sans ou avec peu de matière apportée. Selon HOLMQUIST ces migmatites seraient des vénites.

### 3. *Le rôle des mouvements tectoniques pour la genèse des migmatites.*

Dans les chorismites on trouve souvent des plis de toutes sortes. Les photos 15, 16 et 17 en donnent une image. En partie ce sont des plis ptygmatiques et en partie des plis symmigmatiques.

Un autre phénomène dû selon nous à des mouvements tectoniques, est la présence d'enclaves de gneiss à diopside ou de métaquartzdiorite à grain fin en général dans des roches assez homogènes. Les morceaux de quartzite dans les chorismites peuvent aussi être considérés comme tels. Ces enclaves n'ont en général pas une dimension plus grande que quelques dm. Sur la photo 24 on voit deux enclaves de gneiss à diopside dans une pâte de métaquartzdiorite à biotite. Il est évident que jadis ces deux enclaves ont fait corps. Cependant il n'y a pas de faille entre elles. Les failles que l'on voit sur la photo sont des diaclases plus jeunes, qui coupent toute la roche. Les enclaves flottent, pour ainsi dire, dans une pâte de métaquartzdiorite.

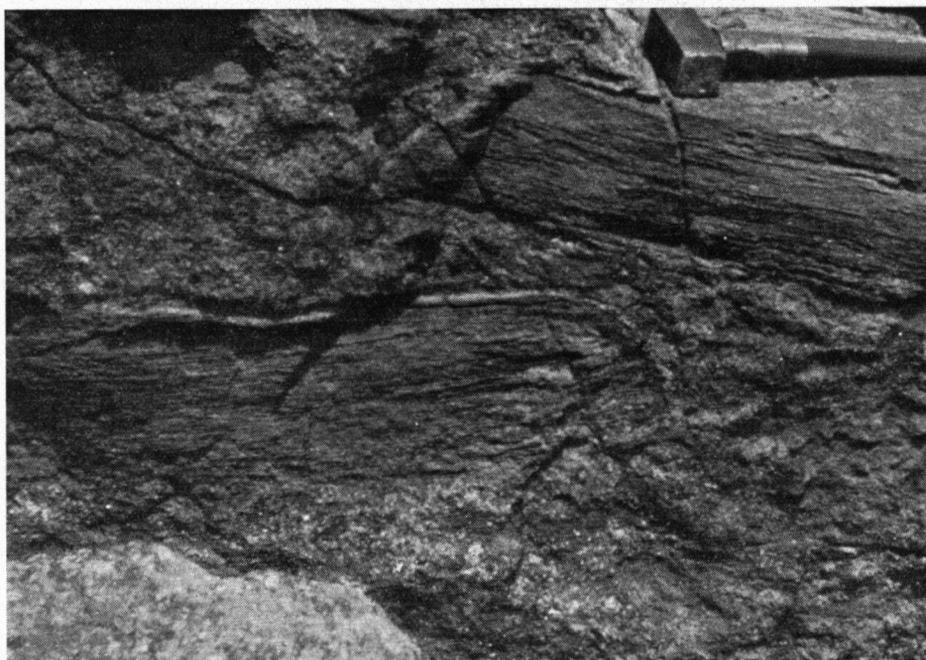


Photo 24. Deux enclaves de gneiss à diopside dans une pâte de métaquartzdiorite.  
Près du Pic du Saint-Barthélemy.

Il faut donc qu'elles aient été séparées avant ou pendant la formation de cette diorite.

De pareilles enclaves sont nombreuses aux environs du Pic du Saint-Barthélemy. Quelquefois on peut poursuivre des couches sur une distance assez grande, comme c'est le cas e. a. avec le cipolin au Nord de l'étang d'Appy, décrit par E. RAGUN. Ce cipolin est visible sur plusieurs dizaines de mètres.

D'autre part il n'est pas très probable que les phlébites et stromatites plissées aient été déformées avant la formation des veinules. La roche pourvue de veinules sera plissée après ou pendant la métamorphose. Puisque nous avons conclu que la déformation des métaquartzdiorites avec des enclaves a eu lieu avant ou pendant la cristallisation, cela conduit à la conclusion que le plissement des chorismites et le morcellement des couches

ont pris naissance pendant la migmatisation. La migmatisation s'est donc alliée à des mouvements tectoniques.

Nous avons discuté amplement le fait que la formation d'un nouveau magma pendant cette migmatisation doit être exclue. Il suit de cette conclusion que les enclaves ne sont pas des xénolites tombés et flottants dans un magma jusqu'à la cristallisation. Sur le terrain ce sont surtout ces enclaves qui suggèrent une roche en état liquide pendant la migmatisation. Il est cependant difficile de discuter les notions liquide-solide pour des roches soumises aux températures et pressions aussi élevées que celles existant pendant ce processus. En effet les deux états sont distinguables beaucoup moins nettement que les notions liquide et solide dans l'emploi quotidien. Un magma par exemple est considéré souvent comme une bouillie de cristaux; alors demi-solide-liquide. Il est préférable d'éviter les termes solide et liquide et il vaut mieux opposer les notions magma-métamorphose. Pour les migmatites on peut dire que l'état physico-chimique des roches pendant la migmatisation se relie à celui des roches pendant le métamorphisme et non à celui d'un magma.

Il est évident que pendant la migmatisation les roches ont eu un degré élevé de mobilité ce qui donne maintenant souvent l'impression que ces roches ont été liquides. Des exemples tout à fait identiques ont été mentionnés par GINDY et PITCHER (lit. 61 et 132) des roches migmatisées et granitisées de Donegal (Irlande). Là on trouve nombre d'enclaves de métadolérite et quartzite dans une granodiorite qui s'est formée par granitisation de sédiments. Ces enclaves se sont formées à partir de couches, étirées à cause d'une écoulement plastique, alors un peu apparenté à la boudinage.

Des mouvements tectoniques et le „stress” qui s'y rattache, ont joué un rôle très important pour la formation et l'apparence des migmatites. Elles sont donc syntectoniques.

Cette conclusion n'est pas une opinion neuve. Surtout Sederholm et Wegmann ont démontré amplement les relations orogénèse-migmatisation. Ces auteurs sont d'avis que ces deux phénomènes sont liés indissolublement.

Nous insistons sur ce fait, parce que beaucoup de pétrologues français acceptent pour quelques migmatites qu'elles ne soient pas syn-, mais anté-tectoniques. Tel est le cas pour le Massif Central, où JUNG et ROQUES conclurent de la situation dans une stratification tranquille et à peine plissé, et de la hauteur égale du front de migmatites sur des grandes distances, que la migmatisation précède l'orogénèse. E. RAGUIN parle de „migmatites en milieu immobile” dans sa „Géologie du granite”, et il cite comme exemples le Massif Central et les Pyrénées. D'autre part on cherche une relation avec des périodes de plissement. HUPÉ par exemple est d'avis que la migmatisation dans les Pyrénées a eu lieu pendant la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne. C'est alors un peu avant la phase principale.

#### 4. *L'ectexie et les métaquartzdiorites.*

Nous avons expliqué déjà que les chorismites, les vraies migmatites, de la région décrite, se sont formées par ectexie, c'est-à-dire par une exsudation de veinules de la roche-trame, une recristallisation sans ou avec peu d'apport.

On trouve dans ces chorismites des roches monoschématiques e. a. les métaquartzdiorites, type 1, 2 et 3. Ces roches sont d'un côté liées aux chorismites par le type 1, mais pour le reste elles montrent une composition

minéralogique et chimique différente de celle des chorismites. Les méta-quartzdiorites ne montrent aucune trace d'ectexie ce qui est seulement explicable par la différence de la composition. Evidemment la composition chimique de la roche-mère est d'une influence décisive sur la texture finale de la roche migmatisée. C'est-à-dire, quand la composition de la roche est celle d'un schiste pur, il se forme des veinules par ectexie, tandis que les schistes calcareux et les marnes recristallisent comme des roches homogènes sans ectexie. Dans le premier cas le résultat est une migmatite (chorismatique), dans le dernier cas la roche devient une métaquartzdiorite (monoschématique). Les roches très riches en calcaire se transforment en gneiss à diopside ou cipolins.

Les gneiss à feldspath alcalin ont en général un caractère de migmatite moins net que les gneiss à sillimanite. Dans un grès ou arkose l'ectexie n'a pas lieu si complètement que dans les schistes. Les migmatites les plus belles se sont formées à partir de roches pélitiques.

De ce point de vue les migmatites et roches syngénétiques sont plutôt une série de roches régional-métamorphiques, mais d'un caractère spécial.

##### 5. *La formation des veinules.*

Maintenant le problème se pose de savoir quelle est la cause pour laquelle les schistes ont été transformés en migmatites et les roches calcareuses en métaquartzdiorites. Le motif est la composition chimique de la roche d'origine.

On peut penser à deux phénomènes, à la formation de veinules de calcite dans des calcaires ou de quartz dans des grès, et au processus appelé différenciation métamorphique.

Un parallèle peut être tiré avec les filons de calcite dans des calcaires ou les veinules de quartz dans des grès. Ces veinules se forment au moyen de solutions de ces matières. Il faut rapporter ce phénomène plutôt à la diagénèse qu'à la métamorphose. En outre les veinules formées ont à peu près la même composition que les roches dans lesquelles elles se présentent. Dans les migmatites les veinules ont une composition différant beaucoup de celle de la roche entière. Ces veinules ne donnent probablement pas de points de rapprochement. Le processus de différenciation métamorphique entre plus en ligne de compte. Une explication de cette théorie peut être trouvée dans TURNER et VERHOOGEN (lit. 179). Le terme différenciation métamorphique fut introduit par STILLWELL et a été repris par ESKOLA dans le même sens. La différenciation métamorphique comprend les processus par lesquels des minéraux divers ou associations de minéraux se forment dans un complexe de roches homogènes. Les couches alternantes de plagioclase et hornblende dans des amphibolites et les porphyroblastes de grenat dans des schistes à grain fin sont pris comme exemples typiques de cette différenciation métamorphique. Les forces principales causant la différenciation métamorphique sont selon STILLWELL la diffusion en milieu solide et la force de cristallisation des porphyroblastes croissants. ESKOLA mettait au premier rang trois principes, le principe de concrétion, le principe de solution de matériel instable et le principe d'enrichissement des composants les plus stables par précipitation locale. Selon TURNER et VERHOOGEN enfin, la différenciation métamorphique est causée par migration différentielle des ions du système métamorphique sur des petites distances, influencée par des gradients locaux de potentiel chimique.

Un exemple ordinaire de la différenciation métamorphique est la crois-

sance de porphyroblastes de grenat, albite, feldspath alcalin et d'autres minéraux et la formation de veinules dans des roches originalement homogènes. Ces veinules sont le plus souvent minces et au plus d'une épaisseur de quelques cm, et d'une combinaison simple de minéraux. Ce processus peut avoir lieu sur des territoires étendus et surtout dans des roches d'un degré de métamorphisme assez bas. Des exemples sont des veinules de quartz-albite dans des schistes épimétamorphiques, par exemple des roches du greenschistfacies de la Nouvelle Zélande, qui montrent sur une grande étendue des veinules de quartz et albite (TURNER, lit. 178a). Un autre exemple est donné par READ; il s'agit de roches plus métamorphiques, c'est-à-dire de schistes de la mésozone des îles de Shetland. La composition normale de la roche est muscovite, quartz, disthène, staurotide et chloritoïde. Dans cette roche on trouve un grand nombre de veinules de quartz, à côté desquelles la roche est très riche en disthène et pauvre en quartz. Ces veinules sont des sécrétions pendant le métamorphisme, un processus de solution et recristallisation de ces deux minéraux. La composition totale de la roche tellement veinée est la même que celle de la roche non-transformée homogène.

Selon ESKOLA la raison principale que quartz, albite et calcite se présentent comme des ségrégations est leur solubilité relativement élevée.

Il semble qu'une comparaison des migmatites du Massif du Saint-Barthélemy avec le phénomène de la différenciation métamorphique, donne un point de contact. Nous avons conclu que les migmatites du Massif du Saint-Barthélemy se sont formées par ectexie, ce qui ressemble beaucoup aux exemples de la différenciation métamorphique. Probablement aussi des solutions jouent-elles un rôle à côté de la diffusion.

Comme les métaquartzdiorites ne sont pas différenciées, alors qu'elles ont cristallisé en même temps que les chorismites, il suit que la cause de la différenciation métamorphique n'est pas *mécanique*, mais *chimique*. Dans les exemples nous avons vu que quartz et albite surtout montrent la tendance à former des veinules. Les veinules des migmatites consistent en quartz et oligoclase, c'est-à-dire à peu près la même chose que quartz et albite, tandis que les roches à plagioclases plus basiques ne montrent aucune trace d'ectexie et de différenciation métamorphique. Evidemment la teneur en calcium de la roche-mère, et en connexion avec cela la basicité du plagioclase, est d'une influence décisive pour la différenciation métamorphique. Des principes, causant la différenciation métamorphique et cités par les auteurs, les plus importants nous paraissent la force de cristallisation et la solution et précipitation des matériaux.

De l'examen microscopique des chorismites, il est apparu que les parties schisteuses consistent seulement en biotite, sillimanite et muscovite, tandis que les veinules montrent à côté de quartz et oligoclase un peu de biotite, muscovite et sillimanite. Les parties schisteuses sont plus pures que les veinules. C'est pourquoi nous croyons que la biotite et la sillimanite sont cristallisées d'abord et plus vite, en absorbant une grande partie de Al, Fe et Mg de la roche encaissante, ce qui causait dans cette roche encaissante un manque de ces éléments et un surplus de Si et Na. Comme la biotite, la sillimanite et la muscovite se trouvent dans la série cristalloblastique au-dessus de quartz et oligoclase, il y a une tendance à cristallisation plus ou moins idiomorphe pour les premiers minéraux, et dans ce cas suivant des couches à deux dimensions. Quand les éléments Al, Fe et Mg de la roche sont à peu près absorbés, une telle couche ne s'étend plus, tandis qu'aux deux côtés de cette couche les éléments restants recristallisent

comme quartz, plagioclase et un peu de biotite, sillimanite et muscovite. Pendant cette recristallisation Al, Fe et Mg se déplacent dans la direction des couches à biotite et sillimanite, et Si et Na passent en direction inverse. La distance parcourue ne s'élève qu'à quelques cm. Il est difficile à dire si cette migration des éléments se fait sous forme solide, c'est-à-dire par diffusion, ou sous forme de solution.

Dans les gneiss à feldspath alcalin on ne trouve pas de veinules et de parties schisteuses si bien développées que dans les gneiss à sillimanite. Selon nous cela est causé, parce qu'un minéral de la partie schisteuse a disparu, c'est-à-dire la sillimanite, tandis que les veinules ont reçu un minéral de plus, le feldspath alcalin. La possibilité de former des parties schisteuses n'est donc plus si grande. En outre la composition d'une couche à biotite et muscovite diffère moins de la composition entière de la roche, qu'une couche à biotite, sillimanite et muscovite. Il semble que la formation des parties schisteuses soit assez essentielle, puisqu'on pourrait s'attendre à ce qu'une formation de veinules dans ces roches soit très bien possible.

De même on ne trouverait pas de veinules dans les métaquartzdiorites à cause du plagioclase plus basique et le manque de sillimanite. Probablement la solubilité des minéraux joue un rôle. Le quartz et le plagioclase acide ont une solubilité assez élevée; ces solutions se précipitent comme des veinules, tandis que la roche restante est extrêmement riche en Al, Fe et Mg. Un plagioclase plus calcique serait moins soluble. Cependant dans ce cas on pourrait attendre des veinules de quartz pur dans les roches plus riche en calcium.

En tout cas on trouve la différenciation métamorphique dans des roches pélitiques seulement. Ce phénomène est absent dans des roches marneuses et calcaires. Cela est en rapport avec les migmatites du Massif du Saint-Barthélemy, où toute une série de schistes, marnes, calcaires et grès est soumise à un métamorphisme de la même nature. Les schistes et schistes gréseux seulement sont devenus des migmatites, les autres roches ont gardé une apparence homogène.

Le processus de l'ectexie et de la différenciation métamorphique est difficile à comprendre, mais certainement plusieurs phénomènes tels que solution, diffusion, force de cristallisation etc. y jouent un rôle. Ce qui est sûr est que la composition chimique de la roche d'origine est décisive pour la présence ou non de l'ectexie et de la différenciation métamorphique.

#### 6. *Les phénomènes magmatiques pendant la migmatisation.*

Quoique nous ayons conclu que la migmatisation n'est pas reliée à la formation d'un nouveau magma, il y a pourtant des phénomènes qui sont en connexion avec un magma granitique.

Ce magma est représenté par une intrusion de granite et de filons de pegmatite. Les propriétés de ce granite et ces pegmatites seront discutées dans le chapitre suivant. Ici il suffit de faire quelques remarques. Il s'agit d'une intrusion en forme de laccolite, situé au sommet des migmatites. Cette roche consiste en un granite acide gneissifié par des mouvements tectoniques, raison pour laquelle nous parlons d'orthogneiss. Dérivé de ce granite on trouve un grand nombre de filons de pegmatite contenant notamment: muscovite, tourmaline, grenat etc. Ces pegmatites sont répandues partout dans les migmatites.

Sans doute il y a un rapport entre le granite et ses pegmatites d'un

côté et les migmatites de l'autre. Ce rapport est notamment indiqué par le fait que dans tous les massifs de migmatites des Pyrénées que nous connaissons, on trouve des intrusions d'un tel granite acide. A d'autres endroits aussi on mentionne des intrusions de granite en forme de laccolite dans les migmatites, par exemple le Massif Central. Là ces granites ont été appelés granites syncinématiques. E. RAGUIN parle de „granites congénères des migmatites” et cite des exemples des Pyrénées, c'est-à-dire de petites intrusions de granulite que l'on trouve dans les migmatites.

Comme nous avons pu constater e. a. dans les Massifs Ax-Montcalm, du Saint-Barthélemy, de l'Arize, des Trois Seigneurs, de Castillon, de la Barousse et de Bosost, un tel granite est toujours lié aux migmatites, tandis que la présence de ce granite indique qu'il y a certainement des migmatites au-dessous.

Il reste encore à expliquer la nature de ce rapport. Cependant ce point est très difficile à éclaircir. Il est par exemple probable qu'à la fois la migmatisation et le granite avec ses pegmatites sont originaires du même phénomène, dont la nature est encore obscure. On pourrait penser à un magma plus profond et à la possibilité d'un passage vers le granite dans les parties plus basses.

Le granite au sommet des migmatites serait un produit de différenciation de ce magma, intrudé à la fin de la migmatisation. Pour le Massif du Saint-Barthélemy on se heurte à la difficulté que l'on trouve à la base des migmatites une série de paragneiss, plus vieux et indépendants des migmatites. Cependant cette situation des migmatites sera assez accidentelle, puisqu'il est presque certain que l'orthogneiss est venu quelque part de la profondeur et que le magma montant a dû passer par les paragneiss.

Nous croyons surtout que l'intrusion syntectonique d'un granite est très important pour la migmatisation. On pourrait parler d'une action catalytique du granite.

### 7. *La température et la profondeur de la migmatisation.*

De la composition minéralogique des migmatites on peut déterminer approximativement la température pendant la migmatisation. Selon BARTH (lit. 2) des roches de l'amphibolite-facies ont été métamorphosées à une température d'environ 500° C. Supposant un gradient de 4° C chaque 100 m, la migmatisation aurait eu lieu à une profondeur de 12500 m. Cette profondeur n'est pas en rapport avec l'épaisseur des lits qui ont recouvert les roches migmatisées.

Le point le plus élevé du front de migmatites est près de Trimouns, où ce front se trouve à quelques centaines de mètres seulement au-dessous du calcaire de l'Ordovicien supérieur. Cette situation n'est pas seulement le plus haute dans le Massif du Saint-Barthélemy, mais aussi pour tout le département de l'Ariège et peut-être pour une partie des Pyrénées encore plus grande. Supposant que toutes les roches non-migmatisées recouvrent les migmatites en concordance, l'épaisseur totale de l'Ordovicien supérieur, du Gothlandien, du Dévonien et du Carbonifère s'élève à 2000—2500 m. La puissance du Carbonifère est difficile à établir, puisque cette série est recouverte en discordance par le Permo-Trias. En outre la migmatisation aurait eu lieu pendant le Carbonifère.

Avec une épaisseur de 2500 m le gradient géothermique pendant la

migmatisation aurait été de 20° C pour 100 mètre, donc un chiffre extrêmement élevé. Avant de conclure à ce chiffre, il faut discuter deux choses, c'est-à-dire 1) l'Ordovicien supérieur ou le Gothlandien sont-ils situés en concordance sur les migmatites, ou s'agit-il d'un contact discordant, 2) la situation près de Trimouns n'est-elle pas causée par une dislocation tectonique, tandis que dans les autres parties des Pyrénées le front de migmatites est situé plus profondément.

Plusieurs auteurs ont déjà répondu à la première question. La conclusion est qu'il n'y a pas de discordance. E. RAGUIN, quoique d'abord incliné à une discordance, la refuse maintenant formellement. L'argument le plus important est la transition graduelle des migmatites via les micaschistes et phyllites à sérieite vers les sédiments non-métamorphiques, sans que l'on puisse observer quelque part une discordance. Aussi HUPÉ et FONTBOTÉ (lit. 70, 54) souscrivent à cette opinion, tout comme nous. Le passage graduel des migmatites aux sédiments non-métamorphiques est un fait irréfutable. En outre nous n'avons trouvé nulle part dans les Pyrénées une indication d'une discordance quelque part entre les migmatites et le Carbonifère. Un argument encore plus décisif a été trouvé par J. ALLAART (lit. 1) dans le Haut-Viedessos. Là il a trouvé des lits très caractéristiques, qu'il pouvait poursuivre de l'Ordovicien non-métamorphique jusqu'au micaschistes à biotite. La limite de métamorphisme coupe obliquement la stratification. Alors il ne peut pas être question d'une discordance entre ces deux roches. Dans le Val d'Aran nous avons trouvé un filon de pegmatite dans les schistes gothlandiens, qui ont été métamorphisés par ce filon.

La deuxième question était si la position tellement élevée du front de migmatites près de Trimouns ne pouvait pas être attribuée à des dislocations tectoniques. Nous n'avons trouvé aucune indication pour une réponse affirmative à cette question. Ni l'observation sur le terrain, ni la carte géologique en général n'indiquent une faille par laquelle une partie importante de l'Ordovicien supérieur serait coupée. En outre la situation près de Trimouns n'est pas particulière. Autre part aussi dans les Pyrénées le front de migmatites peut s'approcher du Gothlandien. Un exemple est le profil du Pic de Gars dans le Massif de la Barousse près de St. Béat. La transition du Gothlandien non-métamorphique par les phyllites et micaschistes de l'Ordovicien jusqu'aux migmatites au-dessous a lieu sur un trajet de moins de 1000 m. HUPÉ mentionne dans les Pyrénées de Bigorre aussi une situation du front de migmatites près du Gothlandien. Donc la situation de ce front près de Trimouns n'est certainement pas due à des dislocations tectoniques.

Nous concluons qu'un gradient géothermique de 20° C a existé pendant la migmatisation. A propos de cela deux questions se posent 1) d'où est venu la chaleur, 2) les formations au-dessus des migmatites ont-elle été aussi métamorphisées par cette chaleur montante?

Pour le moment nous ne pouvons pas donner la réponse à la première question. Sans doute une certaine quantité de chaleur a été apportée par le granite intrusif. Dans le Massif du Saint-Barthélemy le volume de ce granite est trop petit pour expliquer le chauffage de tout le complexe des migmatites. Au Sud du Massif du Saint-Barthélemy dans la zone axiale l'épaisseur de l'orthogneiss devient cependant beaucoup plus grande, de sorte qu'une quantité de chaleur plus grande peut être apportée. Reste à savoir si cet orthogneiss explique toute la chaleur nécessaire.

La réponse à la deuxième question est affirmative. Dans le Massif du Saint-Barthélemy aussi le Gothlandien et le Dévonien, et même le Carbonifère

ont été en partie métamorphisés, sans doute à cause de la chaleur, montant pendant la migmatisation. Plus loin nous regarderons encore cette métamorphose.

#### N. Les relations au problème du granite.

Les trois types de métaquartzdiorite ressemblent extérieurement à des granites ou roches apparentées, comme granodiorites et quartzdiorites. Après examen microscopique les types 1 et 3 peuvent être éliminés, puisque ni la sillimanite, ni le labrador ne sont des composants normaux des roches granitiques. Il reste le type 2, le métaquartzdiorite à biotite. La composition chimique de cette roche n'est pas tout à fait en concordance avec celle d'une vraie quartzdiorite, puisque la teneur en calcium est trop élevée et celle d'alcali trop basse. Cependant la différence n'est pas très grande. Une différence plus importante réside dans les macles de plagioclase, qui prouvent que cette roche n'est pas une roche éruptive, mais une roche métamorphique.

Dans les gneiss à feldspath alcalin on trouve parfois aussi des roches ressemblant au granite. La composition chimique de ces roches peut être à peu près la même que celle d'un granite intrusif. Dans ce cas aussi les macles des plagioclases donnent un point de distinction.

Si l'on parle de granitisation dans ce cas, dépend de la définition que l'on rattache au terme „granite”. S'il suffit qu'une roche ressemble extérieurement à un granite, les migmatites et roches syngénétiques du Massif du Saint-Barthélemy sont certainement un exemple de granitisation.

L'existence de roches granitiques, formées par une métamorphose sans ou avec peu d'apport d'un sédiment est donc très bien possible.

Il faut que la composition chimique du sédiment ressemble beaucoup à celle d'un granite ou diorite. Mêmes des roches d'une composition assez différente de celle de granite peuvent recristalliser comme de roches ressemblant extérieurement au granite. Mais il reste un caractère distinctif, ce sont les macles des plagioclases. Cette différence est de telle nature qu'il ne faut pas trop d'examen microscopique pour classer une roche granitique dans un de ces deux groupes.

#### O. L'âge de la formation des migmatites et roches syngénétiques.

Selon les opinions existantes, dernièrement énoncées par HUPÉ (lit. 71) et affirmées par E. RAGUIN, la migmatisation aurait eu lieu pendant la phase initiale du plissement hercynien, la phase bretonne. Cette phase se trouve à la limite du Dévonien et Carbonifère. Dans les Pyrénées elle est caractérisée par la présence de l'hiatus stratigraphique pendant le Tournaisien, première indication du plissement hercynien.

Sans doute la migmatisation n'a pas eu lieu avant la fin du Paléozoïque, contrairement à une publication antérieure de l'auteur, puisqu'une épaisseur minimum des sédiments superposés est nécessaire, et celle-ci ne fut pas atteinte avant la fin du Dévonien.

Dans la partie précédente nous avons vu que la migmatisation a eu lieu pendant des mouvements tectoniques importants. Dans les grandes lignes nous sommes bien informés quant aux périodes de plissement dans les Pyrénées. Il y a trois périodes importantes, la première est hercynienne, les

deux autres alpines. Ces deux dernières ne comptent pas, puisque la migmatisation est certainement paléozoïque. Dans cette période on connaît deux phases, dont la première, la phase bretonne, est peu importante. A quelques endroits seulement dans les Pyrénées une mise en place discordante du Carbonifère sur les formations plus anciennes a été constatée. Dans le Département de l'Ariège le Carbonifère suit toujours en concordance au Dévonien. La deuxième phase est la phase principale de l'orogénèse hercynienne dans les Pyrénées. A de nombreux endroits on peut observer la mise en place discordante du Permo-Trias sur le Paléozoïque. La date exacte de cette phase est difficile à établir, mais elle est post-Dinantienne et probablement anté-Stéphanienne. On peut l'appeler la phase sudétique.

Puisque la migmatisation a une étendue régionale très grande dans les Pyrénées, nous sommes convaincus que la migmatisation a eu lieu pendant la phase principale de l'orogénèse hercynienne, c'est-à-dire probablement dans la phase sudétique pendant le Carbonifère.

Selon HUPÉ la migmatisation aurait eu lieu dans la phase bretonne du plissement hercynien, mais cet auteur laisse ouverte la possibilité de la phase principale de ce plissement.

Un argument très important pour dire que la migmatisation a eu lieu dans le Carbonifère est que les sédiments de cette période ont été touchés par l'auréole de métamorphisme, entourant les migmatites. Sur ce point nous reviendrons encore.

#### **P. L'étendue des massifs de migmatites.**

Nous avons mentionné déjà les granites acides, souvent gneissifiés, accompagnant toujours les migmatites. Nous connaissons ces granites dans les Massifs Ax-Montcalm, de l'Arize, des Trois Seigneurs, de Milhas, de la Barousse et de Bosost dans le Val d'Aran, et sans doute y en a-t-il plus. Liés à ces massifs de migmatites on trouve des roches de l'Ordovicien, métamorphosées en micaschistes, entourant ces massifs et situées au-dessous de l'Ordovicien ou du Gothlandien peu ou non-métamorphiques. Ainsi on trouve dans les Pyrénées des massifs consistant en migmatites, granites acides ou orthogneiss et micachistes.

Quoique une partie de ces massifs n'ait pas encore été étudiée suffisamment, il est possible à l'aide de la littérature existante de déterminer leurs dimensions et leur distinction des massifs de granite à biotite. Sur l'esquisse géologique des Pyrénées (fig. 13) nous avons indiqué les massifs de migmatites, orthogneiss et micaschistes, et les massifs de granite à biotite. Sur cette carte il apparaît que le granite à biotite se comporte indépendant des migmatites. Les massifs de granite ont souvent une direction N 80° E et se trouvent aussi dans la partie centrale des Pyrénées, par exemple le Massif de Maladetta. Les massifs de migmatites et roches connexes, sont situés principalement au côté Nord des Pyrénées et ont une direction à peu près parallèle à la faille Nord-pyrénéenne. Dans la partie Est des Pyrénées seulement il se trouve des migmatites au côté Sud de la chaîne. La conséquence de cette situation est que les massifs de migmatites les plus importants se trouvent des deux côtés de la faille Nord-pyrénéenne, par exemple les Massifs de l'Agly, de Bessède, du Saint-Barthélemy, de l'Arize, des Trois Seigneurs, de Castillon, de la Barousse au côté Nord, et les Massifs de Canigou, Ax-Montcalm, de Bosost et de Bigorre au côté Sud de cette



faille. Les Massifs de Bagnères de Luchon et de Bosost sont situés plus au Sud et se distinguent des autres Massifs, parce qu'on trouve là très peu de migmatites et beaucoup de granite à muscovite et de micaschistes. Sauf le Massif de Bosost, on trouve seulement des massifs de migmatites dans la partie Est des Pyrénées espagnoles, à cause de la direction de ces massifs. Dans la partie centrale des Pyrénées espagnoles il se trouve un Ordovicien très puissant sans aucune trace de métamorphisme ou migmatisation.

Dans les pages précédentes nous avons attiré l'attention sur le fait que dans quelques Massifs Nord-pyrénéens le front de migmatites se trouve très élevé dans les sédiments ordoviciens. Evidemment toute la série de massifs des deux côtés de la faille Nord-pyrénéenne est une zone, où la migmatisation est arrivée très haut dans l'Ordovicien. Vers le Sud la situation de ce front descend très vite.

Au Nord des Pyrénées il y a seulement des roches paléozoïques dans la partie Est, c'est-à-dire le Mouthoumet, le Montagne Noire et plus loin le Massif Central. Rien est connu des migmatites du Mouthoumet. Notre connaissance des migmatites de la Montagne Noire est due à Roques. Cet auteur a montré que le front de migmatites se trouve très élevé à l'égard des roches régionalement métamorphisées, c'est-à-dire dans les micaschistes supérieurs. Selon Roques la situation du front de migmatites est de plus en plus profonde en allant vers le Nord jusqu'au Massif Central.

Il est probable que le front de migmatites a atteint une hauteur extrême dans les massifs de migmatites des Pyrénées. Les massifs les plus importants longent la faille Nord-pyrénéenne. Evidemment cette ligne très importante a été une zone d'activité déjà tôt dans l'histoire des Pyrénées. La disposition parallèle des massifs indique qu'ils sont syntectoniques. Les massifs de granite à biotite, coupant cette ligne, sont posttectoniques.

#### Q. La distinction paragneiss-migmatites.

Il est d'importance d'éclaircir plus précisément la différence entre les vieux paragneiss et les migmatites, qui sont aussi des paragneiss proprement dits.

La composition minéralogique est un premier point de différence. Le paragneiss normal contient quartz, plagioclase, feldspath alcalin, biotite et almandin, tandis que les migmatites consistent en quartz, plagioclase, biotite, sillimanite et muscovite. Parfois la sillimanite manque et on trouve du feldspath alcalin. Ces gneiss à feldspath alcalin s'approchent un peu des paragneiss, mais dans ces derniers on trouve du grenat et non de la muscovite. Dans les migmatites on trouve des roches monoschématiques à plagioclase basique et hornblende, des gneiss à diopside et des cipolins à plagioclase et diopside. Les cipolins des paragneiss ont une composition différente; la scapolite et le diallage sont typiques pour ces cipolins. Aussi le degré de métamorphisme n'est pas le même. Les paragneiss sont de la catazone, les migmatites de la méso-catazone. La texture est un autre point litigieux. Les paragneiss ont souvent une texture linéaire, ce qui manque dans la plupart des migmatites. La nature des veinules est différente. Dans les migmatites elles sont minces et souvent fortement plissées; dans les paragneiss elles sont plus épaisses et à suivre sur plusieurs mètres. En outre ces veinules des paragneiss se composent pour la plus grande partie de feldspath alcalin, minéral absent dans les veinules des migmatites. Une

abondance de pegmatites à tourmaline, muscovite et grenat est présente dans les migmatites; dans les paragneiss elles manquent totalement. Aussi la composition chimique est différente. Celle du paragneiss ressemble plutôt à celle d'un granite; celle des migmatites plutôt à des sédiments.

Le point critique le plus important enfin est l'apparence de ces deux sortes de roches sur le terrain, par laquelle il est possible de les cartographier à part.

## CHAPITRE IV.

### L'ORTHOgneISS ET LES PEGMATITES.

#### A. Introduction et historique sommaire.

L'orthogneiss, discuté ici, est un granite intrusif avec une texture schisteuse, raison pour laquelle nous avons choisi le nom orthogneiss et non un des autres noms nombreux, comme granite syncinématique ou granite congénère des migmatites.

On peut trouver des données concernant le granite de bonne heure dans la littérature sur la géologie des Pyrénées. PALASSOU (CAREZ, lit. 19) décrit en 1784 des massifs de granite dans le département de l'Ariège. Quatre années plus tard DE LA PETROUSE (CAREZ, lit 19) observa du granite en lits près de Mercus-Garrabet. Dans les cent années suivantes beaucoup de géologues firent connaître des particularités sur les granites des Pyrénées, avec des discussions sur le plan des théories de ce temps-là.

Ainsi GARRIGOU prétendait que le granite est d'origine sédimentaire, mais à la fin du siècle précédent la plupart des auteurs discutant ce problème étaient d'avis que le granite est une roche éruptive.

Le géologue le plus connu qui a travaillé dans les granites des Pyrénées est A. LACROIX, dont „Les granites des Pyrénées et ses phénomènes de contact” (lit. 91, 92) est devenu classique. Il concluait que l'on ne trouve pas de granites post-paléozoïques dans les Pyrénées. De plus le granite peut assimiler beaucoup de sédiments, dont témoignent les enclaves nombreuses, par exemple dans le granite de Quérigut. De la Haute-Ariège il décrit du granite formé par une assimilation de sédiments. Beaucoup de phénomènes de contact ont été décrits aussi par LACROIX.

Assez longtemps après LACROIX il n'a paru que peu de publications importantes sur les granites pyrénéens jusqu'à 1933, lorsque E. RAGUIN donna un nouveau stimulant à cette investigation. Son article important „Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées” a été déjà cité plusieurs fois. Il distingue deux granites: des granites en massifs circonscrits et des granites d'anatexie. Au premier groupe il rapportait les batholites de granite à biotite avec une auréole de contact dans les sédiments paléozoïques jusqu'au Carbonifère inclus; par exemple les granites de Foix, Bassiès-Auzat, Quérigut et beaucoup d'autres.

Les granites d'anatexie passent à leur sommet aux migmatites qui à leur tour sont limitées par des micaschistes ou des gneiss. Ces roches se sont formées par l'injection d'un magma granitique dans l'infra-Paléozoïque. La migmatisation ne surpasse jamais l'Ordovicien. On trouve ces granites d'anatexie e. a. dans le Massif de l'Agly, du Saint-Barthélemy, de l'Arize, de Castillon etc. E. RAGUIN donne des caractères distinctifs de ces deux sortes de granite. Dans sa „Géologie du granite” RAGUIN mentionne des granulites et pegmatites qui se trouvent dans les migmatites. Ces granulites sont intitulées „granites congénères des migmatites”: De la main de E. RAGUIN

paraissaient aussi des publications sur le granite de Quérigut et de Lys-Caillaouas en partie en collaboration de J. P. DESTOMBES. Le Massif de Caillaouas prend une place intermédiaire entre les granites en massifs circonscrits et les granites d'anatexie.

En 1939 J. DURAND a publié un article sur les granites des Pyrénées (lit. 49), donnant un aperçu excellent sur les massifs de granite et les théories existantes. DURAND partage aussi les massifs granitiques en deux groupes, à l'instar de LEYMERIE, qui distinguait „granite proprement dit” et „granite protéique”. DURAND classait les Massifs de Sournia, Quérigut, Mont Louis, Bassiès, Barguillère, Val d'Aran, Bordères, Néouvielle et Cauterets comme du granite franc avec auréole de contact et limite nette vis-à-vis de la roche encaissante. Les massifs de migmatites sont le Massif d'Albère, de Canigou, de la Haute-Ariège, d'Aston, du Saint-Barthélemy, des Trois Seigneurs, de l'Arize, de Castillon, de Milhas, de la Barousse et des parties du Massif de Bagnères de Bigorre. L'aspect protéique de ce granite et son passage aux schistes cristallins forment un contraste évident avec le groupe précédent.

Il y a quelques années ont paru des publications de HUPÉ et FONTBOTÉ (lit. 70, 55) sur les migmatites et granites pyrénéens, tandis qu'en 1950 DE SMYTER (lit. 168) montrait que dans beaucoup de cas le contact granite-Carbonifère, indiqué sur la carte géologique comme tel, est en vérité le contact entre les schistes ordoviciens ou dévoniens et le granite. A priori il ne serait pas sûr que les granites examinés sont d'un âge carbonifère.

En résumant nous pouvons dire que l'on trouve dans les Pyrénées des massifs de granite à biotite, limités nettement de la roche encaissante et avec une auréole de contact bien définie. Ce granite est intrudé pendant le Carbonifère après le plissement hercynien. Des granites plus jeunes ne se trouvent pas dans les Pyrénées.

Au contraire on trouve des massifs de migmatites, formés par granitisation de l'infra-Paléozoïque. Contemporaines de cette migmatitisation, des granulites sont intrudées dans les migmatites. Leur âge est le même que celui de la migmatitisation, qui a eu lieu peu de temps avant la phase principale de l'orogénèse hercynienne. En général on n'a pas donné beaucoup d'attention à ces granulites.

## B. La mise en place de l'orthogneiss.

Sur la carte géologique il paraît avec évidence que la forme de l'orthogneiss n'est que peu en rapport avec la forme de la plupart des massifs granitiques, comme on les voit sur des cartes géologiques.

Dans la partie Ouest du Massif cet orthogneiss n'affleure pas et on le trouve pour le premier fois dans le cours supérieur du ruisseau de Labat. De ce point le gneiss se poursuit tantôt comme une bande très étroite, tantôt assez large, jusqu'auprès des carrières de Trimouns. Là il disparaît pour reparaitre plus au Sud sur une petite distance. La ligne de l'affleurement sur la carte est très variable; sur une crête du Mont Fourcat vers Lapeyregade cette roche se présente comme une bande très large, tandis que dans la partie Est du cours supérieur du Touyre l'affleurement est très étroit, pour s'élargir de nouveau sur la crête vers le Pic du Saint-Barthélemy. Dans le bassin du ruisseau de Lasset aussi l'orthogneiss affleure comme une bande assez large. Dans la direction de Trimouns le gneiss se partage en deux. Sauf cet affleurement accolé, on peut rencontrer çà et là des petits affleurements, souvent plus ou moins allongés, de l'orthogneiss. Sur la carte ils

sont indiqués autant que nous les avons trouvés. Souvent les petits affleurements de cette roche sont peu typiques, de sorte que dans quelques cas une détermination est seulement possible à l'aide du microscope. Du cours de l'affleurement de l'orthogneiss sur la carte il paraît avec évidence que l'orthogneiss a une direction et un pendage déterminé. En général on peut dire que l'inclinaison est dirigée vers le Nord dans la partie Nord et vers l'Est dans la partie Est du Massif. On peut tirer la même conclusion des plans de contact de l'orthogneiss avec la roche encaissante. Ces contacts peuvent être étudiés à la fois au côté N et E et au côté S et W de l'orthogneiss; ces contacts sont toujours inclinés vers le N et l'E. En outre ces plans de contact sont presque toujours concordants à l'égard de la roche encaissante, autant que ces roches ont une stratification ou une schistosité. De ces données on peut conclure que l'orthogneiss s'est mis en place comme un laccolite. Ce laccolite est le plus épais au milieu et il s'amincit aux deux extrémités. La puissance maximum, déterminée dans les coupes, s'élève à environ 700 m.

La situation à l'égard de la roche encaissante est peu variable. On ne trouve pas d'orthogneiss dans des roches plus jeunes que l'Ordovicien et pas non plus dans les paragneiss. L'orthogneiss se présente donc seulement dans l'infra-Paléozoïque, migmatisé ou non. On peut distinguer quatre cas différents. L'orthogneiss se trouve à la limite paragneiss-migmatite, par exemple dans la vallée de Causou et celle de Canets; il se trouve au milieu des migmatites, par exemple de Trimouns jusqu'au ruisseau de Lasset, ou il est situé au-dessus des migmatites et au-dessous des micaschistes, comme à l'Ouest du Touyre. Enfin quelques filons granitiques se trouvent dans les micaschistes.

### C. Description macroscopique.

Les caractères macroscopiques de l'orthogneiss sont très variables de sorte qu'une détermination sur le terrain peut être assez pénible.

Sur le terrain il y a toujours deux propriétés observables: 1) une texture gneissifiée 2) la présence de muscovite.

La schistosité est tellement évidente que nous avons préféré le nom orthogneiss et pas granite. Cette schistosité est souvent parallèle à la délimitation, la schistosité ou la stratification de la roche encaissante. Quoiqu'il ne soit pas exclu qu'une partie de cette schistosité est causée par la piézo-cristallisation, il a paru de l'examen microscopique qu'après la consolidation de la masse principale de la roche, des déformations se sont produites, responsables d'une texture gneissique. Dans ce sens c'est une roche dynamo-métamorphique et le nom gneiss est donc justifié.

Les minéraux reconnaissables à l'oeil nu sont quartz, feldspath, muscovite et le plus souvent biotite. Rarement on voit du grenat. La biotite se présente souvent en plus grandes quantités que la muscovite, de sorte que la roche peut avoir une couleur foncée. S'il y a peu de biotite la couleur de ce gneiss est blanche. En général la couleur varie de gris foncé à blanche.

Il est remarquable que la roche donne l'impression assez homogène quand l'orthogneiss est épais, tandis que l'on trouve toutes les variétés quand il se présente dans des petits affleurements.

Ainsi l'orthogneiss sur la crête du Mont Fourcat vers la NE est un gneiss à grain moyen d'une couleur claire avec peu de biotite. Entre le ruisseau de Lasset et Trimouns l'orthogneiss est porphyrique et contient

beaucoup de biotite. Les phénocristaux sont maclés et parsemés de quartz et biotite. Ces phénocristaux sont disposés parallèles l'un à l'autre dans la direction de la schistosité. Probablement cette disposition est-elle due à des courants du magma pendant l'intrusion. Le même orthogneiss porphyrique a été trouvé à l'Ouest de la vallée de Caussou. Sur la crête à l'Est du Touyre l'orthogneiss contient très peu de biotite.

Là, où l'orthogneiss est mince, les grains sont assez petits, tandis que la schistosité est très prononcée, de sorte que ces roches donnent l'impression de mylonites, avec des grains de quartz et feldspath arrondis dans une pâte indéfinissable.

Des enclaves basiques ou des xénolites n'ont pas été observées.

#### D. La composition microscopique.

Malgré la grande variabilité macroscopique de l'orthogneiss, la composition minéralogique est très constante. Cette composition permet une détermination indiscutable dans tous les cas. D'un nombre de coupes minces de divers endroits la composition minéralogique est représentée dans le tableau V (pag 138).

Dans la plupart des coupes minces nous avons trouvé quartz, plagioclase, feldspath alcalin, muscovite, biotite, apatite, zircon et minéraux opaques (photo 25, 26, 27).

*Quartz* est présent en quantité de 10—40 % et est donc un composant important. L'influence de la pression tectonique est toujours visible par une extinction roulante ou une cataclase. Souvent les grains de quartz sont tellement émiettés, que l'on peut parler d'une texture en mortier.

*Feldspath alcalin*, est le plus souvent présent sous forme de microperthite. Quelquefois on trouve du microcline. Parfois ce minéral est maclé, surtout dans les gneiss porphyriques. Ce feldspath est en général légèrement séricitisé, mais moins que le plagioclase. Souvent le feldspath alcalin montre une extinction roulante.

*Plagioclase* se présente à l'état d'individus maclés. La teneur en anorthite est basse et varie de 0—25 %, c'est donc de l'albite ou de l'oligoclase. Une altération en séricite et kaolin se produit toujours, mais en général le plagioclase est bien reconnaissable. Dans beaucoup de cas nous avons trouvé de la myrmékite, des inclusions vermiculaires de quartz dans le plagioclase.

Comme les deux minéraux précédents le plagioclase montre souvent une extinction roulante.

*Muscovite* est présente à l'état de cristaux assez grands. Presque toujours elle est courbée, ce qui est très bien visible avec nicols croisés.

*Biotite* manque rarement. En général ce minéral se montre en plus grandes quantités que la muscovite. Des cristaux courbés ont été observés quelquefois. Le plus souvent la biotite montre l'influence de la pression tectonique d'une autre manière. Les cristaux ont été étirés totalement et se trouvent comme des schlieren dans la roche. Parfois la biotite est chloritisée.

L'orientation de ces deux micas est la cause de la texture schisteuse de l'orthogneiss.

*Apatite* est un élément de tous les orthogneiss du Massif du Saint-Barthélemy. Comme tel ce fait ne serait pas remarquable, puisqu'on trouve ce minéral dans chaque granite sous forme de petites aiguilles. Dans les orthogneiss du Massif du Saint-Barthélemy l'apatite se présente en morceaux



Photo 25. Orthogneiss à quartz (Q), muscovite (Ms), biotite (Bi) et apatite (Ap). Au NE du Mont Fourcat.  
Gross. lin. 25 ×; lumière naturelle.

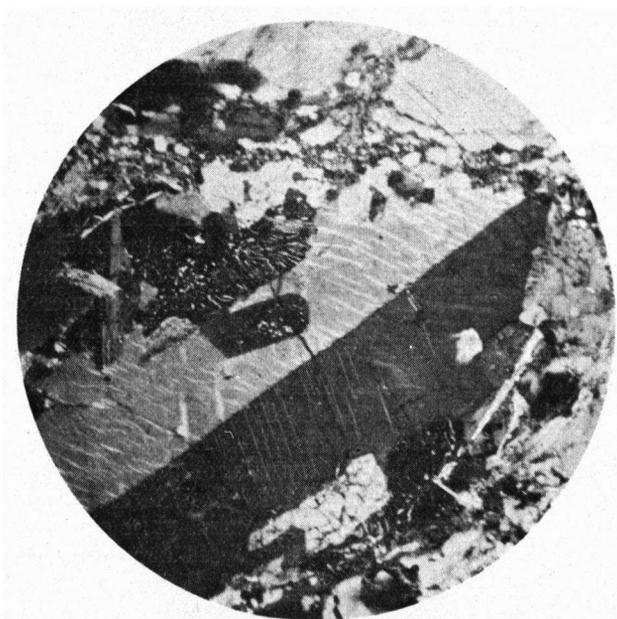


Photo 26. Orthogneiss avec phénocristaux de feldspath alcalin maclé et perthitique, et myrmékite. Au Nord de Trimouns.  
Gross. lin. 25 ×; lumière polarisée.

plus ou moins arrondis et assez grands. La dimension de ces cristaux est variable, mais un diamètre de 1 mm n'est pas exceptionnel. Ces grosses apatites, dont chaque coupe mince contient une ou plus, paraissent être un caractère distinctif excellent. Grâce à ces cristaux quelques cas douteux ont pu être résolus.

A l'aide de l'immersion des grains, la réfringence et la biréfringence furent déterminées approximativement.  $n_g = 1.640$ ,  $n_p = n_m = 1.6365$ ;  $n_g - n_p = 0.0035$ . Le minéral est uni-axe, négatif. Selon WINCHELL (lit. 187) cette apatite consiste en 80 % Fluor-apatite et 20 % Chlore-apatite.

*Zircon* fut trouvé dans tous les orthogneiss à biotite; ce minéral forme des halos pléochroïques dans la biotite.

*Ilménite* fut décelée au moyen des rayons X dans un orthogneiss. Il est probable qu'une partie des minéraux opaques de l'orthogneiss est aussi de l'ilménite.

*Grenat* a été rencontré quelquefois dans l'orthogneiss, par exemple au Sud de Trimouns. C'est un grenat rose, probablement almandin.

*Tourmaline* est un élément accessoire assez rare de l'orthogneiss.

Les orthogneiss du Massif du Saint-Barthélemy sont caractérisés par la présence de muscovite et de gros cristaux d'apatite. L'influence de la pression tectonique est visible dans les quartz, feldspaths et micas. La recristallisation n'a pas joué un rôle important; il y a principalement un émiettement mécanique.

### E. La composition chimique.

Deux analyses furent faites de l'orthogneiss dans la laboratoire de pétrochimie à Leyde. La première d'un orthogneiss au NE du Mont Fourcat, l'autre d'un orthogneiss porphyrique au Nord de Trimouns.

Les résultats de ces analyses et la composition virtuelle et réelle sont représentés dans les tables VIII et IX. Il ressort de ces analyses que les deux orthogneiss ont une composition de granite acide. Si, al et alk sont hauts, fm et c bas. Par voie de conséquence on trouve dans la composition minéralogique de la muscovite, peu de biotite, du plagioclase acide et beaucoup de feldspath alcalin. La teneur en phosphore de ces deux analyses s'élève à une moyenne de 0.51 %. Selon DALY le pourcentage moyen de  $P_2O_5$  du granite est 0.20 %. En comparaison de ce chiffre la teneur en  $P_2O_5$  de l'orthogneiss est considérable et par suite il peut se former de l'apatite en gros cristaux.

Selon P. NIGGLI (lit. 124) les deux analyses appartiennent aux magmas leucogranitiques de la série calco-alcaline. Dans le diagramme QLM (fig. 7) ils se trouvent dans le domaine des roches éruptives.

L'analyse IX est moins acide que VIII. Dans la première il y a plus de biotite et le plagioclase contient plus d'anorthite, c'est-à-dire 17 % dans cette analyse et 6 % dans l'analyse VIII. Evidemment l'orthogneiss peut montrer des variations de composition, mais celles-ci ne sont pas trop grandes.

Dans la littérature on trouve peu d'analyses chimiques des granites des Pyrénées. Quant à la composition chimique il n'y a que deux analyses comparables à celles du Massif du Saint-Barthélemy. La première est un granite à plagioclase acide, feldspath alcalin, quartz, muscovite et biotite du Lac bleu (Hautes-Pyrénées) donné par DE ROMEU (lit. 150), dont si 413, al 40, fm 19, c 4, alk 37, k 0.46 et mg 0.28. La mise en place de ce granite est



TABLE D'ANALYSE IX

Orthogneiss à biotite et muscovite, et phénoicristaux de feldspath alcalin.  
Localité: 2200 m au N des baraques de la Carrière de Trimouns, au côté  
W de l'affluent du ruisseau de Lasset.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	composition virtuelle (norme)		composition réelle (mode, % vol.)
			.cata	variante	
SiO <sub>2</sub> 68.23	si 318	Kp 16.6	Mt 0.8	Mt 0.8	Quartz 24.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15.47	al 42	Ne 21.2	Or 27.8	Ilm 1.2	Feldspath
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.85	fm 17	Cal 4.4	Ab 35.3	Or 20.3	alcalin 38.2
FeO 2.10	e 10	Sp 2.4	An 7.3	Ab 42.6	Plagioclase 20.1
MnO 0.05	alk 31	Fs 0.8	Cord 4.4	An 17 %	Biotite 13.8
MgO 0.83	k 0.44	Fo 0.6	En 0.8	Ms 5.6	Muscovite 2.9
CaO 1.93	mg 0.35	Fa 2.5	Hy 2.8	Bi 5.3	Ilménite 0.6
Na <sub>2</sub> O 3.87	p 1.7	Ru 0.6	Ru 0.6	Cp 0.8	Apatite 0.4
K <sub>2</sub> O 4.61	ti 2.8	Cp 0.8	Cp 0.8	Q 23.4	
TiO <sub>2</sub> 0.77		Q 50.1	Q 19.4		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.46	π 0.10	L 42.2			
H <sub>2</sub> O + 0.68	γ 0.00	M 7.7			
H <sub>2</sub> O — 0.08	μ 0.09				
99.93					

Type du magma : engadinitgranitique-granosyenitique.  
Analyste: Dr C. M. de Sitter-Koomans.

inconnue de nous; ce point n'est donc pas comparable. L'autre analyse d'un filon de granulite dans les migmatites est de GUTTARD (lit. 67) et montre la composition suivante: si 403, al 46, fm 6, c 7.5, alk 40.5, k 0.56 et mg 0.11. Certainement cette granulite est bien comparable à l'orthogneiss du Massif du Saint-Barthélemy. A côté quatre analyses du granite à biotite ont été publiées, c'est-à-dire deux du granite de Quérigut, une des Trois Seigneurs et une d'Arbizon. En outre quelques analyses du granite de Foix et de Lacourt ont été exécutées dans la laboratoire de pétrochimie à Leyde.

La composition de ces granites à biotite est différente; si et alk sont plus bas, fm et c plus élevés. Dans la composition minéralogique cela se

TABLEAU IV

orthogneiss et pegmatite

si	318	401	333	413	403
al	42	45	46	40	46
fm	17	12	9	19	6
c	10	7	10	4	7.5
alk	31	36	35	37	40.5
k	0.44	0.41	0.15	0.46	0.56
mg	0.35	0.60	0.55	0.28	0.11

granite à biotite

si	300	348	223	196	235	223
al	38	45	42	39	36	35
fm	25	21	24	26	28	30
c	14	10	15	21	17	17
alk	23	24	19	14	19	18
k	0.50	0.39	0.20	0.20	0.59	0.56
mg	0.55	0.47	0.40	0.55	0.46	0.53

manifeste par l'absence de muscovite, un plagioclase plus basique et parfois présence de hornblende. (Voir le tableau IV ci-dessus.)

Les types du magma de ces granites appartiennent aux magmas granodioritiques. A la vérité le granite à biotite est une granodiorite. Dans les diagrammes QLM etc. (fig. 16—20) la différence de ces deux granites se voit clairement.

## F. Les pegmatites.

### 1. *La mise en place.*

Dans le Massif du Saint-Barthélemy on trouve un grand nombre de filons de pegmatite, originaires certainement de l'orthogneiss. En général la présence de ces pegmatites est limitée aux roches de l'Ordovicien ou plus anciennes: on les trouve donc aussi dans les migmatites. Seulement elles manquent dans les paragneiss, comme dans les roches plus jeunes que l'Ordovicien.

En outre des pegmatites on trouve parfois des filons acides d'un grain fin, des aplites, mais celles-ci sont en minorité.

Le plus souvent on trouve les pegmatites près de l'orthogneiss. Là où elles sont extrêmement fréquentes, elles sont marquées sur la carte avec une surcharge spéciale. Dans l'Ordovicien non-migmatisé, c'est-à-dire micaschistes et phyllites à sérécite, elles se trouvent presque toujours concordantes à l'égard de la roche encaissante; ce sont donc des sills. Comme une exception rare nous avons observé des anomalies à cette règle. Des pegmatites coupant la stratification n'ont été observées que près de Trimouns et sur le Mont Fourcat. Dans les migmatites, les pegmatites se situent souvent dans la schistosité, mais des exceptions sont moins rares que dans les micaschistes. L'épaisseur des filons est variable, mais ils surpassent rarement le 2 m. D'autre part, des filons plus minces que quelques dm ne se trouvent presque pas. Près de Lapeyregade seulement nous avons observé des veinules d'aplite-pegmatite d'une puissance de quelques cm dans les schistes de l'Ordovicien.

Des roches plus acides que les pegmatites, c'est-à-dire des filons de quartz pur, peuvent atteindre un niveau stratigraphique plus haut que le calcaire de l'Ordovicien supérieur. Par exemple dans les carrières de Trimouns on trouve quelques filons de quartz dans les schistes du Gothlandien. Des filons, puissants de quelques mètres furent trouvés dans la vallée du Douctouyre dans les calcaires du Dévonien moyen. Ces filons ont métamorphisé la roche encaissante en marbres.

A quelques endroits nous avons rencontré des filons de pegmatite dans l'orthogneiss même; elles sont donc plus jeunes que ce gneiss. C'est en concordance avec l'opinion que les pegmatites appartiennent à la phase tardive d'un magma au cours de sa consolidation.

### 2. *Les caractères macroscopiques.*

Presque toutes les pegmatites sont d'un gros grain, c'est-à-dire de vraies pegmatites. A quelques endroits on rencontre des filons d'un grain moyen ou petit: aplites, trouvées par exemple dans le cirque du ruisseau de l'Escloupet, où nous avons recueilli un sill d'une apélite à tourmaline et grenat, et sur le Col d'Aigotosta un filon comparable, à grenat seulement.

Cependant ces roches aplitiques sont assez rares.

Les dimensions des grains des pegmatites sont parfois très grandes; des feldspaths d'un dm, des plaques de biotite et muscovite d'une longueur de 5 cm et d'une épaisseur d'un cm, des tourmalines de plus d'un dm, se trouvent souvent dans ces pegmatites. Le plus souvent les quartz, feldspaths et micas ont une taille de quelques cm.

La texture de la plupart des pegmatites n'est pas schisteuse, mais des pegmatites schisteuses ont été trouvées sur le Col d'Aigotosta, Col de Cadènès et dans les carrières de Trimouns et environs. Dans le talc de Trimouns on

trouve des pegmatites à cristaux de tourmaline non-idiomorphe, d'une forme ellipsoïdale et pénétrés de quartz et feldspath. L'axe le plus long est parallèle aux bordures de la pegmatite de sorte qu'une certaine schistosité se produit. Une texture graphique, parfois très grossière, se présente quelquefois, par exemple dans une pegmatite du Col du Han et du Col d'Aigotosta.

Macroscopiquement on peut observer dans les pegmatites du quartz, du feldspath et de la muscovite comme éléments toujours présents; à côté on trouve de la tourmaline et du grenat; la biotite est rare, mais si ce minéral est présent on le trouve en gros cristaux; de plus des cristaux d'apatite d'un cm ont été vus. Très typiques pour les pegmatites sont des feldspaths bleu-clair. Dans la carrière de la Porteille il y a des pegmatites avec pseudomorphoses de séricite provenant probablement de feldspath ou de cordiérite.

### 3. Description microscopique.

Les minéraux suivants ont été trouvés dans les pegmatites.

*Quartz* est un composant qui manque jamais et peut prendre jusqu'à 60 % du volume. On voit toujours des phénomènes de pression en forme d'extinction roulante et cataclase, même une texture en mortier. A la fois pegmatites schisteuses et non-schisteuses montrent ce phénomène. Les stries de Böhm se présentent quelquefois. En inclusions dans le quartz on trouve des aiguilles de sillimanite, mais seulement là, où les pegmatites se trouvent dans les migmatites. Des enchevêtrements diablastiques de quartz et muscovite se trouvent e. a. dans les pegmatites du Col d'Aigotosta. Des inclusions de quartz ont été trouvées dans le grenat et le feldspath.

*Plagioclase* se trouve dans presque toutes les pegmatites. Cependant des pegmatites sans aucun feldspath ont été observées. La teneur en anorthite du plagioclase varie de 0—20 %, donc albite ou oligoclase. En général le plagioclase est plus ou moins séricitisé ou kaolinisé, parfois tout à fait (photo 28). L'influence des mouvements tectoniques est visible dans les plagioclases par l'extinction roulante ou la structure cataclastique. En outre il y a des feldspaths courbés, surtout observables dans les plagioclases maclés. Dans une pegmatite schisteuse nous avons vu un plagioclase tordu sur un angle droit. De telles pegmatites furent observées près de Trimouns, de l'étang Tort et de Lapeyregade. Le plagioclase peut prendre jusqu'à 70 % du volume.

*Feldspath alcalin* est un composant moins généralement présent que le plagioclase et peut manquer dans plusieurs pegmatites. Cela est compréhensible puisqu'en général les pegmatites sont plus pauvres en potasse et plus riches en soude que le granite. Le plus souvent le feldspath alcalin est de la micro-perthite. Ce minéral peut prendre 60 % du volume. Des altérations secondaires sont rares.

*Muscovite* est un élément manquant rarement. On la trouve en cristaux de plus d'un cm.

*Tourmaline* est moins fréquente dans les pegmatites que la muscovite. Ce minéral se présente en cristaux idiomorphes de plusieurs cm d'une couleur noire (schörlite). En coupe mince la tourmaline est fortement pléochroïque de presque incolore à bleu-brunâtre. Dans des fentes des cristaux on voit parfois de la muscovite comme produit d'altération (photo 28).

*Apatite* est un composant très caractéristique, comme dans l'orthogneiss et ne manque presque jamais. Ce minéral est présent en gros morceaux, plus ou moins idiomorphes, jusqu'à une longueur de 10 mm. Parfois l'intérieur

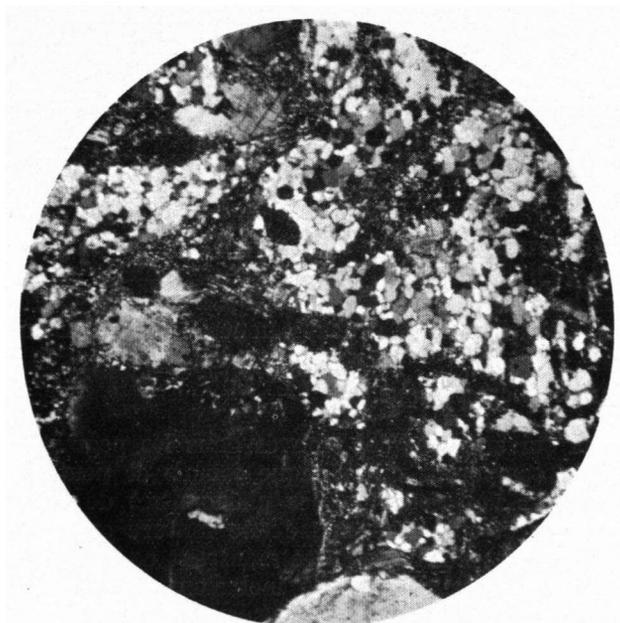


Photo 27. Orthogneiss écrasé. Près de Trimouns.  
Gross. lin. 25 X; lumière polarisée.

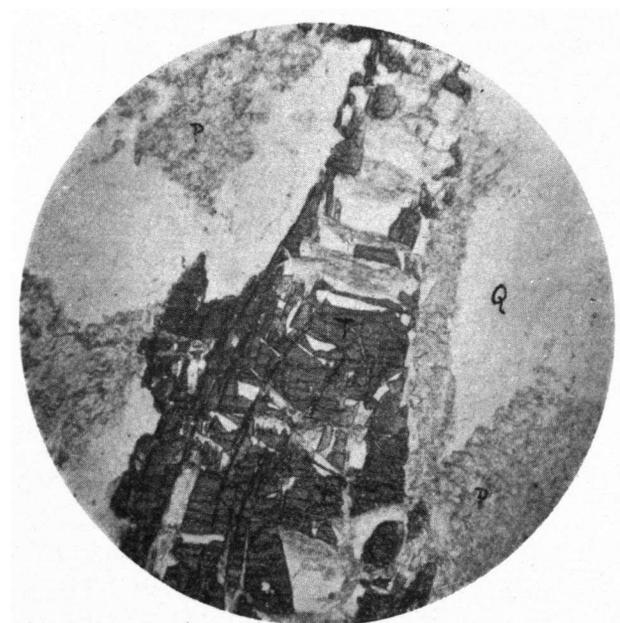


Photo 28. Pegmatite à tourmaline (T), quartz (Q) et plagioclase (P).  
Carrières de Trimouns.  
Gross. lin. 25 X; lumière naturelle.

du cristal est altéré en une masse brune avec une biréfringence très petite.

*Biotite* fut trouvée seulement dans les pegmatites de l'étang Tort en plaques de 5 cm. Parfois ce minéral est chloritisé.

*Almandin* est un minéral que l'on trouve surtout dans les pegmatites du partie occidentale du Massif, par exemple sur le Col d'Aigotosta, Col de Cadénès et dans le cours supérieur du ruisseau de Labat. La couleur de ce grenat est rose. Un grenat d'une pegmatite du Col d'Aigotosta a été examiné au moyen des rayons X. La constante réticulaire  $a_0 = 11.54$ , tandis qu'un examen microchimique a montré l'absence de Mn. Selon STOCKWELL (lit. 173) ce grenat consiste en 86 % almandin et 14 % grossulaire. C'est donc un almandin assez pur.

Dans les fentes du grenat on trouve de la chlorite.

*Beryl* était déjà trouvé par A. LACROIX dans les pegmatites du Col d'Aigotosta. Nous avons retrouvé ce minéral en cristaux de quelques mm, seulement reconnaissables au microscope. Le beryl se distingue de quartz par la réfringence un peu plus élevée et le caractère négatif.

*Chrysoberyl* fut trouvé une fois dans une pegmatite à beryl. Ce minéral est aussi uniaxe négatif, mais la réfringence est beaucoup plus haute, c'est-à-dire  $n = \pm 1.745$ . La biréfringence est, comme celle du beryl, assez basse.

*Zircon* est un élément accessoire dans les pegmatites à biotite. *Sphène* et minéraux opaques, probablement *ilménite* ou *magnétite* sont aussi des éléments accessoires.

*Sillimanite* se trouve seulement comme inclusion dans le quartz dans les pegmatites qui sont situées dans les migmatites.

*Cordiérite*, selon LACROIX un composant fréquent des pegmatites du Massif du Saint-Barthélemy, ne fut observée qu'une seule fois. Selon les descriptions de LACROIX ce minéral se trouve aussi dans les pegmatites dans les migmatites. Probablement la présence de ces deux minéraux est une indication de l'assimilation du matériel riche en alumine. De l'andalousite, de même mentionnée par LACROIX, ne fut pas trouvée dans les pegmatites.

*Clinocllore* est un élément des pegmatites dans le talc de Trimouns et de Porteille. La présence de ce minéral est peut-être causée par une absorption de magnésie de la roche encaissante.

*Séricite* se trouve comme agrégats vert-clair pseudomorphique probablement à partir de feldspath ou cordiérite, dans les pegmatites de Porteille.

#### 4. La classification des pegmatites.

D'après la composition minéralogique des pegmatites nous pouvons les subdiviser en quatre groupes.

Un de ces types est relativement peu important et n'a été recueilli qu'à un seul endroit. Des représentants des autres types se trouvent partout.

*Type 1* consiste en quartz, plagioclase, feldspath alcalin (facultatif) muscovite et apatite. On pourrait faire une subdivision en pegmatites à et sans feldspath alcalin. Les autres types montrent la même subdivision de sorte que la présence ou l'absence de ce feldspath n'est pas essentielle. Ce type est alors très pauvre en minéraux fémiques. Un peu de biotite peut se présenter quelquefois.

*Type 2* contient les mêmes minéraux que le type 1, mais on trouve un minéral de plus, la tourmaline. Aussi dans ce type le feldspath alcalin peut être absent. Comme le type 1, on peut rencontrer ce type partout où il y a des pegmatites.

TABLEAU V

	orthogneiss				pegmatites			
	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4
quartz	xxx	xx	xxx	xx	xx	xxx	xxx	xxx
albite-oligoclase	xxx	x	xx	xx	xx	xxx	a	xxx
feldspath alcalin	xx	xxx	xxx	xx	xxx	—	a	—
muscovite	xx	x	x	xx	xx	x	xxx	xxx
biotite	x	xx	x	x	a	—	—	x
almandin	—	—	—	—	—	—	a	—
tourmaline	a	—	—	—	—	xx	—	—
apatite	a	a	a	a	a	a	a	a
zircon	—	—	a	a	—	—	—	—
beryl	—	—	—	—	—	—	a	—
minéraux opaques (p. p. ilménite)	a	a	a	a	a	a	—	—

xxx 30—50 %.

xx 10—29 %.

x 5—9 %.

a accessoire.

*Type 3* est le même que le type 1 mais du grenat est un minéral de plus. A côté on peut trouver dans ce type les minéraux plus rares, comme du beryl et du chrysoberyl. La présence de grenat et tourmaline ensemble dans une pegmatite n'a été observée qu'une seule fois. Les pegmatites de ce type se trouvent principalement dans la partie Ouest du Massif.

*Type 4* enfin, fut trouvé seulement près de l'étang Tort. C'est une pegmatite à gros cristaux de biotite. En plus cette roche consiste en quartz et plagioclase. C'est la seule pegmatite sans muscovite.

Dans le tableau V on trouve la composition minéralogique de l'orthogneiss et de toutes les sortes de pegmatite. Deux représentants de chaque type, c'est-à-dire un avec et un sans feldspath alcalin, ont été mis.

Des pegmatites d'un caractère particulier se trouvent dans le talc des carrières de Trimouns. Celles-ci seront discutées plus loin.

### 5. *La composition chimique.*

Des analyses chimiques de deux pegmatites furent exécutées. Une des deux, une pegmatite particulière de Trimouns, sera discutée dans le chapitre sur le talc.

L'autre est discutée ici. C'est une pegmatite du deuxième type donc à quartz, plagioclase, feldspath alcalin, muscovite, tourmaline, apatite et matière opaque. La lieu d'origine est aussi les carrières de Trimouns.

La composition chimique ressemble à celle de l'orthogneiss le plus acide (analyse VIII). Une différence importante est la teneur en potasse plus basse et la teneur en soude plus élevée que dans l'orthogneiss. Cette tendance peut être trouvée dans beaucoup de pegmatites. Cette teneur élevée en soude donne lieu à la formation de beaucoup de plagioclase, tandis qu'il se forme peu de feldspath alcalin, surtout parce qu'une partie de la potasse est assimilée par la muscovite. Cela explique le fait qu'une partie des pegmatites ne contient pas de feldspath alcalin.  $Fm$  est très bas, de sorte qu'il ne se produit pas de biotite. La teneur en phosphore est un peu plus basse que celle de l'orthogneiss, mais encore le double du pourcentage du granite moyen.

Le magma appartient, comme celui des orthogneiss, aux magmas leucogranitiques. Le type du magma est un passage d'engadinitgranitique vers yosemitaplitique.

### G. *L'examen des macles des plagioclases de l'orthogneiss et des pegmatites.*

L'examen des macles des plagioclases, décrit dans le chapitre sur les migmatites, fut exécuté sur l'orthogneiss et les pegmatites. Les résultats ont été représentés dans les fig. 14 et 15.

Dans le diagramme NAC toutes les analyses se trouvent dans la partie gauche du domaine des roches éruptives. Une pegmatite seulement se trouve en dehors. Dans le diagramme dans lequel la teneur en anorthite est mise en rapport avec la fréquence des divers plagioclases, toutes les analyses se situent dans les domaines des roches éruptives. Dans chaque orthogneiss et chaque pegmatite il se trouve un certain pourcentage de macles C, ce qui constitue la distinction la plus importante entre les roches éruptives et les roches métamorphiques et migmatites. Les macles A aussi et les plagioclases non-maclés ont une proportion telle qu'on trouve dans les roches

TABLE D'ANALYSE X

Pegmatite à muscovite et tourmaline.  
Localité: dans le talc du chantier Sud des Carrières de Trimouns.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	composition virtuelle (norme)			composition réelle (mode, % vol.)
			cata	ept	variante I	
SiO <sub>2</sub>	70.10	Kp	Cp	Cp	Cp	Quartz 12.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.53	Ne	Hm	Hm	Hm	Feldspath 75.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07	Cal	Or	Tour	Tour	Muscovite 8.5
FeO	tr.	Bs	0.5 Ab	Or	Or	Apatite 1.8
MgO	0.66	Sp	1.8 An	Ab	Ab	Tourmaline 1.0
MnO	tr.	k	0.15	Cord	Ms	Min. opaque 0.4
CaO	1.89	Fs	1.1	En	An	Le feldspath est pour
Na <sub>2</sub> O	6.52	Fo	0.5	Bs	Ms	la plus grande partie
K <sub>2</sub> O	1.75	Cp	0.8	Q	Tc	plagioclase
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	Q	50.0	Q	Q	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	L	45.3			
TiO <sub>2</sub>	tr.	M	4.7			
H <sub>2</sub> O +	0.63					
H <sub>2</sub> O —	0.10					
	99.90					

Type du magma : engadinitgranitique-yosemitaplitique.

Analyste: Mlle B. Hageman.

Le B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> par Mad. C. M. de Sitter-Koomans et Mlle B. Hageman.

éruptives. Les migmatites ont des domaines tout à fait à part; ne coïncidant pas avec ceux des roches éruptives. Le pourcentage des macles C de l'orthogneiss est assez petit, mais cela est en rapport avec la basse teneur en anorthite des plagioclases. Pour faire une comparaison nous avons compté les plagioclases de quelques granites à biotite, donc non-originaires du Massif du Saint-Barthélemy. La proportion des macles C paraît être plus élevée, mais aussi la teneur en anorthite est plus haute.

Il est d'importance de mentionner que les pegmatites ne diffèrent pas de l'orthogneiss au point de vue des plagioclases, quoique les pegmatites se trouvent en filons assez minces et l'orthogneiss en grandes masses.

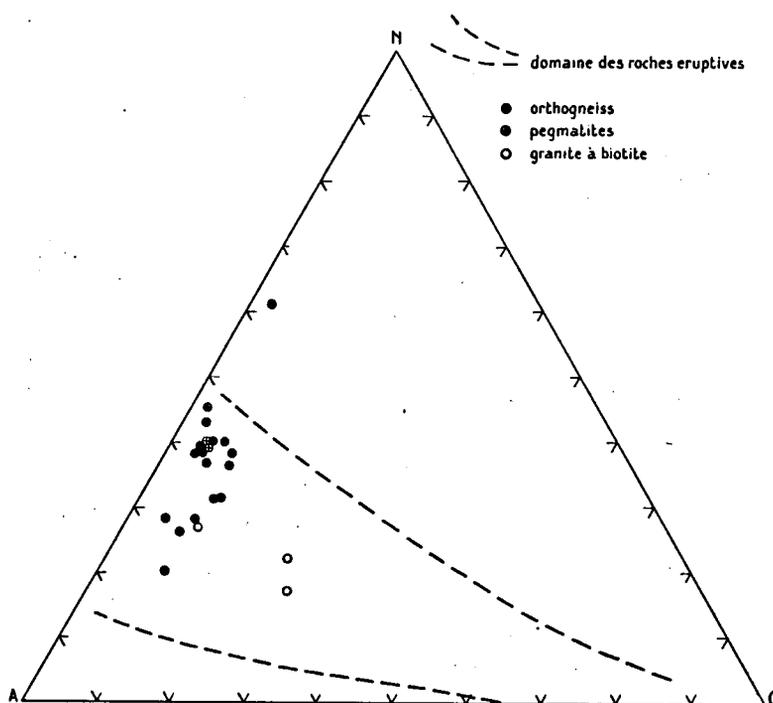


Fig. 14. Diagramme NAC de l'orthogneiss et des pegmatites.

On peut tirer deux conclusions de cet examen des macles.

- 1) Il y a une différence essentielle entre les plagioclases des migmatites et roches syngénétiques d'un côté et l'orthogneiss et ses pegmatites de l'autre. Sans doute cette différence est due à la nature de la cristallisation ou recristallisation.
- 2) La gneissification du granite n'a pas été d'une telle intensité que les plagioclases aient recristallisé. Ces plagioclases sont évidemment les mêmes, que ceux cristallisés du magma granitique. Pour la plus grande partie la gneissification a été destructive.

### H. La relation orthogneiss-pegmatite.

Dans la partie précédente nous avons remarqué que l'orthogneiss et les pegmatites sont liés dans ce sens, que les pegmatites sont originaires de l'orthogneiss. Les raisons de cette association n'ont pas été expliquées. Il

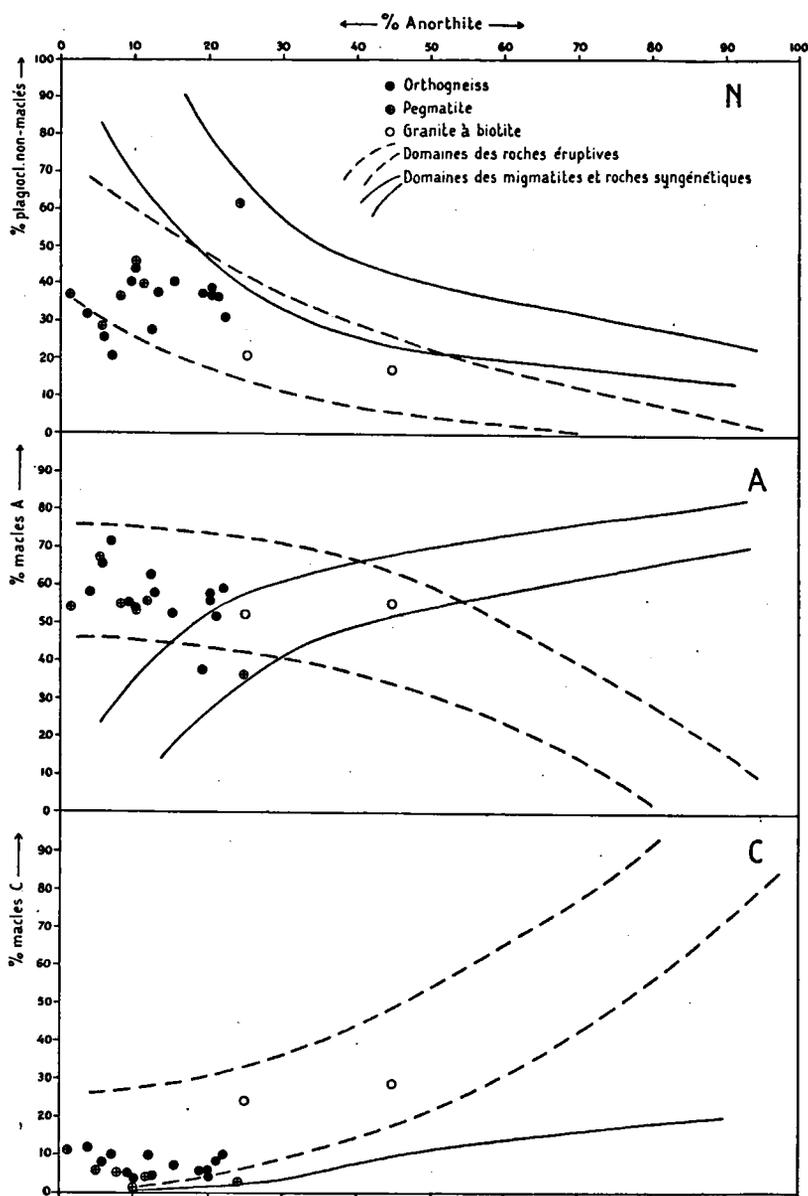


Fig. 15. Le rapport entre les macles et la teneur en anorthite des plagioclases de l'orthogneiss et des pegmatites.

est important de les confirmer, puisque l'opinion est répandue que ces pegmatites sont en rapport avec le granite à biotite.

Premièrement la composition minéralogique de l'orthogneiss et des pegmatites se ressemble fortement. Dans les deux on trouve quartz, plagioclase, feldspath alcalin (micro-perthite) et muscovite comme éléments principaux. La biotite est plutôt limitée à l'orthogneiss. Une analogie importante est dans les gros cristaux d'apatite, typiques pour l'orthogneiss et les pegmatites. Du grenat se trouve dans les deux roches, tandis que la tourmaline — abondante dans les pegmatites — peut se présenter comme élément accessoire de l'orthogneiss. Au point de vue minéralogique il y a donc une grande analogie.

Un deuxième point de rapprochement est la composition chimique des deux roches. Nous avons vu qu'à la fois l'orthogneiss et les pegmatites appartiennent aux magmas leucogranitiques et même les trois analyses montrent les caractères du même type du magma; c'est-à-dire engadinit-granitique.

Un troisième point de concordance est dans les macles des plagioclases. Pour les deux roches ils coïncident avec ceux des roches éruptives.

Un quatrième point est que l'orthogneiss et les pegmatites ont été influencés à la fois par la pression tectonique, par laquelle l'orthogneiss et une partie des pegmatites ont pris une schistosité. Les pegmatites non-schisteuses montrent aussi des minéraux écrasés.

Le dernier point, mais pas le moins important, est le fait que partout dans les Pyrénées où l'on trouve l'orthogneiss ou un granite acide, on voit un grand nombre de pegmatites, par exemple dans le Massif Ax-Montcalm, de l'Arize, de la Barousse et de Bosost. Pour beaucoup des gisements cités il n'y a pas de granite à biotite dans les environs, de sorte qu'il est exclu que ces pegmatites soient originaires de ce granite. Au contraire on ne trouve presque pas de pegmatites près des granites à biotite, par ex. le granite de Bassiès, Riberot, Salau, Maladetta.

## I. L'intrusion et la gneissification.

L'orthogneiss est intrudé comme un magma granitique en forme de laccolite. Beaucoup de granites en forme de laccolite ont été décrits. Entre eux il y en a qui sont comparables à celui du Massif du Saint-Barthélemy. Ce sont aussi des granites ou granulites liés à des migmatites. On les connaît e. a. du Massif Central sous le nom granites syncinématiques. D'autres noms sont: granite syntectonique, granite synorogénique, granite congénère des migmatites et granite tardimigmatique. Des descriptions de ces granites il apparaît qu'ils possèdent souvent une texture schisteuse. Parfois cette schistosité s'est développée pendant la cristallisation, par suite de piézo-cristallisation ou de mouvements pendant la consolidation. Il est possible qu'en partie la schistosité de l'orthogneiss du Massif du Saint-Barthélemy soit causée par la piézo-cristallisation. Il ressort cependant de l'examen microscopique qu'après la solidification du magma des mouvements ont eu lieu, par lesquels la schistosité s'est produite en partie. Les grains de quartz de presque tous les orthogneiss et pegmatites ont été émiettés en texture en mortier (photo 27), mais localement les quartz sont reeristallisés. Le quartz qui se trouve en inclusion dans le feldspath, ne montre presque rien de la pression. Evidemment ces quartz étaient protégés par leur enveloppe de feldspath contre le morcellement.

La biotite est souvent répandue à la façon de schlieren dans la roche. Ces schlieren consistent en biotites étirées. Aussi cet étirement doit avoir eu lieu après la formation de ce minéral, donc après la consolidation du granite. Les muscovites sont courbées et parfois les feldspaths aussi, ou ceux-ci sont cataclastiques. Ces phénomènes se sont produits probablement après la formation des cristaux et la déformation de la roche est donc postérieure à la cristallisation. C'est un dynamo-métamorphisme qui n'a presque pas donné lieu à une recristallisation; la roche est seulement écrasée. De ce point de vue le granite est bien une roche métamorphique et le nom d'orthogneiss est alors justifié.

Il est remarquable que quand l'orthogneiss est peu épais, cette schistosité est beaucoup plus évidente que quand cette roche est puissante. Au microscope l'écrasement dans le premier cas est aussi plus prononcé. Cela peut être observé aussi dans l'orthogneiss du Massif Ax-Montcalm, e. a. dans la vallée de l'Aston, où ce gneiss est encore beaucoup plus puissant que dans le Massif du Saint-Barthélemy. Là on ne trouve presque pas de quartz et feldspath cataclastiques ou en mortier. Il semble que les mouvements tectoniques se manifestent plus dans une plaque assez mince de granite que dans une grande masse.

Un phénomène, peut-être en rapport avec ces mouvements tectoniques, est celui des cristaux de quartz déformés de Pic d'Ourlès, déjà décrits par A. LACROIX (lit. 86). Il s'agit de filons de quartz se trouvant dans la dolomie ordovicienne et qui sont probablement un dérivé acide des pegmatites. Là on trouve des cristaux d'une épaisseur de 4 cm et une longueur de 10 à 20 cm. Ces cristaux sont courbés et tordus, parfois sur un angle de plus de 90°. Il est possible que ces quartz, s'étant développés librement, ont été déformés pendant la cristallisation à cause des mouvements tectoniques.

### K. L'âge de l'orthogneiss.

La détermination de l'âge des roches intrusives se fait le plus simplement par fixation de l'âge des sédiments qui ont été influencés par l'intrusion. De cette manière on trouve un âge maximum. Pour trouver l'âge minimum il faut trouver un poudingue avec des galets de cette roche. En général cette méthode donne une marge trop grande, de sorte qu'il faut chercher des précisions.

Ni dans le Massif du Saint-Barthélemy, ni dans d'autres parties des Pyrénées, l'orthogneiss n'est en contact avec des roches plus jeunes que l'Ordovicien supérieur. Les filons de pegmatite aussi n'atteignent pas de roches plus jeunes que l'Ordovicien. Nous avons vu cependant que des filons de quartz, d'après nous originaires de l'orthogneiss, se trouvent dans les calcaires du Dévonien moyen. On pourrait conclure que l'orthogneiss et ses pegmatites sont plus jeunes que le Dévonien moyen.

Une différence très importante entre l'orthogneiss et les granites à biotite est la schistosité du premier. Ce granite à biotite est intrudé après la phase principale du plissement hercynien. Pendant l'orogénèse alpine ce granite n'est pas gneissifié. Il est alors improbable, que la foliation de l'orthogneiss soit due à cette orogénèse. Par suite la schistosité s'est produite pendant le plissement hercynien. L'orthogneiss est alors plus vieux que le granite à biotite et la fin de l'orogénèse hercynienne. La mise en place de cette roche en concordance avec la roche encaissante ne serait pas en rapport avec une intrusion post-tectonique.

Dans le chapitre précédent nous avons vu, que l'orthogneiss est en rapport avec les migmatites, seulement déjà par la présence de ces deux roches ensemble.

Le plan de contact orthogneiss-migmatite, qui a pu être étudié dans un certain nombre d'affleurements, est toujours un contact net sans zone de passage. Au début nous avons conclu que l'orthogneiss était intrudé après la migmatisation, puisque l'orthogneiss n'est pas migmatisé. Nous avons vu que, selon nous, la migmatisation est plutôt une sorte de métamorphisme régional, sans injection et anatexie partielle et sans déplacement de matériel à grande échelle. Il n'est pas étonnant que la limite orthogneiss-migmatite ait été gardée comme une limite nette. Donc il n'est pas nécessaire que l'orthogneiss soit plus jeune que la migmatisation.

Une détermination plus exacte de l'âge de l'orthogneiss ne peut pas être trouvée dans le Massif du Saint-Barthélemy, mais dans le grand Massif Ax-Montcalm au Sud. Nous avons fait un profil de ce Massif, de l'Andorre jusqu'à Les Cabannes sur l'Ariège (voir fig. 27). Dans l'Andorre on commence par des calcaires du Dévonien, ensuite viennent les schistes carburés du Gothlandien et après les schistes et micaschistes de l'Ordovicien. Un peu au Sud de la frontière on voit le contact net avec l'orthogneiss, ici un gneiss oillé à grains assez gros. Ces contacts sont tous redressés. L'orthogneiss est très épais, plusieurs km, mais dans le cours supérieur de l'Aston on voit des migmatites au-dessous de l'orthogneiss. Le contact bien visible est peu incliné. Plus au Nord vient de nouveau l'orthogneiss, avec une inclinaison petite aussi sur les migmatites. Cet orthogneiss est très puissant. Le contact avec les micaschistes, dans le cours inférieur déjà de l'Aston, est net et redressé. Ensuite viennent les schistes carburés du Gothlandien et les calcaires du Dévonien.

Le profil décrit est un anticlinal très grand, dont les migmatites forment l'axe. L'orthogneiss est plissé avec les sédiments; donc il est intrudé avant ou pendant la phase principale de l'orogénèse hercynienne.

A cause du rapport proche des migmatites et de l'orthogneiss, nous sommes d'avis que ces deux roches ont le même âge. La migmatisation, étant placée dans le plissement hercynien, l'orthogneiss aussi est de ce temps. Evidemment l'intrusion a eu lieu pendant le commencement de ce plissement, puisqu'après la consolidation du magma, des mouvements tectoniques ont gneissifié la roche.

La question se pose de savoir pourquoi la plupart des pegmatites n'ont pas une texture schisteuse. Certainement il y a la possibilité que ces pegmatites soient intrudées après la phase principale du plissement hercynien, tandis que les pegmatites schisteuses seraient injectées pendant ou avant cette phase. On supposerait alors deux générations de pegmatites, les schisteuses et les non-schisteuses. Cependant il paraît que cette différence n'est que macroscopique. Au microscope les pegmatites non-schisteuses ont le même degré d'écrasement que les pegmatites foliées. Dans les deux on trouve les quartz avec texture en mortier, les feldspaths cataclastiques ou courbés et les micas déformés. Les pegmatites non-schisteuses ont alors subi les mêmes déformations que les pegmatites schisteuses, seulement ces déformations ne se sont pas exprimées comme une schistosité. Selon nous ces pegmatites sont du même âge, que les pegmatites foliées.

### L. Comparaison avec les autres granites des Pyrénées.

Il est déjà apparu, que nous sommes des partisans d'une division en deux des granites des Pyrénées, c'est-à-dire les granites acides, souvent gneissifiés, liés aux massifs de migmatites et les massifs de granite à biotite.

En général on a étudié jusqu'ici les différences entre les migmatites et les granites à biotite. Le premier cas représente un granite d'anatexie, l'autre un granite en massif circonscrit.

On peut lire dans le chapitre sur les migmatites que nous sommes convaincus que les migmatites des Pyrénées, du moins celles du Massif du Saint-Barthélemy, ne se sont pas produites par injection et fusion partielle, mais qu'elles sont des roches metamorphisées sans apport important. Il suit qu'il ne faut pas opposer les massifs du granite à biotite et les massifs de migmatites. Si nous voulons opposer quelque chose, ce sont deux sortes de granite, d'un côté les granites acides, gneissifiés et de l'autre côté les granites à biotite. Nous soumettrons donc à un examen les caractéristiques de ces deux granites.

Le granite à biotite se présente en gros massifs, en batholites, dont le côté inférieur n'affleure jamais. Ces granites peuvent être en contact avec toutes les roches paléozoïques, de l'Ordovicien migmatisé, jusqu'au Carbonifère inclu. Les contacts avec la roche encaissante sont souvent discordants. Ils ont une auréole de contact de cornéennes et calcaires marmorisés. Ces granites peuvent être fortement altérés superficiellement et transformés en des arkoses-in-situ, par exemple le granite de Foix et de Quérigut. En général ce granite à biotite est très homogène et tous les massifs ont la même apparence, quoiqu'en quelques endroits, spécialement dans les grands massifs, on trouve des granites porphyriques. Aux filons, émis par ce granite n'appartiennent presque pas de pegmatites. Au contraire il y a un grand nombre de filons d'une autre nature, par exemple: lamprophyres, aplites, quartz-porphyles et porphyrites. La composition minéralogique est quartz, andésine, feldspath alcalin et biotite, donc une composition granodioritique. Près des contacts de calcaire on peut trouver des granites à hornblende. De la muscovite n'est jamais un composant de ce granite, mais ce minéral peut se présenter dans les filons. La texture de ce granite est massive. Selon la composition chimique ces granites appartiennent aux magmas granodioritiques. Les gisements de zinc, plomb et cuivre sont pour la plupart liés à ce granite. Le granite à biotite est intrudé après le plissement hercynien; il est posttectonique à l'égard de la phase principale de l'orogénèse hercynienne.

L'orthogneiss ou granite acide se présente toujours en forme de laccolite, parfois très épais. Souvent ce laccolite est situé assez horizontalement. Les roches au-dessus et au-dessous de ce granite peuvent être étudiées. La mise en place de ces granites est toujours concordante à l'égard de la roche encaissante et jamais ce granite n'est en contact avec des roches plus jeunes que l'Ordovicien. Le plus souvent l'orthogneiss se trouve dans la partie supérieure des migmatites. Il est évidemment lié à des massifs de migmatites et micaschistes. Ce granite n'est presque pas altéré superficiellement. Une auréole de contact comme celle du granite à biotite est absente. L'apparence de l'orthogneiss est très variable à la fois dans un territoire et dans des territoires divers. Les filons originaires de ce granite sont presque seulement des pegmatites à tourmaline, muscovite et grenat. La composition minéralogique de ce granite acide est quartz, albite-oligoclase, feldspath alcalin, mus-

covite et biotite. De la hornblende manque toujours. La texture de ce granite est schisteuse, raison pour laquelle nous préférons le nom d'orthogneiss. Des analyses chimiques il apparaît que ces granites appartiennent aux magmas leuco-granitiques. L'orthogneiss est intrudé en même temps que le plissement hercynien et est donc syntectonique.

### M. Les caractères provinciaux des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées.

Afin de déterminer les caractères provinciaux des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées selon la méthode de P. NIGGLI (lit. 14) nous avons rassemblé des analyses chimiques de ces roches autant que possible. Les

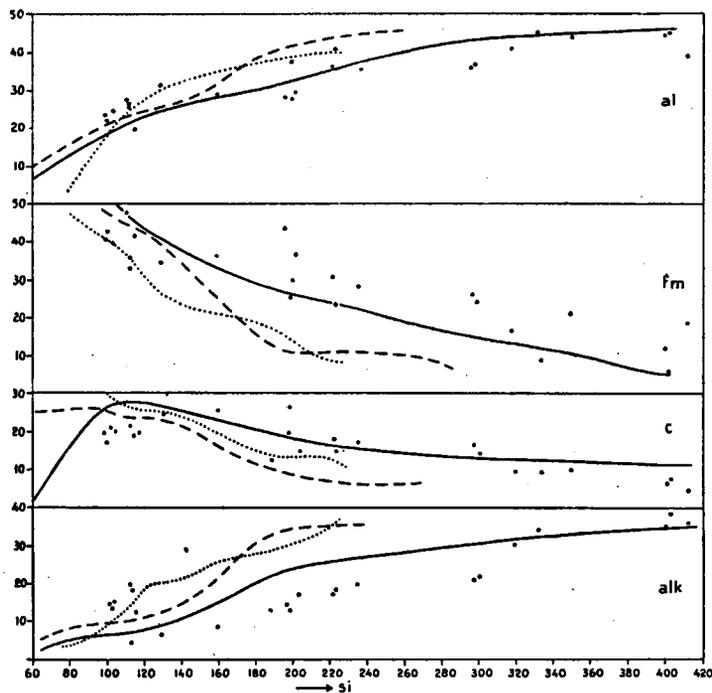


Fig. 16. Diagramme de variation des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées. Pour la légende voir fig. 17.

propriétés de ces roches furent mises dans un diagramme de variation et des diagrammes QLM,  $k-\pi$ ,  $mg-\gamma$  et  $k-mg$ , de sorte qu'une détermination des caractères provinciaux est possible.

Un vingtaine d'analyses de diverses roches éruptives paléozoïques sont à notre disposition. Elles consistent en de nouvelles analyses de l'orthogneiss, pegmatites et granite à biotite; des analyses de LACROIX, LONGCHAMON, DE ROMEU et GUFFARD (lit. 92, 111, 150, 67) du granite à biotite, de l'orthogneiss et des filons de diorite, diabase et labradorite.

Les types du magma appartiennent pour la plus grande partie aux magmas de la série calco-alcaline; quelques-uns seulement sont apparentés aux magmas de la série alcaline.

Dans le diagramme de variation (fig. 16) où si est mise en rapport

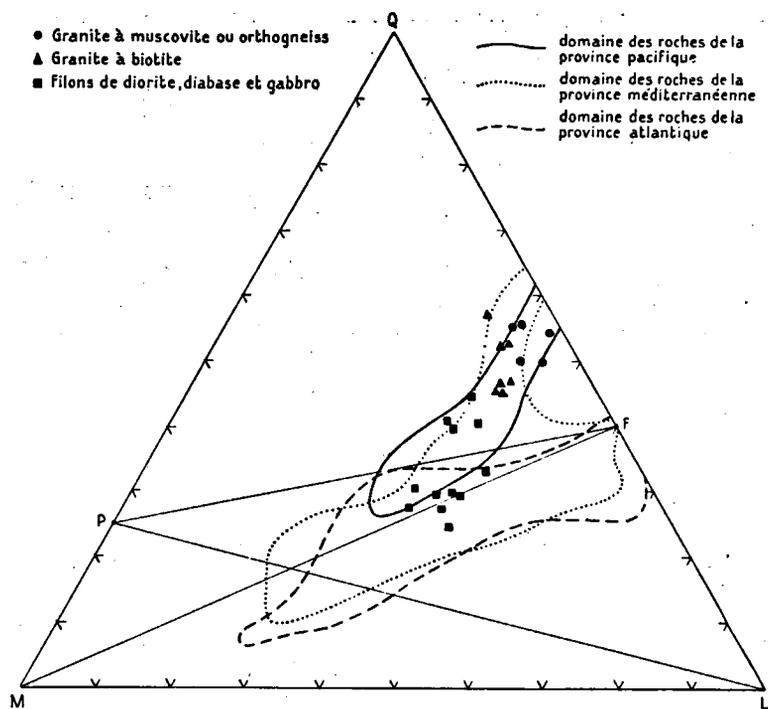


Fig. 17. Diagramme QLM des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées.

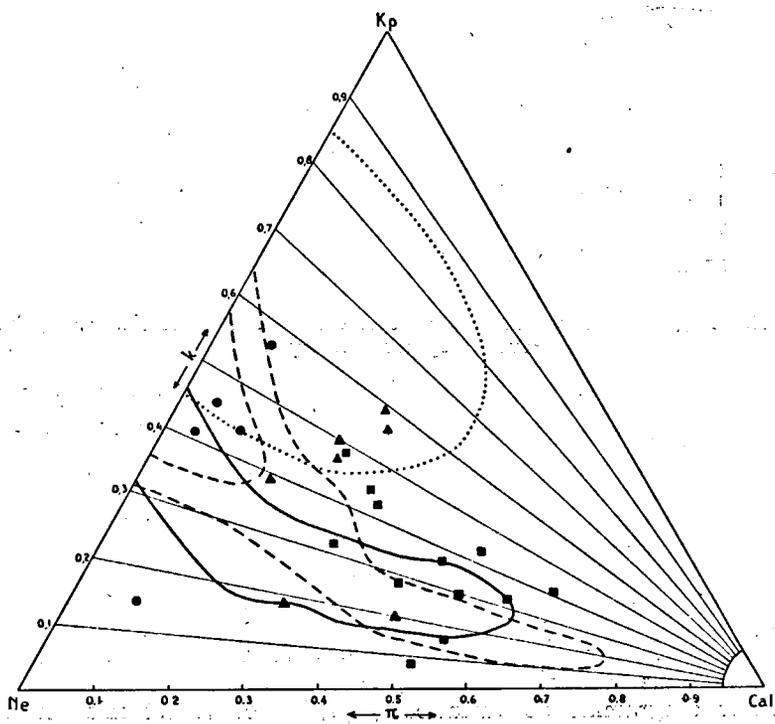


Fig. 18. Diagramme  $k-\tau$  des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées. (Pour la légende voir fig. 17).

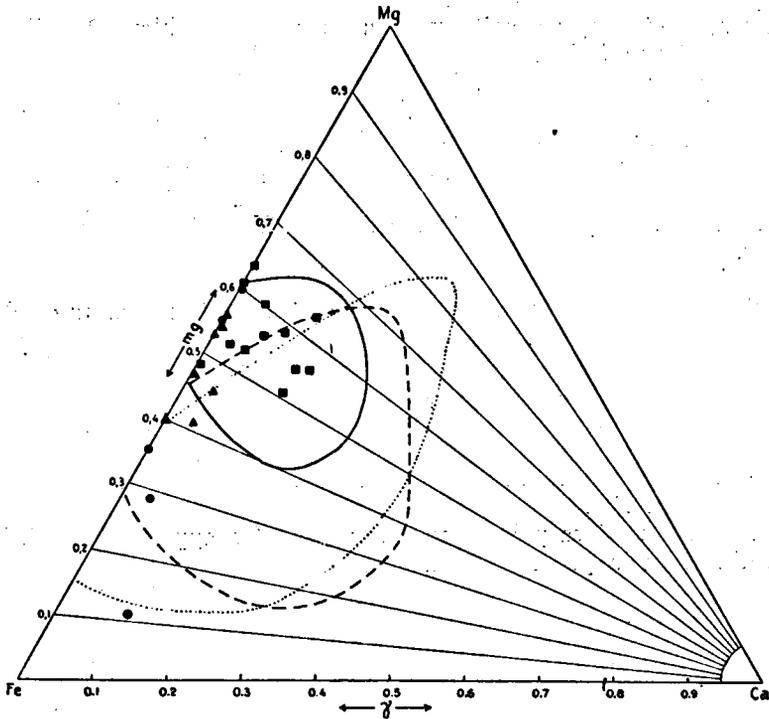


Fig. 19. Diagramme mg- $\gamma$  des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées. (Pour la légende voir fig. 17).

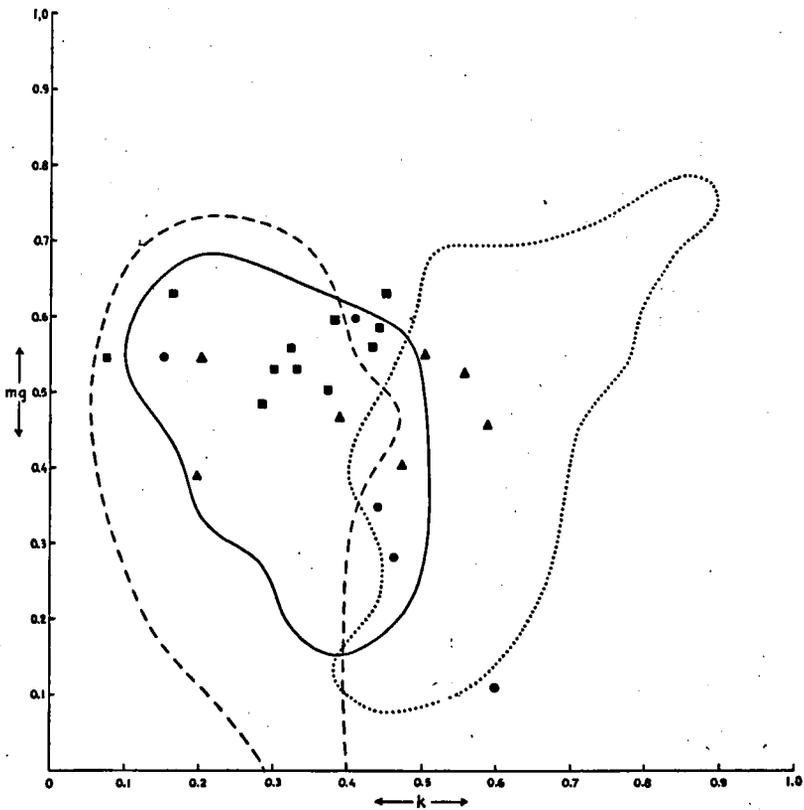


Fig. 20. Diagramme k-mg des roches éruptives paléozoïques des Pyrénées. (Pour la légende voir fig. 17).

avec al, fm, c et alk, on voit que ces roches ressemblent à celles de la province pacifique; à la fois la ligne de al, alk et c coïncident avec les lignes des roches de cette province. La partie droite de la ligne fm est située seulement un peu au-dessous de celle des analyses. Les lignes de fm et d'alk surtout ne coïncident pas avec les lignes des autres provinces.

Dans le diagramme QLM (fig. 17) la plupart des analyses se trouvent dans le domaine des roches de la province pacifique et de la province méditerranéenne. Une grande partie tombe en dehors du domaine de la province atlantique.

Plus d'information nous est donnée par le diagramme  $k-\pi$  (fig. 18). Il apparaît que presque toutes les analyses se trouvent en dehors du domaine méditerranéen. Il y a plus de concordance avec les domaines pacifiques et atlantiques. Par comparaison avec le diagramme QLM, on peut éliminer les provinces atlantiques et méditerranéennes. On conclura que ces roches appartiennent à la province pacifique. La même conclusion peut être tirée du diagramme  $mg-\gamma$  (fig. 19), dans lequel la plupart des analyses se trouvent dans le domaine des roches pacifiques. Le diagramme  $k-mg$  aussi donne cette conclusion.

Les roches éruptives paléozoïques des Pyrénées appartiennent à la série calco-alkaline et à la province pacifique.

## CHAPITRE V.

### LES MICASCHISTES, LES PHYLLITES A SERICITE ET LES GNEISS A SILICATES DE CHAUX.

Toutes les roches au-dessous du Gothlandien, appartenant à l'Ordovicien et infra-Ordovicien, sont métamorphiques, même si elles ne sont pas migmatisées. D'un côté ces roches donnent l'impression d'une série régionalement métamorphisée, par exemple les micaschistes, de l'autre côté il y a des roches ressemblant à des cornéennes d'une auréole de contact : les gneiss à silicates de chaux. Les micaschistes et les phyllites à séricite se trouvent entre le Gothlandien et les migmatites, partout dans le Massif du Saint-Barthélemy. Les gneiss à silicates de chaux sont répandus çà et là dans les micaschistes.

#### A. Les micaschistes et phyllites à séricite.

Dans la partie occidentale du Massif il se trouve une série de roches entre le Gothlandien et les migmatites, consistant en micaschistes à biotite et pour le reste en phyllites à séricite sans biotite au-dessus. Là il y a donc un paquet puissant de ces phyllites. Vers l'Est ces phyllites disparaissent presque entièrement, de sorte que les micaschistes sont limités par le calcaire de l'Ordovicien, qui à son tour est couvert par les schistes carburés du Gothlandien.

Les micaschistes se composent de roches schisteuses, de couleur brune et grise, dans lesquelles on peut observer des paillettes de muscovite et biotite. Parfois ils présentent des cristaux de quartz et feldspath, visibles à l'oeil nu. Dans ce cas ce sont plutôt des gneiss que des micaschistes. Les quartz et les feldspaths sont toujours très petits. Près du Mont Fourcat il y a des micaschistes à grenat; ces schistes sont très riches en muscovite. D'autres minéraux ne sont pas trouvés macroscopiquement.

Dans ces micaschistes on voit presque toujours un microplissement, visible comme un froncement. L'amplitude de ce plissement s'élève à un ou quelques mm. Des filons de pegmatite à muscovite et tourmaline se trouvent nombreux dans les micaschistes.

Les phyllites à séricite sont des roches brun-clair ou grises à plans de cassure satinés à cause de la séricite. Dans ces phyllites aussi un microplissement se présente. Des filons de pegmatite sont moins fréquents que dans les micaschistes. Dans les phyllites et les micaschistes on trouve des bancs de quartzite qui ne sont pas plus puissants que quelques mètres. Si l'on trouve ces quartzites, on peut observer que la schistosité des micaschistes et phyllites coïncide avec la stratification. Cependant il y a des exceptions.

Au microscope nous avons rencontré les minéraux suivants.

*Quartz* en petits cristaux, souvent en forme oblongue.

*Plagioclase* est albite ou oligoclase et possède la même forme et grandeur

que le quartz. En général les individus ne sont pas maclés et parfois difficiles à reconnaître.

*Feldspath alcalin* est un composant moins fréquent que le plagioclase. Les deux feldspaths sont peu altérés.

*Biotite* et *muscovite* se trouvent en feuillets minces, parallèles au microplissement de la roche. Souvent les micaschistes consistent pour la plus grande partie en ces deux minéraux enchevêtrés. On peut observer dans une coupe perpendiculaire à l'axe du plissement que les feuilles de ces micas sont un peu courbées; aux charnières des plis on ne trouve pas un individu tout à fait déformé, mais deux cristaux aux deux flancs (voir photo 29). Dans la biotite on trouve des halos pléochroïques autour du zircon. La muscovite est souvent présente comme de la séricite.

*Staurotide* est un composant assez rare des micaschistes.

*Almandin* ne fut trouvé qu'une seule fois dans ces schistes.

*Chlorite* est un élément manquant rarement dans les micaschistes et phyllites. Pour une grande partie cette chlorite est de la pennine, reconnaissable par sa couleur anormale aux nicols croisés. Cette pennine est un produit d'altération de la biotite. Dans les phyllites à séricite on trouve de la chlorite primaire. Cette chlorite montre les propriétés de clinocllore.

Accessoirement nous avons trouvé: tourmaline, zircon, apatite, sagénite et minéraux opaques. E. RAGUIN mentionne de l'andalousite dans les micaschistes du Mont Fourcat.

Les micaschistes situés à la limite des migmatites ont à peu près la même composition minéralogique que les autres micaschistes, malgré le fait qu'on voit de minces veinules de quartz et feldspath dans ces roches de passage. De la sillimanite est presque absente dans ces roches. Par contre on y trouve une abondance de pennine, comme de la biotite altérée.

Au fur et à mesure que les micaschistes s'éloignent des migmatites et en même temps se trouvent plus proches du Gothlandien, les dimensions des feuillets de biotite et de muscovite diminuent, de sorte que le grain de ces roches devient très fin. Enfin la biotite disparaît tout à fait, tandis que la muscovite se présente sous forme de séricite. Au lieu de biotite on trouve du clinocllore dans ces roches. A côté il y a quartz, tourmaline et matière opaque. Des feldspaths ne peuvent pas être démontrés. Evidemment les phyllites à séricite ont un degré de métamorphisme moins élevé que les micaschistes.

Une analyse chimique a été exécutée d'un micaschiste. Cette analyse est discutée dans le chapitre sur les migmatites (pag. 103). Il ressort de cette analyse que ce micaschiste a une composition d'argile.

Les micaschistes et les phyllites à séricite sont des roches pélitiques dont les caractères chimiques les plus importants sont une teneur en alumine très haute, une teneur en calcium basse et une proportion de Mg, Fe, Na et K assez basse.

## B. Les gneiss à silicates de chaux.

Sur la carte ces roches ont été indiquées autant que possible. Il apparaît qu'on peut les trouver surtout dans les environs de la carrière de la Porteille et au côté Est du Touyre. Ailleurs elles sont aussi présentes, par exemple dans les carrières de Trimouns et entre Porteille et Trimouns. A l'Ouest du Touyre on ne les trouve plus.

Macroscopiquement ces gneiss à silicates de chaux sont caractérisés par

une alternance de bandes de différentes couleurs, présentant la stratification originelle. On y trouve des bandes vertes, blanches, vert-jaune, rouge-brun et brun-foncé, alternant de toute manière. L'épaisseur de ces bandes s'élève d'un demi- à quelques cm. Près de la carrière de la Porteille on trouve beaucoup de ces roches composées de bandes blanches et vertes.

Des filons de pegmatite ont été trouvés fréquemment dans ces gneiss. Le grain des gneiss est très petit; on ne reconnaît pas de minéraux à l'œil nu, à moins que la couleur ne soit caractéristique, par exemple celle de l'épidote.

Les minéraux suivants se présentent dans les gneiss à silicates de chaux.

*Quartz*, souvent en bandes, parfois accompagné de feldspath. Le grain est très petit.

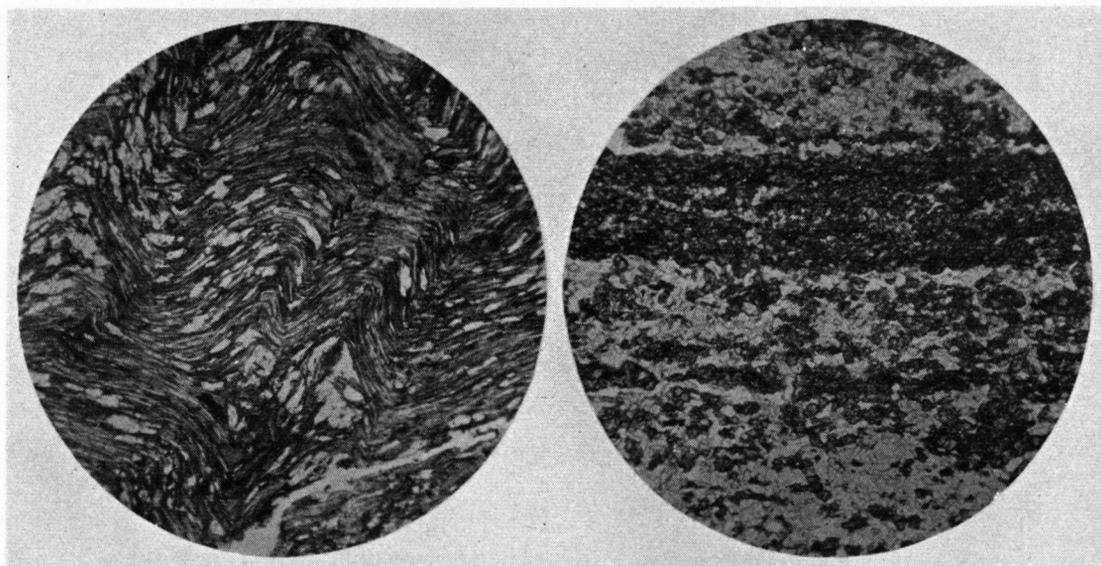


Photo 29. Micaschiste à biotite, muscovite et quartz.

Cote 1642 à l'Est du Touyre  
Gross. lin. 25 X; Lumière naturelle.

Photo 30. Gneiss à silicates de chaux à quartz, plagioclase, epidote-clinozoïsite et hornblende.

Au Sud de Trimouns.  
Gross. lin. 25 X; Lumière naturelle.

*Plagioclase* en grains petits comme le quartz. La teneur en anorthite est difficile à déterminer, mais de la réfringence nous avons pu déduire qu'il s'agit en partie de labrador ou bytownite.

*Feldspath alcalin*, en petits cristaux est un composant, parfois absent.

*Epidote* peut être présente en grandes quantités et peut former une des bandes.

*Cli-no-zoïsite* se trouve souvent associée à l'épidote. Les bandes de ce minéral sont blanches.

*Hornblende* est reconnaissable par la couleur verte de la roche. C'est une amphibole verte assez pléochroïque.

Ce minéral est aussi présent dans des roches à épidote.

*Pyroxène*, probablement diopside, est un composant moins fréquent.

*Biotite* est un minéral peu fréquent dans ces gneiss; elle forme les bandes

rouge-brun. On trouve la biotite surtout dans les roches qui forment le passage des micaschistes aux gneiss à silicates de chaux.

Accessoirement on trouve sphène, apatite, zircon, tourmaline et matière opaque.

Souvent on rencontre dans une coupe mince un grand nombre de minéraux. D'un tel gneiss, trouvé dans les carrières de Trimouns, la composition est : quartz, plagioclase, feldspath alcalin, hornblende, biotite, sphène, épidote, clino-zoïsite, tourmaline, zircon, apatite et minéraux. Des lits à hornblende, épidote et biotite alternent.

Par l'abondance de minéraux à silicates de chaux, comme hornblende, épidote-clinozoïsite, diopside, il est évident que ces roches doivent contenir une teneur élevée en calcium. Dans l'analyse no. VI (voir pag. 104) la teneur en CaO est 9.43 %. Comme sédiment cette roche représente une marne, seulement avec cette différence que le CO<sub>2</sub> a disparu pendant la métamorphose. Dans une marne le CO<sub>2</sub> est lié à la CaCO<sub>3</sub>. Les bandes de ces roches se sont produites à cause de petites différences de composition dans la sédimentation. Ces bandes représentent donc certainement la stratification originelle de la roche. Il n'y a pas de schistosité comme dans les micaschistes. En général un microplissement n'est pas visible.

Des passages de micaschistes typiques aux gneiss à silicates de chaux se trouvent çà et là. Une roche de transition est par exemple une roche gneissique se composant de quartz, plagioclase et biotite (voir le tableau VI).

Les sédiments de l'Ordovicien sont une série de roches d'un caractère principalement pélitique; dans ces schistes on trouve parfois des paquets importants de marnes et schistes calcareux, que l'on trouve surtout dans la partie orientale du Massif. Dans l'Ordovicien d'autres parties des Pyrénées on ne trouve presque pas de marnes.

### C. La zone de métamorphose et la division en facies.

De la composition minéralogique des micaschistes et gneiss à silicates de chaux il apparaît que ces roches appartiennent à la mésozone de GRUBENMANN. Comme telle elles sont moins métamorphiques que les migmatites à la limite méso-catazone. Des cata-minéraux comme sillimanite et cordiérite ne se trouvent pas dans les micaschistes. L'excès d'alumine de ces roches est assimilé par la muscovite. Le minéral rare staurotide est aussi un méso-minéral typique. L'épidote et la clino-zoïsite des gneiss à silicates de chaux sont limitées à l'épi- et la mésozone. Le degré de la métamorphose est cependant tellement haut que le plagioclase existe à côté de l'épidote, et n'est pas transformé en épidote et albite. De cette combinaison de minéraux on peut conclure que ces roches appartiennent à l'amphibolite-facies d'ESKOLA et non à l'albite-épidote-amphibolite-facies. On pourrait classer les micaschistes et les gneiss à silicates de chaux dans le staurotide-disthène-subfacies, quoique le staurotide ait été trouvé une fois et le disthène pas du tout. Les autres minéraux, muscovite, biotite, hornblende, plagioclase, épidote-clinozoïsite et parfois almandin sont assez caractéristiques pour compter ces roches dans ce subfacies.

Les phyllites à sérécite sont des roches moins métamorphiques que les micaschistes. Il n'est pas possible de tirer une limite nette entre ces deux sortes de roches, puisque le degré de métamorphisme diminue graduellement de bas en haut. Une limite entre l'épi et la mésozone ou entre l'amphibolite- et l'épidote-amphibolite-facies est toujours arbitraire.

TABLEAU VI

	phyllites à sericite		micaschistes				gneiss à silicates de chaux						
	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	x	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
quartz	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	—	x	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
albite-oligoclase	—	x	x	xx	xx	xx	—	xx	xx	xx	xx	xx	xx
andesine-labrador	—	—	—	—	x	—	—	x	xx	xx	xx	xx	—
feldspath alcalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
muscovite-séricite	xxxx	xxxx	xxx	xxx	xxx	xxxx	xxxx	a	—	—	—	—	—
clinochlore	x	xx	—	—	—	—	—	xxx	—	—	—	—	—
biotite	—	—	xx	xx	x	—	x	—	—	—	x	—	—
staurotide	—	—	—	—	—	xx	a	—	—	—	—	—	—
grenat	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—	—
hornblende	—	—	—	—	—	—	—	—	xx	xxx	xx	xx	—
epidote-clinozoisite	—	—	—	—	—	—	—	—	xx	x	xxx	xx	xxxx
diopside	—	—	—	—	—	—	—	—	—	a	—	x	xx
zircon	—	—	a	a	a	—	a	a	—	—	—	a	—
apatite	—	—	a	a	a	—	—	a	—	—	a	a	—
tourmaline	—	a	a	a	a	—	a	a	—	—	—	—	—
sphène	—	—	—	—	—	—	—	a	a	a	a	a	a
opaque	a	a	a	a	a	—	a	a	—	—	—	—	—
pennine	—	—	x	a	a	—	a	a	—	—	—	—	—
rutile	a	a	—	—	—	a	—	—	—	—	—	—	—

xxxx &gt; 50 %.

xxx 30—49 %.

xx 10—29 %.

x 5—9 %.

a élément accessoire.

Les roches où la biotite était visible à l'oeil nu, sont comptées aux micaschistes. Dans une partie des phyllites à séricite on trouve au microscope des petites paillettes de biotite.

Les phyllites à séricite et chlorite appartiennent à l'épizone. Les gneiss à silicates de chaux du même degré de métamorphisme peuvent être déterminés seulement au microscope. La seule différence est qu'à côté d'épidote-clinozoïsite il n'y a pas de plagioclase calcique, mais seulement de l'albite. Aussi on ne peut pas les distinguer sur le terrain.

Selon la division de facies ces roches appartiennent à l'albite-épidote-amphibolite-facies, et à la partie supérieure au greenschist-facies.

A partir des migmatites jusqu'au Gothlandien le degré de métamorphisme des roches diminue; les migmatites appartiennent à la méso-catazone, les micaschistes à la mésozone et les phyllites à séricite à l'épizone.

L'épaisseur de cette série de micaschistes et gneiss à silicates de chaux s'élève à un maximum de 500—800 m, à l'Ouest de Porteille. Au Sud cette puissance diminue assez vite et près de Trimouns elle est environ 100—200 m. Le paquet de phyllites à séricite à l'Ouest du Touyre a approximativement la même épaisseur que les micaschistes. Aussi l'épaisseur de ces roches diminue vers le Sud et elles peuvent s'annuler localement. Cela est représenté dans les coupes et le tableau stratigraphique (fig. 3).

#### D. La profondeur et la nature de la métamorphose.

Nous avons vu dans le chapitre sur les migmatites que la profondeur des roches pendant la métamorphose était assez petite. Cela résultait de la puissance des sédiments recouvrant les migmatites pendant la métamorphose. Néanmoins la température pendant ce processus a dû être assez élevée, puisque les minéraux de haut métamorphisme, comme par exemple la sillimanite, peuvent se former. Les mêmes considérations sont valables pour les micaschistes. La température était un peu moins haute et les roches donc un peu moins hautement métamorphiques, mais la profondeur était aussi un peu moindre que celle des migmatites. Il est clair que la métamorphose des micaschistes et gneiss à silicates de chaux est en rapport avec la migmatitisation. Néanmoins il est important d'étudier les circonstances de cette métamorphose.

Un phénomène des micaschistes est leur microplissement. Il est apparu dans l'examen microscopique que les micas sont un peu courbés, mais ils ne participent pas aux charnières des plis. Il n'est pas douteux que ce microplissement se soit formé à cause d'un mouvement tectonique et soit alors en rapport avec une période orogénique. Si ces micas s'étaient produits avant cette période, il faudrait que les feuilletts soient tout à fait courbés ou cassés aux charnières. Ce n'est pas le cas; aux deux côtés d'une telle charnière on trouve des feuilletts de mica séparés. Il suit que la métamorphose des micaschistes ne peut pas avoir eu lieu avant cette période orogénique. Dans le chapitre sur les migmatites, nous avons vu que la seule phase tectonique importante après le Cambrien dans les Pyrénées est le plissement hercynien pendant le Carbonifère. Les micaschistes ne sont donc pas plus vieux. D'un autre côté ils ne sont plus jeunes, puisque les conditions pour une telle métamorphose n'ont pas été présentes après cette période. La formation des micaschistes est donc syntectonique au plissement hercynien.

Quoiqu'on ne puisse observer presque rien comme phénomènes tectoniques dans les gneiss à silicates de chaux, il n'y a pas de raisons de voir

la métamorphose, de ces roches comme séparée de celle des micaschistes. Ces gneiss ont le même degré de métamorphisme que les micaschistes et leur mise en place dans la série est la même. Souvent on trouve des lits de gneiss à silicates de chaux dans les micaschistes. Nous avons déjà expliqué que la différence entre ces deux roches est causée par la composition chimique. L'absence de microplissements dans les gneiss à silicates de chaux peut être attribuée au manque de phyllosilicates. Les minéraux de ces roches ont plutôt des dimensions isométriques ou colonneuses.

Sauf les mouvements tectoniques et le „stress”, une température assez élevée a été nécessaire pour cette métamorphose. Dans le chapitre sur les migmatites (pag. 118) nous avons discuté l'origine de la chaleur qui était nécessaire pour la migmatisation.

Nous avons vu que le gradient de la température doit avoir été extrêmement élevé pendant la migmatisation, c'est-à-dire  $\pm 20^{\circ}$  C. le 100 m. La migmatisation a eu lieu à une température d'environ  $500^{\circ}$ . La limite épidote-amphibolite-facies et greenschistfacies se trouve à une température d'environ  $300^{\circ}$  C. Une chute de température de  $\pm 200^{\circ}$  C a eu lieu dans les micaschistes et gneiss à silicates de chaux. Avec un gradient de  $20^{\circ}$  C le 100 m, la puissance de cette série s'élèverait à 1000 m. Dans les coupes nous avons trouvé une épaisseur de 500—800 m, c'est-à-dire un peu moindre, mais l'ordre du grandeur est d'accord. En tout cas il ressort de l'épaisseur des micaschistes que le gradient de la température doit avoir été très haut. Si ce gradient avait été de  $4^{\circ}$  C le 100 m, chiffre normal, la puissance des micaschistes devrait être 5000 m. Une telle puissance de ces micaschistes n'est réalisée ni dans le Massif du Saint-Barthélemy, ni autre part dans les Pyrénées. La puissance des micaschistes est donc en concordance avec la chute de la température très élevée pendant la métamorphose.

La profondeur de ces roches pendant leur métamorphose était 1500—2500 m. La pression hydrostatique a été assez basse à cause de cette profondeur faible, et variait de 400—700 atm. Sans doute le „shearing stress” a favorisé la métamorphose.

Nous avons attiré l'attention sur le fait que les micaschistes ressemblent plus aux roches régionalement métamorphisées et les gneiss à silicates de chaux plutôt aux roches de métamorphisme de contact. Il est clair que la nature de la métamorphose dans les deux cas est la même; seulement la roche d'origine est différente.

Selon JUNG et ROQUES (lit. 78) on peut parler d'une auréole de contact d'un front de migmatites, si ces migmatites sont montées très haut dans les roches; par exemple dans les Pyrénées dans les micaschistes supérieurs ou phyllites à séricite. Les micaschistes forment une zone de passage des migmatites aux schistes peu métamorphiques et ils se sont produits à cause de la chaleur originaire des migmatites. Selon JUNG et ROQUES la présence de micaschistes à andalousite est une indication que ces roches sont plutôt contact-métamorphiques que régionalement métamorphisées. Ils regardent cette métamorphose comme un phénomène thermique, d'autant plus que pour eux la migmatisation est antérieure aux plissements principaux.

De ce qui précède, il ressort que nous partageons l'opinion de JUNG et ROQUES quant à la chaleur, échauffant les roches recouvrant les migmatites et originaire de ces migmatites. Pourtant ce métamorphisme n'est pas seulement une métamorphose thermique, puisque des mouvements tectoniques et le „stress” ont eu une influence importante sur la genèse de ces roches. Si le caractère du métamorphisme régional est qu'une température élevée

et un stress ont été essentiels, il vaut mieux appeler ces micaschistes régional-métamorphiques. Le métamorphisme régional n'est pas le résultat seulement d'une température et d'une pression hydrostatique élevées puisqu'on connaît des sédiments qui ont été couverts par au moins 10 km de roches sans aucune trace de métamorphisme.

Aussi y a-t-il une différence importante entre ces roches et les roches d'une auréole de contact du granite à biotite. Ce dernier métamorphisme est en effet thermique. Les schistes de l'Ordovicien, du Dévonien et du Carbonifère ont été transformés en cornéennes; les calcaires et marnes sont devenus des marbres ou des roches à grenat et diopside d'une apparence tout à fait autre que les roches recouvrant les migmatites.

Dans un certain sens on pourrait parler d'une auréole des massifs de migmatites, mais le métamorphisme est d'un caractère spécial et forme proprement une transition de métamorphisme régional à métamorphisme de contact. Pour une série régionalement métamorphisée l'épaisseur des micaschistes est trop petite.

Les micaschistes dans le Pyrénées sont donc certainement liés à les massifs de migmatites, puisque la chaleur de ces roches était nécessaire pour la formation des micaschistes.

Dans l'Ordovicien non-métamorphique des autres parties des Pyrénées on ne trouve ni micaschistes ni migmatites.

L'âge de cette métamorphose est le même qui celui de la migmatisation et de l'intrusion de l'orthogneiss, c'est-à-dire de la phase principale du plissement hercynien.

## CHAPITRE VI.

### LE METAMORPHISME DU GOTHLANDIEN, DEVONIEN ET CARBONIFERE.

En plus de l'Ordovicien, le Gothlandien, le Dévonien et le Carbonifère sont en partie métamorphiques.

Les phénomènes de métamorphisme dans le Gothlandien sont peu remarquables. Ils sont les plus beaux dans la carrière de la Porteille où la dolomie ordovicienne est couverte par les schistes carburés du Gothlandien. Ces schistes ont été transformés en schistes tachetés. Sur les remblais de la carrière on trouve toutes sortes de ces schistes. Au microscope ces taches paraissent consister en andalousite, tandis que dans la pâte on trouve séricite, chlorite, rutile et graphite. Sauf dans la carrière de la Porteille on rencontre des schistes maclifères à quelques endroits entre Trimouns et Porteille et aussi à l'Est de Trimouns.

La nature de ce schiste carburé empêche probablement l'expression de la métamorphose. Dans des autres parties des Pyrénées aussi, par exemple au Val d'Aran, où les schistes carburés recouvrent des micaschistes, le Gothlandien montre rarement des traces de métamorphisme, malgré le fait que le Dévonien superposé est bien métamorphique.

Le Dévonien du Massif du Saint-Barthélemy, se composant pour une grande partie de calcaires, a un métamorphisme plus caractéristique que le Gothlandien. Ces calcaires ont été marmorisés. Le Dévonien inférieur et moyen n'est pas métamorphique dans la partie Ouest du Massif. Le Dévonien moyen est marmorisé à partir du Douctouyre vers l'Est. Le Dévonien supérieur est seulement métamorphisé au Sud du ruisseau de Lasset. A l'Est de Trimouns le Carbonifère aussi est métamorphique.

Allant de l'Ouest à l'Est et au Sud dans le Massif du Saint-Barthélemy, des formations de plus en plus jeunes ont été métamorphosées. Nous avons vu que dans cette direction aussi la limite micaschistes-phyllites à séricite est située plus près du Gothlandien, et près de Trimouns il n'y a plus de phyllites à séricite. Il semble que le front de métamorphisme monte dans la série, allant de l'Ouest vers le Sud-Est.

Il est probable que le métamorphisme des sédiments est en rapport avec celui des migmatites et micaschistes. Dans ce cas aussi la chaleur montant pendant la migmatitisation est responsable du métamorphisme des schistes et calcaires du Gothlandien, Dévonien et Carbonifère. A quelques endroits, par exemple dans le Dévonien moyen de la vallée du Touyre on voit clairement que la base du calcaire a un grain beaucoup plus gros que le sommet. Cela indique que le métamorphisme diminue de bas en haut; ce qui est en concordance avec le fait que la chaleur est venue d'en bas.

Dans la partie Ouest du Massif l'isograde de biotite se trouve quelque part dans le paquet de schistes de l'Ordovicien, proprement dit au sommet des micaschistes; le côté supérieur des migmatites se trouve 500—800 m

au-dessous. Près de Trimouns les migmatites sont situées à quelques cents mètres au-dessous de la dolomie ordovicienne. On peut attendre que l'isograde de biotite se trouve plus haut. En effet on rencontre un peu de biotite dans la dolomie, mais dans le Gothlandien et les calcaires du Dévonien, ce minéral est absent. Dans le Carbonifère, chevauchant sur le Dévonien inférieur, on trouve cependant de petites feuilles de biotite. Les schistes du Carbonifère ont été aussi endurcis. Plus vers l'Est le Carbonifère, situé plus haut, n'est pas métamorphisé, puisque ces roches étaient plus éloignées des migmatites et de l'orthogneiss. L'isograde de biotite se trouve donc dans le Carbonifère.

La limite de métamorphose coupe obliquement les limites stratigraphiques. C'est la raison pour laquelle la série de phyllites à séricite manque là entre les micaschistes et le Gothlandien. A cause de la situation très élevée du front de migmatites près de Trimouns, le métamorphisme a atteint des roches plus jeunes qu'ailleurs dans le Massif du Saint-Barthélemy. L'épaisseur des roches à partir des migmatites jusqu'à l'isograde de biotite s'élève à environ 800 m, donc la même épaisseur que les micaschistes.

La nature du métamorphisme du Paléozoïque supérieur est plutôt un métamorphisme de contact, surtout indiquée par les schistes tachetés.

Puisque le Carbonifère est métamorphisé aussi pendant la migmatisation, il en résulte avec certitude que cette migmatisation a eu lieu après la sédimentation de ces schistes. En outre ce Carbonifère se trouve chevauchant sur le Dévonien inférieur ou moyen; donc ce métamorphisme n'a pas eu lieu avant le plissement hercynien. Nous avons vu déjà que la migmatisation ne peut pas être placée après ce plissement, de sorte qu'il suit que la migmatisation est contemporaine au plissement hercynien.

## CHAPITRE VII.

### LES ROCHES FILONIENNES DU PALEOZOIQUE SUPERIEUR.

Dans le Dévonien supérieur, mais surtout dans le Carbonifère du Massif du Saint-Barthélemy il se trouve à de nombreux endroits des roches qui après complément d'examen doivent être attribuées aux roches éruptives.

La mise en place à l'égard de la roche encaissante n'a pu être déterminée; ce sont des sills ou des dykes. En général les affleurements de ces roches sont assez mauvais, parce qu'ils se trouvent dans le Carbonifère dans la partie la plus basse du Massif. Ces roches ne prennent jamais une surface importante; on les trouve toujours en affleurements très petits.

Ces roches filoniennes consistent en une pâte gris-bleu, dans laquelle on trouve des phénocristaux de feldspath. Une couche brun-clair d'altération superficielle d'une puissance de quelques cm enveloppe les échantillons frais. Au microscope tous les minéraux sont très altérés de sorte qu'une détermination exacte de la nature de la roche n'est guère possible. La pâte se compose de quartz, feldspath séricitisé, séricite, chlorite et calcite. Comme phénocristaux nous avons trouvé du feldspath séricitisé et de la pennine, qui a été de la biotite. Des phénocristaux de feldspath se trouvent toujours dans ces roches; ceux de pennine pas toujours. Nous avons intitulé ces roches feldspath-porphyrites.

Un affleurement d'une roche différente de celles ci-dessus, se trouve près du Fontaine des Cas sur la crête entre le ruisseau de Basqui et celui de Lasset. Plusieurs géologues ont rencontré cette roche, e. a. CASTERAS. Sur la feuille Foix de la carte géologique cette roche est indiquée comme porphyrite.

Macroscopiquement c'est une roche gris-foncé à noire avec des cristaux de feldspath d'une dimension d'un mm et des masses rondes d'un minéral vert de quelques mm. Au microscope la pâte paraît consister en plagioclase, chlorite et matière opaque. Les phénocristaux de feldspath sont d'albite, maclée selon la loi de l'albite. La chlorite est du clinocllore et n'a pas l'air d'être un produit d'altération. Comme la matière opaque est très abondante dans la pâte, un examen aux rayons X fut exécuté. Il montra qu'il s'agit d'hématite.

Cette roche semble avoir des propriétés de spilites et de kéraatophyres. Pour la spilite la présence d'albite et de chlorite est typique, tandis que la grande quantité d'hématite est caractéristique pour un kéraatophyre. On suppose p. ex. que ces roches sont cristallisées d'un magma à une température assez basse dans des conditions spéciales. Par cela une association des minéraux de l'épizone est possible.

Dans le Massif de l'Arize se trouvent aussi des roches filoniennes dans le Carbonifère et Dévonien, ressemblant aux feldspath-porphyrites. KEIZER (lit. 81) a décrit un certain nombre d'autres types de ce Massif. Là il a pu prouver que ces roches sont en partie des sills.

L'âge de ces roches filoniennes est probablement Carbonifère. Il est acceptable qu'elles aient été intrudées pendant le Paléozoïque, puisqu'on ne connaît pas de roches éruptives acides dans le Mésozoïque des Pyrénées.

Il est bien possible que ces roches soient en rapport avec un granite. Pour cela nous avons le choix entre deux granites, le granite à muscovite et le granite à biotite. Il nous paraît probable que ces filons sont originaires du granite à biotite, dont nous connaissons toutes sortes de roches filoniennes, telles que aplites, quartzporphyres, diorites etc. Du granite à muscovite nous connaissons seulement des pegmatites. Quoique le granite à biotite n'affleure pas dans le Massif du Saint-Barthélemy, nous croyons que les roches filoniennes sont liées à ce granite.

## CHAPITRE VIII.

### LES LHERZOLITES ET LES OPHITES.

Quoique les lherzolites et les ophites n'affleurent presque pas dans le Massif du Saint-Barthélemy, il faut discuter ces roches et le métamorphisme qui est en rapport avec elles, puisqu'aussi les sédiments paléozoïques ont été influencés par cette métamorphose alpine.

On trouve quelques grands affleurements de la lherzolite dans les calcaires mésozoïques, formant la couverture SE du Massif du Saint-Barthélemy. Un affleurement se trouve au Pic de Géal. Près de Bestiac il y a une lherzolite serpentinisée.

Sauf les lherzolites qui sont des péridotites, on trouve quelques ophites dans ces environs, par exemple près de Lordat et de Vernaux. Plus vers l'Est il y a une ophite près d'Arnavé. Le seul affleurement d'ophite dans le Massif du Saint-Barthélemy se trouve près d'Antras sur le décrochement de St.Paul-Croquier-Arnavé. Cette ophite se compose de 40 % plagioclase basique, altéré pour une partie en calcite, et 60 % hornblende verte, avec du sphène comme élément accessoire.

Selon CASTERAS (lit. 21) cette ophite appartient au Trias. On considère toutes les ophites comme des coulées dans le Keuper. Entièrement à part se trouvent les lherzolites intrudées dans le Crétacé inférieur. Le métamorphisme particulier du Mésozoïque, limitant la zone axiale, est en rapport avec ces lherzolites. Les marbres à dipyre se sont formés pendant ce métamorphisme.

Nous avons l'opinion que les lherzolites et la plupart des ophites sont liées étroitement et intrudées de façon contemporaine. Cette opinion est fondée sur la mise en place et sur une investigation de toutes les analyses chimiques des lherzolites et ophites, formant un grand groupe chimique. Comme telle cette opinion n'est pas neuve et exprimée déjà par VIENNOT (lit. 182).

Sans doute il y a d'autres ophites comme une coulée dans le Keuper, par exemple dans la partie Ouest du Massif de l'Arize. Il faut donc distinguer deux sortes d'ophites.

L'ophite d'Antras est selon nous une ophite en rapport avec les lherzolites. Une indication est la mise en place sur la grande faille, propriété de toutes les lherzolites et ophites associées. En outre il n'y a aucun sédiment du Trias près d'Antras.

Le métamorphisme en rapport avec les lherzolites est caractérisé en particulier par la présence de calcaires et marbres à scapolite. Cette scapolite est selon LACROIX toujours un dipyre à  $\pm 60\%$  marialite et  $\pm 40\%$  meionite.

Les calcaires mésozoïques au côté SE du Massif du Saint-Barthélemy notamment près de Causou sont fortement dipyrisés. Nous avons trouvé aussi des calcaires dévonien criblés d'aiguilles de dipyre. Ces calcaires se

trouvent surtout près du Signal de Causou. En outre tous les calcaires dans ces environs ont été marmorisés, à la fois ceux du Mésozoïque et ceux du Paléozoïque. La nature précise de ce métamorphisme est encore assez obscure. Une discussion tombe en dehors de ce travail.

Nous n'avons pas observé d'autres phénomènes du métamorphisme alpin dans le Massif du Saint-Barthélemy.

## CHAPITRE IX.

### LE TALC.

#### A. Introduction.

Dans le sommaire historique sur les investigations géologiques dans le Massif du Saint-Barthélemy nous avons mentionné déjà les publications les plus importantes sur le talc de cette région. Elles sont de la main de LACROIX (1891, lit. 86), MENGAUD (1908, lit. 114), RAGUIN (1938, lit. 138) et CAPDECOMME (1950, lit. 15).

Tous ces auteurs sont d'avis que le talc est un produit de transformation de dolomie, qui est selon LACROIX et MENGAUD d'un âge silurien, et selon RAGUIN d'un âge dévonien. Ce dernier et LACROIX croyaient que la trémolite est une phase intermédiaire de la transformation de dolomie en talc. CAPDECOMME est d'avis que le talc se forme directement à partir de la dolomie sous l'influence d'une métasomatose de silice. Dans la même publication CAPDECOMME mentionne la présence d'une chlorite blanche, leuchtenbergite, que l'on trouve souvent près des filons de pegmatite et granulite. Ces granulites et pegmatites ont été vues par tous les auteurs des gisements de talc du Massif du Saint-Barthélemy. De même CAPDECOMME attire l'attention sur les grands rhomboédres de calcite que l'on voit dans le talc et qui sont produits par la  $\text{CaCO}_3$ , libérée pendant la réaction de Si avec la dolomie.

Il est important de donner ici quelques définitions du talc et des roches talqueuses. Talc est le nom d'un minéral ( $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ). Si l'on trouve ce minéral sous une forme massive et pure, on appelle cette roche une stéatite. La forme massive et impure s'appelle „speckstein” ou „soapstone”. Une telle roche peut contenir seulement 50 % talc ou même moins encore. Dans les gisements du Massif du Saint-Barthélemy le talc se présente souvent comme une roche très schisteuse. Cette roche sera intitulée talcschiste et peut être à la fois pure et impure.

#### B. Les gisements du Massif du Saint-Barthélemy.

Il y a nombre de gisements de talc dans le Massif du Saint-Barthélemy. Cependant ils sont situés seulement dans la partie orientale du Massif. Le gisement le plus au Nord est celui de la carrière de la Porteille ou de Montferrier, où l'on exploite le talc en bas d'un escarpement de dolomie ordovicienne. Là il y a une bande de talc sur une distance de quelques centaines de mètres à partir du Col de Canalette vers le Nord. De ce Col vers le SE on peut aussi suivre le talc sur une petite distance, mais plus loin cette roche disparaît ou n'affleure pas. Dans la direction du ruisseau de Lasset on trouve une vieille exploitation de talc où l'on voit sur quelques dizaines de mètres du talc sous la dolomie. Plus au Sud on retrouve le talc un peu au Nord du Col de la Peyre où il y a des traces d'une exploration.

Là nous avons rencontré peu de talcschistes et dolomie marmorisée. Egalement on trouve ces deux roches ensemble au côté Nord du ruisseau de Basqui à environ 700 m à l'Ouest du chantier Nord des carrières de Trimouns. La dolomie s'amincit vers le Nord et disparaît. Le talc au-dessous est mince.

Le gisement le plus important est celui des carrières de Trimouns au Sud du ruisseau de Basqui. Dans ces carrières on trouve sur une distance de 1300 m une couche puissante de talc que l'on exploite très intensivement. Au Sud des carrières on peut rencontrer une série de vieilles exploitations jusqu'au Pic d'Ourlès, roche saillante de dolomie, dans laquelle il y a quelques galeries. C'est ici le gisement de talc le plus long du Massif, c'est-à-dire 2200 m. Au Sud du Pic d'Ourlès la dolomie ordovicienne, et avec elle le talc, disparaît sous les moraines du ruisseau de Canets. Dans le Bois de Salvanières on peut reconnaître la dolomie, mais celle-ci n'affleure pas tellement bien que l'on trouve du talc au-dessous. Selon MENGAUD (lit. 114) on a creusé une tranchée au-dessus du chemin de Trimouns dans laquelle on a trouvé des bancs riches de talc sous la dolomie. Cette exploitation n'a pas été retrouvée. Probablement elle a été recouverte par les broussailles. La continuation de cette bande de talc fut rencontrée sur la crête entre le ruisseau de Canets et la vallée de Sabénac. Là aussi il y a des traces d'exploration.

La dolomie ordovicienne peut être poursuivie plus loin vers l'Est, mais nous n'avons pas vu d'indications de la présence de talc. Sur la carte géologique tous ces gisements de talc ont été indiqués. Il apparaît que le talc se trouve toujours à la base du même niveau : la dolomie ordovicienne. La situation géologique de ces gisements est donc identique.

### C. Le Talc.

Dans la carrière de la Porteille la couche de talc est assez mince et d'après l'affleurement, l'épaisseur s'élève à 3 à 4 m (voir fig. 21). Le talc se montre comme un talcschiste de diverses couleurs grises dans lequel on voit beaucoup d'octaèdres de pyrite et de filons de pegmatite à tourmaline. Dans la carrière les affleurements de talc sont assez mauvais à cause des remblais qui recouvrent dans une grande partie de la carrière la base de la dolomie. Près de la station du téléphérique où l'on exploite activement le talc, il y a seulement un petit affleurement.

Les gisements de talc entre la carrière de la Porteille et celle de Trimouns n'affleurent pas bien. Autant qu'il est visible, cette roche consiste principalement en talcschistes gris.

Dans les carrières de Trimouns le talc est exposé sous un aspect extrêmement beau sur une distance de plus d'un km. Des centaines d'ouvriers y travaillent pendant six mois de l'été. Tout le toit du talc est enlevé de sorte que tout affleure. En outre il y a quelques galeries que nous avons examinées, si bien que nous avons pu projeter une image en trois dimensions de la carrière.

L'épaisseur maximum de la couche de talc dans le chantier Nord s'élève à environ 35 m. A cause de l'inclinaison assez faible de cette couche, l'affleurement à la surface est plus large, c'est-à-dire 80 m. Dans cette partie de la carrière le talc est en général assez schisteux. Sans doute des mouvements tectoniques ont joué un rôle dans ce matériel tendre. Dans ce chantier la limite talc-micaschistes a été un plan de glissement. Ce plan est exposé par suite de l'exploitation de sorte qu'il est visible et très beau.

La couleur des roches talqueuses est blanche, gris clair, gris foncé et parfois vert clair. Tous ces talcschistes de diverses couleurs peuvent se présenter l'un à côté de l'autre et parfois avec une délimitation très nette. On ne peut presque rien observer d'une stratification ou d'autres propriétés de la roche originelle. Tout cela a disparu par les mouvements tectoniques.

Le passage du talc à la dolomie est assez net et s'effectue en général sur une distance de 1 à 2 m. Dans le talc près du contact avec la dolomie on peut remarquer quelquefois une couche ou une lentille de dolomie. En outre on rencontre parfois des lits de schiste dans le talc mais ceux-ci sont minces et rares.

Dans cette partie de la carrière on trouve des filons de pegmatite d'une épaisseur de 1 à 2 m qui peuvent être suivis sur des dizaines de mètres. Ils sont indiqués sur la carte géologique des carrières de Trimouns. Les bordures de ces filons se composent d'une roche verte schisteuse d'une puissance de 5 à 10 cm, consistant en chlorite.

Le chantier Sud de la carrière de Trimouns montre quelques autres aspects. Le pendage des lits est plus grand si bien que l'affleurement à la surface est moins large. L'épaisseur de la couche de talc est ici moins grande que dans le chantier Nord, mais pourtant elle très importante, c'est-à-dire 20 à 25 m. Sauf les mêmes talcschistes blancs et gris, on trouve dans cette partie de la carrière, et principalement au côté Ouest, beaucoup de stéatite blanche, dans laquelle on voit souvent une stratification causée par de petits lits de matière opaque. De telles parties ont une épaisseur de quelques m et une longueur de plusieurs m. Beaucoup de talc de qualité supérieure est extrait ici. La plus grande partie du talc que l'on exploite dans ce chantier consiste en talcschistes de diverses couleurs de blanc jusqu'à gris foncé. En outre on trouve des roches vertes en couches et lentilles d'une dimension de quelques mètres. De plus on peut rencontrer de petites couches de dolomie ou roches talco-dolomitiques, dans lesquelles aussi une stratification causée par la matière opaque est visible. A la base du talc il y a quelques couches de schiste et un banc de quartzite. La transition du talc à la dolomie est aussi ici assez nette. Des cristaux de pyrite, tantôt sous forme d'octaèdres, tantôt d'hexaèdres, se trouvent dans le talc; cependant ils sont petits (0.3 à 1.5 cm) et assez rares. Des pegmatites avec bordures de clinocllore peuvent être observées dans les talcschistes. En général elles sont concordantes à l'égard de la schistosité du talc. Parfois elles sont plissées de sorte que la chlorite se trouve au milieu de la pegmatite. La délimitation du talc et des bordures de chlorite est toujours nette.

Au Sud de Trimouns dans la direction du Pic d'Ourlès la couche de talc est beaucoup plus mince. Autant qu'elle affleure la puissance s'élève à seulement quelques m. Ici la roche se montre comme un talcschiste blanc et gris. Dans la dolomie au-dessus on peut trouver à quelques endroits des veines de talc blanc massif jusqu'à une épaisseur de 10 cm. En général ces veines ont une forme capricieuse et peuvent disparaître sur une petite distance. Près du Pic d'Ourlès on ne trouve presque pas de talc sous la dolomie. Là on voit dans cette roche beaucoup de filons de quartz avec gros cristaux de quartz. Dans ces filons il se présente de la pyrite, tandis que sur la bordure de la dolomie il s'est formée de la trémolite. En partie cette trémolite a été transformée en talc. Ce talc montre une structure fibreuse et il s'est formé pseudomorphiquement à partir de la trémolite.

Au dernier gisement sur la crête entre la vallée de Sabénac et le ruisseau de Canets, la puissance des roches talqueuses n'est qu'un mètre. Ici on

observe un talcschiste verdâtre que l'on trouve comme d'habitude au-dessous de la dolomie ordovicienne. Des filons de pegmatite ne se rencontrent pas à ce gisement.

Dans les carrières de talc on distingue plusieurs sortes de roches talqueuses, dépendant de la couleur de cette roche. Ces sortes sont déjà triées dans la carrière et elles sont transportées en bas séparées l'une de l'autre. Dans les carrières de Trimouns on distingue les qualités suivantes: supérieure, un talcschiste blanc pur; stéatite, aussi blanc pur, mais compact; OXO, avec quelques impuretés et une couleur grise ou verte très claire; 1ère gris ou vert clair; 2ème un peu plus foncé, ou gris avec des parties blanches; 3ème gris foncé et 4ème gris très foncé jusqu'à noir. La dernière qualité n'est pas exploitée. Cette division n'est pas employée pour indiquer les qualités de commerce. Celles-ci portent des noms un peu différents. La qualité supérieure est divisée en 4 groupes, c'est-à-dire OOB, OO, OO spécial et stéatite. La dernière est la forme massive et n'est pas broyée. L'OXO garde son nom dans le commerce, mais 1ère de la carrière est à peu près la même que O du commerce; 2ème devient 1, et 3ème devient 2. Nous utilisons les noms du commerce pour indiquer les diverses sortes de talc, parce que les analyses chimiques mises à notre disposition, ont été intitulées avec ces noms.

Sur la carte et les coupes ci-jointes des carrières de Trimouns la mise en place du talc est bien claire. Le talc se trouve dans une série monoclinale consistant de l'W à l'E en roches de plus en plus jeunes. Les roches les plus anciennes sont les migmatites avec un laccolite de granite gneissifié au sommet. Ensuite viennent des micaschistes à biotite avec quelques couches de gneiss à silicates de chaux. Dans ces roches on trouve nombre de pegmatites qui ne sont pas indiquées séparément sur la carte. Au-dessus il y a des micaschistes à clinocllore, suivis par le talc. Dans ces deux roches les filons de pegmatite sont cartographiés et indiqués sur la carte. Au sommet le talc est délimité par la dolomie ordovicienne qui manque seulement en un endroit au côté Sud de la carrière. Dans cette dolomie on voit un lit de schistes noirs satinés qui s'amincit vers le Nord. Au-dessus de la dolomie se présentent aussi des schistes satinés avec quelques lentilles de dolomie. Ces lentilles disparaissent vers le Sud, tandis que l'on peut les retrouver au côté E de la carrière. Sur la carte tous ces lits sont dirigés très droits vers le Sud. Cependant dans la partie septentrionale de la carrière la dolomie ordovicienne se courbe vers l'Est, de sorte que cette roche est proprement visible en bas des remblais. De là la dolomie peut être suivie jusqu'au côté NE de la carrière où elle se montre à un endroit topographiquement plus bas que dans la carrière. Cette courbure est la cause que le talc, qui est lié à la dolomie, ne se poursuit pas dans le prolongement de la bande de talc de Trimouns au côté Nord du ruisseau de Basqui. Nous étions d'abord d'avis que le talc fut tranché par une faille dans ce ruisseau, mais un complément d'examen a montré l'inexactitude de cette opinion. Cette courbure est partiellement causée par la topographie. Dans les coupes de Trimouns on peut voir que du Sud vers le Nord le pendage des lits est de plus en plus petit. Dans le chantier Sud la dolomie et le talc ont une inclinaison assez raide (60—70°, voir coupe C-C). Dans le chantier Nord ce pendage est plus petit et dans la partie septentrionale de ce chantier on peut mesurer dans la dolomie des inclinaisons de 10—20° (voir coupe A-A). Il suit de cette situation que la dolomie réparaît au côté Est de la carrière, parce qu'aussi la surface topographique a une inclinaison de 10—20°. A cause de l'incision du ruisseau de Basqui la ligne de l'affleurement de la dolomie

se courbe vers l'Est. La dolomie, et avec elle le talc, paraissent de nouveau au côté Nord du ruisseau de Basqui sur une distance assez grande de la carrière de Trimouns. Sauf la situation assez horizontale de la dolomie, une charnière de cette roche jouera un rôle pour expliquer un tel recourbement de l'affleurement vers l'Est.

Le granite gneissifié affleure sur toute la distance de la carrière de Trimouns à quelques centaines de mètres au-dessous du talc. Vers le Sud seulement ce granite n'affleure pas à la surface sur un trajet court. Le contact avec la roche encaissante est toujours concordant. On peut suivre ce laccolite plus loin vers le Nord et le Sud sur la carte géologique du Massif du Saint-Barthélemy.

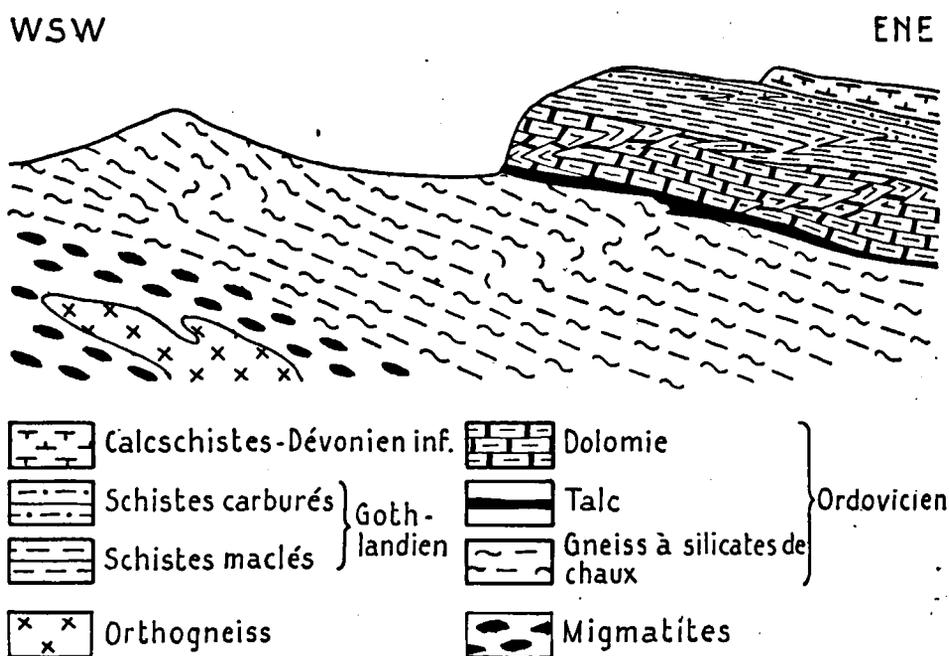


Fig. 21. Coupe par la carrière de la Portaille.

Dans le fig. 21, montrant une coupe par la carrière de la Portaille, on voit que ces couches ont un pendage plus petit qu'à Trimouns. La série stratigraphique est la même que celle de Trimouns, seulement il y a plus de gneiss à silicates de chaux sous le talc dans la carrière de la Portaille, et moins de micaschistes. L'orthogneiss est plus éloigné du talc.

Quoique ces séries soient inclinées monoclinalement vers l'Est ou le NE, cela ne veut pas dire que ces roches sont faiblement plissées. Au contraire, dans toutes ces roches on peut observer des phénomènes de mouvements tectoniques. Les migmatites et les micaschistes montrent souvent des microplissements ou des plis isoclinaux plus grands. Le granite est gneissifié et parfois plissé par ces mouvements. Dans le talc on voit nombre de déformations, tandis que nous avons discuté déjà les plis de la dolomie. Les limites dolomie-schiste sont le plus souvent tout à fait écrasées. Sans doute quelques lits de cette série ont été doublés ou même plus, mais

cela ne change rien au fait que vers l'Est on trouve des roches plus jeunes. Nous avons tâché d'exprimer l'influence de la tectonique dans les coupes, mais par la force des choses c'est un peu schématique.

#### D. Le mur: micaschistes et gneiss à silicates de chaux.

Les roches sur lesquelles repose le talc, consistent en micaschistes et parfois en gneiss à silicates de chaux. Nous avons étudié ces roches le mieux dans les carrières de Trimouns. Là on trouve à 50—100 m au-dessous du talc des migmatites qui sont recouvertes par des micaschistes à biotite (souvent penninisée) et muscovite. Entre ces micaschistes et le talc on trouve très souvent une série un peu différente. Ce sont des micaschistes caractérisés par leur plan de clivage brillant comme de l'argent et leur couleur claire. Ces roches sont surtout bien exposées dans le chantier Sud des carrières de Trimouns, mais à d'autres gisements elles ne manquent pas.

L'examen microscopique a montré que les minéraux les plus importants de ces micaschistes sont quartz, muscovite et clinocllore. A côté on trouve en petites quantités biotite, feldspath, tourmaline, apatite, zircon et minéraux opaques. La différence la plus grande avec les micaschistes normaux est que l'on trouve du clinocllore au lieu de biotite. Dans le talc aussi on peut trouver quelques lits de ces micaschistes. Les autres propriétés de ces roches sont les mêmes que celles des micaschistes normaux. Ainsi elles montrent souvent un microplicissement.

Dans la carrière de la Portaille il se trouve une série puissante de gneiss à silicates de chaux au-dessous du talc, mais là aussi on peut rencontrer entre ces gneiss et le talc des micaschistes à clinocllore. Des pegmatites sont abondantes dans ces micaschistes.

#### E. Le toit: la dolomie ordovicienne.

Quoique la plupart des propriétés de la dolomie ordovicienne aient été discutées dans le chapitre sur la stratigraphie, nous avons ici l'occasion de traiter plus amplement quelques particularités.

Au microscope cette dolomie se compose en général d'un carbonate assez pur avec une petite teneur en graphite et silicates, tels que de la biotite que nous avons vue quelquefois. Dans la dolomie surplombante le talc on observe parfois des paillettes de talc. Près du Pic d'Ourlès on trouve de beaux cristaux de trémolite dans la dolomie. Dans des cavités et des fentes de la dolomie on peut rencontrer des cristaux transparents de talc d'une dimension de quelques cm. De petites veines de chlorite se présentent aussi dans la dolomie. A quelques endroits à Trimouns, surtout au Pic (maintenant déjà disparu) la dolomie est criblée de cristaux de pyrite en forme d'octaèdre jusqu'à une taille de 3 cm. Le plus souvent ces pyrites ont été altérées en limonite et se désintègrent vite. De gros cristaux de calcite se trouvent aussi dans la dolomie, par exemple à l'Est de Trimouns où il y a de grandes surfaces consistant seulement en cristaux de calcite jusqu'à une dimension de 10 cm.

Dans les carrières de Trimouns la dolomie a un grain gros comme du sucre, de même qu'au Pic d'Ourlès. A Portaille le grain est plus petit.

Une analyse chimique a été exécutée d'une dolomie des carrières de Trimouns. Le résultat suit ci-dessous.

## TABLE D'ANALYSE XI

Dolomie ordovicienne; Localité: carrières de Trimouns.

% pond.	
CaO .....	29.43
MgO .....	19.70
CO <sub>2</sub> .....	43.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.89
C .....	0.93
H <sub>2</sub> O .....	1.02
Silicate .....	4.27
	99.67

Analyste: Dr C. M. de Sitter-Koomans.

Une dolomie pure contient: CaO 30.4 %, MgO 21.9 % et CO<sub>2</sub> 47.7 %. Cette dolomie est donc assez pure. Un résidu, insoluble en acide hydrochlorique forme l'impureté la plus importante avec 4.27 %. A côté il y a un peu de minerais et de graphite.

D'une autre dolomie le rapport graphite-silicate du résidu insoluble a été déterminé. Nous l'avons fait parce que ce résidu consiste apparemment en graphite pure, comme on peut le voir sur les stylolites. Ce résidu se compose de 24 % graphite et 76 % silicate. L'impureté la plus importante de la dolomie est donc un silicate et non du graphite. Plus loin nous traiterons la nature de ce silicate.

**F. La roche d'origine.**

En général le talc peut se former à partir de différentes roches. Les plus connues comme roche d'origine sont des roches ultrabasiques et de la dolomie, mais aussi d'autres roches sont possibles. Quand le talc se forme à partir de roches ultrabasiques il n'est pas nécessaire d'apporter beaucoup d'éléments et le talc se produit à partir d'olivine, de pyroxène ou d'amphibole par une métamorphose de ces minéraux. Si une dolomie est la roche d'origine du talc il faut apporter de la silice, à moins que la dolomie contienne du quartz. Dans le cas d'une autre roche-mère il faut apporter la magnésie. Ce dernier cas est assez rare; les gisements de talc formés à partir de roches ultrabasiques ou dolomitiques forment les réserves de talc les plus grandes du monde.

La présence de roches ultrabasiques dans les Pyrénées est limitée principalement à la faille Nord-pyrénéenne, où l'on trouve des lherzolites dans les calcaires mésozoïques. On ne connaît pas de gisements de talc dans ces lherzolites, quoiqu'elles soient souvent serpentinisées; pendant cette transformation le talc ne s'est pas formé. Dans le Massif du Saint-Barthélemy il n'y a pas d'affleurements de lherzolite. Il est donc exclu que les gisements de talc se soient produits à partir de cette roche. De plus dans les analyses chimiques des talcs de Trimouns chrome ou nickel ne sont pas indiqués, éléments que l'on peut trouver dans les lherzolites. Cependant il est possible que l'on n'ait pas dosé Cr et Ni dans l'analyse. Dans les roches talqueuses nous n'avons jamais observé de minéraux chromifères comme par ex. picotite. De tels minéraux ont pu être démontrés par DEN TEX (lit. 177) dans les serpentinites du Massif de Belledonne.

Nous avons vu dans le chapitre sur les migmatites que dans ces roches il y

a deux petits affleurements de péridotite. Cependant il n'est pas probable que le talc se soit formé à partir de ces roches. Sauf ces deux affleurements nous n'avons pas trouvé d'autres gisements de ces péridotites. De plus ces roches ne se montrent pas en affleurements très étendus comme le talc. Des péridotites ou des restants de ces roches ne sont jamais rencontrées dans les environs des gisements de talc. Il peut être exclu qu'une roche ultrabasique soit la roche d'origine du talc.

Il y a nombre d'arguments pour une gènesse du talc à partir de roches dolomitiques, des arguments à l'échelle de la carte, de l'échantillon et du microscope.

Il est apparu déjà que tous les gisements de talc se trouvent à la base de la dolomie ordovicienne. Si l'on trouve du talc, cette dolomie n'est jamais absente. Il est évident que ces deux roches sont liées étroitement.

Une preuve extrêmement belle que le talc s'est produit à partir de la dolomie peut être trouvée dans le chantier Sud des carrières de Trimouns. Dans le chapitre sur la stratigraphie nous avons attiré l'attention sur la stratification de la dolomie, causée par de minces couches de graphite. Des roches ressemblant tout à fait à ces dolomies stratifiées peuvent être trouvées dans la carrière, mais là ces roches consistent entièrement en talc avec ces mêmes couches de graphite. En outre on trouve de telles roches stratifiées, composées pour une partie de dolomie et pour le reste de talc. Ces roches représentent donc une phase intermédiaire de la transformation de dolomie en talc. Les photos 31 et 32 donnent une image d'une telle dolomie et d'une telle stéatite; la ressemblance de ces deux roches est clairement visible.

A l'échelle du microscope enfin, la présence de paillettes de talc dans la dolomie est une indication que très probablement le premier minéral s'est produit à partir du dernier. Nous traiterons plus loin cet examen microscopique.

### G. Les pegmatites dans le talc.

A la fois dans la carrière de la Porteille et dans celle de Trimouns on trouve un grand nombre de filons de pegmatite dans le talc et les roches au-dessous. Presque toujours ces filons sont concordants à l'égard de la schistosité de la roche encaissante. L'épaisseur de ces sillons s'élève de 1 à 3 m. Parfois on peut les suivre sur 30 m ou même plus, e. a. dans les carrières de Trimouns où elles affleurent extrêmement bien.

La plupart de ces pegmatites peuvent être attribuées au type 2, décrit dans le chapitre sur l'orthogneiss. La composition minéralogique est donc: quartz, plagioclase, feldspath alcalin (facultatif), muscovite, tourmaline et apatite. La tourmaline peut être un composant très important, surtout dans les pegmatites de Porteille. Dans le chantier N de la carrière de Trimouns on trouve des tourmalines en forme non-idiomorphes. Ce minéral se présente dans la roche comme des taches ellipsoïdes d'un à deux cm, souvent avec l'axe le plus long parallèle à la délimitation de la pegmatite. La tourmaline est enchevêtrée de feldspath. Parfois les bordures des pegmatites sont un peu plus riches en tourmaline que l'intérieur, mais cela n'est pas une règle générale.

D'une de ces pegmatites une analyse chimique fut exécutée (voir chapitre IV, pag. 140).

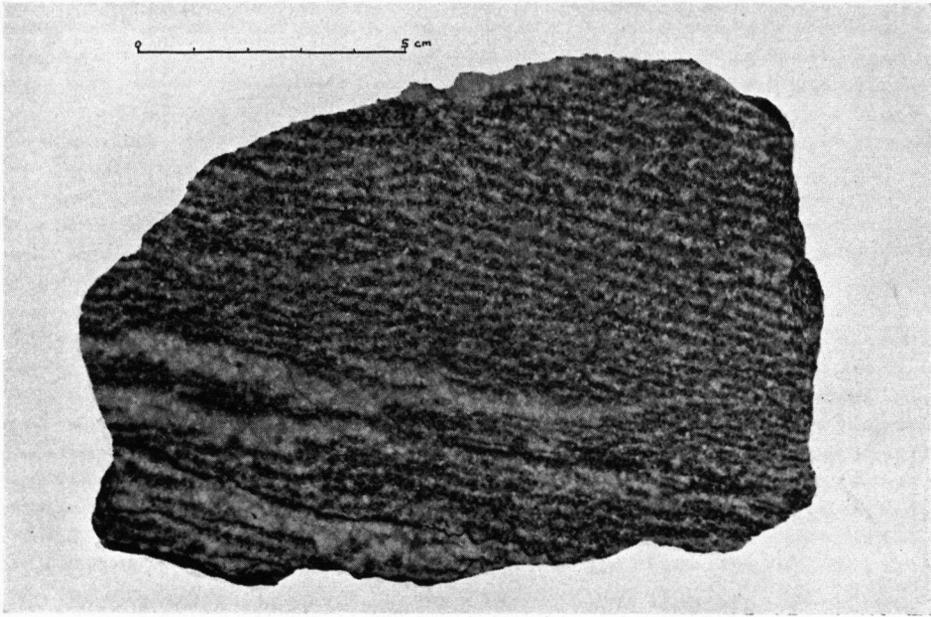


Photo 31. Dolomie avec une stratification causée par des lits de graphite. Trimouns.

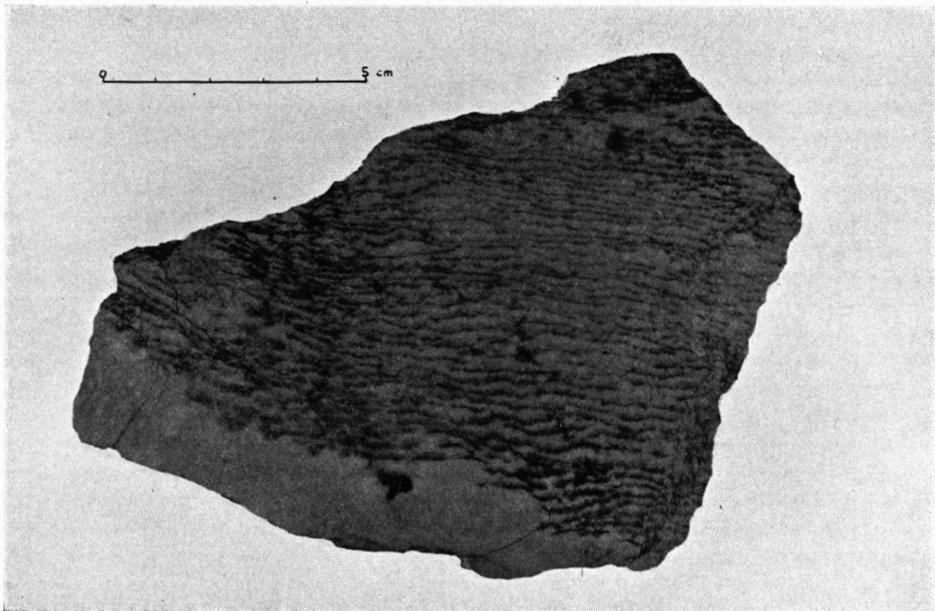


Photo 32. Stéatite avec une stratification causée par des lits de graphite. Trimouns.

Les filons de quartz du Pic d'Ourlès sont probablement en rapport avec ces pegmatites et représentent, d'après nous, les filons les plus acides.

Dans les pegmatites de la carrière de la Porteille on peut rencontrer des pseudomorphoses de séricite, probablement à partir de feldspath ou de cordiérite. La séricite se trouve dans la roche comme des masses rectangulaires, vert clair d'une dimension de 2 à 3 cm. Röntgenologiquement il fut prouvé qu'il s'agit en effet de séricite. Du minéral originel on ne retrouve rien. Nous croyons que le minéral d'origine a été un feldspath ou une cordiérite à cause de la forme des pseudomorphoses.

Les pegmatites ne sont jamais en contact direct avec le talc, parce que ces roches sont séparées du talc par une couche de chlorite.

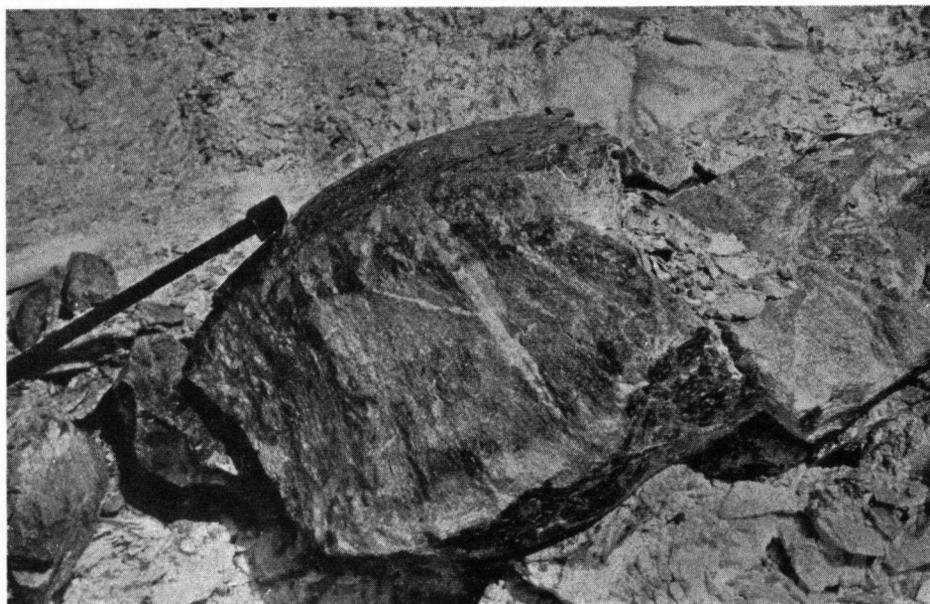


Photo 33. Filon de pegmatite à muscovite et apatite avec bordure de chlorite. Trimouns.

Une roche particulière fut trouvée à un seul endroit dans le chantier Sud des carrières de Trimouns. Cette roche se présente comme un filon d'une épaisseur de 50 cm (voir photo 33). La couleur de ce filon est vert clair, tandis que l'on peut observer quelques bandes blanches d'une puissance d'un cm et d'une longueur de quelques dm, plus ou moins perpendiculaires à la direction du filon. Macroscopiquement cette roche consiste pour la plus grande partie en muscovite, dont les feuilles atteignent une taille d'un demi cm. La bordure de cette roche est pourvue d'une couche de chlorite.

Au microscope cette roche se compose en effet pour la plus grande proportion de muscovite; avec elle il y a une teneur importante d'apatite, c'est-à-dire  $\pm 20\%$ . Comme éléments accessoires on peut rencontrer sphène, quartz, feldspath, sillimanite, chlorite et matière opaque. Les minéraux opaques consistent en pyrite et pyrrhotine, selon l'examen röntgenologique. La muscovite a été aussi examinée aux rayons X et elle a semblé une muscovite

normale. Ce minéral est biaxe avec  $-2V = \pm 5^\circ$ . L'examen röntgenologique de l'apatite a montré qu'il s'agit d'une apatite riche en fluor et pauvre en chlore et hydroxyle. Les veinules blanches de cette roche contiennent plagioclase séricitisé, sphène, apatite, muscovite et clinocllore.

Malgré la composition minéralogique particulière nous croyons qu'il faut rapporter cette roche aux pegmatites. Pour cette thèse nous avons quatre arguments :

1. cette roche se trouve en filon dans le talc,
2. il y a une bordure de chlorite comme pour les pegmatites normales,
3. la teneur élevée en apatite et les gros cristaux d'apatite des pegmatites indiquent une affinité; en outre les apatites des deux sortes de roches sont des fluor-apatites,
4. on trouve des roches de transition aux pegmatites normales.

Une analyse chimique fut exécutée de cette roche. (Table d'analyse XII.)

On voit que cette roche a une teneur élevée en phosphore, représentée par l'apatite dans le mode. La teneur haute en potasse explique l'abondance de muscovite. La proportion d'apatite dans la composition réelle est considérablement plus grande que celle de la composition virtuelle. Dans d'autres coupes minces aussi de cette roche on trouve en général  $\pm 20\%$  apatite. Il n'est pas impossible que la teneur en phosphore est encore plus élevée. Le plus surprenant est cependant le pourcentage assez haut de Mg. Dans le mode on trouve seulement un peu de clinocllore comme minéral magnésien, mais dans la norme ce pourcentage est deux fois si haut que celui du mode.

Il serait possible que la muscovite contienné un peu de Mg, quoique ce ne fut prouvé ni au microscope, ni aux rayons X.

Il est probable que cette magnésie a été assimilée à partir de la roche encaissante: dolomie ou talc. Une teneur élevée en Mg comme élément primaire de la pegmatite n'est pas très vraisemblable.

Il y a quelques autres filons de pegmatite, trouvés aux environs de celui que nous venons de décrire, montrant une composition à peu près pareille. On trouve seulement on peu plus de quartz dans ces roches. La muscovite reste le minéral principal avec plus de 50%; on peut la trouver en feuillets de plus d'un cm. De l'apatite est aussi un élément important avec 20—40%. Le quartz se présente en pourcentages d'environ 10%. Accessoirement on trouve des minéraux opaques et de la tourmaline, ce qui indique une affinité avec les pegmatites normales. Du clinocllore peut être assez important et indique probablement une assimilation de magnésie à partir de la roche encaissante.

Une roche dont il n'était pas clair sur le terrain, si elle se présentait en filon, consiste en 80% apatite et 20% clinocllore avec un peu de séricite et minéraux opaques. Il est probable que la teneur élevée en apatite est en rapport avec les pegmatites. Une autre indication est qu'à côté de cette roche à apatite nous avons trouvé une roche de chlorite pure.

La cause de la teneur en phosphore tellement élevée de ces pegmatites n'est pas claire. Nous avons déjà indiqué le rapport avec les gros cristaux d'apatite des pegmatites et de l'orthogneiss. Probablement ce sont des produits de différenciation du magma granitique. La question du motif pour lequel on trouve ces roches seulement à un endroit n'est pas résolue. En aucun autre endroit, ni dans le talc, ni en dehors, nous n'avons vu de telles pegmatites.

Une autre pegmatite particulière fut trouvée au-dessous du talc dans le chantier Sud; cette pegmatite consiste en 80% tourmaline à grain fin et 20% quartz et muscovite.

TABLE D'ANALYSE XII

Apatite-muscovite; filon dans le talc du chantier Sud des carrières de Trimouns.

% pond.	valeurs de Niggli	molécules de base	composition virtuelle		composition réelle (mode % vol.)
			cata	mésos	
SiO <sub>2</sub>	99	Kp	Ru	Hm	Muscovite
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42	Ne	Hm	Ap	Apatite
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23	Cal	Ab	Ms	Clinocllore
FeO	21	C	An	Or	Titanite
MnO	14	Sp	Or	Ab	Pyrite + pyrrhotine
MgO	0.97	Fs	Cord	Klehl	Quartz
CaO	0.75	Fa	Ap	Tit	
Na <sub>2</sub> O	6.3	Cp	Sp		
K <sub>2</sub> O	1.1	Fr	C		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4.8	Ru	Fa		
TiO <sub>2</sub>	0.08	Q			
F	0.0	L			
H <sub>2</sub> O +	0.0	M			
H <sub>2</sub> O —	0.09				
	100.01				
0 —	0.25				
	99.76				

Analyste: Dr C. M. de Sitter-Koomans.

### H. Les bordures de chlorite des pegmatites.

Nous avons mentionné déjà plusieurs fois que les pegmatites dans le talc possèdent toujours une bordure de chlorite. Une telle couche de chlorite n'est en général pas plus épaisse que 10 à 15 cm et elle est liée à la pegmatite par une mince zone de transition, tandis que la limite avec le talc est toujours nette. Ces bordures de chlorite ont une schistosité qui est parallèle à la délimitation de la pegmatite. Macroscopiquement on ne voit presque jamais des cristaux distincts de chlorite. Une fois seulement nous avons vu des feuillets d'une dimension de quelques mm. Il est surprenant que ces bordures de chlorite ne manquent à aucune pegmatite dans le talc, ni à Trimouns, ni à Porteille. Il y a donc certainement un rapport entre ces deux roches.

Cette chlorite fut examinée par plusieurs méthodes. L'examen microscopique a montré qu'elle a une biréfringence assez élevée, à peu près égale à celle du quartz. L'élongation positive prouve qu'il s'agit d'un clinocllore. La réfringence fut déterminée à l'aide d'immersion dans des liquides.  $n_p = n_m = \pm 1.583$ ,  $n_g = \pm 1.593$ ;  $n_g - n_p = 0.10$ ;  $+ 2V = 0-2^\circ$ . Ce minéral est donc presque uniaxe. Cette chlorite ne montre aucune trace de pléochroïsme et dans chaque position elle est incolore. De telles chlorites ont été appelées leuchtenbergite.

L'examen röntgenologique par la méthode Debije-Scherrer a montré un radiogramme presque identique avec celui du clinocllore.

Au microscope on peut observer dans les bordures de chlorite une proportion toujours assez importante d'apatite, c'est-à-dire jusqu'à 20 %. À côté on voit des minéraux opaques en quantités petites. Sans doute cette teneur en apatite se trouve-t-elle en rapport avec la proportion de ce minéral dans les pegmatites.

Une analyse chimique est faite d'une de ces roches à clinocllore.

#### TABLE D'ANALYSE XIII

Roche à clinocllore; bordure d'une pegmatite.  
Localité: chantier Sud des carrières de Trimouns.

% pond.		valeurs de Niggli	
SiO <sub>2</sub>	34.77	si	55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.18	al	17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	fm	79
FeO	1.38	e	3
MgO	35.52	alk	1
MnO	0.03	k	0.21
CaO	1.98	mg	0.97
Na <sub>2</sub> O	0.58	h	49
K <sub>2</sub> O	0.25		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62		
TiO <sub>2</sub>	0.08		
H <sub>2</sub> O +	9.01		
H <sub>2</sub> O —	0.21		
	100.16		

Analyste: Mlle B. Hageman.

De cette analyse on pourrait déduire la formule chimique de cette chlorite, c'est-à-dire:  $6 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9 \text{MgO} \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$ .

ORCEL (lit. 130) a recueilli un grand nombre d'analyses chimiques de chlorites et il a déterminé les relations mutuelles des divers oxydes pour les chlorites. Pour clinochlore et leuchtenbergite il donne des valeurs diverses pour  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ : 5, 2, 8, 7; 6, 2, 10, 7 et 5, 2, 9, 7. CAPDECOMME (lit. 15) mentionne pour les chlorites de Trimouns: 7, 3, 12, 10. Notre analyse montre la relation 6, 2, 9, 5. On voit que la teneur en eau de cette analyse est très basse pour une chlorite. C'est pourquoi la teneur en eau fut déterminée encore deux fois, mais le résultat restait presque égal. En général cette teneur en eau des clinochlores et leuchtenbergites est 12 à 13 %, tandis que l'analyse de Trimouns ne possède que 9 %. Afin d'examiner si toutes les chlorites du Massif du Saint-Barthélemy ont la même proportion basse d'eau, Mlle B. Hageman a déterminé cette teneur dans trois autres chlorites. Une de ces trois est originaire de Trimouns, les autres de Porteille. La première contient 11.24 %, les deux autres 11.94 % et 11.00 %. Quoique ces chlorites contiennent 2 % de plus de  $\text{H}_2\text{O}$  que l'analyse XIII, cette proportion est encore plus basse que celle d'un clinochlore moyen. De 13 analyses de clinochlore nous avons calculé une proportion moyenne d'eau de 12.7 % et de 9 analyses de leuchtenbergite 12.9 %. La moyenne des 4 analyses du Massif du Saint-Barthélemy s'élève à 10.8 %, c'est-à-dire 2 % plus basse que la moyenne générale.

Selon l'analyse röntgenologique il n'est pas probable que cette chlorite soit deshydratée. Il est possible qu'il se trouve de l'oxygène à la place d'hydroxyle, ou que cette place soit prise par chlore ou fluor. L'examen de ce problème n'est pas encore terminé.

CAPDECOMME (lit. 15) a mentionné déjà ces chlorites des carrières de talc du Massif du Saint-Barthélemy. Selon lui ces chlorites sont comparables à la leuchtenbergite près du contact des ophites. Il donne la formule  $7 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 12 \text{MgO} \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ .

## I. L'examen microscopique du talc.

### 1. Les propriétés microscopiques du minéral talc.

Le talc du Massif du Saint-Barthélemy montre les propriétés suivantes:  $n_m = n_g = \pm 1.59$ ;  $n_p = \pm 1.54$ ;  $n_g - n_p = \pm 0.05$ ;  $-2V = 0-2^\circ$ . Les cristaux de talc des talcschistes et du stéatite ont une forme aplatie comme la plupart des micas. La dimension des cristaux varie de 20 à 500  $\mu$ . Quoique les propriétés optiques du talc ressemblent fortement à celles de muscovite (seul l'angle petit des axes optiques du talc est une différence importante) la distinction au microscope est assez évidente à cause de l'aspect des cristaux sous nicols croisés. Le talc montre un clivage moins clair que la muscovite et possède une surface irrégulière, à cause de laquelle la couleur d'interférence n'est pas une couleur rouge ou verte comme celle de muscovite, mais présente une répartition capricieuse de rouge et vert.

### 2. La composition minéralogique.

Comme minéraux à côté du talc on trouve dans les talcschistes et stéatites: clinochlore, graphite, minerais, dolomite, trémolite et phlogopite. De plus il y a quelques gros cristaux de calcite. Les autres minéraux mentionnés sont présents en petits cristaux.

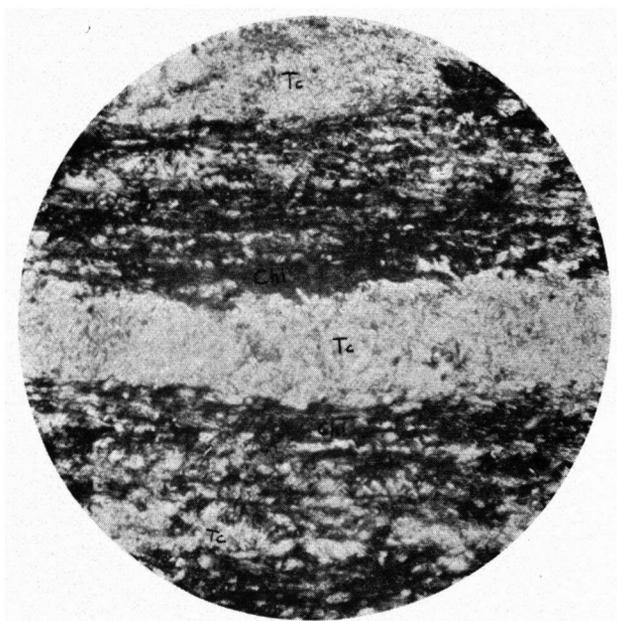


Photo 34. Schiste à talc (Tc) et clinocllore (Chl).  
Trimouns.  
Gross. lin. 50 X; lumière polarisée.



Photo 35. Dolomie (Dol) avec quelques feuillets de  
talc (Tc). Trimouns.  
Gross. lin. 25 X; lumière naturelle.

Les substances les plus communes ajoutées au talc sont du clinocllore et des minéraux opaques. La quantité de ces substances ajoutées détermine la couleur et avec cela la qualité du talc. Le mélange de chlorite et talc peut être réalisé de différentes manières (cette chlorite est donc indépendante de celle des bordures des pegmatites). Ainsi les deux minéraux peuvent être tellement enchevêtrés en petits cristaux que même une évaluation de leur relation mutuelle est impossible. Une autre possibilité est que des couches de clinocllore et de talc alternent. L'épaisseur de ces couches est très petite, en général moins qu'un mm (voir photo 34). Il est possible aussi que dans une telle alternance le talc soit enchevêtré d'un peu de chlorite et inversement.

La teneur en clinocllore d'un talcschiste peut monter jusqu'à presque 100 % et dans ce cas c'est plutôt un chloritoschiste; des pourcentages de chlorite de 60—70 % ne sont pas rares. Des roches riches en chlorite ont une couleur verte et sont situées dans les talcschistes comme des amas indépendants des pegmatites. Si un talcschiste contient un pourcentage élevé de chlorite, la qualité peut être assez bonne, par exemple O ou OXO. C'est causé par la dureté faible de cette chlorite, c'est-à-dire 2 à 2,5, et par la couleur blanche à l'état broyée. Pour beaucoup d'usages cette poudre peut être utilisée.

Les minéraux opaques consistent partiellement en graphite, partiellement en minerais, probablement pyrite. On peut trouver ces minéraux suivants des schlieren ou des lits dans la schistosité de la roche. Parfois les pyrites sont idiomorphes. Souvent on peut observer une alternance de parties de roche riches et pauvres en matière opaque. La teneur en opaque est rarement plus élevée que 5 %. La présence de ces minéraux cause la couleur grise des talcschistes. Plus on trouve de minéraux opaques, plus la roche est grise. L'alternance de bandes grises et blanches dans les talcschistes est donc causée par la présence ou l'absence de minéraux opaques.

Les couleurs vertes et grises des talcschistes sont donc causées par un mélange de chlorite et opaque. Les qualités meilleures comme OO, OOB, OO Sp. et stéatite contiennent très peu de ces minéraux. D'autant plus il y a de substances ajoutées, d'autant moins bonne est la qualité du talc. Dans la fig. 22 le rapport entre la qualité du talc, la teneur en substances

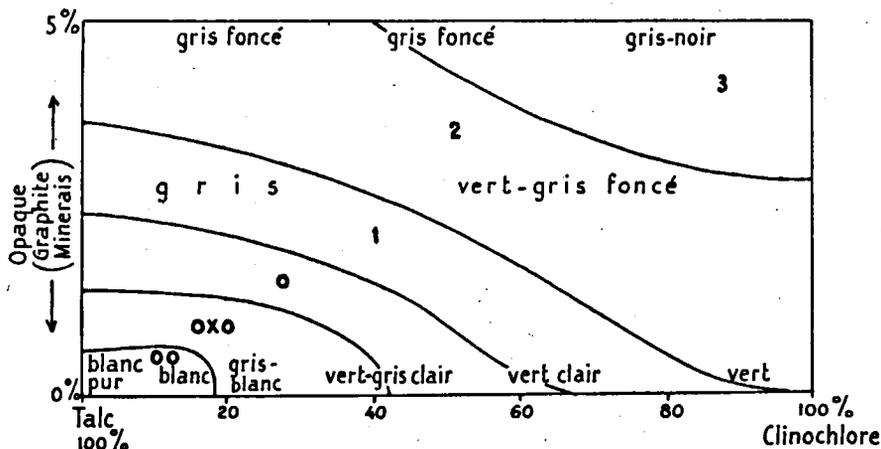


Fig. 22. Le rapport entre la qualité, la couleur et les substances ajoutées au talc.

ajoutées et la couleur est approximativement indiqué.

Des cristaux de dolomite sont assez rares comme impureté du talc. L'examen aux rayons X a montré que le carbonate vu au microscope est en effet de la dolomite.

Dans une roche dans les talcschistes nous avons trouvé une fois à côté de beaucoup de dolomite, 40 % trémolite; de plus cette roche contient un peu de biotite. Dans un schiste à talc et chlorite nous avons observé un peu de trémolite. Du reste la trémolite est un minéral rare dans le talc.

De la phlogopite fut trouvée dans un autre talcschiste. Cette roche se compose de différentes couches; la couche à phlogopite a une couleur brun clair et contient 30 % de ce minéral, 40 % talc et 40 % clinocllore et un peu de minéraux opaques. Le lit d'un côté est blanc et consiste en 90 % talc et 10 % clinocllore, sans opaque, tandis que la couche de l'autre côté est vert clair et contient 60 % talc, 40 % clinocllore et peu d'opaque. La puissance des diverses couches est environ quelques mm.

### 3. *La schistosité des roches talqueuses.*

Il est clair que les talcschistes ont une schistosité. Mais la stéatite en montre une aussi, quoique moins évidente. La question se pose de la cause de cette schistosité, d'autant plus que le talc s'est formé à partir d'une roche dolomitique sans aucune trace de schistosité.

Selon CAPDECOMME (lit. 15) les paillettes de talc se développent selon les plans de clivage des cristaux de dolomite, ce qui cause la schistosité de la roche talqueuse. Cela ne peut cependant pas être la seule raison pour la formation d'une schistosité puisque les cristaux de dolomite ont en général trois systèmes de plans de clivage.

La croissance des feuillets de talc et la transformation de dolomie en talc peut être suivie à l'aide de coupes minces d'une série de roches à partir d'une dolomie avec très peu de talc, via des dolomies plus riches en talc jusqu'au talc pur. De cette manière il est possible de suivre la formation de talc à partir de dolomie dans le cours du temps (photo 35).

On peut distinguer quelques phases. La première est la recristallisation de la dolomie qui a eu lieu probablement peu de temps avant ou en même temps que l'apparition des premiers feuillets de talc et chlorite. A cause de la recristallisation, les cristaux de dolomite peuvent obtenir une certaine orientation causée par des mouvements tectoniques pendant ce processus. Dans la plaque mince cela s'exprime par des grains oblongs qui sont parallèles l'un à l'autre. C'est donc un premier commencement de schistosité. Les premiers feuillets de talc et chlorite croissent entre les cristaux séparés de dolomite, c'est-à-dire entre les flancs longs de ces cristaux (voir fig. 23). A mesure que la substitution de dolomie par talc avance, les cristaux de talc commencent à croître dans les plans de clivage des cristaux de dolomite. Comme ces plans de clivage se trouvent souvent plus ou moins perpendiculaires à la schistosité déjà produite, l'orientation de ces cristaux de talc est parallèle à ces plans de clivage, c'est-à-dire sous un grand angle avec la schistosité. Le cristal développé de cette façon possède cependant la dimension la plus longue dans la direction de l'axe A et il forme un cristal oblong parallèle à la schistosité. Il se produit un dessin de cristaux dont la fig. 24 donne une image. La plus grande partie des cristaux de talc est située d'une telle manière que la direction du clivage est parallèle à la schistosité. Ainsi la schistosité se serait formée au commencement de la cristallisation et elle serait causée par une pression tectonique.

Il serait possible aussi que la schistosité se soit développée postérieurement à la formation du talc par une recrystallisation. Cela est e. a. possible pour une partie des talcschistes qui sont fortement tectonisés. En principe il n'y a donc pas de différence entre talcschiste et stéatite. Dans les talcschistes seulement des mouvements tectoniques auraient accentué cette schistosité.

La formation des cristaux de chlorite a lieu d'une manière tout à fait identique à celle des cristaux de talc.

#### K. La composition chimique.

##### 1. Les analyses des roches à talc des carrières de Trimouns.

Grâce à l'amabilité de la direction de la S. A. des Talc de Luzenac, nous disposons d'un grand nombre d'analyses chimiques de diverses sortes

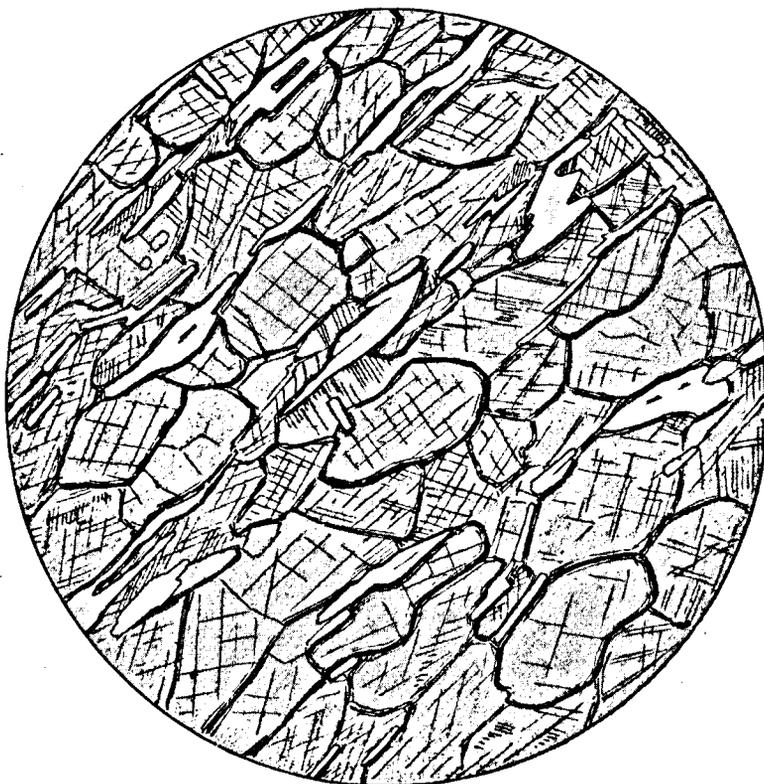


Fig. 23. Le développement de cristaux de talc et chlorite dans la dolomie.  
Gross. lin. 50 X.

de roches talqueuses. Dans le tableau VII ces analyses ont été rangées de haut en bas avec un al croissant. La qualité du talc a été mentionnée dans la première colonne. Il est clair qu'avec al montant la qualité du talc diminue.

Avec al croissant, si diminue, tandis que fm reste à peu près égal. Nous avons vu que l'impureté la plus importante du talc consiste en clino-

chlore, silicate de Mg et Al. La présence d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans l'analyse indique donc la présence de clinochlore dans la roche.

Puisque le clinochlore contient environ 20 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , la présence de 1 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans l'analyse équivaut 5 % de cette chlorite dans la roche. La composition chimique de talc est 63.52 %  $\text{SiO}_2$ , 31.72 %  $\text{MgO}$  et 4.76 %  $\text{H}_2\text{O}$ ; celle du clinochlore est environ 35 %  $\text{SiO}_2$ , 18 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 35 %  $\text{MgO}$  et 12 %  $\text{H}_2\text{O}$ . Un mélange de 50 % talc et 50 % clinochlore a donc une composition de 49 %  $\text{SiO}_2$ , 34 %  $\text{MgO}$ , 9 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et 8 %  $\text{H}_2\text{O}$ . Une telle composition coïncide avec les analyses 15 ou 20. L'analyse 26 avec 14.80 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sera faite d'une roche avec 75 % clinochlore et 25 % talc. Puisque les teneurs en  $\text{MgO}$  du talc et du clinochlore sont presque égales, ce pourcentage reste à peu près constant dans les analyses. Avec une proportion de chlorite croissante il faut donc que  $\text{SiO}_2$  diminue, tandis que  $\text{H}_2\text{O}$  croît légèrement. En effet on peut constater ces tendances dans les analyses. La teneur en eau n'est souvent pas dosée, mais dans ces cas la perte au feu est environ la même que cette teneur.

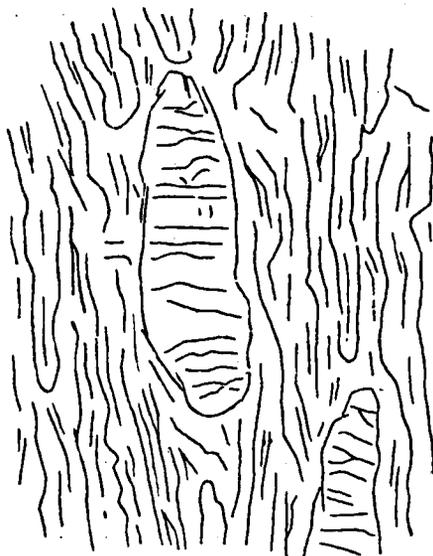


Fig. 24. La texture d'une stéatite. Gross. lin. 200  $\times$ .

## 2. Comparaison avec les analyses chimiques de roches talqueuses d'autres gisements.

Pour faire une comparaison nous avons recueilli autant que possible des analyses de roches à talc de toutes sortes de gisements du monde. Si possible nous avons cherché si la roche s'est formée à partir de dolomie ou de roches ultrabasiqes. Ces analyses ont été mises dans un diagramme  $\text{si}^* - \text{al}^* - (\text{fm} \times \text{mg})^*$  (fig. 25). Puisqu'il est nécessaire pour ce diagramme que la somme des trois composants soit 100, nous avons calculé les valeurs de si, al et  $(\text{fm} \times \text{mg})$  sur une somme de 100. Dans ce diagramme si, al et  $\text{fm} \times \text{mg}$  ne sont pas les vraies valeurs de NIGGLI. C'est pourquoi nous les avons notées  $\text{si}^*$ ,  $\text{al}^*$  et  $(\text{fm} \times \text{mg})^*$ .  $\text{Fm} \times \text{mg}$  est la teneur en magnésie de la roche en valeurs de NIGGLI. Dans ce diagramme la relation si, al et  $\text{fm} \times \text{mg}$  est représentée.

TABLEAU VII

Les analyses chimiques des roches talqueuses de Trimouns.

	Qualité	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	perte au feu	non dosé	Div.	si	al	fm	fm x mg
1.	stéatite	60.10	0.90	31.85	0.80	0.10	0.55	5.60	—	—	—	—	TiO <sub>2</sub> 0.10	122	1.1	98.0	95.—
2.	id. blanc.	62.10	1.09	31.52	0.51	tr.	tr.	4.70	tr.	0.03	—	0.12	TiO <sub>2</sub> tr.	129	1.2	98.8	97.—
3.	id. moyenne 20 anal.	61.15	1.00	31.70	0.65	tr.	0.30	—	—	—	5.10	0.10	—	126	1.3	98.3	95.—
4.	OOB	61.30	1.15	33.90	1.05	0.35	—	—	—	—	4.20	0.05	—	125	1.3	98.0	94.5
5.	OOB	61.28	1.14	31.90	1.06	0.35	—	—	—	—	4.20	0.07	—	124	1.3	98.0	94.—
6.	OO	61.50	1.30	34.65	0.48	0.05	—	—	—	—	1.40	0.12	—	117	1.4	98.6	96.5
7.	stéatite gris	61.50	1.28	31.57	0.72	tr.	—	4.80	tr.	0.06	—	0.07	TiO <sub>2</sub> tr.	128	1.5	98.5	96.—
8.	OOSp	61.90	1.59	33.90	0.70	0.10	—	1.10	—	—	1.70	0.11	CO <sub>2</sub> 0.20	119	1.7	98.3	95.5
9.	OOSp	61.20	2.24	33.10	0.96	tr.	—	0.60	—	—	—	1.20	—	119	2.6	97.4	93.5
10.	OO	61.85	2.61	34.52	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—	119	2.8	97.2	97.—
11.	OOSp	59.40	3.61	33.76	0.80	0.07	—	—	0.03	0.07	2.10	0.16	—	112	4.0	96.	91.—
12.	2	51.00	7.20	32.50	1.55	—	—	7.00	—	—	0.30	—	—	95	7.8	92.2	83.—
13.	OXO	52.10	7.00	31.80	—	—	—	7.8	—	—	0.12	—	—	101	7.9	92.1	92.—
14.	OXO	52.40	7.43	31.24	0.84	0.42	—	—	—	—	7.27	—	—	101	8.5	90.7	81.—
15.	2	49.48	8.20	32.70	1.42	0.34	—	—	—	—	7.50	0.06	—	90	8.7	90.7	80.5
16.	2	51.65	8.32	30.42	1.38	—	—	—	—	—	7.90	0.08	TiO <sub>2</sub> 0.30	101	9.5	90.5	80.—
17.	2	46.30	10.35	34.35	1.40	0.12	—	—	—	—	7.02	—	TiO <sub>2</sub> 0.25	79	10.4	89.6	78.5
18.	2	47.54	10.40	32.15	1.70	0.80	—	—	0.20	0.50	7.10	—	TiO <sub>2</sub> 0.10	84	10.8	87.7	75.—
19.	2	54.00	9.00	27.70	1.41	—	0.20	7.5	—	—	0.35	—	—	113	11.0	89.0	77.—
20.	1	48.90	8.32	30.42	1.38	—	—	—	—	—	7.90	0.08	TiO <sub>2</sub> 0.25	88	11.0	86.5	86.5
21.	0	48.00	10.70	32.40	—	0.5	—	—	—	—	8.40	—	—	87	11.4	88.6	76.5
22.	0	45.00	11.20	33.40	1.77	—	—	8.0	—	—	0.30	—	—	78	11.4	87.6	76.5
23.	2	47.60	11.32	32.83	1.70	0.33	—	—	0.06	0.07	6.00	0.09	—	83	11.6	87.8	75.—
24.	2	52.80	10.10	26.90	1.04	0.76	—	7.10	—	—	0.21	—	—	111	12.5	85.9	81.—
25.	2	46.60	13.40	31.50	—	0.60	—	—	—	—	9.20	—	—	84	14.3	84.5	84.5
26.	2	40.80	14.80	26.80	1.18	—	—	7.90	—	—	0.36	—	—	82	17.6	82.4	66.5

Selon CADPECOMME (lit. 15) les talcs formés à partir de dolomie ont un rapport  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$  plus élevé que les talcs originaires de roches ultrabasiqes. Du diagramme  $\text{si}^*-\text{al}^*-(\text{fm} \times \text{mg})^*$  il est évident qu'il existe une différence entre les roches talqueuses originaires de dolomie et de roches ultrabasiqes, c'est-à-dire que le premier groupe a plus de  $\text{SiO}_2$  que le deuxième. Il y a deux domaines pour ces deux sortes de talc qui se couvrent seulement près de la composition théorique de talc. Il est remarquable que les analyses du talc de Trimouns, quoiqu'aussi formé à partir de dolomie, occupent un domaine qui ne coïncide pas avec les deux autres. On peut en tirer la conclusion que le gisement de Trimouns est d'un caractère particulier.

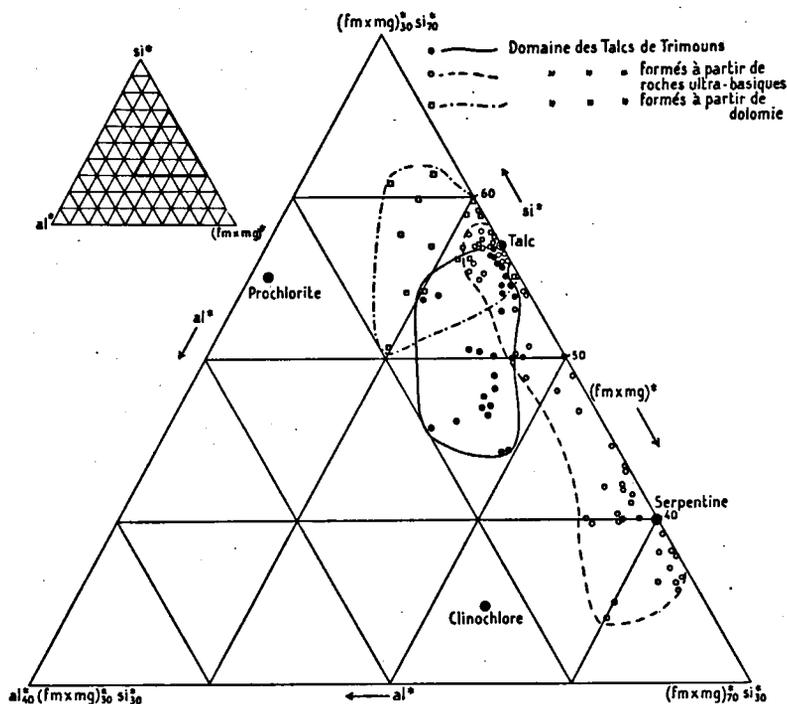


Fig. 25. Diagramme  $\text{Si}^*-\text{al}^*-(\text{fm} \times \text{mg})^*$ . Explication voir pp. 183—185.

Il faut chercher une explication pour ces trois domaines. Quand une péridotite est transformée en une roche talqueuse, cela a lieu sans changement important de la composition chimique. Un peu de  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$  est apporté, mais la relation  $\text{Si}/\text{Mg}$  reste à peu près constante. Puisqu'une péridotite contient 40—50 %  $\text{SiO}_2$ , il ne peut pas se former une roche à talc pure puisque  $\text{SiO}_2$  est trop bas. Dans la roche cela s'exprime par la présence de serpentine et de minerais. En fait une telle roche est un mélange de talc et serpentine et souvent magnésite. A cause de la proportion basse d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  d'une péridotite, le domaine des talcs originaires de péridotite, est situé près de la ligne  $\text{si}^*-(\text{fm} \times \text{mg})^*$ . Ce domaine se trouve principalement entre le point du talc et celui de la serpentine.

Quand le talc se forme à partir de dolomie il faut apporter de la silice, à moins que cette dolomie ne contienne du quartz en forme de quartzite ou lydienne. L'apport est suffisamment grand ou le  $\text{SiO}_2$  est présent en quantité



Pour la question proprement dite de l'origine de cet apport de Si il est évident qu'il faut chercher un rapport avec les pegmatites dans le talc et l'orthogneiss au-dessous. Dans tous les gisements de talc du Massif du Saint-Barthélemy on trouve cet orthogneiss plus ou moins près du talc. Surtout cela est frappant dans les carrières de Trimouns où l'on voit partout au-dessous du talc à environ 100 m un laccolite d'orthogneiss. A Porteille cet orthogneiss est un peu plus éloigné.

Nous avons vu que cet orthogneiss est originaire d'un magma granitique acide. Le grand nombre de pegmatites indique que la phase hydrothermale de cet orthogneiss a été extrêmement importante et qu'il a contenu beaucoup de composants volatils. A coté des pegmatites ce magma a diffusé une solution siliceuse qui a imbibé métasomatiquement la roche, mais laissant des traces évidentes seulement là où cette solution a trouvé un milieu avec lequel elle pouvait réagir. Dans les schistes et les grès on ne trouve que peu de traces d'une telle métasomatose, puisque ces roches contiennent une teneur en silice assez élevée. Nous croyons que l'apport siliceux n'est pas venu directement des pegmatites, mais que pegmatites et métasomatose sont deux phénomènes étroitement liés, tous les deux originaires du magma granitique qui a causé l'intrusion de l'orthogneiss.

Sauf Si et Mg la molécule de talc contient  $H_2O$ . L'origine de cet eau n'apporte pas de problèmes particuliers. L'eau peut s'être trouvé dans le sédiment, mais aussi un apport hydrothermal n'est pas exclu.

Pour la seconde question; pendant la formation de talc à partir de dolomie,  $CaCO_3$  et  $CO_2$  se libèrent. Comme gaz  $CO_2$  peut facilement disparaître. Moins claire est la question de la  $CaCO_3$ .

Pour ce problème CAPDECOMME (lit. 15) a trouvé une solution. Il a rencontré de gros cristaux de calcite dans le talc, qui selon lui représentent la  $CaCO_3$  libérée pendant la formation du talc. En effet on trouve dans le talc çà et là des cristaux de calcite, mais ceux-ci ne sont pas assez abondants pour expliquer toute la  $CaCO_3$  libérée. Nous ne doutons pas que la calcite dans le talc s'est produite ainsi, mais la plus grande partie de la  $CaCO_3$  doit être cherchée autre part.

Les poids moléculaires de talc et calcite ont une relation de 378:100. Comme à chaque molécule de talc il se forment trois molécules de calcite. le rapport de talc et calcite est 378:300. Cela veut dire que la quantité totale de  $CaCO_3$  libérée est seulement un peu plus petite que celle du talc formé. Puisqu'à Trimouns l'épaisseur du talc s'élève à  $\pm 30$  m, on pourrait attendre une couche de calcite de plus de 20 m, si ce minéral était concentré dans un lit.

Il est admissible qu'une grande partie de la  $CaCO_3$  a disparu vers le haut avec les solutions qui ont apporté la silice. Cette calcite se sera précipitée comme des veinules dans les roches au-dessus du talc. Ainsi on trouve parfois un grand nombre de cristaux de calcite dans la dolomie ordovicienne comme décrit à la page 170. D'une telle manière une partie importante de la  $CaCO_3$  libérée pourrait être précipitée dans les roches superposées au talc.

Il est évident que la grande masse exploitable du talc s'est formée métasomatiquement à partir de dolomie. De plus on peut trouver du talc à trois autres façons.

- 1) Dans des fentes d'extension dans le talc on voit des gros cristaux de talc, qui se sont développés librement. Probablement ces cristaux se sont formés de solutions talqueuses qui ont circulé dans les fentes.
- 2) Dans les cavités et diaclases de la dolomie il y a aussi des cristaux

de talc, développés librement. Aussi ces cristaux se seront produits d'une solution talqueuse comme dans le cas précédent.

- 3) Près du Pic d'Ourlès le talc peut se présenter pseudomorphiquement à partir de trémolite. Ce talc montre une texture fibreuse. La quantité de ce talc est petite.

On pourrait se demander pourquoi seulement une partie de la dolomie est transformée en talc. A un endroit dans les carrières de Trimouns il n'y a plus de dolomie au-dessus du talc, mais ailleurs la dolomie n'est jamais absente. Il est probable que l'apport de silice n'a pas été suffisant pour une transformation entière de la dolomie et que la source de la silice a tari. Il est cependant remarquable que les filons de pegmatite ne montent nulle part plus haut que le talc. Dans la dolomie il n'y a pas de pegmatites. Il y a donc un rapport intime entre les pegmatites et la métasomatose de silice, toutes les deux étant montées à la même hauteur dans la série stratigraphique.

## 2. *Le clinochlore.*

Comme tout le talc contient un pourcentage plus ou moins élevé de clinochlore, il faut discuter l'origine de ce minéral. Au point de vue chimique le clinochlore diffère du talc par sa proportion d'alumine. L'origine de la silice et de la magnésie nous est connue; il reste à chercher la source de cette alumine.

Il y a deux possibilités, c'est-à-dire 1) l'alumine est un élément du sédiment originel et 2) l'alumine est apportée. Les deux possibilités seront discutées.

De la description du talc il a paru que cette roche montre souvent une certaine stratification de couches blanches et grises. Dans une couche blanche on ne trouve presque pas de minéraux opaques; dans les couches grises on en trouve plus. Dans beaucoup de cas il apparaît que la limite entre deux proportions différentes d'opaque est aussi une limite de deux proportions différentes de clinochlore. Puisqu'il n'est pas douteux que les proportions différentes d'opaque sont dues au sédiment originel, il est admissible que les proportions différentes de chlorite sont aussi dues à ce sédiment. Si l'alumine était un composant de la dolomie, cet élément s'y trouvait dans de l'argile. Les dolomies changées en talc auraient été un peu argileuses ou marneuses.

Un deuxième point pour la présence d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  dans la dolomie peut être trouvé dans les analyses chimiques. Avec la teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  croissante celle de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  monte aussi. Puisque le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  est presque avec certitude un composant du sédiment originel, il est clair que cette série montre de haut en bas une proportion d'impuretés de plus en plus haute. Il est dommage que l'on n'a pas dosé le pourcentage d'alcali dans ces analyses, de sorte que l'on puisse voir si les roches plus riches en alumine sont aussi plus riches en alcali.

Il y a aussi des arguments contre l'origine de l'alumine du sédiment originel. Nous avons déterminé le pourcentage des impuretés de la dolomie recouvrant le talc. Même la dolomie qui avait l'apparence de contenir beaucoup d'impuretés, n'avait que 5 % insoluble. De ce 5 % environ un quart est du graphite et trois quarts des silicates. D'une autre dolomie avec 1.77 % insoluble, une analyse incomplète de la matière insoluble fut exécutée. On trouva 33.73 %  $\text{SiO}_2$ , 1.22 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3.90 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et une reste probablement de graphite et  $\text{MgO}$ . La matière insoluble d'une troisième dolomie

fut aussi analysée. Ce reste de 3.77 % contient: 40.7 % graphite et 59.3 % silicate. Ce silicate consiste en 52.72 %  $\text{SiO}_2$ , 5.73 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 30.88 %  $\text{MgO}$ . Dans la coupe mince de cette roche on voit à côté du carbonate seulement du graphite. Les silicates ont un grain tellement fin que l'on ne les observe pas. Comme ce silicate représente à peu près une analyse de talc, ce reste fut examiné aux rayons X. La partie insoluble consiste en effet en graphite et talc. Le talc se développe donc déjà dans la dolomie surplombante le talc.

De cet examen il parut que la dolomie au-dessus du talc ne contient pas assez d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  pour expliquer les pourcentages de chlorite dans le talc. En outre on trouve dans le talc des parties avec des structures parfaitement semblables à celles de la dolomie (voir pag. 172). Cela indique que le talc s'est formé à partir d'une même dolomie. Par contre le talc avec ces structures est d'une qualité très bonne, c'est-à-dire en général une stéatite et ne contient presque pas de chlorite.

Cette proportion basse d'alumine de la dolomie n'est donc pas une preuve absolue que cet élément n'était pas un composant du sédiment originel. On ne voit nulle part un lit de dolomie se poursuivre dans le talc. Il est donc possible que le talc était une dolomie plus argileuse que la dolomie qui repose maintenant sur le talc. Pour ce raisonnement il y a encore un argument, à savoir les schistes à clinochlore à la base du talc. Par la teneur en clinochlore élevée de ces schistes, ils contiennent assez de magnésie, probablement plus que les schistes à biotite. Il est bien possible que ces schistes étaient un peu dolomitiques. Dans ces schistes on trouve quelquefois des lits de talcschiste, que l'on peut observer e.a. dans une galerie, qui est percée à partir du talc vers l'Ouest. Ces couches de talcschiste ont été certainement des couches de dolomie. De plus on trouve parfois dans les schistes au-dessous du talc des lits de gneiss à silicates de chaux, dont la roche d'origine a été une marne calcareuse. Dans cette roche se sont formés des silicates de chaux et non du talc et de la chlorite. La présence de marnes, soit calcareuses, soit dolomitiques au-dessous du talc est donc sûre. De cette manière on trouve une ancienne stratigraphie, consistant de bas en haut en schistes, schistes légèrement dolomitiques avec quelques lits de marne, marnes dolomitiques avec dolomies pures et dolomie pure. En forme métamorphique ces roches sont maintenant: micaschistes à biotite, schistes à clinochlore avec quelques lits de talcschiste, talc avec clinochlore avec des lits de talc pur et dolomie marmorisée pure. Ainsi les schistes à clinochlore ont une signification évidente. Il est donc presque impossible de connaître la roche d'origine à l'aide d'une comparaison avec des couches au-dessus ou au-dessous. Et la roche d'origine même n'existe plus.

Quoique les talcs de Trimouns aient une composition minéralogique aberrante vis-à-vis des autres talcs formés à partir de dolomie (voir le diagramme  $\text{si}^*-\text{al}^*-(\text{fm} \times \text{mg})^*$ , fig. 25) cela ne peut pas nous livrer des données pour un apport ou non de l'alumine. Les autres talcs aussi montrent parfois une proportion assez élevée d' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mais là aussi il est incertain si cet élément est apporté ou un composant du sédiment originel.

Un argument important contre l'apport de l'alumine réside dans les bordures de clinochlore des pegmatites. La limite de ces bordures avec le talc est toujours très nette. Puisqu'il est probable que cette bordure de chlorite est une partie de la pegmatite (voir plus loin pag. 190) il n'y a pas une migration d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  à partir de la solution pegmatitique dans la

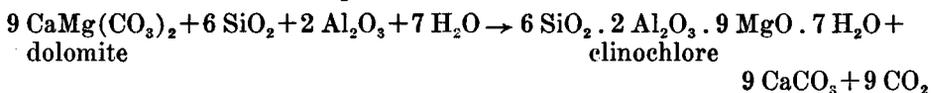
roche encaissante. A côté d'une telle bordure de chlorite on peut trouver même de la stéatite pure.

Un dernier argument contre l'apport de l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  est la propriété générale de cet élément de ne pas être déplacé métasomatiquement ou pneumatolitiquement. C'est un élément qui reste toujours en arrière. Dans la littérature on ne trouve presque pas des publications concernant une métasomatose d'alumine. Selon ALDERMAN une telle métasomatose est possible. (A. R. ALDERMAN, The genesis of sillimanite and kyanite rocks by alumina metasomatism; Int. Geol. Congr. rep. 18th session Gr. Br. 1948; part III Metasomatic processes in metamorphism, p. 125—127; London 1950).

Quoique selon CAPDECOMME (lit. 15) l'alumine est apportée par pneumatolyse comme la silice, nous préférons voir cette  $\text{Al}_2\text{O}_3$  comme un composant de la dolomie originelle, qui a été un peu marneuse.

### 3. Les bordures de clinocllore des pegmatites.

Il faut consacrer une remarque aux bordures de chlorite des pegmatites dans le talc. Le clinocllore peut se former comme suit :



Puisque toutes les pegmatites dans le talc montrent ces bordures de chlorite, il n'est pas douteux que l'alumine est apportée. Dans ce cas ce n'est pas un apport hydrothermal ou pneumatolitique, mais un apport en forme liquide dans une solution qui est cristallisée comme pegmatite.

La question se pose de savoir si l'alumine a migré à partir de la pegmatite dans la roche encaissante ou si la magnésie de la roche encaissante a migré dans la pegmatite. Dans le premier cas une telle bordure fait partie des talcschistes, dans le deuxième cas cette bordure fait partie de la pegmatite.

En général la limite de la bordure de chlorite au talc est nette, tandis qu'il existe une zone de transition d'épaisseur de quelques mm entre la pegmatite même et la bordure de chlorite. Comme nous avons vu, l'alumine est un élément qui se déplace peu, tandis qu'au contraire la magnésie peut se déplacer facilement. Dans l'analyse de la pegmatite à muscovite et apatite nous avons trouvé une proportion considérable de Mg qui sans doute a été assimilée de la roche encaissante.

Un composant important de ces bordures de chlorite est l'apatite, qui certainement est originaire de la pegmatite. D'ailleurs cette apatite ne se trouve pas en dehors de la bordure de chlorite dans le talc. Cela indique que cette bordure fait partie de la pegmatite parce qu'autrement le phosphore aurait pénétré dans la roche encaissante, tout comme l'alumine.

Selon nous les bordures de clinocllore représentent donc la partie extérieure de la pegmatite, la magnésie étant absorbée à partir de la roche encaissante.

Comme il ressort des analyses chimiques des pegmatites,  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont les oxydes les plus importants. Avec la magnésie assimilée il s'est formé du clinocllore. La relation de la réaction mentionnée ci-dessus n'est pas exacte dans ce cas. Celle-ci est seulement valable pour le clinocllore dans le talc. Dans les bordures de clinocllore la relation suivante est meilleure :



Il est difficile d'établir si les pegmatites sont intrudées dans la dolomie, ou si premièrement le talc s'est formé et ensuite les pegmatites ont été intrudées dans le talc.

Nous avons vu que l'orthogneiss est intrudé pendant la phase principale du plissement hercynien. Comme la formation du talc est en rapport direct avec cet orthogneiss, ce talc s'est formé pendant cette phase. D'après cela l'âge du talc est établi. Les maintes déformations dans le talc sont sans doute la suite des mouvements tectoniques pendant ce plissement. Donc la schistosité du talc est probablement la suite des mouvements tectoniques pendant sa formation.

Les roches à talc et clinocllore sont de la mésozone supérieure, puisque le talc se trouve au-dessus des schistes à biotite et muscovite, tandis que dans les roches superposées au talc il se présente de la biotite et de l'andalousite. Cela veut dire que la température des roches pendant cette métamorphose peut être évaluée à environ 400°. L'agent le plus important pour cette métamorphose est cependant l'apport métasomatique de silice.

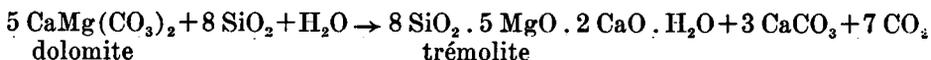
En résumé nous pouvons dire que dans les gisements de talc du Massif du Saint-Barthélemy il s'est formé du clinocllore de deux façons différentes, c'est-à-dire soit mélangé avec le talc, tandis que l'origine de l'alumine est probablement la dolomie, soit comme bordure des pegmatites et l'alumine est apportée en solution pegmatitique.

#### M. La trémolite du Pic d'Ourlès.

Quoique ce sujet tombe plus ou moins en dehors de ce chapitre nous discuterons ici le gisement de trémolite du Pic d'Ourlès, parce qu'il y a des points communs avec la formation du talc.

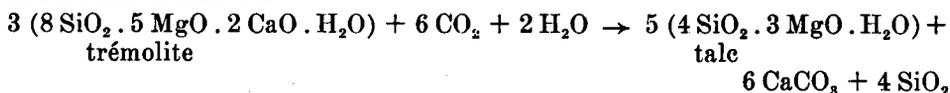
Cette trémolite se trouve dans la dolomie ordovicienne au contact des filons de quartz. LACROIX (lit. 86) a décrit ce gisement en détail. CAPDECOMME (lit 15) est d'avis que la trémolite s'est formée par l'action des solutions hydrothermales, qui ont produit les filons de quartz, sur la dolomie.

Nous partageons l'opinion de CAPDECOMME. Comme expliqué déjà les filons de quartz sont les pegmatites les plus acides. La formation de la trémolite est évidemment une action directe du quartz sur la dolomie, au contraire de la formation du talc qui a plutôt un caractère pneumatolitique par la métasomatose de silice.



Des bordures de chlorite manquent près des filons de quartz, ce qui n'est pas étonnant puisque ces filons n'apportent pas d'alumine.

La trémolite peut être transformée pseudomorphiquement en talc selon la réaction comme suit:



On pourrait tirer une conclusion de la présence de trémolite près des filons de quartz, à savoir qu'il est probable que les pegmatites que l'on trouve maintenant dans le talc, ont été intrudées dans le talc et non dans la dolomie. Autrement on aurait pu attendre la formation de trémolite au contact de ces pegmatites. De la trémolite ou des formes pseudomorphiques de ce minéral n'ont pas été rencontrées près des pegmatites dans le talc.

### N. Les gisements de talc les plus importants du monde.

Quoiqu'une discussion de tous les gisements de talc connus du monde dépasse le cadre de cette publication, nous en indiquerons quelques uns. Nous distinguons deux sortes de gisements selon le mode de formation, c'est-à-dire du talc formé à partir de dolomie et à partir de roches ultrabasiques, le dolomie-type et le péridotite-type.

Les gisements suivants fournissent du talc produit à partir de dolomie : *Göpfersgrün* (Allemagne), *Pinerolo* (Italie), *Cerisor* et *La Catina* (Roumanie), *Canigou* et *Roquefort-du-Sault* (France), *Henderson* et *Conolly Mine* (Madoc district, Canada), *Kinsey Mine*, *Mountain Mine* (Canada), *St. Lawrence County* (New York, U.S.A.), plusieurs gisements dans les états *New York*, *Californie*, *North Carolina* et *Georgia* (U.S.A.), des gisements en *Mandchourie* et au *Japon*.

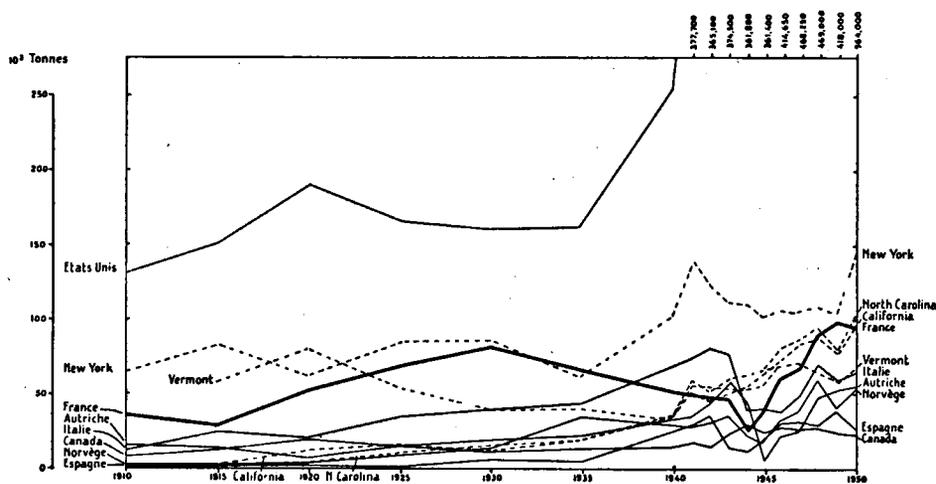


Fig. 26. Les productions de talc et „soapstone”.

Des gisements où l'on trouve du talc formé à partir de roches ultrabasiques sont :

*Disentis* et autres gîtes dans le *Massif de l'Aar*, *Tavetscher Zwischenmassif*, le *Massif de Gotthard*, *Pontresina* (Suisse), *Nunnanlaks*, *Polvijärvi* (Finlande), *Newjanski*, *Olonez*, *Issetskaja* (Oural, Russie), des gisements de *Nouvelle Zélande*, *Bolton*, *Thetford* et *Eastern Township* (Canada), *Koapmuiden* (Afrique du Sud), plusieurs gisements dans l'état *Vermont* (U.S.A.).

Il y a encore quelques gisements où le talc s'est formé d'une autre manière, par exemple *Mautern* (Autriche). Des solutions magnésiennes ont circulé le long d'un contact schiste-calcaire, où s'est produit le talc.

### O. La production de talc.

Quoique nous ne disposions pas de données exactes de la production des carrières de Trimouns, nous pouvons donner quelques chiffres qui donnent une impression de l'importance de cette carrière. Dans le *Minerals Yearbook* (lit. 115, 116) on peut trouver les chiffres de production des pays

qui fournissent du talc. Puisque la plus grande partie de la production de la France est originaire des carrières de Trimouns, la production de ces carrières est à peu près égale à celle de la France. A côté de Trimouns il y a une petite production de la carrière de la Porteille; quelques autres carrières dans les Pyrénées et les autres parties de la France. La production de toutes ces carrières est très petite comparée à celle de Trimouns.

Nous avons mis les chiffres de production des pays de grande production de talc dans un graphique (fig. 26). On voit que la production de la France, et donc à peu près celle de Trimouns, monte régulièrement jusqu'à 1930 jusqu'à 80.000 tonnes par an. Ensuite une diminution a lieu avec le point le plus bas pendant la guerre mondiale. Enfin la production monte de nouveau jusqu'à un maximum de presque 100.000 tonnes en 1949. Les dernières années la production est environ de 80.000 à 90.000 tonnes. Les rapports relatifs des diverses sortes de talc ne sont pas connues, mais une partie importante est de qualité supérieure.

Dans les autres pays les Etats Unis ont de beaucoup la plus grande production du monde avec 500.000 tonnes par an. Les états les plus importants sont New York, Californie, North Carolina et Vermont. La production de l'état de New York est pendant les dernières années d'environ 150.000 tonnes. Dans cet état il y a trois grandes sociétés qui exploitent du talc et qui possèdent plusieurs mines et carrières. Quoique nous n'ayons pas à notre disposition les chiffres de production de la plus grande de ces mines, il n'est pas probable qu'une d'entre elles ait une production de plus de 100.000 tonnes. Aussi en Californie et North Carolina on exploite le talc dans plusieurs mines et carrières. Il n'est donc presque pas douteux que les carrières de Trimouns soient les carrières de talc les plus grandes du monde. Cependant il est possible que l'on trouve au Japon, en Mandchourie ou dans l'Oural où il y a des gisements importants de talc, une carrière encore plus grande. Nous ne connaissons pas de publications détaillées concernant ces gisements.

Nous estimons que 70 % de la production mondiale de talc est originaire de talc qui s'est formé à partir de dolomie; le reste, 30 % s'est produit à partir de roches ultrabasiques.

Une évaluation de la réserve de talc dans le Massif du Saint-Barthélemy est très difficile à donner. Elle est intimement liée à la question de savoir si le gisement énorme des carrières de Trimouns consiste entièrement en talc autochthone ou si cette masse de talc est rassemblée par des mouvements tectoniques et refoulée vers le haut à partir de régions plus profondes. Un tel rassemblement n'est cependant pas très probable parce que l'épaisseur de la couche de talc ne change presque pas à mesure que l'inclinaison varie, par exemple dans les parties Sud et Nord des carrières de Trimouns (voir les coupes). Il faudrait contrôler cela au moyen de sondages.

Une évaluation assez grossière de la réserve de la carrière de Trimouns seulement, s'élève à 10 million tonnes, ce qui signifie avec la production annuelle d'aujourd'hui une réserve pour 100 ans. Il est cependant incertain si la dernière partie pourra être exploitée de la façon actuelle, c'est-à-dire dans une carrière ouverte. En fin de compte on ne pourra pas continuer avec l'enlèvement du toit. Il est cependant bien possible d'extraire du talc en galeries comme on le fait dans beaucoup de cas aux Etats Unis.



Photo 36. Vue générale vers l'Ouest des Carrières de Trimouns.  
(Photo: P. Villemur)

### P. La méthode d'exploitation.

Quoique la méthode d'exploitation soit un peu en dehors de notre travail de géologue de terrain, nous en donnons une description assez brève à l'usage de ceux qui n'ont pas la possibilité de pouvoir visiter les carrières de Trimouns.

Comme nous l'avons dit déjà on exploite le talc en carrière ouverte. La photo 36 prise du côté Ouest de la carrière en donne une image. Le talc même est extrait dans de nombreuses terrasses à la pelle et à la pioche. Les diverses sortes de talc sont triées dans la carrière et tenues à part. On travaille dans deux chantiers Sud et Nord; entre les deux on trouve la station terminale du téléphérique. Le talc du chantier Nord est transporté avec des wagonnets vers les glissoires où l'on remplit les bennes du téléphérique. Le talc du chantier Sud est chargé dans les bennes dans les deux stations intermédiaires plus basses. Ce téléphérique a une longueur de 7 km environ et se termine à Luzenac où est situé l'usine. Chaque minute deux bennes avec environ 300 kg de talc partent pour Luzenac.

La production du chantier Nord est environ deux ou trois fois celle du chantier Sud. C'est dû à l'affleurement plus large du chantier Nord, de sorte que l'on y peut extraire plus de talc.

Une partie importante des travaux est l'enlèvement du toit du talc, la dolomie. Au moyen de dynamite, de gros excavateurs, de wagonnets et de camions, on morcelle cette roche et la jette sur les remblais au côté Est de la Carrière.

A cause de la situation élevée de la carrière, c'est-à-dire 1650—1850 m, il est seulement possible d'y travailler pendant les six mois d'été de Mai jusqu'à Novembre, à moins que la neige ne force de terminer le travail plus tôt. Il y travaille 600—700 ouvriers qui habitent de grands baraquements.

## CHAPITRE X.

### LA TECTONIQUE.

#### A. La série des paragneiss jusqu'au Dévonien moyen.

Dans les chapitres précédents nous avons parlé du rôle de la tectonique dans la formation des paragneiss, migmatites, orthogneiss et micaschistes. Ici nous traiterons de la situation tectonique des sédiments non ou peu métamorphiques, ainsi que de la mise en place du Massif du Saint-Barthélemy dans l'ensemble des Pyrénées.

Du point de vue tectonique, on peut diviser le Massif du Saint-Barthélemy dans deux parties, une partie SW qui est la plus grande, consistant en vieux paragneiss, migmatites, micaschistes, phyllites à sérécite de l'Ordovicien, Gothlandien et Dévonien inférieur et moyen, et une partie située au N, E et SE de la partie précédente, se composant de Dévonien supérieur et Carbonifère. Ces deux parties sont séparées par une grande faille. La première partie pourrait être subdivisée encore, entre la série des vieux paragneiss et la série à partir des migmatites jusqu'au Dévonien moyen inclus, séparées par une discordance.

Quoique des mouvements tectoniques aient joué un rôle très important dans la partie SW, toute la série est un monoclinal avec un pendage assez petit vers le Nord (coupe 8—9), excepté le Dévonien moyen, qui est à peu près vertical dans la partie septentrionale du Massif du Saint-Barthélemy.

Dans les migmatites il n'est presque pas question d'une stratification, mais dans les micaschistes et gneiss à silicates de chaux plus au Nord, on peut observer une stratification avec une inclinaison de 20—40° vers le Nord. Dans la partie orientale du Massif la direction du pendage se courbe vers l'Est, tandis que l'on voit des pendages un peu plus grands. L'orthogneiss est dans les grandes lignes parallèle à la stratification des micaschistes et est aussi incliné vers le Nord dans la partie septentrionale et vers l'Est dans la partie orientale du Massif (coupe 5, 16). Pour la ligne d'affleurement aussi on peut noter une telle inclinaison, par exemple dans la vallée du Touyre où l'on trouve l'orthogneiss très septentrional près de Lapeyregade. Plus vers l'Est, e. a. dans le ruisseau de Lasset, l'allure de ce laccolite est plus redressée.

En particulier la ligne d'affleurement du Gothlandien nous donne des informations concernant l'allure de cette couche de schistes carburés. Dans la partie NW du Massif on trouve une inclinaison assez petite vers le Nord, à cause de laquelle ces roches se présentent sur les crêtes plus loin vers le Sud et dans les vallées plus loin vers le Nord. La même conclusion peut être tirée des mesures du pendage. Dans la partie NE et E le pendage du Gothlandien est dirigé vers le NE et E, mais ces schistes sont plus redressés, environ 30—40°, sauf près de la carrière de la Portaille où l'on trouve un pendage très petit. Le calcaire de l'Ordovicien que l'on trouve seulement dans cette partie du Massif, montre la même position.

Dans la partie septentrionale du Massif du Saint-Barthélemy, on voit un Dévonien inférieur avec la même inclinaison que les roches plus anciennes, mais au fur et à mesure que l'on s'approche du Dévonien moyen, l'inclinaison des lits devient plus redressée, tandis que cette dernière série est verticale ou même renversée (coupe 5—10). A partir du Touyre jusqu'au ruisseau de Lasset, le Dévonien moyen est vertical, mais plus loin vers le Sud cette inclinaison diminue et entre Trimouns et Caussou le Dévonien inférieur-moyen est assez horizontal et incliné vers l'Est d'environ  $20^\circ$  (coupe 16—18). Le Dévonien moyen vertical peut être observé dans la vallée du Touyre près de Cadeillou où ces roches forment un beau verrou glaciaire dans cette rivière. Dans l'extrême W du Massif le Dévonien moyen est moins redressé, tandis qu'au Nord de cette série on trouve une grande surface de Gothlandien, séparée du Dévonien par une faille. Dans ce Gothlandien il est impossible de faire des mesures du pendage et de la direction des lits. Probablement ces roches sont plissées de façon très compliquée et sont certainement plusieurs fois redoublées. Autrement il ne serait pas possible qu'une formation mince affleure sur une surface si grande (coupe 1).

Toute cette série est pourvue d'un grand nombre de plissements, surtout dans l'Ordovicien, et est donc fortement influencée par les mouvements tectoniques. La structure de cette série est en grandes lignes très simple et ne porte pas de grands anti- et synclinaux. A cause de tous ces plissements une détermination de l'épaisseur des couches n'est pas possible. On peut seulement faire une évaluation. Ainsi il est clair que le Gothlandien est très mince et l'Ordovicien très épais, mais une fixation de la puissance primitive de ces sédiments ne peut pas être donnée. Il est probable que l'Ordovicien a gagné en épaisseur à cause de tous ces plissements. Par contre il est possible que certains lits s'amincissent pendant le plissement, comme il ressort des galets aplatis du poudingue caradocien, trouvé dans d'autres parties des Pyrénées. Cette argumentation est aussi valable pour le Dévonien inférieur schisteux. Mais aussi dans les calcaires, comme ceux du Dévonien moyen et de l'Ordovicien, on peut rencontrer ces phénomènes. Dans le chapitre sur la stratigraphie nous avons mentionné les plis de la dolomie ordovicienne de Porteille et de Trimouns. Sans doute ces plis se présentent aussi dans les calcaires du Dévonien moyen, quoiqu'ils n'aient pas été observés. C'est probablement dû à l'absence de bons affleurements de ce calcaire.

Nous insistons encore une fois sur ce que toute cette série est fortement tectonisée et plissée, mais comme ensemble elle forme un monoclinal incliné vers le Nord.

#### **B. La faille entre la série paragneiss-Dévonien moyen et la série Dévonien supérieur-Carbonifère.**

La série que nous venons de décrire est séparée du Dévonien supérieur et du Carbonifère situés au N, E et SE par une grande faille. Cette faille a une direction E—W jusqu'à la vallée du Touyre, puis elle tourne vers le Sud et à partir du ruisseau de Lasset jusqu'au ruisseau de Basqui elle montre une direction N—S. Plus au Sud la faille a un cours capricieux à cause de son allure assez horizontale; encore plus loin l'inclinaison est plus grande et elle se courbe vers l'Est, de sorte qu'au Nord de Caussou la direction est de nouveau E—W. Enfin la faille disparaît sous les dépôts quaternaires du ruisseau de Canets. A l'autre côté, elle tourne près de Labat vers le Nord et

ensuite vers l'Est et se termine contre le Permo-Trias discordant. Le cours de cette faille est assez curieux, car elle entoure une grande partie du Massif.

Son existence est très évidente, non seulement parce que certaines couches sont tranchées, mais aussi par quelques affleurements de la faille même. Sur la crête entre le Touyre et le R. de l'Escloupet et entre ce dernier et le R. de Lasset, il n'a pas été possible de fixer la position exacte de la faille, mais cela ne doit pas faire douter de sa continuation.

Presque partout la faille est facile à cartographier parce que le Dévonien moyen est en contact avec le Carbonifère, de sorte que les calcaires griotteux typiques du Dévonien supérieur sont absents. Tel est le cas à partir de Labat jusqu'à la crête entre le Douctouyre et le Touyre. Localement les griottes du Dévonien supérieur se trouvent en contact avec le Dévonien moyen, mais la différence entre ces deux calcaires est tellement grande, e. a. à cause de la marmorisation du Dévonien moyen seulement, qu'il est très probable que la faille est présente, d'autant plus que sur la pente occidentale du Touyre on trouve un peu de schistes carbonifères entre le Dévonien moyen et supérieur. Sur la pente orientale du Touyre, le Dévonien moyen et supérieur sont en contact, mais dans la vallée de l'Escloupet les schistes carbonifères se sont insérés de nouveau entre les deux. Sur la crête entre cette dernière vallée et celle du Lasset la différence entre les deux calcaires du Dévonien est très petite, parce que le Dévonien supérieur est également marmorisé et ne se compose pas de griottes seulement. En bas de la vallée du ruisseau de Lasset l'existence de cette faille n'est pas douteuse à cause de la présence de lydiennes carbonifères contre les calcaires du Dévonien moyen. Cette bande de Carbonifère peut être suivie sur une certaine distance vers le Sud, mais plus loin elle quitte le Dévonien moyen de sorte que les calcaires du Dévonien supérieur se trouvent à côté du Dévonien moyen. Plus au Sud une autre bande de schistes carbonifères s'insère entre les deux calcaires dévoniens. A partir de ce point le Carbonifère reste en contact avec le Dévonien inférieur, avec quelques exceptions seulement, jusqu'aux environs de Caussou. Là cette faille quitte le Dévonien inférieur et tranche des couches de plus en plus anciennes jusqu'aux vieux paragneiss.

Quoique l'image cartographique ne nous donne pas de doute concernant l'existence de la faille, néanmoins il est important d'en trouver des affleurements. C'est le cas par exemple dans la vallée du Douctouyre où l'on voit sur le contact Carbonifère-Dévonien moyen une zone de broyage. Un affleurement encore plus beau peut être rencontré sur la pente occidentale du Touyre où les calcaires du Dévonien moyen sont également en contact avec les schistes carbonifères. Ces calcaires sont minéralisés avec un peu de blende et de galène. Par l'heureuse circonstance de quelques galeries d'exploration un bel affleurement de la faille s'est produite. A l'autre côté du Touyre la faille est aussi minéralisée, cette fois avec du cuivre, mais l'affleurement de la faille est ici moins beau.

Un affleurement magnifique se trouve dans le bois de Fajou dans la vallée de Caussou où l'on peut observer des lydiennes recouvrant horizontalement les calcaires du Dévonien inférieur.

A beaucoup d'endroits près de cette faille on peut trouver de l'argile de friction gris noir, ressemblant souvent aux schistes carburés du Gothlandien. Cette argile s'est formée par le frottement des schistes carbonifères. En tout état de cause il n'est pas impossible qu'un peu de schistes carburés ait été apporté par les mouvements de faille.

Quoique près de Labat la faille se recourbe vers le Nord et ensuite

vers l'Est, il y a aussi une faille qui se poursuit vers l'Ouest. Au Nord de cette faille on trouve des schistes carburés du Gothlandien.

L'allure de cette faille est comme sa direction, variable, mais elle montre les mêmes propriétés que l'allure du Dévonien moyen, du Dévonien supérieur et du Carbonifère, c'est-à-dire à peu près verticale quand ces couches ont une telle inclinaison — comme dans la partie N du Massif — et quasi horizontale là où ces couches ont un pendage petit, comme dans la partie E du Massif (coupe 15—17).

### C. Le Dévonien supérieur et le Carbonifère.

#### 1. *La mise en place.*

Le Dévonien supérieur et le Carbonifère ont une structure très compliquée, comme il ressort de la carte géologique, et en particulier dans la région entre Labat et Stal de Pic (coupe 2—6) et à l'Est des carrières de Trinouns (coupe 15—18). Ainsi on peut trouver une alternance griotte-schistes répétée sept ou huit fois, en allant de Sourd vers le Sud. Qu'il s'agisse en vérité d'une alternance Dévonien-Carbonifère, c'est prouvé par les lambeaux de lydiennes que l'on peut trouver sur la limite entre ces deux roches. Ils excluent la possibilité d'une alternance stratigraphique. Dans la région entre Labat et Stal de Pic il y a nombre de bandes de griottes et schistes, tantôt devenant plus épaisses, tantôt plus minces ou disparaissant totalement. Dans la partie occidentale de cette structure toutes les bandes de Carbonifère disparaissent et les calcaires amygdalins du Dévonien supérieur se trouvent superposés au Gothlandien. Il est à remarquer que ces calcaires ont été fortement mylonitisés et qu'ils sont criblés de veinules de calcite. De l'autre côté de cette région près de Stal de Pic, sur la pente occidentale du Douctouyre, se terminent deux bandes de calcaire griotte en biseau assez haut sur la pente, de telle façon que l'on ne trouve que des schistes viséens dans le fond de la vallée du Douctouyre entre la faille au Sud et le Permo-Trias au Nord (coupe 6). Sur la pente orientale de ce ruisseau on voit de nouveau des calcaires amygdalins du Dévonien supérieur, mais cette fois-ci comme une bande entre le Carbonifère et la faille. Jusqu'au ruisseau de Lasset cette position reste la même, sauf à l'Est du Touyre on trouve quelques affleurements de schistes carbonifères dans les griottes et quelques rochers de griotte dans les schistes carbonifères.

Sur la crête entre les ruisseaux de l'Escloupet et de Lasset on trouve dans des calcaires du Dévonien supérieur un grand affleurement de lydiennes, qui vers le Sud se butte contre la faille, mais pour le reste est limité des deux côtés par les calcaires et dolomies du Dévonien supérieur. Au côté NE de cet affleurement on peut rencontrer encore un affleurement de lydiennes dans les calcaires, mais plus petit. Plus loin vers le NE on trouve des calcaires et dolomies du Dévonien supérieur sur une grande surface jusqu'à la large bande de Carbonifère qui est limitée par le Permo-Trias. Ce dernier affleurement de Carbonifère ne se poursuit pas à la surface de l'autre côté du ruisseau de Lasset. Probablement ce Carbonifère est-il recouvert par les calcaires mésozoïques. Sur la pente méridionale de la vallée de Lasset on trouve seulement du Carbonifère près de la faille avec le Dévonien moyen. Comme nous avons remarqué déjà, cette bande de Carbonifère quitte la faille un peu plus au Sud, et au Nord du ruisseau de Basqui, elle est la plus orientale et est recouverte en discordance par le Mésozoïque. Entre

ce Carbonifère et la faille se trouvent tout au plus trois autres bandes de schistes carbonifères, dont la plus occidentale est située sur le Dévonien inférieur. Dans cette région l'allure des couches est devenu à peu près horizontale. Encore plus loin vers le Sud le Carbonifère devient plus important et dans le cours supérieur du ruisseau de Causou l'image est inverse, c'est-à-dire qu'on y trouve un Carbonifère puissant avec quelques minces affleurements de calcaire dévonien. Ces affleurements ont probablement fait corps, mais ils ont été étirés en plusieurs morceaux par les mouvements tectoniques. Dans la direction de Causou, le Carbonifère devient beaucoup plus mince et, dans la partie E—W de cette structure au Nord de ce village, le Dévonien supérieur et le Carbonifère consistent en un paquet d'une puissance de quelques centaines de mètres, dans lequel quelques couches de lydiennes alternent avec des calcaires dévoniens et dont la stratification est verticale. Cette partie a été décrite déjà par M. CASTERAS (lit. 21).

## 2. *La structure du Dévonien supérieur et Carbonifère.*

La structure du Dévonien supérieur et du Carbonifère est sans doute celle d'un chevauchement, qui dans sa partie Nord est redressé et dans sa partie Est est encore assez horizontal.

Il y a deux particularités de cette structure qui sont assez extraordinaires pour des structures de chevauchement. La première est que toute la série chevauchée est située sur les calcaires du Dévonien moyen ou des roches encore plus anciennes, tandis que cette série elle même consiste en Dévonien supérieur et Carbonifère. La deuxième est que la roche qui repose sur le plan de charriage est en général constituée des sédiments les plus jeunes de la structure, c'est-à-dire de Carbonifère.

En général un chevauchement amène une série ancienne sur une série plus jeune, il y a donc doublement de la série. Donc, dans le cas du Massif du Saint-Barthélemy on pourrait s'attendre que le chevauchement repose sur le Carbonifère. En vérité cette structure couvre le Dévonien moyen ou des roches plus anciennes. Comment faut-il expliquer cette position particulière? On pourrait supposer que le plan du chevauchement s'est abaissé en tranchant le Carbonifère et le Dévonien supérieur jusqu'au Dévonien moyen. Cette explication un peu forcée présuppose en tout cas une élévation primaire au front du chevauchement. Du moment que l'on accepte cette élévation frontale on peut aussi bien supposer que les couches supérieures y ont été déblayées par l'érosion avant que le chevauchement aura eu lieu, de sorte que le Dévonien supérieur et le Carbonifère manquaient là, où aujourd'hui est située la série chevauchée. On pourra même avancer la supposition que la série supérieure n'y a jamais été déposée. Il est difficile à choisir entre les trois possibilités, chevauchement tranchant, déblayement ou non-déposition, puisque tous impliquent une élévation de la région frontale, probablement même une émergence. Du reste une telle sorte de conclusion était déjà tirée dans le chapitre sur la stratigraphie.

Mais il y a plus, puisque la série chevauchante est renversée; son membre le plus jeune, le Carbonifère, étant le plus souvent en contact direct avec le plan de charriage. Cette structure n'est donc pas un chevauchement normal. C'est une situation qui est typique pour les structures d'écoulement par gravité, parce que toute la série glissée est souvent pliée en double et dans le noyau on trouve la roche la plus ancienne et au-dessus et au-dessous la roche la plus jeune. Il faut donc tenir compte de la possibilité que la

structure du Massif du Saint-Barthélemy soit une structure d'écoulement par gravité.

Pour une telle structure une pente du sous-sol est indispensable et, en la connaissant, on connaît également la direction de l'écoulement.

Nous avons conclu qu'au commencement du plissement hercynien la région actuelle de la structure était émergée à cause du manque du Dévonien supérieur et du Carbonifère. A partir de ce point vers le Sud il a donc existé une petite pente. Puisqu'il est impossible de faire glisser le Dévonien et le Carbonifère d'un endroit où ils manquent, cette pente ne peut pas nous servir.

Il est cependant probable que le plissement hercynien a causé une inclinaison des sédiments du Massif du Saint-Barthélemy vers le Nord. Il faut examiner la position du Massif du Saint-Barthélemy dans l'ensemble des Pyrénées. Au Sud de ce Massif se trouve le Massif Ax-Montcalm, qui montre la structure d'une très grande voûte anticlinale. Le flanc Sud de cet anticlinal se présente au côté Nord de l'Andorre, le flanc Nord comprend la région des deux côtés de l'Ariège, de sorte qu'aussi le Massif du Saint-Barthélemy fait partie de ce flanc. Ce dernier Massif est séparé de la zone axiale par une faille postérieure au plissement hercynien. Comme partie du flanc Nord il faut que tous les sédiments du Massif du Saint-Barthélemy aient été affectés d'une inclinaison vers le Nord. Il n'est pas douteux que cette voûte soit hercynienne et non alpine, vu e. a. l'intrusion d'un granite qui a été gneissifié pendant l'intrusion et pendant le plissement (Fig. 27).

Une deuxième raison pour une inclinaison vers le Nord des couches est causée par les mouvements le long de la faille Nord-pyrénéenne, par lesquels le Massif du Saint-Barthélemy est relevé à l'égard de la zone axiale. Par ce mouvement ce Massif est basculé vers le Nord, causant une petite inclinaison dans cette direction. Il faut remarquer que ces mouvements sont plus jeunes que la formation de l'anticlinal. Il est donc douteux que ces mouvements aient joué un rôle pour l'écoulement, quoique nous croyons que la faille Nord-pyrénéenne soit déjà hercynienne. En tout cas l'écoulement a eu lieu avant le Permien.

On peut conclure de l'inclinaison du sous-sol ainsi formée, qu'il est très probable que cette structure est un écoulement causé par la gravité. L'inclinaison régionale, nécessaire pour un écoulement dirigé vers le Nord, est donc favorisée par le grand bombement Est-Ouest de la zone axiale, mais en ce qui concerne le Massif du Saint-Barthélemy pour soi, la position des roches post-hercyniennes nous donne encore des indications précieuses.

#### **D. La position de la couverture post-hercynienne.**

Toutes les roches plus jeunes que le Carbonifère seront appelées ici en général le Mésozoïque quoique l'on y trouve incorporé un peu de Permien. S'il est nécessaire le Mésozoïque sera divisé en deux parties, c'est-à-dire d'une part les sédiments antécénomaniens qui sont plissés dans l'orogénèse du Crétacé moyen et d'autre part le Cénomaniens, seulement plissé pendant l'orogénèse pyrénéenne dans l'Eocène.

Dans la partie septentrionale du Massif du Saint-Barthélemy c'est le Permo-Trias qui se trouve en général contre le Paléozoïque; à quelques endroits seulement cette formation manque et le Jurassique ou parfois même des roches cénomaniennes forment la limite avec le Paléozoïque. Le Permo-Trias est en général très mince et ne s'élève qu'à quelques dizaines de mètres.

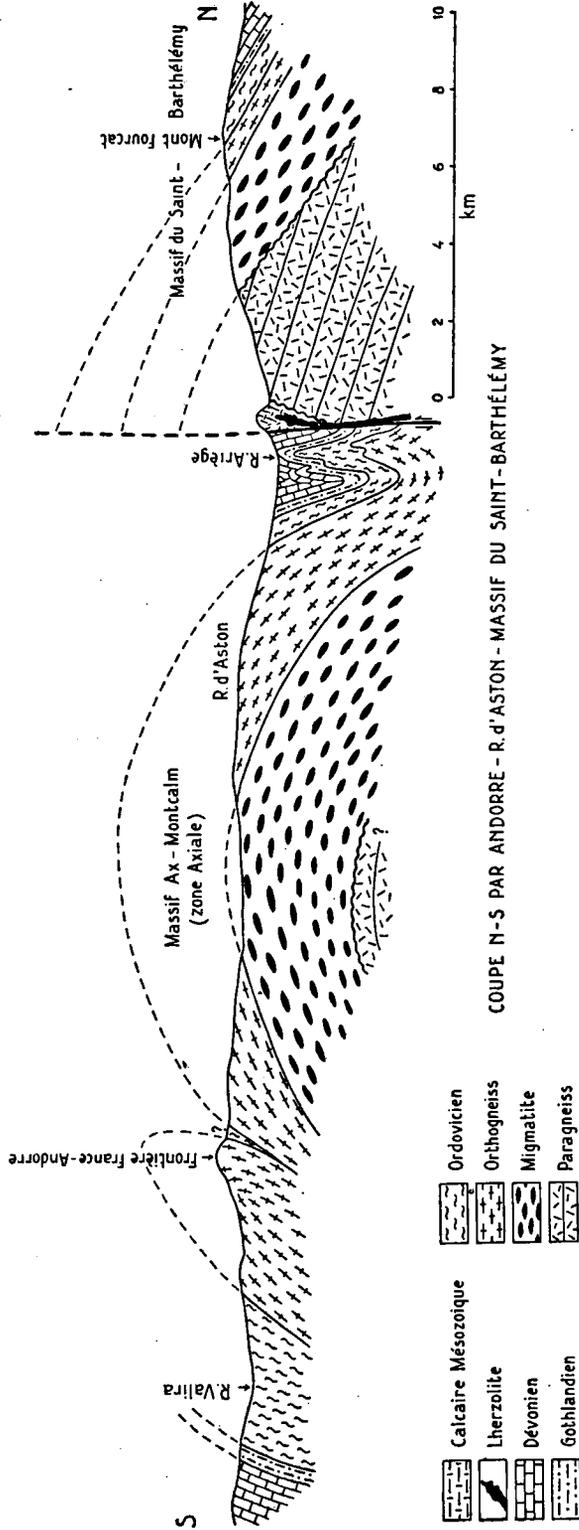


Fig. 27.

Dans la partie orientale du Massif on ne trouve le Permo-Trias qu'à un seul endroit près de Montségur au côté Sud du ruisseau de Lasset. Des roches jurassiques reposent ici sur le Paléozoïque. Plus vers le Sud le Mésozoïque se compose de calcaires marmorisés dont l'âge est difficile à établir, mais une partie d'entre eux peut être attribuée aux calcaires urgoniens du Crétacé. Au Sud aussi du Massif du Saint-Barthélemy on trouve de tels calcaires. Près d'Arnavé on rencontre un peu de Trias sous forme de gypse, entre les gneiss et les calcaires.

Au Nord du Massif le Mésozoïque est en position verticale ou même renversée (voir CASTERAS, lit. 21), tandis que les calcaires de la bordure Sud du Massif sont aussi à peu près verticaux. Les roches qui forment la couverture orientale du Massif sont au contraire beaucoup moins redressées et ont une inclinaison de 20° à 40° vers l'Est. Sans doute les sédiments mésozoïques se trouvent en discordance sur le Paléozoïque. Un argument important pour cela est l'inclinaison faible de cette couverture. Sur la carte géologique on peut le voir par les profondes incisions du plan de discordance dans les vallées de Basqui et de l'Ourza. En outre le contact même, qui affleure bien à quelques endroits, ne donne pas l'impression d'une faille. Ainsi on peut constater évidemment que les calcaires jurassiques commencent avec des brèches calcaires, qui passent à des calcaires massifs, sur la crête au Nord du ruisseau de Basqui près de la fontaine des Cas. Il apparaît des coupes de M. CASTERAS (lit. 21) que lui aussi est d'avis que le Mésozoïque recouvre en discordance le Paléozoïque. A l'Est de Trimouns ce plan de discordance a une inclinaison de 20—40° vers l'Est (coupe 16—18); dans la direction de Montségur ce plan devient de plus en plus redressé, et au delà jusqu'à Labat ce plan, et avec lui le Permo-Trias, est vertical ou même renversé (coupe 1—12), de sorte qu'il s'est produit un pendage vers le Sud. Nous sommes d'avis que dans cette région aussi le Paléozoïque est recouvert en discordance par le Mésozoïque, principalement par la continuité et la présence assez constante du Permo-Trias. C'est par les plissements alpins que ce plan de discordance a été redressé verticalement.

Quoique la couverture mésozoïque antécénomaniennne se poursuive très loin vers l'Est, on ne peut pas dire la même chose du côté Nord. Là l'épaisseur des roches antécénomaniennes est très petite, quelques cent mètres seulement, tandis que le Crétacé inférieur est en général absent. Des roches cénomaniennes forment la limite septentrionale de cette série antécénomaniennne, en discordance aussi. L'allure de ces roches cénomaniennes est verticale ou renversée vers le Sud. Plus loin vers le Nord on trouve des roches plus jeunes. Comme il est décrit en détail par CASTERAS (lit. 21) toute la série mésozoïque au Nord du Massif du Saint-Barthélemy est renversée.

Nous trouvons maintenant la coïncidence suivante: dans la partie Nord du Massif du Saint-Barthélemy le Dévonien moyen, la faille, le Dévonien supérieur et le Carbonifère, le plan de discordance et le Mésozoïque sont verticaux ou renversés vers le Sud, de même que le Dévonien supérieur et Carbonifère dirigés E—W près de Caussou; à l'opposé de cette partie se trouve la partie orientale du Massif où le Dévonien inférieur, la faille, le Dévonien supérieur et Carbonifère, le plan de discordance et le Mésozoïque ont un faible pendage vers l'Est. Puisque les sédiments mésozoïques ont été déposés horizontalement sur les roches paléozoïques, les plissements alpins ont eu peu d'influence sur les roches de cette région, du moins cette influence est beaucoup plus petite que dans la partie Nord du Massif, où toutes les roches ont été redressées verticalement.

Si l'on désire connaître l'allure des roches paléozoïques peu de temps après le plissement hercynien, il faut faire abstraction de l'influence des plissements alpins. Dans la partie orientale cette modification est presque nulle, puisque le Mésozoïque y est peu plissé. Dans la partie Nord et Sud de la structure, cette modification consiste en une rotation vers le Sud et vers le Nord d'un angle de plus de 90°. Si l'on raccorde les deux parties tournées avec la partie non-changée de la structure, on obtient une image de la structure d'écoulement, telle qu'elle a été après le plissement hercynien et avant le plissement alpin.

Il est cependant possible que les plissements alpins aient causé d'autres changements de la structure hercynienne qu'un redressement seulement, par exemple de nouveaux anti- et synclinaux. Il est difficile de résoudre cette question, mais ce n'est pas impossible. Ainsi KEIZER (lit 81) a trouvé dans le Massif de l'Arize des indications que les plissements alpins ont causé des anti- et synclinaux dans les roches paléozoïques, du moins dans la partie septentrionale de ce Massif.

Comme il ressort de la direction des structures alpines, la pression des plissements alpins a eu une direction ENE—SSW. De cette direction on peut conclure que les parties dirigées E—W de la structure du Massif du Saint-Barthélemy, ont été attaquées surtout et redressées par ces plissements. Dans la partie orientale du Massif les roches ont éprouvé une influence beaucoup plus petite de ces plissements, comme il ressort des sédiments mésozoïques peu plissés et à peu près horizontaux. Cela peut être expliqué par la situation à l'Est du noyau du Massif. Dans ce noyau les lits plus anciens que le Dévonien moyen ont éprouvé très peu du plissement alpin. Le Dévonien inférieur, le Gothlandien et l'Ordovicien ont une inclinaison faible, comme par exemple l'Ordovicien du ruisseau de Labat. De plus un clivage prononcé tel qu'il est présent dans les roches paléozoïques de quelques parties de la zone axiale et qui est probablement causé par les plissements alpins, est absent. Evidemment l'influence du plissement alpin s'est étendue seulement jusqu'à la bordure Nord et Sud du Massif du Saint-Barthélemy, où tous les lits ont été redressés verticalement. Le noyau du Massif au contraire, s'est comporté comme un bloc rigide. La partie SE du Massif s'est jointe à ce noyau et les sédiments du Paléozoïque supérieur et aussi un peu du Mésozoïque se sont trouvés, pour ainsi dire à l'ombre de pression du noyau, ce qui a causé l'absence d'un redressement. Dans le Mésozoïque on trouve sur une petite distance vers l'Est des plis assez calmes, tandis qu'ils passent en plis de plus en plus redressés en allant plus loin vers l'Est, comme il ressort des coupes de CASTERAS (lit. 21).

Puisqu'aussi le Cénomaniens au Nord du Massif du Saint-Barthélemy est situé dans une série renversée, il faut que ce redressement ait eu lieu pendant l'orogénèse pyrénéenne à la fin de l'Eocène. A quel point le plissement antécénomaniens a-t-il joué un rôle et quel était ce rôle, c'est difficile à juger, parce que nous n'avons pas étudié le Mésozoïque.

La question se pose de savoir jusqu'où les sédiments mésozoïques recouvrent la structure d'écoulement. Dans les coupes on peut voir que nous sommes d'avis que cette structure ne se poursuit pas beaucoup au-dessous de la couverture mésozoïque. Surtout du côté Nord, c'est presque certain, puisque là le Mésozoïque a été déposé sur la structure peu inclinée vers le Nord. La discordance angulaire entre les lits du Dévonien-Carbonifère et du Mésozoïque est donc assez petite. Comme ces deux séries sont disposées verticalement par les plissements alpins, la structure ne peut pas s'étendre vers le Nord dans le sous-sol.

### E. La région d'origine de la structure d'écoulement.

Pour l'étude de la série écoulée la région au SE du Massif peut nous fournir les meilleures informations. Si l'on veut obtenir une impression de cette structure dans les parties Nord et Sud, il faudrait premièrement soustraire l'influence des plissements alpins.

De deux observations sur le terrain nous avons pu conclure que cet écoulement est venu du S ou SW. De la situation tranquille à l'Est de Trimouns aucun argument décisif pour une région d'origine ne peut être trouvée, mais seulement dans la partie septentrionale se présente un tel argument. La situation est là assez compliquée, comme nous l'avons décrit. C'est pourquoi il est nécessaire de reconstruire le cours des affaires depuis le plissement hercynien, afin de déduire les possibilités diverses.

L'allure des couches dans la structure dépend du sous-sol de cette structure, à condition que les deux séries soient à peu près parallèles. Par exemple la partie orientale du Massif, où le Dévonien inférieur et le Dévonien supérieur-Carbonifère sont tous les deux inclinés vers l'Est avec une pente assez faible. Nous avons montré déjà que l'inclinaison du sous-sol à la fin du plissement hercynien était dans les grandes lignes la même que l'inclinaison actuelle, c'est-à-dire un faible pendage vers le Nord. L'écoulement a donc eu aussi une faible inclinaison vers le Nord. De cette allure dépend la manière dont l'érosion a dû agir sur cette structure (fig. 28). Dans le premier cas le front de la structure disparaît d'abord et, si l'érosion n'avance pas, la partie en arrière est conservée. Dans le cas 2a l'image est inverse, c'est-à-dire que le front de la structure est conservé, tandis que la partie en arrière est la proie de l'érosion. Quand dans le Permien la région s'abaisse au-dessous du niveau de la mer et la sédimentation recommence sur la série plissée, le front seulement est conservé sous le Permien discordant dans le cas 2a. L'allure des lits de la structure d'écoulement sera changée pendant les plissements alpins; ils sont relevés à la verticale. Puisque l'on trouve au Nord du Massif du Saint-Barthélemy dans le Mésozoïque des sédiments de plus en plus jeunes, cette partie est le flanc méridional d'un synclinal. Cela veut dire que toutes les couches de ce flanc font une rotation, qui vue de l'Est à l'Ouest a un sens à droite. Le Dévonien supérieur et le Carbonifère font partie de cette rotation qui s'est élevée au total à plus de 90°, puisque ces roches sont renversées. Pour la structure cette rotation est très importante, comme on peut le voir dans le fig. 28, 1b, 2b. Si la structure est venue du NE, les anti- et synclinaux du front de l'écoulement, s'ils sont conservés, ont une position normale, c'est-à-dire qu'un anticlinal reste un anticlinal et de même pour un synclinal. Dans le cas 2b, toute la série est tournée 180° à l'égard du cas 1b, c'est-à-dire qu'un anticlinal devient un synclinal et réciproquement.

Afin de déterminer de quelle direction la structure est venue, il faut juger la position actuelle des anti- et synclinaux du Dévonien supérieur et du Carbonifère. C'est possible à quelques endroits. Le meilleur où l'on puisse l'observer est sur la pente occidentale du Douctouyre, où l'on voit sur la crête allant du Sud au Nord à partir de la faille, premièrement les schistes carbonifères, puis deux bandes de griotte séparées et suivies par des schistes carbonifères jusqu'à Stal de Pic, où se présente de nouveau le calcaire amygdalin. Si l'on veut suivre ces croupes de griotte vers l'Est dans la direction de la vallée, on voit que ces deux bandes disparaissent déjà très haut sur la pente et qu'en bas on trouve seulement des schistes carboni-

fères. Dans la partie la plus profonde de cette structure on trouve donc seulement du Carbonifère, tandis que dans la partie plus élevée le Dévonien apparaît. Cela peut être seulement réalisé si le Dévonien se trouve comme un synclinal dans le Carbonifère. Comme le Dévonien est plus ancien, c'est possible si la structure est totalement renversée, donc dans le cas 2b. L'axe de cette structure montre là un petit plongement vers l'Ouest. Cette conclusion ne serait pas exacte dans le cas, où il y aurait un plongement axial

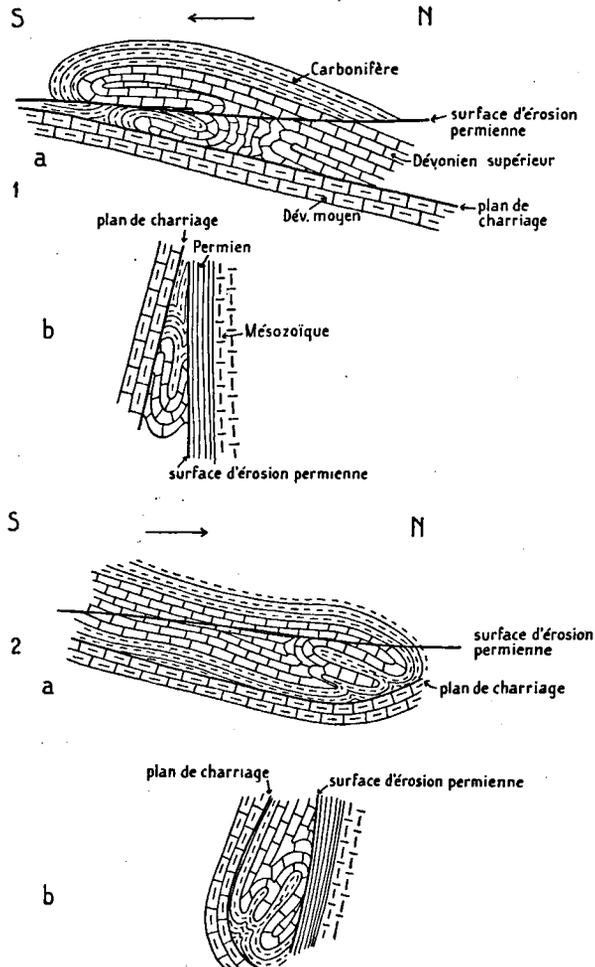


Fig. 28. Explication pp. 205—206.

très grand vers l'Est. Celui-ci s'élèverait à  $45^\circ$  au moins, ce qui est peu vraisemblable.

Un deuxième cas analogue est la croupe de griotte la plus méridionale au Sud de Laurès qui peut être suivie jusqu'au Sud de la vallée de Laurens. Là aussi ce Dévonien se trouve sur la pente occidentale d'une vallée et il est limité du Nord, Est et Sud par les schistes carbonifères. Cette croupe peut être suivie jusqu'en bas de la vallée. Dans ce cas aussi il y a un plongement axial vers l'Ouest.

La deuxième observation sur le terrain peut être faite au bout de la structure près de Labat. Ici la structure se trouve sur la pente orientale d'une vallée. En bas dans cette vallée on voit seulement des schistes carburés du Gothlandien qui se trouvent au Nord du Dévonien moyen. La limite entre la partie glissée et le Gothlandien ne se trouve pas entre le Dévonien moyen et le Carbonifère, mais entre le Gothlandien et le Dévonien supérieur. Cette limite tourne vers le Nord et ensuite vers l'Est, de sorte qu'il y a une bande mince de Gothlandien entre le Dévonien et le Permo-Trias dans la direction de St. Genès. En principe ce cas est la même que le précédent, seulement ici on trouve le front de la structure, qui est situé sur le Gothlandien. Une difficulté est que dans le Douctouyre la partie la plus profonde de la structure consiste en schistes carbonifères, tandis que près de Labat les calcaires du Dévonien forment la partie la plus profonde. Il est possible qu'il y ait un peu de schistes carbonifères entre le Dévonien et le Gothlandien, que nous n'avons pas reconnus. Une autre explication est d'admettre que les calcaires compétents ont glissé plus loin que les schistes incompétents.

Du reste il est difficile de tirer des conclusions du dessin compliqué de griottes et schistes. En général on ne trouve même pas des affleurements de Carbonifère plus larges dans les vallées et plus étroits sur les crêtes, comme on pouvait s'y attendre. De plus, des charnières ne sont pas observées, mais cela n'est pas étonnant à cause de la structure très compliquée. Il y a probablement des failles à nombreux endroits entre le Carbonifère et le Dévonien. Elles ne sont pas mises sur la carte, puisqu'il est impossible de fixer leur place.

Il n'est pas impossible que localement le Gothlandien ait servi comme moyen de glissement et que les schistes carburés aient été poussés en avant de l'écoulement, comme est le cas près de Labat.

Comme il ressort de la carte et des coupes, il ne s'est pas formé un anticlinal, mais plusieurs qui se sont couverts l'un l'autre. Tous ensemble ils forment l'image très compliquée de la carte. Par cela la construction des coupes est rendue très difficile et nous avons tâché d'y exprimer au moins le principe de la structure.

Dans l'ensemble de la structure d'écoulement on peut encore distinguer deux parties. La première est la plus grande et peut être suivie à partir de Caussou via le ruisseau de Lasset jusqu'au Douctouyre. Dans cette partie on trouve au maximum quatre bandes de Carbonifère, correspondant à trois anticlinaux écoulés. La partie à partir du Douctouyre jusqu'à Labat est plus compliquée et est caractérisée en outre par une extension plus septentrionale. Nous croyons que cette partie est séparée de l'autre partie de la structure par une faille. Probablement cette partie compliquée a-t-elle glissée un peu plus tard et est-elle arrivée sur la partie déjà écoulée. Cette partie est plusieurs fois pliée en double, comme en témoigne l'alternance de Dévonien et Carbonifère qui peut se répéter sept ou huit fois. De cette façon on peut expliquer l'aspect différent des deux parties.

Probablement la puissance de cette partie était-elle plus grande que celle de l'autre. Lorsque le Permien se déposa, cette formation se trouvait à un niveau plus élevé, de sorte qu'un recourbement se forma et s'est accentué par les mouvements tectoniques. La couverture mésozoïque plonge fortement vers l'Est, comme il a été décrit par CASTERAS (lit. 21).

La partie au milieu de la structure d'écoulement, c'est-à-dire à partir du ruisseau de l'Escloupet jusqu'au Signal de Caussou, consiste en calcaires

dévonien en plus du calcaire griotte, tandis qu'aux deux extrémités l'on voit seulement le calcaire griotte. En outre cette partie est apparemment moins compliquée. Selon nous cette différence est en rapport avec la place où la surface de décollement est située dans la couche primitive des sédiments. Surtout si le paquet plissé est mince et se compose de deux sortes de roches, calcaire compétent et schistes incompétents, dont le comportement est différent, les couches inférieures sont soumises à de plus grandes déformations qu'une couche au sommet de cette série. Dans la partie occidentale, une partie mince du Dévonien seulement a glissé, c'est-à-dire quelques dizaines de mètres de griottes. Plus à l'Ouest le Dévonien décollé est plus épais et ne consiste pas seulement en griottes, mais aussi en des calcaires au-dessous, avec une puissance de 100—200 m. Dans la partie occidentale la limite calcaire-schiste se trouve donc près de la base de la série glissée; dans la partie orientale cette limite s'est trouvée plus haut. Il est donc probable que la structure moins compliquée n'est qu'apparent, parce que la seule limite de formation qui pouvait être cartographiée est la limite calcaire-schiste, tandis que la distinction des calcaires divers est assez difficile.

Il faut admettre que là où se trouve aujourd'hui la structure, le sous-sol fait une charnière, qui aurait existé pendant l'écoulement. Quelque part le glissement doit se terminer. Probablement la structure se trouve dans le noyau du synclinal qui est au Nord de l'anticlinal d'Ax-Montcalm.

Dans le chapitre sur la stratigraphie nous avons remarqué qu'à l'Est du Massif du Saint-Barthélemy il s'est trouvé une région élevée contre laquelle les sédiments s'amincissent ou même disparaissent. Du fait que la faille entre l'écoulement et son sous-sol tranche jusqu'aux vieux paragneiss, nous pouvons conclure que ces gneiss se trouvaient à la surface pendant le plissement hercynien, probablement à cause de l'érosion. Pendant tout le Paléozoïque se géantlinal a fait valoir son influence.

Le prolongement de cette structure en dehors du Massif du Saint-Barthélemy est connu à un endroit, où l'on voit le Dévonien supérieur et le Carbonifère de Saint-Antoine au carrefour de la route Foix—Tarascon et Foix—Lavelanet. Là aussi il y a une faille entre le Dévonien moyen, le Gothlandien ou même l'Ordovicien d'un côté et le Dévonien supérieur et Carbonifère de l'autre. Ces derniers sédiments ont été plissés en quelques anti- et synclinaux de la même allure que celle entre Labat et le Douctouyre. Dans le Massif de l'Arize il n'y a aucune trace de cette structure (voir KEIZER, lit. 81). Là le Dévonien supérieur et le Carbonifère sont plissés en plis assez simples en parfaite concordance avec le Dévonien moyen et les formations plus anciennes. Au côté Est de ce Massif les structures deviennent cependant plus compliquées.

De l'autre côté du Massif du Saint-Barthélemy presque rien n'est connu d'un prolongement de cette structure, à moins que le Dévonien supérieur de Lordat qui se trouve dans le Dévonien inférieur avec un contact anormal, ne soit en rapport avec cet écoulement (J. ALLAART, lit. 1). Une comparaison plus profonde avec le Dévonien supérieur et le Carbonifère de la zone axiale n'est pas possible puisque ces formations sont la presque-absentes.

Il est évident que cette structure est limitée au Massif du Saint-Barthélemy seulement et n'est donc pas un exemple représentatif de la tectonique du Paléozoïque des Pyrénées. L'image générale de la structure des Pyrénées consiste, quant au Paléozoïque, en grands anti- et synclinaux

avec des failles dirigées E—W. Des chevauchements ou des nappes sont absents. La structure d'écoulement du Massif du Saint-Barthélemy est donc certainement une exception. Les dimensions de cette structure ne sont pas grandes. Le déplacement total peut être évalué à 10—20 km. Le Dévonien et Carbonifère glissés sont probablement la couverture sédimentaire originale du Massif.

#### F. La mise en place du Massif du Saint-Barthélemy dans l'ensemble des Pyrénées.

Le Massif du Saint-Barthélemy est séparé de la zone axiale par une grande faille, la faille Nord-pyrénéenne. En général on a admis que cette faille date du plissement antécénomaniens. L. U. DE SERRER (lit. 172) a montré cependant que le mouvement le plus important de cette faille doit avoir eu lieu pendant le Paléozoïque. Il est vrai qu'elle a joué un rôle important pendant l'orogénèse antécénomaniens, lorsque les lherzolites et une partie des ophites sont montées le long de la faille.

L'argument le plus important de DE SERRER pour un âge paléozoïque de la faille Nord-pyrénéenne est la position du Permien, par exemple dans les environs de Saint-Béat (Hte. Garonne), où à la fois sur la zone axiale et sur le Massif Nord-pyrénéenne le Permien se trouve aujourd'hui à un niveau topographique égal. Comme le rejet de cette faille est très grand, c'est-à-dire de plusieurs km, il faut que ce rejet ait eu lieu avant le Permien, parce qu'autrement cette formation devrait se trouver sur la zone axiale à plusieurs mille mètres plus bas.

On peut tirer aussi de la position du Massif du Saint-Barthélemy des arguments pour cet âge, déjà avancés par DE SERRER. Le Massif du Saint-Barthélemy est fortement surélevé par rapport à la zone axiale, et a été basculé vers le Nord. De cette façon, le Permien a pu venir en transgression sur la partie Nord du Massif, mais plus au Sud cette région était trop haute à cause de la surélévation, pour que le Permien puisse s'y déposer. Au fur et à mesure que la transgression mésozoïque avance vers le Sud, des sédiments de plus en plus jeunes se sont déposés sur le Paléozoïque dans cette direction, de sorte que près de la faille Nord-pyrénéenne le Paléozoïque est recouvert par les calcaires urgoniens. C'est très bien visible au côté Est du Massif où le Jurassique s'étend plus loin vers le Sud que le Permo-Trias, et le Crétacé plus loin que le Jurassique. On peut conclure de la situation de la région au Sud du Massif du Saint-Barthélemy aussi, que la surélévation le long de la faille Nord-pyrénéenne a eu lieu avant le Crétacé, puisque les paragneiss sont recouverts en discordance par les calcaires mésozoïques. Cela a été possible seulement parce que ces gneiss étaient déjà situés à la surface à cause de la dénudation. On pourrait tirer cette conclusion des coupes de CASTERAS (lit. 21).

Le rejet de la surélévation de la partie Sud du Massif du Saint-Barthélemy est très grand. D'après la coupe (fig. 27) il s'élève à 6—7000 m. Tous les Massifs Nord-pyrénéens ont fait le même mouvement le long de la faille; toujours la région au Nord de cette faille est surélevée par rapport à la partie Sud. C'est pourquoi il faut chercher les roches les plus anciennes des Pyrénées dans les Massifs Nord-pyrénéens et non dans la zone axiale. Sur les versants méridionaux de ces Massifs on trouve presque partout des migmatites ou, comme dans le Massif du Saint-Barthélemy, des roches plus anciennes: les vieux paragneiss.

Il est possible de définir l'âge de cette faille. Le rejet le plus important ne date pas de la phase principale du plissement hercynien, mais ce mouvement est plus jeune. Cela ressort des massifs de granite à biotite qui sont tranchés par la faille Nord-pyrénéenne et dont le prolongement ne se trouve pas de l'autre côté de la faille. Tel est le cas du Massif de Bassiès-Auzat, dont le côté septentrional est tranché par la faille Nord-pyrénéenne. Dans le Massif des Trois Seigneurs situé au Nord, on ne trouve de granite à biotite que plus loin vers l'Ouest. Puisque l'on admet généralement que les granites à biotite sont intrusifs après la phase principale du plissement hercynien, cette faille, du moins le mouvement principal, doit être plus jeune. Il n'est cependant pas exclu que les premiers mouvements datent déjà de cette phase principale. Comme DE SITTER a prouvé que le rejet est antépermien, il faut que la faille Nord-pyrénéenne se soit formée après l'intrusion du granite à biotite et avant le Permien. Très probablement le rejet le plus important de la faille Nord-pyrénéenne date du Carbonifère supérieur.

En réalité les Massifs Nord-pyrénéens ne sont pas de grands anticlinaux, comme les voit M. CASTERAS (lit. 21), mais ce sont des blocs surélevés à l'égard de la zone axiale et basculés vers le Nord. Dans les grandes lignes ce sont des monoclinaux à pendage vers le Nord. Le Mésozoïque déposé sur la bordure Sud de ces Massifs a été serré et plissé entre la zone axiale et les Massifs Nord-pyrénéens pendant le plissement antécénomaniens, mais certainement ces roches forment la couverture originelle de ces Massifs. Le métamorphisme particulier de ces calcaires, avec par ex. la dipyrisation, date aussi de cette époque et est en rapport avec les lherzolites et une partie des ophites qui sont montées le long de la faille Nord-pyrénéenne.

Outre la faille Nord-pyrénéenne il y a encore une faille qui est très importante pour la mise en place actuelle du Massif du Saint-Barthélemy; c'est le décrochement de St. Paul-Arnave, qui sépare le Massif du Saint-Barthélemy du Massif de l'Arize. Sur la feuille Foix de la carte géologique on peut voir que le Massif du Saint-Barthélemy est poussé vers le Sud à l'égard du Massif de l'Arize. Il faut discuter la cause et l'âge de ce mouvement.

Il est évident que le Massif des Trois Seigneurs a joué aussi un rôle important, puisque ce Massif se trouve entre la zone axiale et le Massif de l'Arize, tandis que le Massif du Saint-Barthélemy est situé directement contre la zone axiale. L'absence d'un tel massif intermédiaire a rendu possible le mouvement vers le Sud du Massif du Saint-Barthélemy. Au commencement il n'y eut que deux Massifs, c'est-à-dire les Trois Seigneurs au Sud et le Barthélemy et l'Arize ensemble au Nord. Il est intéressant de déterminer la nature du mouvement du Massif des Trois Seigneurs. On a vu qu'une composante verticale a été très importante. La question se pose de savoir s'il y a eu aussi une composante horizontale, et dans ce cas, quelle était la direction de cette composante. Heureusement il y a un point de jonction, c'est-à-dire le massif de granite de Bassiès-Auzat. Comme nous avons vu, ce massif a été tranché au côté Nord par la faille Nord-pyrénéenne. Au côté Sud du Massif des Trois Seigneurs on trouve à un endroit seulement du granite à biotite: près du Col d'Ercé, où ce granite disparaît sous la couverture mésozoïque. La forme, la situation et la dimension de ce massif se relie très bien au granite de Bassiès-Auzat. Plus loin vers l'Est dans le Massif des Trois Seigneurs on ne trouve pas

de granite à biotite, pas non plus dans le Massif du Saint-Barthélemy. Il est donc très probable que l'homologue du granite de Bassiès-Auzat de l'autre côté de la faille Nord-pyrénéenne est représenté par le granite du Col d'Ercé. Comme ce granite se trouve plus à l'Ouest que le Massif de Bassiès-Auzat, il faut que le Massif des Trois Seigneurs ait été poussé vers l'Ouest par rapport à la zone axiale. Ce déplacement s'est élevé à 6—7 km,

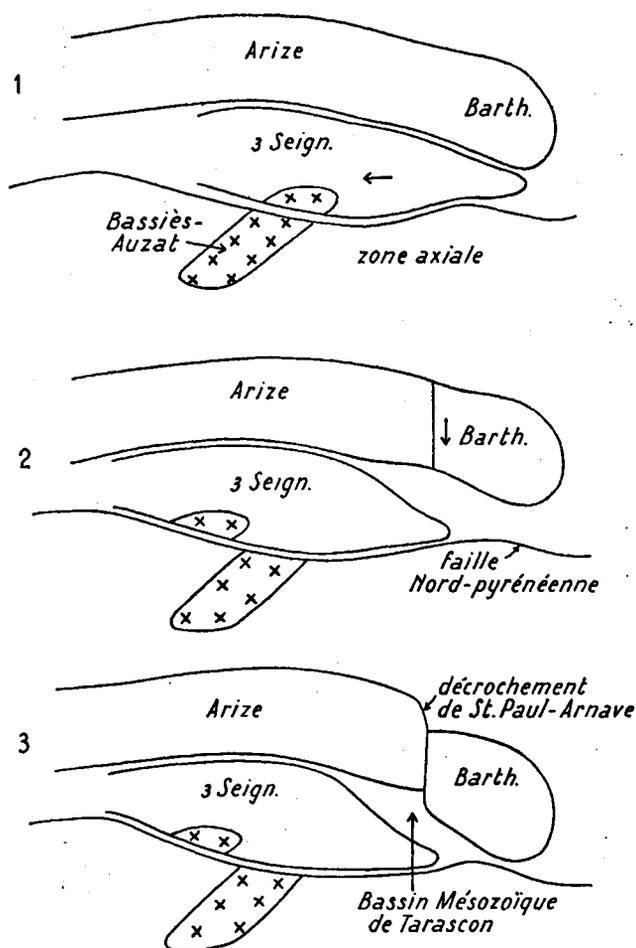
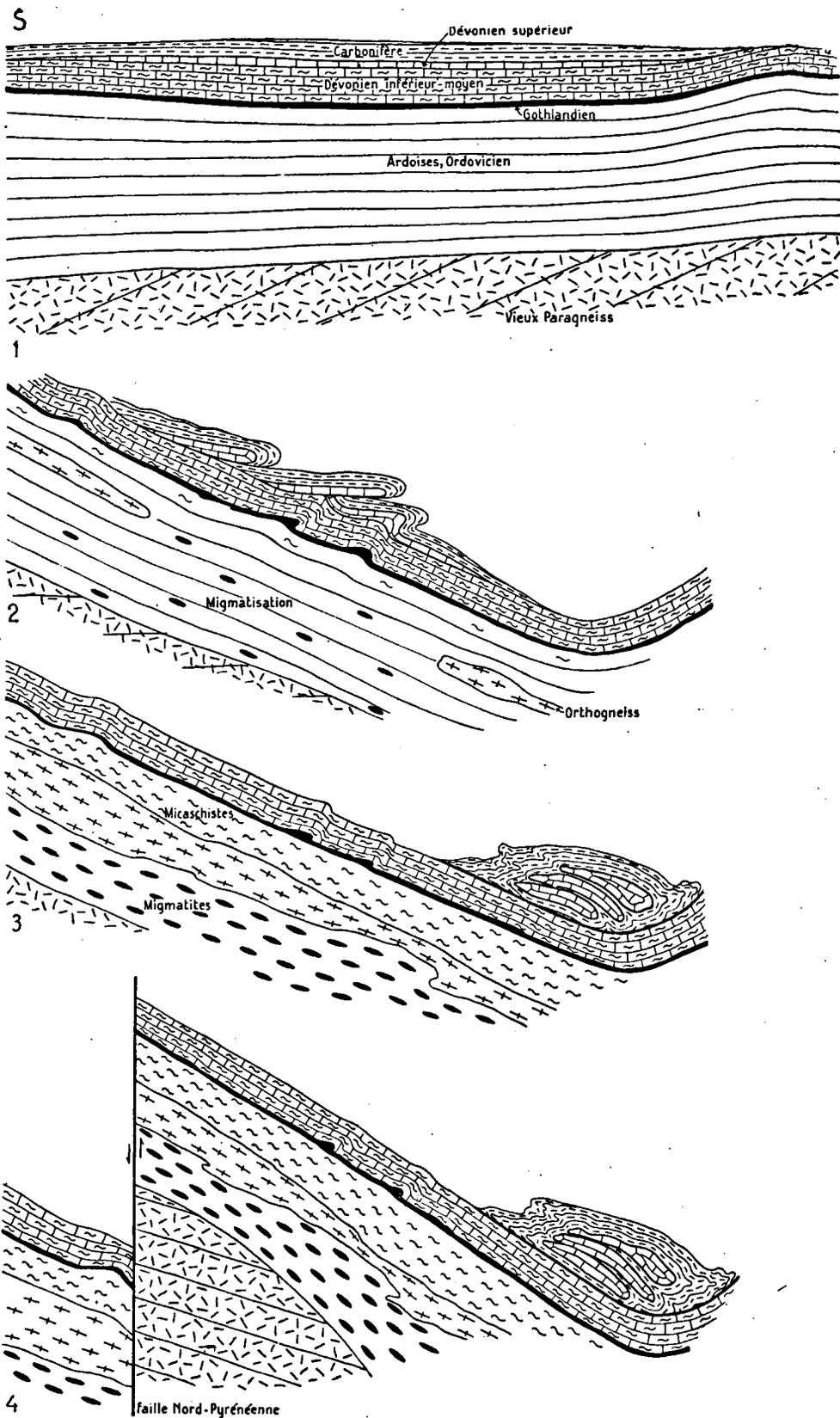


Fig. 29. Explication pp. 210—214.

done une dimension à peu près égale au rejet vertical le long de la faille Nord-pyrénéenne. Sur la feuille Foix de la carte géologique on voit que la partie orientale du Massif des Trois Seigneurs a un extrémité en forme de coin. Si l'on admet que le Massif du Saint-Barthélemy n'est pas poussé en direction horizontale, ce coin se trouvait entre la zone axiale et le Massif du Saint-Barthélemy. Lorsque le Massif des Trois Seigneurs fut poussé vers l'Ouest le long de la faille Nord-pyrénéenne, il se produisait, pour ainsi dire, une espace vide entre le Massif du Saint-Barthélemy et la zone axiale (fig. 29, 1 et 2). Par une pression N—S le Massif du Saint-



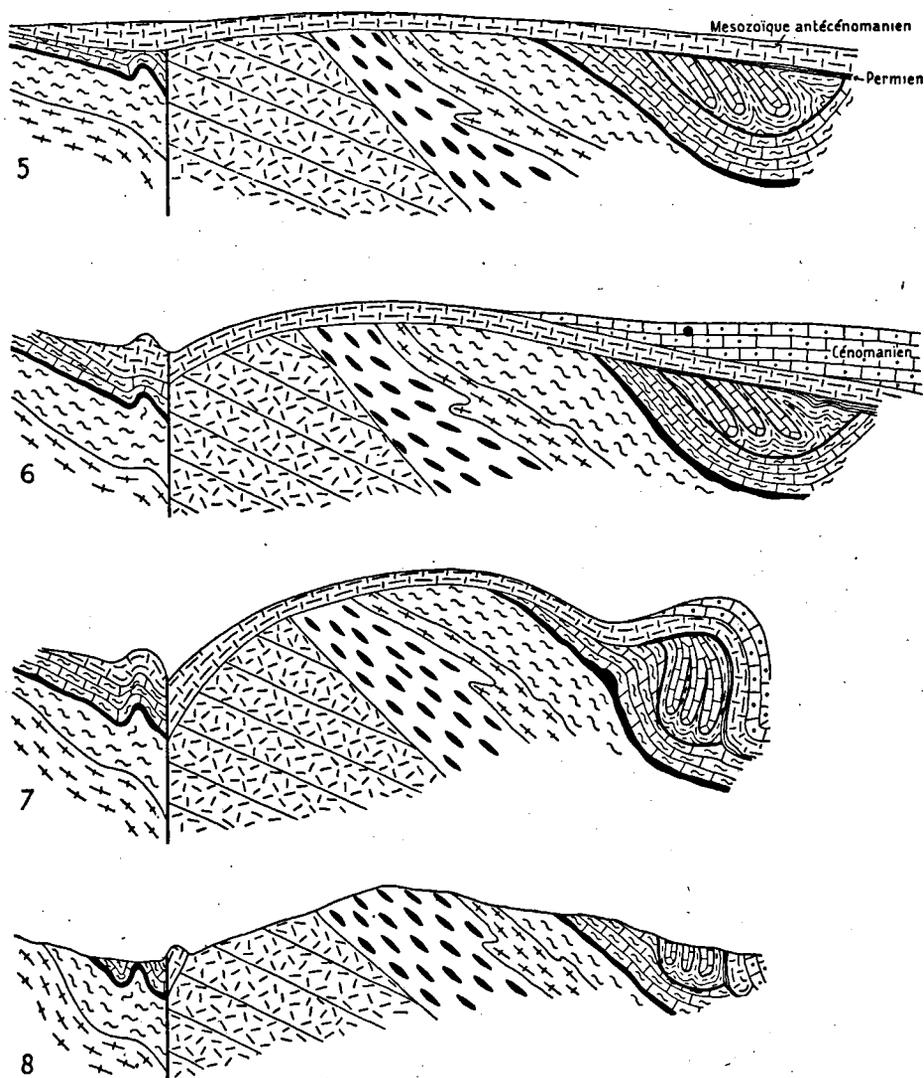


Fig. 30. Coupes schématiques montrant la formation du Massif du Saint-Barthélemy.  
Echelle  $\pm 1:150.000$ . Explication voir le texte.

Barthélemy se déplaça vers le Sud (fig. 29, 3). Comme la présence du Massif des Trois Seigneurs empêchait le Massif de l'Arize de suivre ce déplacement, il se forma un décrochement, celui de St. Paul-Arnave, le long duquel le Massif du Saint-Barthélemy fut poussé contre la zone axiale. La figure 29, 1, 2 et 3 indique ces faits. Il faut remarquer que les phases 2 et 3 ne sont pas séparées comme dans cette figure, mais ces deux mouvements ont été à peu près contemporains.

On peut rattacher à cette explication une conséquence intéressante, qui augmente sa vraisemblance. Comme on voit dans la fig. 29, 3, il y a, pour ainsi dire, une ouverture entre les trois Massifs et la zone axiale, causée par la forme et le déplacement de ces Massifs. En effet cette ouverture a

Époque	Sédimentation	Tectogénèse	Phénomènes magmatiques et métamorphose
Quaternaire Pliocène Miocène Oligocène	érosion glaciaire incision de la pénéplaine soulèvement des Pyrénées au Nord : cônes de dejection formation d'une pénéplaine dénudation	tectogénèse pyrénéenne	
Eocène Crétacé supérieur	calcaires etc. conglomérats, grès, calcaires	tectogénèse antécénomaniennne	{ intrusion des lherzolites et une partie des ophites; dipyrisation des calc. mésozoïques
Crétacé inférieur Jurassique Trias Permien	calcaires, schistes etc. id. argiles, cargneules etc. conglomérats, grès	{ mouvement principal de la faille Nord-pyrénéenne surélévation des Massifs Nord- pyrénéens	laves d'ophite. (Keuper)
Carbonifère supérieur	dénudation		{ Intrusion du granite à biotite; auréole de contact migmatisation; formation des micaschistes
Carbonifère moyen		phase principale de la tecto- génèse hercynienne	{ intrusion du granite à muscovite, gneissification
Carbonifère inférieur	schistes lydiennes hiatus stratigraphique calcaires, calcschistes schistes carburés	phase bretonne	
Dévonien Gothlandien Ordovicien Cambrien	schistes, calcaires et dolomies grès, schistes dénudation		
Précambrien	grauwacke, arkose, grès tuf ? calcaire	tectogénèse	formation des paragneiss intrusion de sills de gabbro

formé un bassin, rempli avec des sédiments pendant le Mésozoïque: c'est le bassin de Tarascon, qui montre encore la même forme que l'ouverture entre les Massifs. Pendant le commencement du Mésozoïque ce bassin était une mer intérieure barrée. Dans ce bassin les conditions étaient favorables pour la sédimentation de gypse, comme en témoignent les gisements de gypse triasique d'Arignac et d'Arnavé. Le Trias au Nord des Massifs ne contient au contraire pas du tout de gypse. Pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur la mer a transgressé sur les Massifs Nord-pyrénéens et le barrage du bassin de Tarascon a été supprimé, de sorte que les sédiments de ces époques sont bien comparables à ceux au Nord des Massifs. Ainsi s'explique l'existence du bassin de Tarascon.

Par voie de conséquence cela donne un appui à la datation du décrochement de Saint Paul-Arnavé. Cette faille a le même âge que la faille Nord-pyrénéenne, c'est-à-dire Paléozoïque tardif.

En outre les chaînes jura-crétacé inférieur au Nord du Massif de l'Arize et du Saint-Barthélemy ne sont pas tranchées par une faille N—S. Le décrochement est donc plus ancien.

#### G. Synthèse tectonique.

Nous avons reproduit schématiquement l'histoire du Massif du Saint-Barthélemy dans une série de coupes (fig. 30). Nous avons distingué les phases suivantes:

1. Sédimentation de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inclu sur les vieux paragneiss. Au côté Nord du Massif la sédimentation du Dévonien supérieur et Carbonifère est absente, ou ces couches ont disparu par l'érosion avant le commencement du plissement.
2. Plissement du Paléozoïque pendant l'orogénèse hercynienne et formation de l'anticlinal Ax-Montcalm. Migmatisation et intrusion de l'orthogneiss. Inclinaison vers le Nord du Massif du Saint-Barthélemy; commencement de l'écoulement.
3. L'écoulement du Dévonien supérieur et Carbonifère sur le Dévonien moyen est fini. Les roches de l'Ordovicien sont migmatisées.
4. Formation de la faille Nord-Pyrénéenne à la fin du Paléozoïque.
5. Erosion et sédimentation du Permien, Trias, Jurassique et Crétacé inférieur.
6. Plissement antécénomaniens des roches mésozoïques; renouvellement des mouvements le long de la faille Nord-pyrénéenne; dépôt du Cénomaniens.
7. Plissement pyrénéen à la fin de l'Eocène. Le Paléozoïque et le Mésozoïque au côté Nord du Massif sont redressés à la verticale.
8. Erosion jusqu'à la situation actuelle.

Un tableau de l'histoire géologique des Pyrénées est indiqué à la page 214.

## CHAPITRE XI.

### LE QUATERNAIRE ET LA MORPHOLOGIE.

#### A. La morphologie préglaciaire.

Après l'orogénèse pyrénéenne à la fin de l'Eocène, la dénudation fit disparaître les différences d'altitude des Pyrénées. Pendant l'Oligocène et le Miocène il se forma une pénéplaine qui ne s'élevait pas au-dessus de la mer à plus de mille mètre. Lorsque à la fin du Pliocène les Pyrénées furent soulevées de quelques mille mètres, la pénéplaine fut incisée par les rivières et les ruisseaux, mais une partie en fut conservée et existe encore. Un exemple très beau est le plateau d'Aston au Sud du Massif du Saint-Barthélemy qui s'élève à 1800—2000 m au-dessus du niveau de la mer. En fait il y a dans les Pyrénées plusieurs telles surfaces qui ont été décrites amplement par GORON (lit. 63, 64). La plus importante est le niveau des hautes plateformes ou le niveau des fonds de cirque, dont le plateau d'Aston est un exemple. Dans le Massif du Saint-Barthélemy on retrouve ce plateau sur le versant Sud du Massif, mais là il est situé un peu plus bas, c'est-à-dire à 1700—1800 m.

A cause de cette élévation des Pyrénées il est possible qu'au commencement du Quaternaire des glaciers se soient formés dans les plus hautes parties et surtout dans les fonds des vallées de rivières qui s'étaient créées après l'élévation. Ces glaciers ont remodelé la morphologie antéquaternaire.

#### B. Les glaciations.

##### 1. *Les glaciers.*

Quoiqu'il n'est pas douteux que plusieurs périodes glaciaires ont influencé la morphologie des Pyrénées, on ne trouve que très peu d'indications certaines de glaciations antéwürmiennes. Comme la chaîne des Pyrénées est assez étroite il se formait principalement deux systèmes de glaciers sur la chaîne centrale. L'un coulait vers le Nord en France, l'autre vers le Sud en Espagne. En général tous les glaciers, les plus grands aussi, comme celui de l'Ariège et de la Garonne, étaient assez petits à cause de la région peu étendue des névés.

Le Massif du Saint-Barthélemy est une des rares régions, qui ne font pas partie de la chaîne centrale des Pyrénées et qui ont cependant possédé une glaciation importante, en rapport avec l'altitude assez grande de ce Massif. Comme il est entouré par des régions assez basses, il y a eu des glaciers, dirigés dans presque toute direction, dont les bassins d'alimentation étaient situés l'un près de l'autre dans la partie la plus élevée du Massif (voir fig. 31). La plupart de ces glaciers étaient cependant très petits et étaient des glaciers de cirque, sans ou avec une très petite langue glaciaire.

Il y a eu deux glaciers assez importants dans le Massif, celui du Touyre et celui du ruisseau de Lasset.

Le glacier du Touyre a eu une langue qui allait jusqu'à près de Montferrier dans la glaciation würmienne et probablement encore plus loin dans une glaciation plus ancienne. Ce glacier a possédé un grand nombre de bassins d'alimentation, dont les langues se sont réunies un peu en amont de Lapeyregade. C'est donc un glacier du type alpin. Ses cirques sont en général bien développés et les crêtes par lesquelles ils sont séparés sont étroites et très inclinées. Outre les cirques on trouve un assez grand nombre de bassins de surcreusement, par lesquels le ruisseau actuel a beaucoup de gradins. Sur le terrain et sur les photos aériennes ces bassins de surcreusement sont faciles à reconnaître parce qu'ils sont en général dépourvus de forêts au contraire du reste du terrain. Ces bassins de surcreusement ne se trouvent pas plus bas que 1300 m. Environ 1 km en amont de Lapeyregade les divers glaciers se sont réunis et ils formaient ensemble une langue de 5 km jusqu'à Martinat. Cette partie du Touyre est un bel exemple d'auge glaciaire en U, creusée dans la surface d'érosion tertiaire.

Le glacier du ruisseau de Lasset était plus petit que celui du Touyre, mais les formes glaciaires sont très belles. Le nombre des bassins d'alimentation était aussi plus petit (voir fig. 31). Le cirque de ce glacier se trouve dans la partie la plus élevée du Massif, c'est-à-dire entre le Pic de Soularac et le Pic du Saint-Barthélemy et est occupé par l'étang du Diable. Jusqu'à Rebaule cette vallée consiste seulement en bassins de surcreusement et verrous, et c'est donc un ruisseau totalement en gradins (fig. 32). Le bassin de surcreusement le plus haut est celui de l'étang des Truites, mais plus bas on en trouve encore 4, dont le plus bas est à environ 1200 m d'altitude. Il faut remarquer que les verrous entre ces bassins ne sont jamais causés par une différence en dureté de la roche. La plus grande partie de ces verrous se trouve dans les migmatites où il n'y a pas de roches avec grandes différences de dureté. C'est donc une propriété des glaciers de former des verrous, indépendamment de la roche.

Un petit glacier s'est trouvé dans la vallée du ruisseau de l'Escloupet, dont le cirque en bas de la carrière de la Portaille est extrêmement peu élevé, c'est-à-dire environ 1500 m. Comme tel ce cirque est le plus bas du Massif. Certainement c'est dû à la situation topographique au côté NE du Massif qui a favorisé le développement des névés.

Dans la vallée du ruisseau de Basqui aussi il y a eu un glacier avec une petite langue. Son cirque est occupé par l'étang Tort.

Au côté NE du Massif du Saint-Barthélemy les glaciers étaient les plus importants. Ce versant est le moins ensoleillé, tandis qu'aussi les vents principalement de l'Ouest ne soufflaient pas la neige de cette région.

A l'Ouest du glacier du Touyre il s'est trouvé un petit glacier de cirque en bas du Pic de la Lauzat dans la vallée vers Tragine. Ni la vallée du Douctouyre, ni celle de Labat n'ont eu de glaciers. Le cours supérieur était trop bas.

Sur le versant Sud on a trouvé seulement des glaciers de cirque, ce qui n'est pas étonnant à cause de la situation ensoleillée. Aujourd'hui aussi ce versant est beaucoup plus sec que le versant Nord du Massif.

## 2. L'érosion glaciaire.

L'érosion glaciaire est très bien visible dans la partie la plus élevée du Massif du Saint-Barthélemy, surtout des deux côtés de l'arête

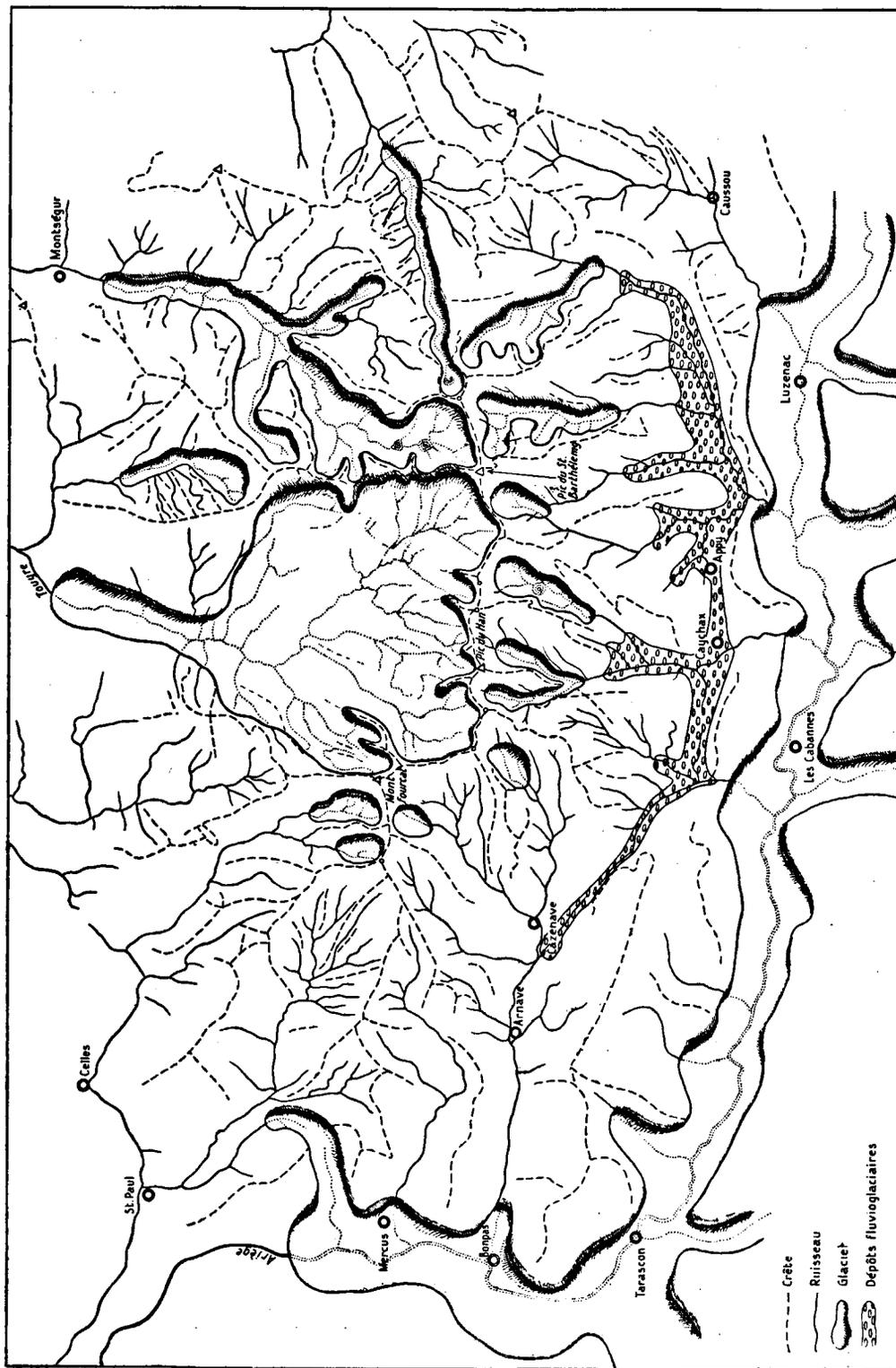


Fig. 31. Les glaciers du Massif du Saint-Barthélemy et de l'Ariège pendant la glaciation würmienne. Echelle  $\pm$  1:100.000.

centrale à partir du Mont Fourcat jusqu'au Pic de Soularac. Sur cette crête on voit des deux côtés plusieurs cirques très inclinés, parfois occupés par un petit lac ou remplis de tourbière. Dans ce dernier cas les ruisseaux qui coulent dans les parties plates du cirque font des méandres, tandis qu'après le cirque le cours des ruisseaux est plus droit. Dans les bassins de surcreusement on voit aussi le même phénomène.

Très remarquables sont les gradins de tous les ruisseaux qui se trouvent dans une ancienne vallée glaciaire. La formation de ces gradins est un phénomène glaciaire typique, puisqu'elle est indépendant de la nature de la roche dans laquelle ces vallées sont surcreusées. L'exemple le plus beau est le ruisseau de Lasset avec en total 7 gradins (fig. 32), le plus haut à environ 2200 m et le plus bas à environ 1200 m d'altitude. Plus en aval des ruisseaux on peut trouver des verrous d'une autre nature. Ces verrous

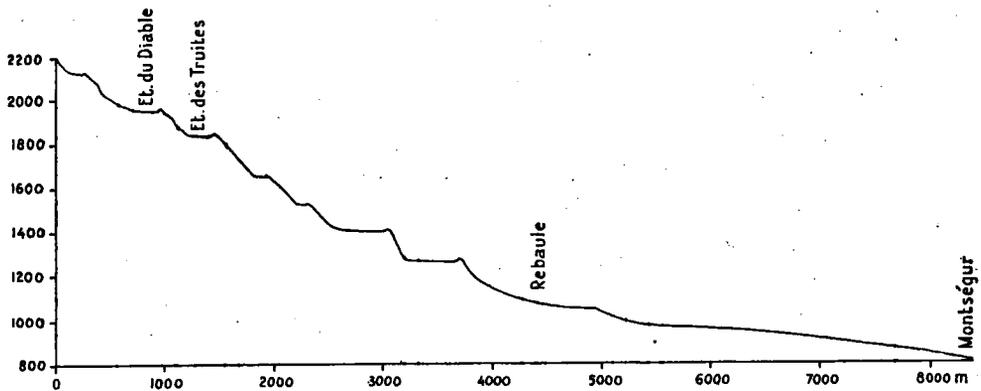


Fig. 32. Profil longitudinal du ruisseau de Lasset

sont causés par une différence de la dureté des roches. L'exemple le plus beau est le calcaire du Dévonien moyen qui forme des verrous dans le Touyre et dans le ruisseau de Lasset. Le calcaire de l'Ordovicien forme aussi un verrou dans la vallée du Touyre. Dans le ruisseau de l'Escloupet ce calcaire forme un verrou qui barre le cirque de cette vallée. En général on ne trouve pas de bassins de surcreusement en amont de ces verrous. Ce sont donc seulement des rétrécissements des vallées, qui ne sont pas en premier lieu dépendants de l'action des glaciers. Il faut distinguer ces deux sortes de verrous, puisque l'on a conclu de la présence de verrous du dernier type plus en aval encore du Touyre, que des glaciers anciens ont occupé cette vallée. Selon nous c'est douteux. Dans les vallées qui se sont formées par l'érosion de l'eau seulement, on trouve aussi des rétrécissements.

Les vallées suspendues dont on trouve quelques exemples dans la vallée du Touyre sont un autre phénomène glaciaire. Elles sont causées par le surcreusement plus grand de la vallée principale à l'égard d'un affluent. Un exemple est la vallée qui descend du Mont Fourcat et qui se jette en amont de Lapeyregade dans le Touyre avec une belle chute d'eau.

### 3. Les dépôts glaciaires.

Dans la vallée du Touyre les dépôts glaciaires sont très bien développés avec des moraines frontales et des terrasses s'y rattachant. En amont de

Lapeyregade et à l'Ouest du refuge de l'Orry, il y a une grande surface couverte de moraines profondes sous lesquelles toutes les roches sont masquées. Cette moraine profonde se trouve sur un terrain très peu accidenté et couvert de bois. Dans la vallée du Touyre aussi, peu en amont de Lapeyregade on trouve de telles moraines. Lapeyregade même est sur un verrou, de même que Cadeillou plus en aval. A partir de ce dernier village jusqu'à Montferrier il y a une série de dépôts glaciaires assez complète, qui a été amplement décrite par GORON (lit. 64). Nous indiquons les points principaux.

Entre Cadeillou et Bourdette on voit des moraines profondes, tandis que Bourdette est situé sur un vallum. Selon GORON ce vallum consiste en deux parties, représentant deux stades de retrait de la glaciation würmienne. Entre Bourdette et Martinat on trouve des terrasses fluvio-glaciaires. Près de Martinat se présente une autre moraine frontale qui est bien développée. En aval de ce vallum jusqu'à Montferrier on voit de nouveau quelques terrasses.

Selon GORON il y a deux cônes de transition originaires du vallum double de Bourdette, ce sont la terrasse de Sicard-Bartale et celle de Marsol. De la moraine frontale de Martinat est venu un cône de transition, la terrasse de Sartrous. Sur la carte nous avons indiqué les terrasses et les vallums, mais les diverses terrasses ne sont pas séparées.

La terrasse de Sicard-Bartale est bien visible sur la rive gauche du Touyre; Bartale et Sicard se trouvent sur cette terrasse. La terrasse de Marsol, située plus haut que celle de Bartale, apparaît sur la rive gauche du Touyre en amont de Bartale et plus loin vers le SW on la voit sur les côtés du ruisseau. La terrasse la plus haute est celle de Sartrous qui est visible sur la rive droite du Touyre près du vallum de Martinat.

Outre les dépôts glaciaires que nous venons de décrire, on trouve encore d'autres dépôts morainiques en aval du vallum de Martinat. Sur le plateau tertiaire de Sau-Frémis il y a un grand nombre de blocs de dimension énorme de granite et de migmatite, qui sont certainement des dépôts morainiques. Ils se trouvent à 200 m au-dessus du Touyre, plus haut que les moraines würmiennes. Il est très probable que ces dépôts sont originaires d'une glaciation plus ancienne, probablement la glaciation rissienne. Nous sommes donc d'accord avec la vision de M. GORON.

La vallée du ruisseau de Lasset possède une série de dépôts glaciaires beaucoup moins complète que celle du Touyre. Cependant nous avons pu distinguer une moraine frontale qui se trouve à environ 1 km en amont de Montségur, où l'on voit d'énormes blocs de gneiss sur une petite butte. En aval de ce vallum on trouve un cône de transition que l'on peut suivre jusqu'en bas de Montségur. Plus en aval ce cône se termine dans la gorge de Montségur. On peut comparer probablement ce vallum avec la moraine frontale de Martinat dans le Touyre. Cette moraine représente le point optimum de la glaciation würmienne. Dans la vallée de l'Ariège ce point correspond à la moraine frontale de Mercus-Garrabet. On connaît deux stades de retrait de la glaciation würmienne, qui ne sont pas représentés dans la vallée de Lasset, et le sont dans la vallée du Touyre par le vallum double de Bourdette. Dans la vallée de l'Ariège ces deux stades ont causé les vallums de Bompas-Arignac et de la Bernière.

Il faut parler d'un glacier d'un caractère assez particulier. Dans la vallée d'Antras on trouve beaucoup de blocs morainiques. Cette vallée est cependant située trop bas pour avoir un glacier et on ne trouve pas de cirque dans son cours supérieur. Selon GORON c'est le glacier de l'Ariège

ayant submergé le Col de Rouy qui est très bas, à 1032 m. Le glacier de l'Ariège s'est donc divisé en deux, dont une branche coulait dans la vallée d'Antras, apportant des blocs morainiques. Près de St. Paul cette branche a même fait un petit vallum.

Dans la vallée d'Axiat-Senconac-Cazenave on trouve des dépôts quaternaires très importants. Cette vallée n'est pas le cours d'un ruisseau, mais de plusieurs, dont trois percent la crête saillante des calcaires mésozoïques au Sud du Massif du Saint-Barthélemy. Le quatrième est le ruisseau de Cazenave qui se jette près de Bompas dans l'Ariège. Il est remarquable que cette vallée soit remplie de dépôts quaternaires qui se trouvent aussi assez hauts dans les vallées des ruisseaux descendant du versant Sud du Massif. Ces dépôts consistent principalement en gravier avec un peu de sable, et montrent des pendages de stratification de parfois 20°. Les galets ont une grosseur jusqu'à 10 cm et se composent presque uniquement de vieux paragneiss et migmatites. Ce sont donc des sédiments fluviaux originaires du versant Sud du Massif. La présence de ces dépôts peut être expliquée par la situation pendant le stade principal de la glaciation würmienne. Dans ce temps la vallée de l'Ariège était totalement remplie d'un grand glacier jusqu'à une altitude d'au moins 1200 m. De cette manière le drainage des ruisseaux du versant Sud du Massif du Saint-Barthélemy vers le Sud était coupé, de sorte que l'eau coulait vers l'Ouest dans la vallée d'Arnavé à Bompas. La vallée d'Axiat à Arnavé à 900 m se trouvait à cette époque plus basse que la vallée de l'Ariège. En même temps il y avait quelques petits glaciers de cirque sur le versant méridional du Massif, qui avaient une force d'érosion assez grande. Ce matériel détaché fut transporté en bas par les torrents fluvioglaciaires jusqu'à la vallée assez horizontale d'Axiat à Arnavé. Dans l'eau plus calme tout ce gravier fut déposé, de sorte qu'il se forma un dépôt fluvioglaciaire très important.

### C. La morphologie actuelle.

De la partie précédente il ressort que la morphologie actuelle se compose de trois éléments, c'est-à-dire :

1. les restants de la surface tertiaire
2. la morphologie glaciaire
3. l'érosion postglaciaire.

Les restants de la surface tertiaire sont assez nombreux dans le Massif du Saint-Barthélemy. En général la surface la plus importante, celle des hautes plate-formes, se trouve à 1700—1800 m. Sur le versant méridional cette surface est située en bas de l'arête centrale du Massif, et l'on y trouve des espaces assez grands qui sont très peu accidentés et avec peu d'affleurements. Sans doute cette surface est le prolongement du plateau d'Aston que l'on peut voir de l'autre côté de l'Ariège. Au Nord aussi de la crête centrale du Massif on peut facilement reconnaître cette surface, e. a. entre le ruisseau de Lasset et celui de l'Escloupet où il y a un plateau presque horizontal à environ 1700 m. Les pentes des deux vallées sont très inclinées. A l'Est de Trimouns aussi cette surface est visible (voir photo 36 des carrières de Trimouns).

Une autre surface plus basse se présente près de Sourd à une altitude d'environ 900 m et on peut l'observer des deux côtés de la vallée venant

de Tragine. Probablement il s'agit d'une vallée tertiaire, incisée à l'époque quaternaire.

La même surface à environ 1000 m est visible près de Sau-Frémiss où il y a un plateau incisé par le Touyre.

L'influence de la morphologie glaciaire a été traitée déjà et il reste à décrire l'érosion postglaciaire. Cette érosion est en général assez faible. Dans la partie la plus haute du Massif on ne trouve presque pas de phénomènes postglaciaires. Dans les vallées remplies de matériel morainique seulement, comme celle du Touyre et celle du R. de Lasset, on voit que les ruisseaux sont incisés dans ces dépôts. De l'époque postglaciaire aussi datent des cônes de déjection en bas des escarpements de calcaire dans les vallées du Touyre et du ruisseau de Lasset. Ces manteaux détritiques se composent de blocs anguleux de calcaire d'une dimension de 5—10 cm. Parfois ces blocs sont cimentés par le calcaire. Ils sont postglaciaires parce qu'ils reposent sur les moraines. Les manteaux détritiques préglaciaires ont sans doute été emportés par les glaciers.

## BIBLIOGRAPHIE.

1. ALLAART, J. — La couverture sédimentaire septentrionale du Massif Ax-Montcalm. *Leidse Geologische Mededelingen*, deel XVIII, 1953.
2. BARTH, T. W. F. — *Theoretical Petrology*, New York 1951.
- 2a. BARTH, T. W. F., CORRENS, C., ESKOLA, P. — *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin 1939.
3. BARROIS, CH. — Le marbre griotte des Pyrénées. *Ann. Soc. Géol. du Nord*. t. VI, 1879, p. 270.
4. BARROW, H. G. — On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the south-east Highlands of Scotland. *Quart. Journal Geol. Soc. London*. Vol. 49, 1893.
5. BEREK, M. — *Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethode*, Berlin 1924.
6. BERTRAND, L. — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. XVII, no. 118, 1907.
7. BERTRAND, L. — Tectonique de la feuille de Foix. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. XXII, no. 134, 1912—'13.
8. BERTRAND, L. — Sur la structure géologique du versant Nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. XLII, no. 204, 1940.
9. BRINDLEY, G. W. — X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. London 1951, *The Mineralogical Society*.
10. BOISSEVAIN, H. — Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la Vallée de la Haute-Sègre (Pyr. Catalanes). Thèse Utrecht, 1934.
11. BONNANS — Les eaux minérales du département de l'Ariège. Paris 1882.
12. BORGSTRÖM, L. H. — Die skapolithlagerstätten von Laurinkari. *Bull. Comm. Géol. Finlande* no. 41, 1913.
13. BURRI, C. — Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblende auf (010) mittels beliebiger Schnitte. *S. M. P. M.* Bd. XI, Heft 2, 1931, p. 235.
14. BURRI, C. und NIGGLI, P. — Die jungen Eruptivgesteine des Mediterranen Orogens. 1er Hauptteil „Die Ophiolite“. *Vulkaninstitut Immanuel Friedländer, Zürich*, 1945.
15. CAPEDECOMME, L. — Sur la genèse des talcs pyrénéens. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse* t. 85, 1950, p. 313.
16. CARACTÉRISTIQUES et emplois du talc en céramique. Rapport de la Soc. An. des Talcs de Luzenac.
17. CARALP, J. — Sur l'existence d'un double horizon de schistes carburés dans le Silurien des Pyrénées centrales. *C. R. Ac. Sc.* t. CIV, 1887, p. 1859.
18. CARALP, J. — Etudes géologiques sur les hauts Massifs des Pyrénées centrales, (Ariège, Hte. Garonne, vallée d'Aran). Thèse Toulouse, 1888.
19. CAREZ, L. — Géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.* fasc. IV, Paris 1903—1909.
20. CASTERAS, M. — Sur la structure du Massif de Bessède (Aude) et sur ses relations tectoniques avec le Massif du Saint-Barthélemy (Ariège). *C. R. Ac. Sc.* t. CLXXXVI, 1928, pp. 1633—1635.
21. CASTERAS, M. — Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. XXXVI, no. 189, 1933.
22. CASTERAS, M. — Sur la tectonique du versant Nord des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc.* t. CXC VIII, 1934, p. 377.
23. CASTERAS, M. et RAGUIN, E. — Sur l'âge du granite du Massif de l'Agly. *C. R. S. S. G. F.* no. 5, 1935, p. 56.
24. CASTERAS, M. — Observations sur la feuille de Foix. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. XXXIX, no. 197, 1938, p. 229.
25. CASTERAS, M. — Exemples de discordance antécénomaniennne dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse*, t. 85, 1950.
26. CAVET, P. — Découverte du Cambrien à Archæocyathidés dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales; interprétation de cette zone. *C. R. Ac. Sc.* t. 232, 1951, p. 858.
27. CAVET, P. — Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-Orientales. *C. R. Ac. Sc.* t. 232, 1951, p. 743.

28. CHENG, YU-CHI. — The migmatite area around Bettyhill, Sutherland. *The Quart. Journal Geol. Soc. London*, Vol. XCIX, 1944, p. 107.
29. CHUDOBA, K. — Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildende Mineralien. Freiburg, 1932.
30. CONYBEARE, C. E. B. — Stylolites in pre-Cambrian quartzites. *The Journal of Geology*. Vol. 57, 1949.
31. DALLONI, M. — Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Thèse Doct. Marseille 1910.
32. DALLONI, M. — Etude géologique des Pyrénées Catalanes. Alger 1930.
33. DÉLÉPINE, G., DUBAR, G. et LAVARDIÈRE, J. W. — Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. C. R. S. S. G. F. 1929.
34. DÉLÉPINE, G. — L'âge des schistes de Mondette (Ariège). C. R. S. S. G. F. 1931, p. 157.
35. DÉLÉPINE, G. — Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire). II Congrès de stratigraphie Carbonifère. Heerlen C. R. S. 1935.
36. DÉLÉPINE, G. — Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. B. S. G. F. t. 50, 5e série 1935, p. 65, 77 et 171.
37. DEMAY, A. — Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. B. S. G. F. t. 4, 5e série 1934.
38. DESTOMBES, J. P. — Stratigraphie de l'Ordovicien des Hautes Pyrénées. C. R. S. S. G. F. no. 8, 1949, p. 138.
39. DESTOMBES, J. P. et RAGUIN, E. — Massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne. B. S. G. F. t. XVIII, 3e série, 1948, p. 75.
40. DESTOMBES, J. P. — L'Ordovicien de la Haute Ariège. C. R. S. S. G. F. no. 5—6, 1950, p. 75.
41. DESTOMBES, J. P. et RAGUIN, E. — Observations préliminaires sur le massif de gneiss Ax-Montcahn. C. R. S. S. G. F. no. 5, 1953, p. 73.
42. DOELTER, C. — Über die Entstehung der Talk-(speckstein)lager. *Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geol., Paläont.* XXXIX, 1914.
43. DUBAR, G. — Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. IX, 1925.
44. DUBAR, G. — Sur la présence des Goniatites carbonifères de Mondette. C. R. S. S. G. F. 1931, p. 212.
45. DUBAR, G. — Sur la présence des schistes du Dinantien sup. à St. Antoine (Ariège) C. R. S. S. G. F. 1931, p. 225.
46. DURAND, J. — Remarques sur quelques formations de calcaires anciens dans les Pyrénées. C. R. S. S. G. F. no. 14, 1935, p. 222.
47. DURAND, J. — A propos des Talcs de Luzenac. *Ann. Fédération Pyr. d'Economie Montagnarde*, t. V. 1936.
48. DURAND, J. — Notes de Pétrographie. *Publications du Bur. d'études Géol. et Min. colon.* no. 14, 1939.
49. DURAND, J. — Les granites des Pyrénées françaises. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXIII, 1939.
50. DURAND, J. et RAGUIN, E. — Sur la structure du Massif de Maubermé dans les Pyrénées ariégeoises. B. S. G. F. no. 1, 1943, p. 9.
51. DURAND, J. — Quelques observations sur la série primaire dans les Pyrénées. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* no. 212, t. XLIV, 1943, p. 289.
52. ENCEL, A. E. J. — The talc deposits of the Gouverneur District, New York. *Economic Geology*, Vol. XLII, 1947, p. 419.
53. FONTBOTÉ, J. M. — Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribes (Pirineos Catalanes). *Estudios Geol.* no. 8, 1948, p. 209.
54. FONTBOTÉ, J. M. — Observations au sujet de métamorphisme dans le haut bassin du Ter (Pyrénées Catalanes). C. R. S. S. G. F. no. 4, 1949, p. 76.
55. FONTBOTÉ, J. M. — Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *Ann. Inst. Estudios Gerundenses*, 1949.
56. GARRIGOU, F. — Aperçu géologique sur le bassin de l'Ariège. B. S. G. F. t. XXII, 2e série 1865, p. 476.
57. GARRIGOU, F. — Etude du terrain stratifié dit Laurentien ou Antésilurien dans l'Ariège et dans les autres parties des Pyrénées. B. S. G. F. t. XXV, 2e série 1867, p. 97.
58. GARRIGOU, F. — Résumé géologique accompagnant la carte géologique de la Haute-Garonne, de la partie Ouest de l'Aude et de la partie Est des Hautes-Pyrénées. B. S. G. F. t. I, 3e série, 1873.
59. GAUSSEN, H. — Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse*, t. LV, 1926, p. 5.

60. GILLSON, J. L. — Origin of the Vermont Tale Deposits. *Economic Geology* Vol. XXII, 1927, p. 246.
61. GINDY, A. R. — The plutonic history of the district around Trawenagh Bay, Co. Donegal. *The Quart. Journ. Geol. Soc. London*, Vol. CVIII, part 4, 1953, p. 377.
62. GORAI, M. — Petrological studies on plagioclase twins. *The American Mineralogist*, vol. 36, 1951.
63. GORON, L. — Les Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Thèse Toulouse 1942.
64. GORON, L. — Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maîtresses des Pré-Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Thèse Toulouse 1942.
65. GROVES, A. W. — The charnockite series of Uganda, British East Africa. *Quart. Journal Geol. Soc. London*, Vol. 91, 1935.
66. GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. — Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
- 67a. GUITARD, G. — Observations préliminaires sur les migmatites situées au Sud de la Tet (Pyrénées Orientales). C. R. S. S. G. F. 1953, p. 137.
- 67b. GUITARD, G. — Sur la présence d'amas gabbro-dioritiques en bordure des migmatites du versant SW du Canigou (Pyrénées orientales). B. S. G. F. 6e série, t. 3, 1953, p. 43.
68. HARKER, A. — Metamorphism, a study of the transformation of rock masses. London 1950.
69. HUBER, H. M. — Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichem Gotthardmassif. S. M. P. M. Bd. XXIII 1943, p. 72.
70. HUPÉ, P. — Sur l'âge des migmatites des Pyrénées. C. R. S. S. G. F. 1947, p. 85.
71. HUPÉ, P. — A propos de l'âge des migmatites des Pyrénées. C. R. S. S. G. F. 1951.
72. HEETVELD, H. — Literatuuronderzoek over de basische gesteenten in de Pyreneeën. Scriptie Doct. examen, 1952.
73. INDUSTRIAL MINERALS and ROCKS, (nonmetallics other than Fuels). — The Amer. Inst. Min. Metall. Eng., New York 1949, Tale and soapstone, p. 1018.
74. JACOB, CH. et CASTERAS, M. — Sur la structure de la région de Tarascon (Ariège). C. R. S. S. G. F. 1938, p. 74.
75. JACOB, CH. — Sur le métamorphisme des calcaires et sur la structure du versant Nord-pyrénéen. C. R. Ac. Sc. t. CLXXXVI, 1928, p. 1362.
76. JACOB, CH. et CASTERAS, M. — Observations sur la partie orientale du versant Nord des Pyrénées. Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, t. LVII, 1928, p. 299.
77. JUNG, J. et ROQUES, M. — Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. *Revue Sciences naturelles Auvergne*, I, fasc. 4, 1936.
78. JUNG, J. et ROQUES, M. — Les schistes cristallins du Massif Central. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXXIX, 1938, p. 120.
79. JUNG, J. et ROQUES, M. — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. no. 235, t. L, 1952, p. 1.
80. KEITH, A. — Tale Deposits of North Carolina. *Contr. Econ. Geology*, Bull. 213, serie A, 1902, p. 433.
81. KEIZER, J. — La géologie de la couverture sédimentaire du Massif de l'Arize. *Leidse Geologische Mededelingen*, deel XVIII, 1953.
82. LACROIX, A. — Sur l'existence de nombreuses zéolithes dans les roches gneissiques de la Haut-Ariège. C. R. Ac. Sc. t. 109, 1889.
83. LACROIX, A. — Matériaux pour la minéralogie de la France, V-XI. Bull. Soc. Fr. Min. t. 12, 1889.
84. LACROIX, A. — Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. Bull. Carte Géol. Fr. t. II, no. 11, 1890, p. 1.
85. LACROIX, A. — Sur les cipolins à minéraux et les roches à wernérite de l'Ariège. C. R. Ac. Sc. t. 110, 1890.
86. LACROIX, A. — Sur les déformations subies par les cristaux de quartz des filons de Pitourles-en-Lordat (Ariège) et sur les minéraux formés par l'action de ces filons sur les calcaires paléozoïques. Bull. Soc. Fr. Min. t. 14, 1891.
87. LACROIX, A. — Sur les granites prétendus post-secondaires de l'Ariège (feuille de Foix). C. R. Ac. Sc. t. CXII, 1891, p. 1468.
88. LACROIX, A. — Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. Carte Géol. Fr. t. VI, no. 42, 1894.
89. LACROIX, A. — Etude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées et de ces phénomènes de contact. *Nouvelles Archives du Muséum*, 3e série, t. VI, 1894, p. 209.
90. LACROIX, A. — Sur les phénomènes de contact de la lherzolite des Pyrénées. C. R. Ac. Sc. t. CXX, 1895, p. 388.
91. LACROIX, A. — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (1er mémoire). Les contacts de la Haut-Ariège. Bull. Carte Géol. Fr. t. X, no. 64, 1898.

92. LACROIX, A. — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (2<sup>e</sup> mémoire). Les contacts de la Haut-Ariège, de l'Aude, des Pyrénées-Orientales et des Hautes-Pyrénées. Bull. Carte Géol. Fr. t. XI, no. 71, 1900.
93. LACROIX, A. — Les roches basiques accompagnant les lherzolites et les ophites des Pyrénées. C. R. VIII Congrès Géol. Int. Paris 1900, 1901, p. 806.
94. LACROIX, A. — Minéralogie de la France et de ses colonies, 5 vol. Paris 1893—1913.
95. LACROIX, A. — La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. C. R. Ac. Sc. t. CLXV, 1917, p. 293.
96. LACROIX, A. — Les roches éruptives du crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. C. R. Ac. Sc. t. CLXX, 1920.
97. LACVIVIER, C. DE. — Note sur le Dévonien et le Trias du département de l'Ariège. B. S. G. F. 3<sup>e</sup> série t. 10, 1882.
98. LACVIVIER, C. DE. — Compte rendu de l'excursion de Benaix et de Villeneuve d'Olmes. B. S. G. F. 3<sup>e</sup> série, t. 10, 1883.
99. LACVIVIER, C. DE. — Etudes géologiques sur le département de l'Ariège et en particulier sur le terrain crétacé. Ann. Sc. Géol. t. 15, 1884.
100. LACVIVIER, C. DE. — Terrain primaire de l'Ariège. B. S. G. F. 3<sup>e</sup> série t. 14, 1886.
101. LACVIVIER, C. DE. — Feuille de Foix, Bull. Carte Géol. Fr. t. 4, 1892.
102. LADOO, R. B. — Talc and soapstone, their mining, milling, products and uses. Bureau of Mines, Washington, 1923.
103. LAITAKARI, A. — Über Minerabildung längs schmalen spalten. C. B. Soc. Géol. Finlande, II, 1929, p. 64.
104. LAMARE, P. — Les conditions de gisement des roches filoniennes intrusives du Crétacé des Pyrénées occidentales. B. S. G. F. 4<sup>e</sup> série, t. XXII, 1922, p. 124.
105. LARTET, L. — Sur le terrain carbonifère des Pyrénées centrales. C. R. Ac. Sc. t. 99, 1884.
106. LAVARDIÈRE, J. W. — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. Mém. Soc. Géol. du Nord (Lille). t. 10, 1930.
107. LEVAT, D. — Sur les phosphates noirs des Pyrénées. Ann. des mines, 9<sup>e</sup> série, t. 15, 1899.
108. LEYMERIE, A. — Esquisse géognostique des Pyrénées de la Haute-Garonne. Revue de l'Académie de Toulouse, 1858.
109. LEYMERIE, A. — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. 1881.
110. LINDGREN, W. — Mineral deposits. New York, 1919.
111. LONGCHAMBON, M. — Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. t. XXI, no. 131, 1912.
112. MAGNAN, H. — Sur une coupe des Petites Pyrénées de l'Ariège. C. R. Ac. Sc. t. LXVI, 1868, p. 428.
113. MAGNAN, H. — Note sur une deuxième coupe des Petites Pyrénées de l'Ariège. Sur l'ophite. B. S. G. F. 2<sup>e</sup> série, t. XXV, 1868, p. 709.
114. MENGAUD, L. — Les gisements de talc du Massif du Saint-Barthélemy (Ariège). Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse. 1909, p. 71.
115. MINERAL resources of the United States. 1917—1923; 1928.
116. MINERALS Yearbook; Bureau of Mines. 1934—1951.
117. MINERAL RESOURCES OF AUSTRALIA, Talc, steatite (Soapstone) and pyrophyllite. Summary report no. 15, 1948.
118. MUSSY. — Roches ophitiques du département de l'Ariège. B. S. G. F. 2<sup>e</sup> série, t. 26, 1868.
119. MUSSY. — Possibilité de l'existence du terrain houiller dans le département de l'Ariège. Monographie des schistes anciens supérieurs tenant dans l'Ariège la place de l'étage houiller. B. S. G. F. 2<sup>e</sup> série, t. 27, 1869.
120. MUSSY. — Ressources minérales de l'Ariège. Ann. Mines, 6<sup>e</sup> série t. XVI, 1869, p. 547 et t. XVII, 1870, p. 459.
121. MUSSY. — Carte géologique et minéralogique de l'Ariège. Texte explicatif, Foix, 1870.
122. NIGGLI, E. — Das Westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen. S. M. P. M. Bd. XXIV, 1944, p. 58.
123. NIGGLI, P. — Über Molekularnormen zur Gesteinberechnung. S. M. P. M., Bd. XVI 1936, p. 295.
124. NIGGLI, P. und STUTZ, A. — Die Magmentypen. S. M. P. M., Bd. XVI, 1936, p. 335.
125. NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE und WINTERHALTER, R. U. — Chemismus Schweizerischer Gesteine. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung XIV, 1930; 1<sup>er</sup> Nachtrag, Lieferung XX, 1942.

126. NIGGLI, P. — Das Problem der Granitbildung. S. M. P. M. Vol. XXII, 1942, p. 1.
127. NIGGLI, P. — Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. E. T. H. Zürich, Min. Petr. Inst. Neuauflage 1946.
128. NIGGLI, P. und NIGGLI, E. — Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. I Allgemeine lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten, Abschnitt II, Lehrbücher und Monographien aus den Gebieten der Exakten Wissenschaften 16, Mineralogisch-Geotechnische Reihe III, Basel 1948.
129. ORIGIN OF GRANITE. — Conference at Meeting of the Geol. Soc. of America held in Ottawa, Canada. Dec. 30, 1947. Geol. Soc. of Am., Memoir 28, 1948.
130. ORCEL, J. — Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. Fr. Minéral. t. L, 1927, p. 74.
131. PANNEKOEK, A. J. — Evolution du bassin de la Tet dans les Pyrénées-Orientales pendant la néogène. Thèse Utrecht, 1935.
132. PITCHER, W. S. — The migmatitic older granodiorite of Thorr district, Co. Donegal. The Quart. Journal Geol. Soc. London, Vol. CVIII, part 4, 1953, p. 413.
133. REINHARD, M. — Universaldrehtisch-methoden. Basel 1931.
134. RAMBERG, H. — The facies classification of rocks. The Journal of Geology, Vol. 57, 1949.
135. RAMBERG, H. — The origin of metamorphic and metasomatic rocks. A treatise on recrystallisation and replacement in the earth's crust. Chicago 1952.
136. RAMIÈRE DE FORTANIER, E. — Les calcaires cristallins de la Montagne de la Frau. C. R. S. S. G. F. 1928, p. 135.
137. RAGUIN, E. — Sur les gneiss des Pyrénées. C. R. S. S. G. F. 1933, p. 15.
138. RAGUIN, E. — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. B. S. G. F. 5e série, t. 8, 1938.
139. RAGUIN, E. — Sur l'âge des roches granitiques dans les Pyrénées. C. R. Ac. Sc. t. 207, 1938.
140. RAGUIN, E. — Sur les intercalations calcaires du Silurien des Pyrénées. C. R. S. S. G. F. 1944, p. 63.
141. RAGUIN, E. — La géologie du granite. Paris 1946.
142. RAGUIN, E. — Découverte des roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées centrales. C. R. Ac. Sc. t. 223, 1946, p. 816.
143. RAGUIN, E. — Les roches éruptives du Val de Burat, près Marignac. C. R. S. S. G. F. 1946, p. 315.
144. RAGUIN, E. — Géologie des gîtes minéraux. Paris 1949.
145. RAGUIN, E. — Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège), B. S. G. F. 5e série, t. XIX, 1949.
146. RAGUIN, E. — Observations nouvelles sur le granite de Quérigut (Ariège). Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse, t. 85, 1950, p. 266.
147. READ, H. H. — Meditations on granite, part one. Geol. Assoc. Proc. vol. 54, 1943, p. 64; part two, Geol. Assoc. Proc. vol. 55, 1944, p. 45.
148. RÉUNION EXTRAORDINAIRE de la Société Géologique de France à Foix (Ariège). B. S. G. F., 3e série, t. X, 1882, p. 509.
149. ROGGEVEEN, P. M. — Geologische en petrologische onderzoekingen in het graniet-massief van Lles-Aristot in de Oostelijke Spaanse Pyreneën. Thèse Amsterdam 1929.
150. ROMEU, A. DE — Les roches filoniennes paléozoïques non-granitiques des Pyrénées. Bull. Soc. Fr. Min. t. XXX, 1907, p. 1.
151. ROQUES, M. — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. Mém. Carte Géol. Fr. 1941.
152. ROUSSEL, J. — Le Dévonien et le Carbonifère de Larbont et de St. Antoine. Foix, 1885.
153. ROUSSEL, J. — Sur l'âge des calcaires cristallins des Pyrénées. B. S. G. F. 3e série, t. XVI, 1888, p. 820.
154. ROUSSEL, J. — Sur l'âge d'un granite porphyroïde des Pyrénées orientales. C. R. Ac. Sc. t. CXII, 1891, p. 1471.
155. ROUSSEL, J. — Sur la composition des terrains primaires des Pyrénées. Ann. Soc. Géol. du Nord. t. XX, 1892, p. 44.
156. ROUSSEL, J. — Etude stratigraphique des Pyrénées. B. S. G. F. 3e série, t. 5, 1893.
157. ROUSSEL, J. — Sur le Carbonifère des Pyrénées. B. S. G. F. 4e série, t. 3, 1903.
158. ROUSSEL, J. — Tableau stratigraphique des Pyrénées. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. no. 97, t. XV, 1903—04.
159. ROUSSEL, J. — Le gneiss dans les Pyrénées et son mode de formation. B. S. G. F. 4e série, t. IV, 1904.
160. ROUSSEL, J. — L'auréole calcaire des massifs granitiques des Pyrénées. B. S. G. F. 4e série, t. IV, 1904.

161. SCHEUMANN, K. H. — Zur nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.* Bd. 48, heft 3—4, 1936, p. 297.
162. SCHMIDT, H. — Das Palaeozoicum der Spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, III Folge, heft 5, 1931, p. 47.
163. SEDERHOLM, J. J. — Om granit och gneis (with english summary). *Bull. Comm. Géol. Finlande*, no. 23, 1907.
164. SEDERHOLM, J. J. — On migmatites and associated pre-cambrian rocks of South-western Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, t. X, no. 77, 1926.
165. SEIGNETTE, P. — Essai d'études sur le Massif pyrénéen de la Haut-Ariège. Castres, 1880.
166. SETTER, L. U. DE — Tektoniek van eenvoudige structuren. Leiden, 1941.
167. SETTER, L. U. DE — Le style structural Nord-Pyrénéen dans les Alpes Bergamasques. *B. S. G. F.* 5e série, t. XIX, p. 617.
168. SETTER, L. U. DE — Les granites des Pyrénées ariégeoises. *C. R. S. S. G. F.* no. 2, 1951, p. 278.
169. SETTER, L. U. DE et ZWART, H. J. — Le calcaire de Bentailou dans les Pyrénées ariégeoises. *C. R. S. S. G. F.* no. 13, 1950, p. 229.
170. SETTER, L. U. DE — Une phase tectogénique intra-dévonienne dans les Pyrénées centrales. *C. R. S. S. G. F.* no. 15, 1951, p. 278.
171. SETTER, L. U. DE — Pliocene uplift of tertiary mountain chains. *American Journal of Science*, Vol. 250, 1952, p. 297.
172. SETTER, L. U. DE — Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Haut-Atlas. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydr.*, t. LXII, fasc. 1, 1953, p. 38.
173. STOCKWELL, C. H. — An X-ray study of the Garnet group. *The American Mineralogist*, vol. 12, no. 9, 1927, p. 327.
174. STUCKEY, J. L. — Tale deposits of North Carolina. *Economic Geology* Vol. XXXII, 1937, p. 1009.
175. STUTZER, O., WETZEL, W. und HIMMELBAUER, A. — Die wichtigsten lagerstätten der „Nicht-erze“. Bd. V, Schwefel, graphit, jod, bor, magnesit, talk. Berlin 1933.
176. SUZUKI, J. — Über einem Skapolith-Amphibolith von Losone bei Ascona. *S. M. P. M.* Bd. X, 1930, p. 133.
177. TEX, E. DEN — Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). *Leidse Geologische Mededelingen*, deel XV, 1950, p. 1.
178. TURNER, F. J. — Observations on twinning of plagioclases in metamorphic rocks. *The American Mineralogist*. vol. 36, no. 7—8, 1951, p. 581.
- 178a. TURNER, F. J. — The development of pseudostratification by metamorphic differentiation in the schists of Otago, New Zealand. *Am. Journ. Sci.* vol. 239, 1941, p. 1.
179. TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. — Igneous and metamorphic petrology. New York 1951.
180. VIENNOT, P. — Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* no. 163, t. XXX, 1927.
181. VIENNOT, P. — Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* no. 171, t. XXXI, 1928.
182. VIENNOT, P. — Les conditions de gisement des roches éruptives secondaires et le problème du métamorphisme général pyrénéen. *B. S. G. F.* 4e série, t. XXIX, 1929, p. 565.
183. WATSON, J. — Late sillimanite in the migmatites of Kildonan, Sutherland. *Geological Magazine*, Vol. LXXXV, no. 3, 1948.
184. WAGNER, G. — Stylolythen und druckturen. *Geol. und Paläont. Abh. Neue Folge* Bd. XI, heft 2, 1913.
185. WEGMANN, C. E. — Zur deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau* XXVI, 1935, p. 305.
186. WEINSCHENK, E. — Mémoire sur le dynamométamorphisme et la piézoocristallisation. *C. R. VIIIe Congr. Int. Géol. à Paris*, fasc. I, 5e partie, 1901, p. 326.
187. WINCHELL, A. N. — Elements of optical mineralogy, 4th edition, part II, New York 1951.
188. WILSON, M. E. — Tale Deposits of Canada. *Economic Geology Series* no. 2, 1926.
189. ZWART, H. J. — L'Ordovicien du Massif du Saint-Barthélemy (Pyrénées). *C. R. S. S. G. F.* no. 16, 1950, p. 288.

## ABREVIATIONS.

- B. S. G. F. Bulletin de la Société Géologique de France.  
 C. R. S. S. G. F. Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France.  
 S. M. P. M. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.