



HAL
open science

Etude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges

Georges Vitel

► **To cite this version:**

Georges Vitel. Etude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges. Géologie appliquée. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1965. Français. NNT: . tel-00602450v1

HAL Id: tel-00602450

<https://theses.hal.science/tel-00602450v1>

Submitted on 22 Jun 2011 (v1), last revised 23 Aug 2013 (v2)

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

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



THÈSE

R. Michel

PRÉSENTÉE

Ex n° 2

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Georges VITEL

Étude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (Partie française)
et recherches géologiques complémentaires dans le massif
Mont-Blanc – Aiguilles-Rouges

+ 7 cartes

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

Soutenu le juillet 1965 devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs : R. BARBIER

Président

R. MICHEL
J. DEBELMAS
P. GIRAUD

Examineurs

Doctorat de 3^e Cycle

N° d'Ordre:

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Georges VITEL

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

Étude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (Partie française)
et recherches géologiques complémentaires dans le massif
Mont-Blanc – Aiguilles-Rouges

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

22 AOÛT 2003

Soutenue le juillet 1965 devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs : R. BARBIER

Président

R. MICHEL
J. DEBELMAS
P. GIRAUD

Examineurs

AVANT-PROPOS

Au seuil de cet ouvrage, je tiens à exprimer toute ma gratitude à l'égard de mes professeurs et, en particulier : M. R. MICHEL qui m'a fait un profond plaisir en me confiant ce travail dans une région aux paysages merveilleux où j'ai pu goûter à l'alpinisme ; à M. R. BARBIER qui m'a accepté comme assistant dans son laboratoire, me permettant de bénéficier des meilleures conditions intellectuelles, morales et matérielles présidant à ma formation géologique ; et enfin à M. J. DEBELMAS.

J'associe à mes remerciements tous les membres du laboratoire, pour l'ambiance sympathique, dans laquelle cette modeste contribution à la pétrographie alpine a pu trouver à s'exprimer, et, en particulier P. VIALON dont j'ai souvent sollicité l'aide.

Le moment est venu, aussi, de rendre un sincère hommage au B.R.G.M. qui a facilité les conditions de mon séjour dans la vallée de Chamonix. Mes remerciements s'adressent, d'une part, à la direction scientifique à Paris et, d'autre part à la division Sud-Est et son chef M. P. AICARD. A ce dernier propos, je dois une attention spéciale à M. MELOUX qui m'a mis en relation avec le directeur de la division Sud Est.

Il m'est agréable de rappeler combien M. GUDEFIN ingénieur B.R.G.M., chargé de l'étude du tunnel en cours d'avancement, a su me réserver un aimable accueil lors de mon arrivée à Chamonix, tout en me guidant utilement auprès de M. GERVAIS, que je remercie d'avoir facilité mon accès sur le chantier du tunnel.

Je remercie M. H. de la ROCHE, sous-directeur au C.N.R.S. à Nancy, pour les résultats d'analyses chimiques qu'il a bien voulu me confier.

Je remercie également M. G. BRANCHE, C.E.A. de Fontenay-aux-Roses, de l'étude statistique qu'il a effectué gracieusement sur les analyses chimiques précédentes.

Je tiens à souligner le précieux recours dont me fut J.P. DUMAS par les prises de contact qu'il m'a facilitées avec le milieu minier.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	-----	1
CADRE GEOLOGIQUE	-----	1
HISTORIQUE SOMMAIRE	-----	2
<u>1ère partie.</u> - Le tunnel et la série métamorphique du Mont-Blanc en rive gauche de l'Arve entre les Houches et la Mer de Glace.		
1 , COUPE DU TUNNEL	-----	4
11 , Résumé de la coupe complète	-----	6
12 , Coupe détaillée de la partie française	-----	6
13 , Conclusions	-----	17
2 , ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE	-----	18
21 , Schistes cristallins	-----	18
211 , Faciès dominant : gneiss à grain fin	-----	18
212 , Faciès fréquents	-----	21
- gneiss sériciteux	-----	21
- gneiss ocellés	-----	22
- gneiss rubanés	-----	23
213 , Faciès accessoires	-----	23
- gneiss mouchetés	-----	23
- gneiss à biotite	-----	24
- micaschistes	-----	25
- séricitoschistes et chloritoschistes	-----	25
- zones micaschisteuses	-----	25
- micaschistes ocellaires	-----	26
- quartzites à biotite	-----	26
- quartzites	-----	27
- leptynites	-----	27
- amphibolites	-----	28

- cipolins	-----	29
- mylonites	-----	29
214 . Analyses chimiques	-----	32
215 . Faciès de surface	-----	32
22 . La protogine et ses enclaves	-----	33
221 . Définition	-----	
- analyses chimiques	-----	34
- corrélations linéaires et logarithmiques	-----	37
222 . Composition minéralogique	-----	39
223 . Les structures	-----	41
224 . Les enclaves	-----	41
225 . Phénomènes de cristallisation	-----	45
226 . Géochronologie	-----	46
227 . Aplite et pegmatite	-----	48
228 . Conclusions	-----	48
23 . Zone de transition	-----	48
3 . ETUDE DE SURFACE	-----	51
31 . Géomorphologie	-----	51
32 . Coupes	-----	51
321 . Rochers des Mottets - chemin du Montenvers	-----	51
322 . Frêtes de Charmoz	-----	54
323 . Plan des Aiguilles	-----	55
324 . Montagne de Taconnaz	-----	55
325 . Montagne de la Côte	-----	55
326 . Les Houches aux Rognes par le Tramway du Mont-Blanc (T. M. B.)	-----	57
4 . HISTOIRE GEOLOGIQUE	-----	57
41 . Genèse du groupe - Métamorphisme ancien	-----	57
411 . Genèse du groupe	-----	57
412 . Métamorphisme ancien	-----	58
42 . Tectoniques anciennes	-----	58
43 . Mise en place du granite	-----	58
44 . Déformations alpines	-----	59
441 . Rétromorphose	-----	59
442 . Mylonitisation	-----	59
45 . Conclusion	-----	60

2 ème partie. - Etude stratigraphique du synclinal de Chamonix
et de la bordure occidentale des Aiguilles Rouges
entre Servoz et Barberine

INTRODUCTION

COUPES	-----	62
Col de Balme -- Tête de Balme	-----	62
Croix de Fer - Catogne - Les Preises	-----	65
Combe de Vormaine - Les Posettes	-----	66
Belvédère des Aiguilles Rouges	-----	67
Coupe du Tour	-----	68
Ravin des Arrendelys	-----	69
Col de Salenton	-----	69
Prés de Salenton (gorges de la Diosaz)	-----	71
Pormenaz - chaîne des Fiz	-----	72
Conclusions	-----	74

3 ème partie. - Etude des minéralisations de la partie Sud-Ouest
de la Montagne de Pormenaz

Préambule

1 , MINE DE LA BARYTINE	-----	76
11 , Situation et accès	-----	76
12 , Contexte géologique	-----	76
13 , Minéralisation et gangue	-----	76
14 , Conclusion	-----	77
2 , MINES DE PORMENAZ	-----	78
21 , Situation	-----	79
22 , Cadre géologique	-----	79
23 , Minéralisation et gangue	-----	79
24 , Travaux	-----	79
241 , Groupe de la Sourde	-----	80
242 , Groupe des Baraques	-----	81
- galerie Princesse	-----	81
- galeries Duchesse	-----	81
243 , Groupe de Rochy	-----	83
244 , Chalets de Chavannes Neuves	-----	85

245 . Conclusion à l'étude du groupe de Pormenaz -----	85
3 . FILON DES GORGES DE LA DIOSAZ -----	85
4 . TRAVAUX DE LA VARAPPE (Pont Sainte Marie) -----	86
41 . Situation et accès -----	86
42 . Contexte géologique -----	86
43 . Minéralisation et gangue -----	87
5 . GALERIE DES LABIEUX -----	87
51 . Situation et accès -----	87
52 . Minéralisation -----	88
6 . MONTVAUTHIER -----	88
61 . Situation et accès -----	88
62 . Géologie -----	89
7 . FILON DES TRAPPETTES (galerie Sainte Anne) -----	89
8 . GISEMENT DES MOLLIASSES -----	90
9 . GISEMENT DE LA MONTAGNE DES FAUX -----	90

ESQUISSE METALLOGENIQUE

Liste des figures

1 . Croquis de situation -----	3
2 . Coupe transversale du tunnel -----	4
3 . Coupe schématique du tunnel du Mont-Blanc -----	5
4 . Front de taille au PK 1917 -----	10
5 . Fronts de taille aux PK 3110 et 3180,50 -----	13
6 . Coupe synthétique de la zone de transition -----	14
7 . Structure amygdalaire (PK 1000) dans un gneiss de type banal -----	19

8 . Diagramme KCN pour la protogine	-----	35
9 . Protogine : variations des paramètres de NIGGLI	-----	36
10 et 11 . Microstructures du microcline	-----	43 et 44
12 . Structures poecilitiques et réactionnelles entre plagioclases appartenant à des générations différentes	-----	45
12 . bis. Structures poecilitiques et perthitiques du microcline	-----	47
13 . Directions structurales dans la vallée de Chamonix (d'après P. CORBIN et N. OULIANOFF)	-----	52
14 . Coupe des Rochers des Mottets aux Frêtes de Charmoz	-----	53
15 . Panorama des Frêtes de Charmoz	-----	54
16 . Coupe Montagne de la Côte-Arrendelys - Les Rognes	-----	56
17 . Permo-houiller du col de Balme	-----	63
18 . Coupes sériées	-----	64
19 . Coupe du Belvédère des Aiguilles Rouges	-----	68
20 . Coupe du col de Salenton	-----	70
21 . Coupe de Pormenaz à la chaîne des Fiz	-----	73
22 . Croquis de situation de la Mine de la Barytine	-----	76
23 . Détail de la S.P. 6003	-----	86
24 . Croquis de situation des travaux de la Varappe	-----	89

Planches hors-texte

Coupe du tunnel du Mont-Blanc (partie française) au 1/100e

Groupe des Travaux de la Varappe

Pormenaz : A . Galerie Princesse

B , Chalets de Chavanne

Indices très faiblement minéralisés

Pormenaz : Combe de Rochy

Pormenaz : Galeries Duchesse

Mine de la Barytine

Cartes hors-texte :

1 . levés dans la région de Chamonix 1/20.000

2 . position des indices minéralisés 1/20.000

INTRODUCTION

Le but essentiel du présent mémoire a pour objet l'étude pétrographique de l'ensemble de la série cristallophyllienne et cristalline que traverse le tunnel du Mont-Blanc (partie française). Cette étude nous a été confiée par la Direction scientifique du B.R.G.M. . Les recherches chimiques ont été effectuées par le C.R.P.G. de Nancy qui nous a communiqué les résultats des analyses.

Lorsque, nous avons entrepris nos observations, au cours de l'été 1963, la plus grande partie du tunnel était déjà sous un revêtement de béton ; cela nous a conduit à étendre nos investigations en surface. Nous avons reporté nos levés sur les feuilles I.G.N. au 1/20.000^e Chamonix n° 5-6, Mont-Blanc n° 1-2, Saint-Gervais-les-Bains n°4, sur une portion de terrains, qui s'étend de la rive gauche de la Mer de Glace (des Mottets à l'Angle) à la latitude des Houches.

D'autre part, à la demande de M. le professeur DEBELMAS, nous avons étudié les terrains sédimentaires du synclinal de Chamonix, entre le col de Balme (limite septentrionale) et, Les Houches - col de Voza (limite méridionale). Ce travail a permis d'établir une première jonction avec les levées de J.P. DUMAS (1964) ; la nécessité d'une seconde jonction nous a poussé à des recherches méthodiques, quoique sommaires, sur la bordure N-W du massif des Aiguilles Rouges, de la latitude de Servoz à celle du lac de Barberine. Nos levées intéressent les feuilles I.G.N. au 1/20.000 Chamonix n°1-2, Cluses n°4, Cluses n°8. Cela nous a permis de revoir la tectonique de ces régions.

Enfin, c'est sous la direction de la Division Minière Sud-Est du B.R.G.M. , que nous nous sommes attachés à l'étude des minéralisations de la partie sud ouest de la Montagne de Pormenaz, en rive droite de l'Arve.

CADRE GEOLOGIQUE

Les terrains reconnus sont de deux sortes : un socle cristallin qui correspond aux massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, et se rattache au groupe des Massifs Cristallins Externes ; et sa couverture sédimentaire qui peut-être localement autochtone ou de nature exotique.

Le socle se compose d'une série d'ectinites d'âge anté-stéphanien et d'une masse granitique (protogine du Mont-Blanc), Les schistes cristallins sont légèrement déversés vers le N-W, leur direction est oblique, par rapport à l'axe dirigé NE-SW, du synclinal de Chamonix. Le contact de la protogine avec la série cristallophyllienne est

1. COUPE DU TUNNEL

L'idée d'un tunnel, sous forme ferroviaire, sous le Mont-Blanc remonte à 1874. Le projet fut repris, avant la guerre 1914 - 1918, avec études géologiques à l'appui ; la décision finale, concernant l'aspect routier, n'intervient que peu avant 1939. P. CORBIN et N. OULIANOFF ont alors terminé leur étude géologique (L. FEUGUEUR 1963).

Le tunnel relie la vallée de l'Arve, où l'entrée française est située à 1274m d'altitude, au-dessus du hameau des Pèlerins, à la localité d'Entrèves (altitude 1380m), dans le haut Val d'Aoste.

L'ouvrage passe à l'aplomb de l'Aiguille du Midi, du col du Gros Rognon, sous le glacier du Géant et l'Aiguille de Tante. Il est rectiligne (direction Nm = 163,9 gr), sauf à l'entrée française, où une courbe d'un rayon de 200m permet le raccord avec la route.

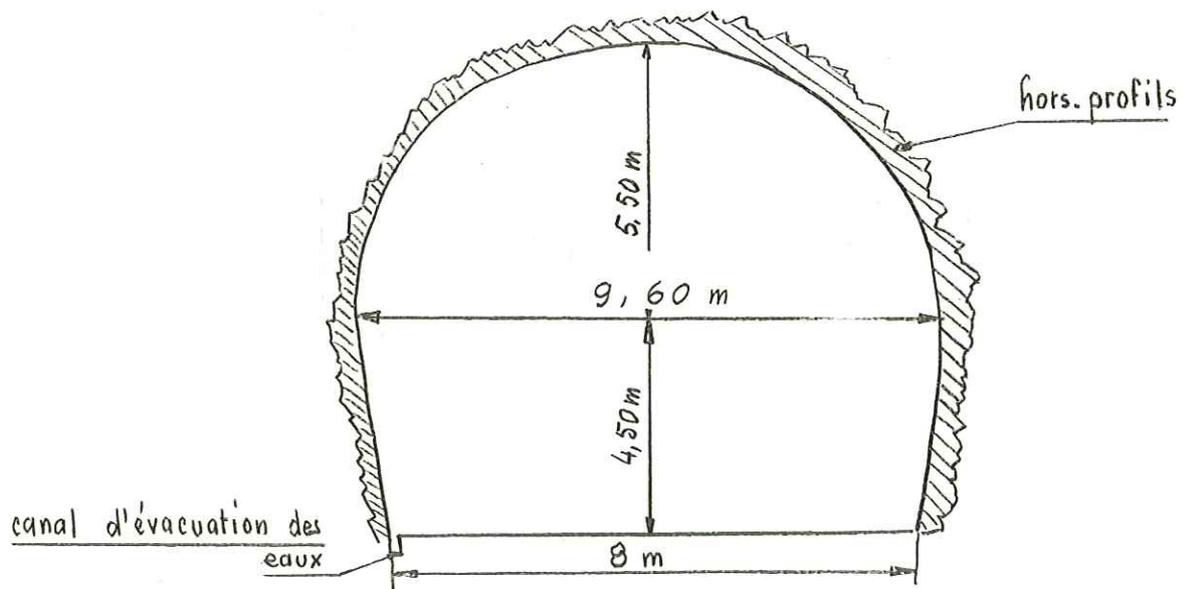


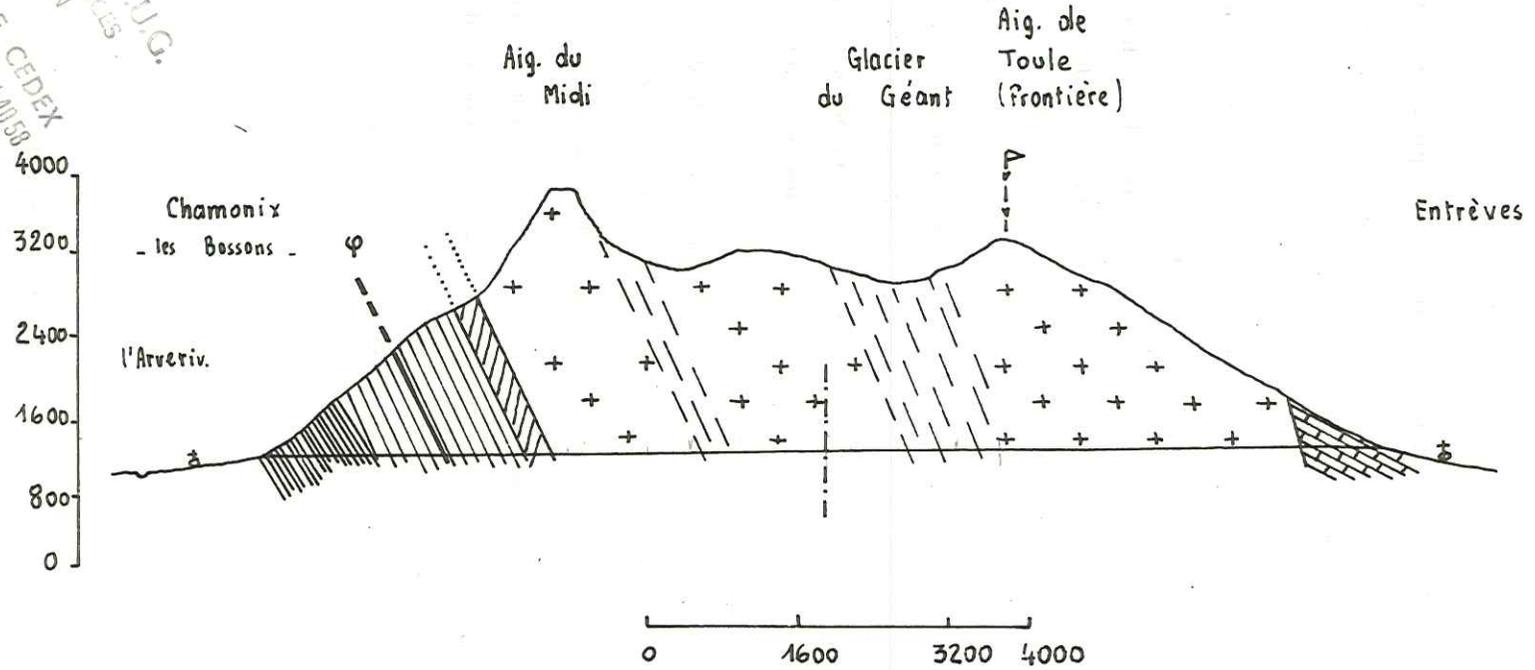
Fig. 2 - Coupe transversale du tunnel

Fig. 3

Coupe schématique du tunnel du Mont-Blanc

NW

SE



 zone à pendages compris entre 55 et 70°

 granite

 zone de transition

 contact anormal

 zone à pendages compris entre 75 et 90°

 sédimentaire

 zone intensément fracturée (venues d'eau)

 point de jonction franco-italien

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GLOS-ALPES
DOCUMENTATION
D.P. 53
GRENoble CEDEX
F. 38041
Tel. 04 76 63 54 21 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: plour@ujf-grenoble.fr

22 AOÛT 2003 P. 5

Le point de rencontre franco-italien est situé à la verticale du Pied de la Pyramide du Tacul,

Sur la section totale de 70m², seule la partie supérieure (46m²) sera livrée à la circulation (pour de plus amples détails techniques cf. (1) et VILAR F.M, 1962).

11 - Résumé de la coupe complète (voir fig. 3)

Sur une longueur de 11.600 mètres, la galerie traverse - en partant de l'entrée française - un ensemble de schistes cristallins : PK 0 à 3102. Ils présentent une homogénéité de pendages remarquable, compris entre 55 et 65 grades au cours des mille premiers mètres ; puis allant de 70 grades à la verticalité ensuite. Une importante zone d'écrasement se situe entre les PK 1910 et 1925.

Du PK 3102 au PK 3524, une zone hétérogène s'individualise, par les rapports diffus qui existent entre schistes cristallins et protogine : nous l'appellerons zone de transition.

A partir du PK 3524, la structure change totalement par apparition de la masse de protogine qui s'étend jusqu'au PK 10.300, où gisent des terrains sédimentaires. Il est intéressant de noter les fractures importantes qui affectent cet ensemble, entre les PK 4000 et 4500 (côté français) et, entre les PK 6000 et 7000 (côté italien), où elles ont provoqué des venues d'eau notables.

Entre les PK 10.300 et 10.500 alternent un ensemble de calcaires siliceux et de quartzites sériciteux et un ensemble de calcaires argileux et de schistes (Malm ?) (P. BAGGIO et R. MALARODA 1960) ; des calcaires à entroques (Dogger ?) et des phyllades quartzo-sériciteuses plus ou moins calcaires (Toarcien-Aalénien ?) font suite à ces ensembles. Du PK 10.500 à la fin du tunnel, des formations attribuées au Dogger se retrouvent intercalées au sein des calcaires argileux du Malm(?).

Les étages sont attribués, avec réserve, aux formations lithologiques décrites par P. BAGGIO et R. MALARODA ; ces auteurs envisagent d'autre part la possibilité que la série soit renversée.

12 - Coupe détaillée de la partie française (voir planche hors-texte)

L'axe de la galerie recoupe les bancs de schistes cristallins de façon légèrement oblique, ce qui provoque un décalage moyen de 2 mètres entre les parements. Il arrive que la direction du tunnel soit orthogonale aux bancs mais, également, que les décalages atteignent 8 à 9 m.

La coupe ci-dessous schématise les observations faites à l'avancement. Elle tient compte des documents établis par GUDEFIN,

(1) La revue "Air Comprimé" (1962 - 4ème trimestre) présente les différents problèmes qu'on eu à résoudre les mineurs français et italiens.

P. K.	faciès pétrographiques	description sommaire :
0 à 73	gneiss et bancs de leptynites: (40 à 49)	roche massive où la biotite est plus abondante que le mica blanc.
73 - 80	gneiss sériciteux	<u>zone fracturée.</u> Altérations et dépôts ferrugineux.
80 - 149	gneiss à grain fin (1)	aspect gris à légèrement verdâtre ; allure massive, texture planaire .
-----	quartzites à biotite (PK 149 à 153)	alternances de rubans siliceux et micacés. Texture rubanée.
153-240, 70	gneiss à grain fin (photo n° 2)	<u>zone de fracture.</u> Roches finement litées, incluant de petits amas quartzo-chloriteux. Pyrite aux épontes des diaclases.
240, 70-248	leptynites	bancs leucocrates, à texture massive, qui alternent avec des couches gneissiques chloriteuses.
248-294	gneiss à grain fin	analogues à (1)
294-302, 50	" plus grossiers	texture litée à lits quartzo-feldspathiques.
302, 50-394	gneiss à grain fin (cipolin PK 325)	roches à grain très fin analogues à (1) (photo n° 2 où le mica blanc prédomine. De nombreuses inclusions de quartz tavelent la matrice schisteuse. Les fractures sont fréquentes.
394-398, 80 400	gneiss rubanés cipolin	présence de cordons calcitiques et d'un filon granitique
398, 80-642	gneiss à grain fin	analogues à (1). Texture schisteuse homogène très micacée (séricite) où apparaissent irrégulièrement des passées chloriteuses et des cordons quartzeux qui confèrent un rubanement local à la roche. <u>Faille au PK 590.</u>
499-505, 70	quartzites	texture vaguement planaire.

642 - 660	gneiss et micaschistes calcifères (photo n°3)	roches finement litées.brunâtres ,
660 - 683,40	schistes lustrés	roche à texture très schisteuse avec de nombreuses inclusions de pyrite.
683,40-712	gneiss oeillés	Le mica blanc est abondant. Une zone de gneiss fins (e = 7m) est incluse dans la masse.
712 - 719	amphibolite	banc massif à texture équante, minéralisé en amas diffus de chalcopryrite et pyrrhotine.
719 - 720	gneiss ocellaire	
720 - 758	" à grain fin	analogues à (1)
758 - 772,70	" rubanés	texture embréchique comportant des amas de chalcopryrite (photo n°1)
772,70 - 814	gneiss à grain fin	ils comportent des intercalations de bancs de leptynites.
814 - 824	gneiss oeillés	
824 - 829	roche basique	texture équante, couleur claire. Elle comprend des pyroxènes, amphiboles et grenats
829 - 907	gneiss oeillés amphibolite (900)	
907 - 1025	gneiss à grain fin	filon d'aplite au PK 1020
1025 - 1037	gneiss oeillés	
1037 - 1092	gneiss à grain fin	des ocelles quartzo-feldspathiques parsèment sporadiquement la trame schisteuse.
1092 - 1094	micaschistes calcifères	roche brune à texture franchement planaire où sont inclus des lits silicetx blanchâtres.
1095 - 1150	gneiss à grain fin	ils ont une texture massive où s'immiscent des lits quartzo-feldspathiques et des zones micaschisteuses.

1150 - 1152	mylonite	
1152 - 1153	quartzite	banc où l'orientation se manifeste par des lits ténus de séricite, parallèles à la schistosité.
1153 - 1159	gneiss ocellés	à texture amygdalaire, filée.
1159 - 1250	gneiss à grain fin	passage de bancs de leptynites (photo n°4) lenticulaires. Amas irréguliers de pyrrhotine et de chalcopyrite.
1250 - 1286	gneiss ocellés	légèrement chloriteux. Ils ont une texture irrégulière, avec des amandes quartzo-feldspathiques bien développées.
1286 - 1300	gneiss à grain fin	analogues à (1).
1300 - 1320	quartzites et granite	en zones à caractère intrusif, d'aspect leucocrate. Des gneiss rubanés se développent au contact de ces zones.
1320 - 1398,40	gneiss à grain fin	des parties rubanées, un filon de pegmatite et des mylonites s'intercalent dans la schistosité.
1398,40 - 1405	embréchites rubanées	la texture est planaire mais à lits micacés très contournés.
1405 - 1430	gneiss à grain fin	Ils comportent des lentilles quartziques et amphiboliques dans leur trame.
1430 - 1445	gneiss chloriteux	les trois faciès sont alternativement répétés avec passages diffus de l'un à l'autre.
	" ocellaires	
	" rubanés	
1445 - 1460	" " et ocellés	les lits micacés sont bien marqués (biotite et muscovite).
1460 - 1475	gneiss à grain fin	
1475 - 1495	" ocellés	interrompus de schistes à mica noir abondant.
1495 - 1500	micaschiste chloriteux et pyriteux	
1500 - 1590	gneiss à grain fin	
1590 - 1620	" ocellés et " chloriteux	bancs en alternance irrégulières. Inclusions de quartz massif

1620 - 1639	gneiss ocellés	inclusions chloriteuses .
1639 - 1648	" à grain fin	
1648 - 1652	quartzites et cipolin	bancs de puissance $e = 1m$.
1652 - 1682	gneiss à grain fin	
1682 - 1700	" ocellés et rubanés	riches en ocelles quartzo-feldspathiques et, présence des deux micas.
1700 - 1756	" à grain fin	chlorite et séricite sont abondantes.
1756 - 1760	" ocellés	
1760 - 1761	quartzites	banc leucocrate lité, à décollements sériciteux.
1761 - 1914	gneiss à grain fin	des parties à texture ocellaire s'y intercalent. Une imprégnation chloriteuse diffuse caractérise l'ensemble. La biotite n'est visible que dans quelques passages alternés.
1914 - 1925	mylonites et quartz	zone très tectonisée de contact anormal correspondant à une faille de chevauchement.
1917 -	leptynites sériciteuses	

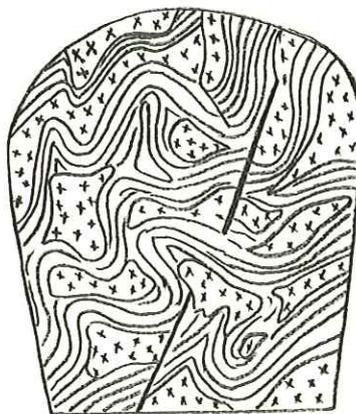


Fig. 4 - front de taille au PK 1917

1925 - 1959	gneiss à grain fin	
1959 - 1962	" oeuillés	
1962 - 1970	" chloriteux	très finement micacés,
1970 - 2033	" à grain fin	mylonite de granite (PK 1970) et banc de leptynite (PK 2000) intercalés,
2033 - 2044	" fins et amphibolites	la foliation est moins fine que dans le faciès précédent mais les lits quartzo-feldspathiques plus épais, Inclusions silico-calciques, Amphibolites à texture massive en concordance dans la schistosité,
2044 - 2065	gneiss à grain fin	
2065 - 2067	amphibolites	à texture équante, Couleur vert sombre, sur laquelle , tranchent des amas de quartz massif, dans lesquels sont inclus des masses de calcite et de chlorite,
2067 - 2107	gneiss à grain fin	
2107 - 2113	quartzites sériciteux	interstratifiés. La séricite est abondante.
2113 - 2126	gneiss à grain fin	
2126 - 2134	" rubanés	lits quartzo-feldspathiques d'épaisseur variable (qq cm à qq m)
2134 - 2150	gneiss à grain fin	
2150 - 2160	gneiss granitisés	allure de migmatites homogènes à texture rubanée.
2160 - 2190,5	" à grain fin	
2190,5 - 2206	embréchites	texture planaire confuse à amandes quartzo-feldspathiques.
2206 - 2289	gneiss rubanés et oeuillés	roches à texture embréchitique que recourent de nombreux filons de quartz massif associés à la chlorite,
2289 - 2344	gneiss à grain fin	comportant des inclusions de quartz massif et de chlorite. Passage de gneiss à épidote (PK 2321 à 2327).

2344 - 2351	gneiss à grain fin	
2351 - 2362	micaschistes	avec masses de quartz massif et de chlorite compactes. Lits de biotite altérée.
2362 - 2415	gneiss schisteux	caractérisés par des alternances irrégulièrement chloriteuses, et quartzo-feldspathiques.
2415 - 2417	quartzites sériciteux	texture planaire.
2417 - 2427	gneiss à grain fin.	
2427	cipolin	banc de e = 0,40 m
2427 - 2523	gneiss à grain fin	
2523 - 2568	" à épidote	l'épidote est répartie de façon diffuse. Abondance de masses compactes de quartz; calcite et chlorite friables
2600 - 2720	gneiss à grain fin	bancs de quartzites et d'amphibolites intercalés au PK2600,
2720 - 2734,7	" à biotite	
2734,7 - 2750	" fins	zone mylonitique (faille) marquée de minéralisations abondantes en pyrite ; couche de gneiss à chlorite, amphibole et épidote.
2750	micaschistes	
2750 - 2780	gneiss à grain fin	
2780 - 2782	" ocellés	
2782 - 2798	" fins schisteux	
2798 - 2799	quartzites à séricite	
2799 - 2864	gneiss à grain fin	où sont disséminés des amas diffus de quartz, calcite et chlorite, ainsi que des inclusions à texture complexe de quartz, feldspaths, amphiboles, calcite, épidote et chlorite.

2864 - 2874	gneiss à biotite	en alternances irrégulières.	
2874 - 2937	" à grain fin		
2937 - 2942	amphibolites et gneiss amphiboliques		
2942 - 2983	gneiss à grain fin		
2983 - 3002	séricitoschistes, quartzites, gneiss ocellés et rubanés		
3002 - 3036	gneiss à grain fin		
3036 - 3046	schistes fins amphiboliques		
3046 - 3072	gneiss à grain fin		
3072 - 3102	schistes verts		faciès lustré, parsemé de nombreux cubes de pyrite. Beaucoup de chlorite et de séricite.

Du PK 3102 au PK 3524 s'étend la zone de transition, Elle débute par des schistes verts amphiboliques et chloriteux, qui sont progressivement envahis par le cortège filonien de la masse protoginique.

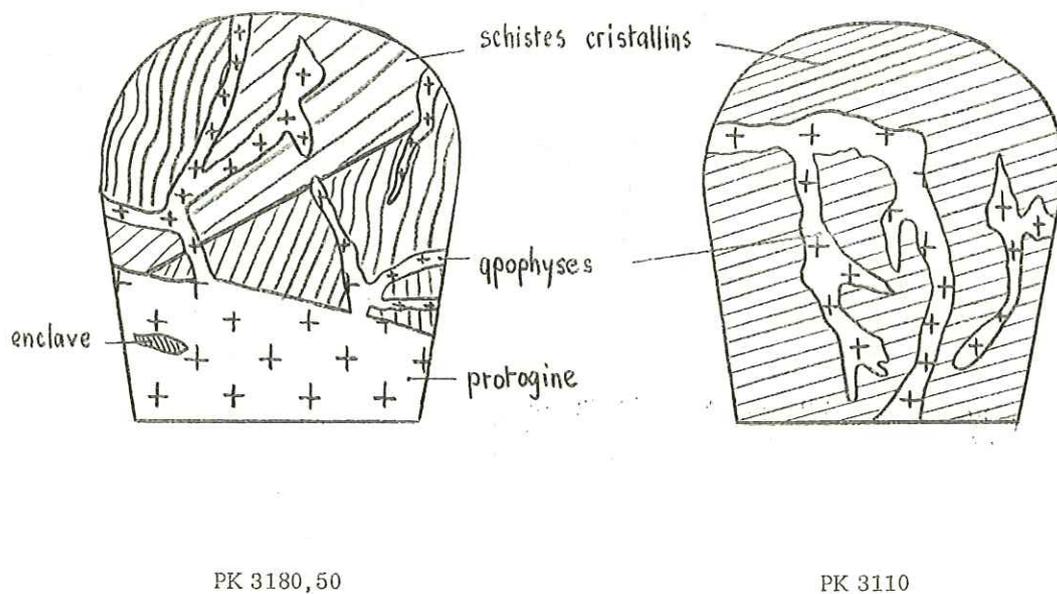
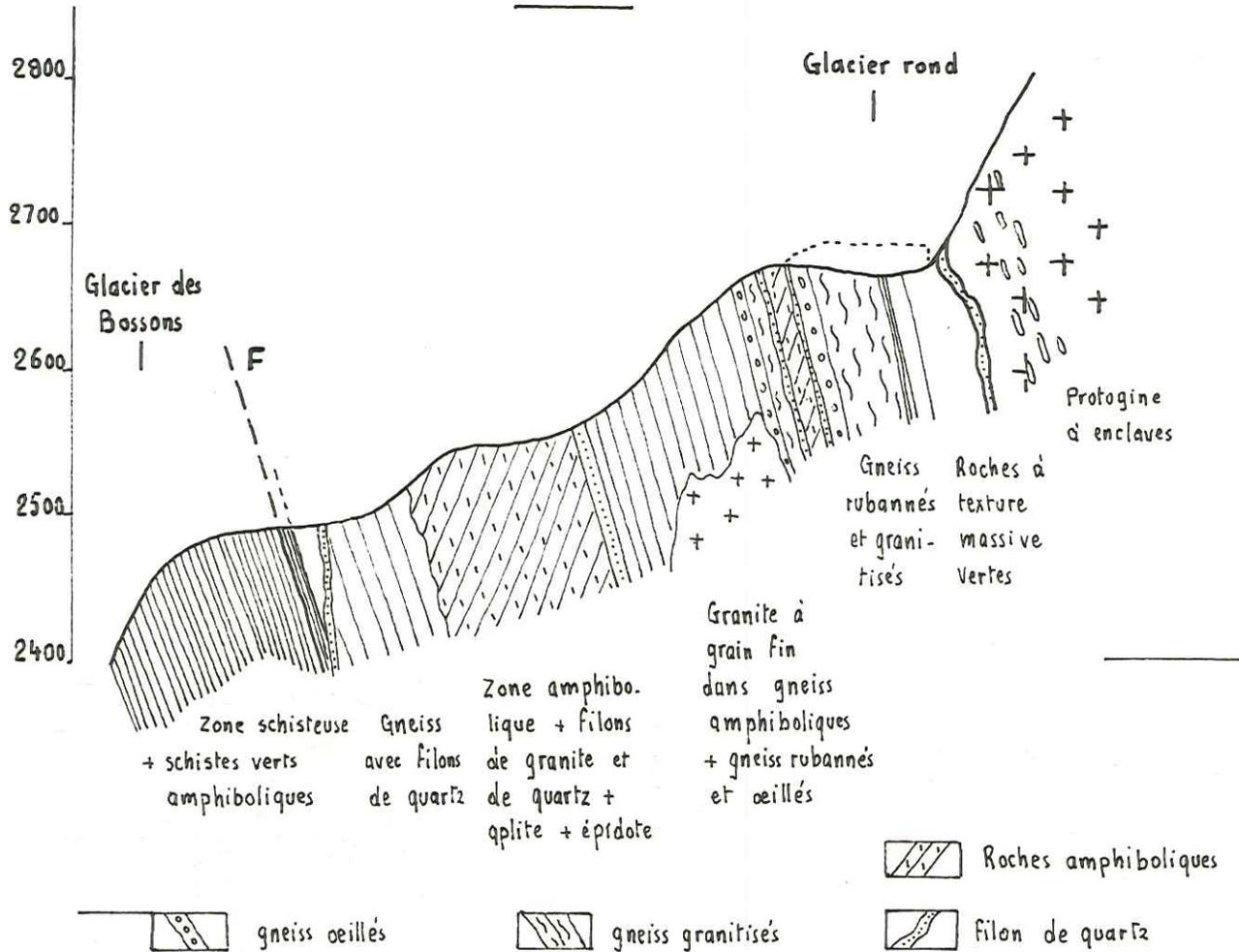


Fig. 5 - Fronts de taille

Fig. 6

W

E



Coupe synthétique de la zone de transition

Ces filons sont sinués et recoupent fréquemment les ectinites. L'hétérogénéité de cette zone est également marquée par des amas, des lentilles et des apophyses, ainsi que des parties concordantes, à composition granitique, qui s'immiscent dans les schistes encaissants. Il s'agit surtout de granite à grain fin ou d'aplite, voire de microgranite. Les proportions entre les roches cristallophylliennes et la protogine sont sensiblement égales. La protogine se rencontre essentiellement entre les PK 3163 à 3238 et, entre les PK 3427 à 3473, sous formes de lames. Très localement, la protogine se charge en amphiboles et épidotes, faisant même place à des diorites.

PK 3102 - 3148	gneiss riches en quartz et feldspaths	formation sillonnée de nombreux filons sécants et sinueux.
3149	microgranite	filon .
3149 - 3151	amphibolite	roche à texture feuilletée.
3151 - 3163	schistes chloriteux	aspect micacé, avec calcite et pyrite dans les fissures. Eléments amphiboliques.
3163 - 3238	granite	filons irréguliers, sinueux et ramifiés avec zones de broyage, où apparaît un pseudo litage, dû à la décompression.
3238 - 3260	" et gneiss	roches en quantité équivalente, avec intercalations d'amphibolites.
3260 - 3328	amphibolites et gneiss	les gneiss sont quartzifiés et partiellement granitisés - Pegmatite à 3283.
3328 - 3335	granite massif	il inclut des enclaves anguleuses de gneiss .
3335 - 3351	" et gneiss	en alternances, le gneiss est quartzifié.
3351 - 3365	" et amphibolites	en alternances.
3365 - 3384	" prédominant	zones amphiboliques et gneiss quartzifiés, à schistosité plissée, sont intercalés.
3384 - 3392	amphibolites et schistes amphiboliques	à texture granuleuse, massive, avec des filonnets sinueux de granite.

3390 - 3408	granite	enclaves de schistes à amphiboles, plus rarement de gneiss schisteux bruns.
3408 - 3427	gneiss fin quartzifié	zone à textures hétérogènes. Lentilles de schistes micacés, à imprégnation chloriteuse.
3427 - 3473	granite	zone massive sans enclaves. Pseudo litage dû à la décompression.
3473 - 3495	schistes granitisés, gneiss et schistes amphiboliques	les schistes constituent les 2/3 de la masse. le reste se répartit en filons le plus souvent aplitiques.
3495 - 3524	gneiss quartzifiés et granite	les proportions des deux types de roches sont difficiles à évaluer. Les filons sont de nature aplitique et granitique. Le quartz est abondant au contact du granite.
3524	protogine	

A partir du PK 3524, le faciès granitique est dominant. Il présente une grande diversité d'aspects qui peuvent se ramener aux types suivants.

L'espèce de protogine la plus courante est un granite à structure porphyroïde, légèrement cloisonnée (PK 4502 à 5330), où les phénocristaux feldspathiques, automorphes, atteignent couramment 3 x 2 cm et, accessoirement 8 à 10 cm de long pour les éléments potassiques ambrés. La teinte verte de la roche est due au développement important de la chlorite, des épidotes et à l'abondance de la biotite verte.

Un autre type, à structure grenue à grain moyen (voir photo n° 5), se rencontre entre les PK 3524 et 4502. Les orthoclases sont constamment maclés Carlsbad et d'aspect ambré.

Une variété de protogine ne diffère de la première espèce, que par son orientation, due aux lits épidotiques et biotitiques.

Un dernier type est plus sombre, franchement planaire, très pourvu en éléments ferro-magnésiens (voir photo n° 6). Des lits phylliteux et quartzo-feldspathiques, à éléments porphyroblastiques, sont disposés en alternance. C'est la texture embréchitique qui s'étend entre les PK 3890 à 3950 et les PK 5420 à 5620.

On peut signaler un autre type de protogine de couleur sombre, où les éléments clairs sont peu apparents, à faciès cataclastique et mylonitique. De nombreux grains de quartz sont inclus dans la trame schisteuse.

13 - Conclusion

La série cristallophyllienne est caractérisée par la prédominance d'un faciès de gneiss à grain fin (cf gneiss minuti des massifs cristallins internes), qui constitue la trame fondamentale de la série. Les autres roches de la série apparaissent comme des variations locales d'une série monotone.

Les schistes cristallins sont déversés vers le N-W ; ils surmontent les formations du Trias au Col de Balme. Des zones schistifiées matérialisent les accidents de même direction qui affectent la série, où les vrais mica-schistes sont peu nombreux.

Rappelons l'abondant développement de la chlorite, de l'épidote et de la séricite. La chlorite est intimement liée aux filons quartzo-calcitiques.

La zone de transition s'individualise, comme un ensemble de structures souvent confuses, en raison du mélange inextricable des schistes cristallins et du granite. La granitisation est également mise en évidence par le développement de filons et d'amas, à composition granitique, qui appartiennent au cortège filonien de la protogine.

Des fractures verticales, sinueuses et dichotomiques et des diaclases de direction E-W, à pendage SE, se trouvent aux PK 3100 à 3180, aux PK 3275 à 3295, aux PK 3348 à 3375, aux PK 3410 à 3430. Les surfaces de décollement sont rendues soyeuses par la phyllitisation. La chlorite se dissémine, en amas, dans les méats de la protogine. L'épidote se dispose en liseret aux épontes des filons ou, en filonets ramifiés, au sein des roches.

La direction des couches est NE-SW, à pendage accusé vers le SE : 70 à 80 grades.

Le passage au granite est progressif, il se fait par l'intermédiaire de deux lames de protogine d'extension notable.

La masse protoginique est marquée par un important diaclasage. Le découpage de la roche se fait par plusieurs réseaux de fractures :

- un système dit classique, en vertu de sa fréquence, montre les caractéristiques suivantes : direction E 20 - 30 gr N et pendage vers le Sud-Est sub-vertical ; il est recoupé, orthogonalement, par un système à pendage Nord-Ouest.

- un réseau de diaclases à direction N-S et E-W, l'ensemble est sub-vertical.

Les diaclases du premier réseau sont postérieures aux filons granitiques qu'elles décalent.

Sur la partie italienne, les fractures sont souvent verticales dans le granite, qu'elles débitent en dalles (ex. Aiguille de Peuterey).

Un peu en amont du PK 3260, de nombreuses enclaves de type schistes verts se développent.

2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE

21 - Les schistes cristallins

211 - Faciès dominant : gneiss à grain fin.

C'est une roche d'aspect massif, à texture planaire et schistosité fine ou inexistante. Sa teinte est grise à verdâtre. Les plans s portent des linéations ainsi que des traces de minéralisation souvent pyriteuses. Sur les surfaces de décollement, un important développement de séricite donne à la roche son aspect lustré.

composition minéralogique :

- quartz Q_1 et Q_2	28%	- épidotes et clinozoïsite	5
- plagioclases	25	- biotite	4
- muscovite et séricite	23	- apatite	} 3%
- sphène et leucoxène	8	- ilménite	
- chlorites	6	- calcite	
		- minerais	

La structure est microporphyroblastique à granolépidoblastique.

Le quartz est toujours présent sous deux aspects qui correspondent à deux phases de cristallisation :

- la première (Q_1) est composée de porphyroblastes xénomorphes à extinction constamment ondulée ($l =$ jusqu'à 5mm). Ils sont allongés selon la schistosité cristallographique. Des cassures peuvent les disloquer en éléments qui demeurent jointifs avec des orientations optiques voisines.

- la seconde (Q_2) est de néoformation et peut dériver du morcellement des individus précédents, qu'elle semble corroder. Elle édifie une structure en mortier (photo n°13). Les éléments de néoformation sont isométriques ($l = 0,1$ mm) et, ils ébauchent, le plus fréquemment, une structure en mosaïque ; ils sont disséminés en nids au sein de la trame lépidoblastique.

Les lits quartzo-feldspathiques (photo n° 14) sont généralement embryonnaires ou amygdalaires (voir fig. 7). Les éléments de néoformation se disposent aux extrémités de ces amandes.

Les feldspaths sont essentiellement des plagioclases acides : albite et oligoclase. Ce sont eux qui acquièrent le plus fréquemment la taille de porphyroblastes de formes variables et atteignant jusqu'à 1 cm de long. Certains plagioclases gisent en travers de la schistosité, où ils provoquent une sorte de refoulement des phyllites (voir photo n° 15).

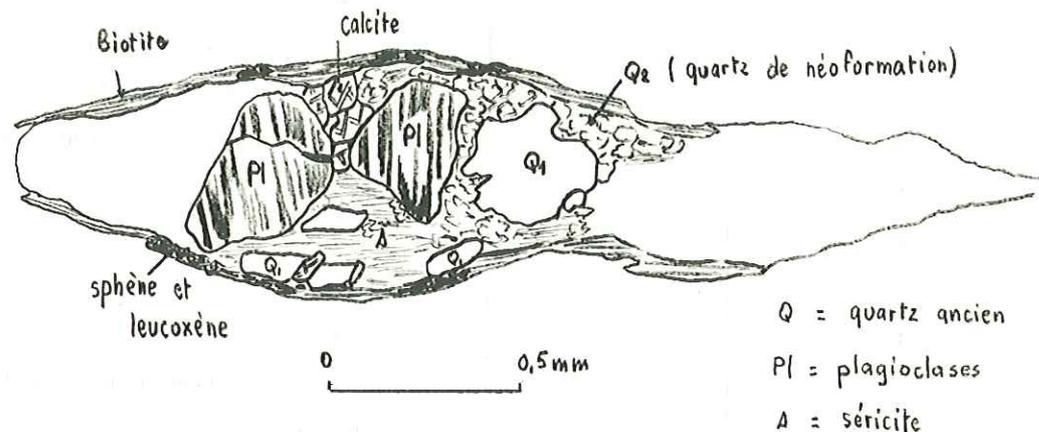


Fig. 7 - Structure amygdalaire (PK 1000) dans un gneiss de type banal

PK	déterminations		observations
	2V =	An% =	
242	+ 80	10	petit feldspath mâclé non altéré
	+ 86	14	feldspath limpide : résidu ceint d'une bordure altérée en séricite
350	+ 72	0	
	+ 74	4	feldspaths arrondis séricitisés = ocelles albitiques
	+ 75	5	
400	- 85	II - 12	petit feldspath mâclé
	+ 88	16	porphyroblaste séricitisé, habitus concordant avec la schistosité
	- 84	12 - 13	petit feldspath limpide de néoformation
	- 89	18	individu arrondi et damouritisé
412	+ 75	5	
	+ 74	3 - 4	éléments arrondis séricitisés
	+ 76	5 - 6	
450	+ 90	18	feldspath limpide entouré de séricite
	+ 89	17	" mâclé légèrement altéré
	+ 72	0	" séricitisé ; habitus concordant avec la schistosité (voir photo n° 16)
600	+ 78	8	petit feldspath mâclé limpide
650	+ 88	16	élément rond altéré
663	+ 72	0	feldspath limpide non mâclé

	- 84	23 - 24	feldspath limpide ceint d'une couronne d'altération
1100	+ 72	0	" altéré non mâclé
	+ 85	13	" mâclé, altéré et cataclasé
1050	+ 79	8	" rond altéré, sans mâcles
	+ 83	11 - 12	" " avec début de pseudomorphose en calcite
1000	+ 76	6	petit feldspath mâclé limpide
	+ 81	10	ocelle mâclé, cataclasé
	+ 85	13	résidu limpide, ceint de séricite
	- 86	21	individu morcelé, limpide
1246	- 89	18 - 19	" mâclé, légèrement altéré sur ses bords
1250	+ 75	4	feldspath arrondi, altéré
	+ 82	10 - 11	" mâclé, cataclasé et séricitisé
	+ 80	9 - 10	" arrondi, séricitisé et sans mâcles
	- 85	22	" mâclé, résidu altéré
1500	+ 84	13	
1600	+ 74	3	" mâclé et altéré
	+ 81	10	" " , légèrement altéré et cataclasé
2650	+ 76	5	" arrondi, altéré et non mâclé
	+ 76	9 - 10	" séricitisé avec bordure recristallisée
	+ 72	0	" peu altéré
	+ 73	1	" subautomorphe altéré et sans mâcles

Les différents types de plagioclases décrits se ramènent à quatre faciès principaux :

- 1. des individus poecilites, très altérés, sans lignes de mâcle apparente. Ils sont parfois disposés en travers de la schistosité, avec parfois des recristallisations marginales mâclées. (photo n°15).
- 2. des individus limpides, éffrangés et souvent cataclasés. Ces minéraux apparaissent comme des résidus.
- 3. des individus limpides sans mâcles, (cf observations faites sur la protogine en relation avec le feldspath potassique) à coeur altéré, automorphes, englobés poecilitement dans un autre plagioclase.
- 4. ces feldspaths s'opposent à d'autres, nettement mâclés, qui sont concordants avec la schistosité et, qu'affecte un début d'altération et de cataclase.

La majeure partie des plagioclases sont séricitisés, et assez souvent saussuritisés ; plus rarement pseudomorphosés par la calcite. Ils sont fréquemment poecilites : lorsque du quartz est ainsi englobé, il est préservé des effets de la cataclase.

Les cassures, nombreuses, découpent les sections. Une pâte cicatricielle à base de quartz, de paillettes de séricite, de calcite remplit ces cassures. Les torsions sont fréquentes sur les lignes de mâcle.

Quelques structures micro-pegmatitiques sont présentes.

Les premiers micas développés, biotite et muscovite, s'alignent en lits où la biotite est l'élément le moins abondant. La séricite, sous forme de fines paillettes ($l = 10\mu$) dessinent des cloisons souvent sinueuses, d'épaisseur variable ; elles sont anastomosées.

- la biotite se présente, soit en lamelles automorphes, cataclasées, à pléochroïsme brun, soit en sections plus fines et d'allure "rafiche", à pléochroïsme cantonné dans les tons verts. Les termes de passage intermédiaire sont possibles. Elle contient souvent des inclusions d'apatite et de sphène. Zones chloriteuses et biotitiques encore saines alternent et réalisent la structure sandwich d'altération de la biotite.

- la muscovite apparaît en fibres étirées, à extinction onduleuse; déchiquetées à leurs extrémités et corrodées sur les bords. Les paillettes submicroscopiques de séricite matérialisent la recristallisation.

La présence de chlorite est caractéristique. Sa biréfringence est variable. La pennine (teintes de polarisation : bleu nuit à bleu moyen) pseudomorphose la biotite. Le ripidolite se caractérise par des teintes de polarisation bronzées à lie-de-vin. Le clinochlore semble la moins répandue des chlorites (polarise dans les blanc jaune du 1er ordre). Le développement des chlorites est tel, qu'elles supplantent parfois les autres éléments phylliteux et permet de définir alors un gneiss chloriteux.

Parmi les accessoires, les épidotes acquièrent une place prépondérante, localement, au sein de la mésotase. Elles apparaissent en granules où, les diverses espèces sont mélangées : pistacite, clinozoïsite et zoïsite.

Le sphène et l'ilménite (leucoxène) sont fréquents. Les granules d'épidote et de minéraux titanés sont intimement liés aux lits phylliteux, dont ils soulignent les caprices flexueux, en accentuant leur relief.

L'apatite est caractérisée par son allure hexagonale ou arrondie. Elle est parfois incluse dans la biotite. La cataclase se manifeste par le tronçonnement de certaines sections.

Les carbonates, calcite et dolomite (?) se groupent par petites plages et, montrent deux phases de cristallisation, analogues à ce qui se produit avec le quartz. Les porphyroblastes sont concordants avec la schistosité ; ils portent des marques d'étirements (photo n° 10). Les éléments de néoformation ont des dimensions plus réduites, sont isométriques et jointives.

Ils peuvent connaître un grand développement local.

La pyrite est automorphe ; elle est souvent disposée en travers de la schistosité. L'hématite est notable.

212 - Les faciès fréquents

- gneiss sériciteux (PK 45 - 379 - 750 - 1200)

Ce sont des roches relativement massives, verdâtres ; à schistosité fruste. Elles comportent des ocelles quartzo-feldspathiques.

Composition minéralogique

- quartz Q_1 et Q_2	43%	- épidote s. s., zoïsite et allanite	3
- plagioclases	19	- calcite	2

- muscovite et séricite	16 %	- biotite	1
- sphène ; ilménite et leucoxène	8,5	- apatite	
- chlorite	5,5	- minerais	

Les deux phases de cristallisation quartzeuse rassemblent des porphyroblastes (Q_1) amiboïdes et, des pièces isométriques (1 moy = 50 μ) analogues à celles qui ont été décrites pour le faciès dominant.

Les plagioclases (An % = 0 à 22) sont automorphes. Ils sont séricitisés, et poecilitiques (ils englobent quartz, et minerais). La cataclase se manifeste par des torsions et des fractures.

Les phyllites sont abondantes : la muscovite se présente en lamelles résiduelles à extinction onduleuse (1 = 200 à 300 μ) ; la séricite traduit une phase de nouvelle cristallisation ainsi que la chlorite ; ces espèces minérales sont en petites paillettes (1 = 50 à 100 μ). Des traces de biotite (brun verdâtre) sont liés aux lits ferromagnésiens, qui englobent des grains d'apatite hexagonaux, des oxydes de fer mais aussi, de nombreux granules de sphène (1 = 100 à 200 μ) et d'épidote. La calcite est mêlée au quartz dont elle en a les dimensions (1 = 300 μ).

La structure est microporphyroblastique, à trame granolépidoblastique. Son origine détritique est traduite par l'abondance des minéraux lourds, il s'agit vraisemblablement d'une ancienne arkose argileuse.

- gneiss ocellés - ex. PK 1450 - 2150 - 2200 - 2250.

La roche à une texture embréchitique ocellée ; elle est planaire.

composition minéralogique

- quartz Q_1 et Q_2	37%	- sphène et leucoxène	2,5
- feldspaths potassiques	14	- biotite	2,5
- plagioclases	13	- calcite	
- saussurite	12	- apatite	accessoires
- muscovite et séricite	10	- chlorite	
- épidotes	6,5	- minerais	

La structure est microporphyroblastique. Les microporphyroblastes sont essentiellement feldspathiques (1 moy = 2,2 à 5 mm) ; le quartz Q_1 peut avoir des dimensions comparables, il constitue des nodosités où les éléments de la phase Q_2 sont associés. (1 moy = 100 μ)

Q_1 et Q_2 présentent des caractères déjà décrits antérieurement.

Les lits quartzo-feldspathiques montrent des renflements (e = 1,3 mm) où le quartz est allongé selon la schistosité. Le microcline est arrondi et cataclasé. Sa structure est légèrement perthitique et poecilitique. Il enferme des plagioclases à bords limpides et coeur altéré, mais également un cristal incolore d'enstatite ($ZAc = 0^\circ + 2V = 86^\circ$). Les plagioclases (+2V = 86, An % = 14 ; -2V = 81 et 82, An % = 24 à 26) sont très saussuritisés. Quelques petites albites de néoformation se développent au sein de la mésostase.

Les lits micacés et sphéno-épidotiques sont peu épais (e = 200 μ). La biotite se présente en lamelles (1 moy = 250 μ) à pléochroïsme brun-vert, à peine chloritisées. Les baguettes de muscovite sont déchiquetées,

elles ont une extinction onduleuse. Les chlorites sont pratiquement inexistantes. Les épidotes (pistacite et clinozoisite) sont localement abondantes , Le rutile est épitaxique sur la biotite.

Les caractères décrits représentent une ancienne roche éruptive. Elle correspond à un ortho-gneiss.

- gneiss rubanés ex. (760 à 772,7) 1150 c - 1311,2 à 1315,1 - 2250 -

Ces roches, à texture légèrement embréchitique, sont grises : des lits quartzo-feldspathiques alternent avec de minces filets micacés.

composition minéralogique

- quartz Q ₁ et Q ₂	42%	- sphène et leucoxène	2
- plagioclases	20	- épidotes	1
- muscovite et séricite	19	- calcite	
- saussurite	12	- minerais	
- biotite	3	- ilménite	
		- microcline	

Les deux phases de cristallisation quartzeuse se retrouvent en lits embryonnaires. La calcite y est associée.

Les plagioclases ont divers faciès qui sont porphyroblastiques : les uns, très altérés en séricite et épidote (An% = 0 à 18), les autres, bien mâclés et peu altérés (An% = 0 à 12). De petits éléments participent à l'édification de la mésostase. Le microcline est relativement répandu (il s'agirait de microcline sodique). Localement, apparaissent des auréoles myrmékinitiques ; la micropegmatite est notable.

Les lits phylliteux sont essentiellement constitués de micas blancs : les lamelles de muscovite (1 = 0,3 mm) sont tordues, corrodées et déchiquetées, leur extinction est roulante ; les paillettes de séricite de néoformation sont abondantes. Ces lits sont dichotomiques et, accessoirement riches en biotite (Ng = brun-vert ; Np = vert pâle).

Les épidotes : pistacite, clinozoisite et zoisite sont concentrées avec l'ilménite, et, le leucoxène, le long des lits micacés.

La structure est microporphyroblastique.

213 - Faciès accessoires

- gneiss mouchetés

Cette roche est d'aspect massif, sans schistosité apparente ; où les éléments feldspathiques arrondis ressortent sur le fond gris de la pâte.

composition minéralogique

- plagioclases	49%	- épidotes	1
- quartz Q ₁ et Q ₂	23	- minerais	1
- muscovite et séricite	12,5	- calcite	
- biotite	10	- apatite	
- sphène	2,5	- chlorite (pennine)	

...La structure est granolépidoblastique et cataclastique.

Le quartz existe sous ses deux formes (Q_1 et Q_2) déjà mentionnées dans les descriptions précédentes. Les plagioclases sont très nettement automorphes et poecilitiques ; très cataclasés. Leur composition est acide ($An\% = 0$ à 22) et leur nature variée (cf faciès dominant). Ils sont en général peu altérés en séricite. Une section de feldspath potassique a été relevée. La micropegmatite est locale.

Les zones quartzo-feldspathiques sont cloisonnées. Les lamelles de biotite ($Ng =$ vert foncé ; $Np =$ vert pâle) sont déchiquetées, entourées de masses de leucoxène. La muscovite est légèrement verdâtre. La pyrite est automorphe et dispersée dans la trame. Du rutile est inclus dans les clivages des plagioclases sous forme de fines aiguilles.

- gneiss à biotite

Ces roches montrent une alternance de lits micacés et quartzo-feldspathiques. Les faces "s" portent des linéations et des traces de pyrite et de chalcopryrite.

composition minéralogique

- quartz Q_1 et Q_2	21 %	- épidotes	2
- saussurite	20	- grenats	1
- biotite	14	- minerais	1
- muscovite et séricite	13	- chlorite	1
- sphène et leucoxène	11	- apatite	0,5
- plagioclases	10	- rutile	
- calcite	4,5		

Les deux générations de quartz Q_1 et Q_2 apparaissent, soit en lits individualisés, soit en nids isolés au sein de la mésostase. Les plagioclases sont profondément altérés, en saussurite et séricite. Ils sont disjoints par des cassures, remplies d'une mésostase à base de séricite, leucoxène et calcite. Ils sont automorphes et concordants avec la schistosité (1 moy = 1,5 mm) ; les mesures ont donné une composition acide : $An\% = 10$ à 18 .

Une génération albitique tardive se manifeste par de petits éléments vierges de toute altération. Une section de microcline a été mesurée (microcline sodique).

La biotite est abondante et pléochroïque dans les tons bruns (1 moy = 1,5 mm). Elle est chloritisée et décolorée ; son extinction est onduleuse. Les exsudats titanés, il s'agit essentiellement de leucoxène, en soulignent les bords. Le rutile est épitaxique sur les lamelles de biotite. Les baguettes de muscovite sont déchiquetées, tordues. Les paillettes de séricite de néoformation créent des lits indépendants des autres lits phylliteux.

Quelques grenats, morcelés, sont ressoudés par la pennine, la séricite et la calcite. Les accessoires communs (épidotes, apatite) sont rares et dispersés dans la trame granolépidoblastique.

- Les micaschistes

Ils sont peu répandus dans la série étudiée. Ils ont un aspect lustré et une texture franchement planaire. Leur teinte est claire et, ils portent souvent des linéations sur le plan "s" qui est en même temps plan de friction, d'où l'abondant développement des phyllites. On note des amas réticulés de chalcopryrite.

composition minéralogique type (PK 700)

- séricite	35%	- plagioclases	3
- quartz Q ₁ et Q ₂	21,5	- épidotes dont pistacite et	
- pennine et ripidolite	13,5	zoïsite	2
- biotite	9,5	- minerais dont pyrite, hématite	
- muscovite	8	et ilménite	1,5
- sphène (leucoxène)	5,5	- accessoires : grenats, apatite	0,5
		rutile	

La structure est lépidoblastique à granolépidoblastique.

Le quartz montre les deux phases de cristallisation déjà observées ; elles s'agencent en amas lenticulaires au sein du feuillage micacé. (Q₁ = 1,1 mm ; Q₂ = 0,15 mm)

La biotite est totalement décolorée et, se présente en sections xénomorphes qui portent des aiguilles de rutile épitaxique. L'altération en chlorite est répandue (structure sandwich). Le leucoxène est abondant et, cantonné dans les lits ferro-magnésiens. La muscovite apparaît en lamelles effrangées et tordues. Les paillettes de séricite (1 moy = 100μ) forment des lits épais (e = 1 mm) à la façon des chlorites. Celles-ci peuvent se grouper localement en gerbes flexueuses.

Les plagioclases sont très accessoires ; saussuritisés et poecilitiques. Les grenats sont rares et isolés dans les fibres de pennine et de ripidolite. Les granules d'épidotes, d'apatite et de minerais sont inclus dans les lits phylliteux.

La calcite acquiert une importance locale.

La roche originelle devait être un schiste grésio-argileux.

- séricitoschistes et chloritoschistes

Ce sont des roches de couleur blanche à blanc-verdâtre ; leur aspect est soyeux en raison de l'abondance des fines aiguilles de mica blanc sur les faces "s" qui portent des linéations.

composition minéralogique

- quartz Q ₁ et Q ₂	- apatite
- muscovite	- sphène
- séricite	- minerais
- chlorite	- ilménite
- épidote et zoïsite	- plagioclases

Certaines section de quartz atteignent la taille de porphyroblastes (1 = 2,2 mm) ; elles ont une extinction

roulante. Les éléments Q_2 sont concordants avec la schistosité cristallophyllienne.

Les lits sériciteux, formés de multiples paillettes microscopiques, alternent avec les lits quartzeux. La chlorite se mêle aux cloisons phylliteuses. Les sections d'albite sont tantôt limpides, tantôt damouritisés.

Les produits ferro-titanés, les épidotes sont dispersées au sein des lits micacés.

La structure est microporphyroblastique.

- zones micaschisteuses

Ce sont des parties à structure lépidoblastique, observables dans certains gneiss, auxquels elles confèrent une texture rubanée. Les éléments quartzeux sont disséminés dans la mésostase phylliteuse, sous forme d'flots, lentilles ou minces filets concordants avec la schistosité. Ils sont isométriques et à structure en mosaïque. La biotite est accidentelle.

- micaschistes ocellaires

Ce sont des roches peu répandues dans la série étudiée ; elles ont une schistosité fruste,

composition minéralogique

- quartz Q_1 et Q_2	39%	- sphène et leucoxène	4
- muscovite et séricite	21	- chlorite	2
- biotite	15	- calcite	
- plagioclases	9	- minerais	
- épidote, zoïsite et clinozoïsite	8	- apatite ($l = 250 \mu$)	

La structure est microporphyroblastique, avec Q_2 : 1 moy = 100 à 150 μ

Les feldspaths ($l = 0,5 \text{ mm}$) sont disposés en travers de la schistosité. Ils sont poecilitiques et légèrement saussuritisés et séricitisés ; le pléochroïsme de la biotite (N_q = jaune vert clair N_p = vert pâle) est particulier.

- quartzites à biotite (PK 100)

Son aspect est massif, il s'y développe une très vague orientation.

composition minéralogique

- quartz Q_1 et Q_2	- ilménite
- biotite	- apatite
- séricite	- minerais
- chlorite	- rutile
- épidote et zoïsite	- grenats
- sphène et leucoxène	

Le quartz se présente en microporphyroblastes engrenés à extinction onduleuse (Q_1) ; le quartz Q_2 de néoformation y est intimement lié. L'ensemble est dispersé en îlots dans le feutrage phylliteux.

Les micas sont abondants : la biotite est chloritisée (structure sandwich), Le rutile s'y greffe en épitaxie.

La séricite est contemporaine de la recristallisation quartzreuse. Les lits micacés sont riches en éléments ferro-titanés et épidotiques. Le leucoxène est particulièrement répandu. Des zircons, non pléochroïques, sont inclus dans la biotite. L'apatite est rare, en sections hexagonales.

La structure est lépidoblastique et cataclastique. Son origine est détritique.

- quartzites (PK 499 à 505, 7 - 1761)

Ce sont des roches claires qui montrent des paillettes de séricite sur leurs faces de friction ou joints de décollement.

composition minéralogique (PK 499 - 505, 7)

- quartz Q ₁ et Q ₂	69%	- pyrite
- muscovite et séricite	15	- sphène
- plagioclases	11	- épidote et zoïsite
- calcite	4	- apatite
<u>accessoires</u>	1	- chlorite
- biotite verte		

Le quartz Q₁ (1 moy = 1 à 3,5 mm) et, le mortier de néoformation Q₂ (1 minima = 0 à 40 μ) ont les caractéristiques déjà observées. En particulier, les éléments de Q₁ sont allongés parallèlement à la schistosité cristalphyllienne. Les fines paillettes de séricite (1 moy = 50 μ) connaissent un important développement. La biotite est très localisée.

Quelques plagioclases subautomorphes sont damouritisés ; parmi les autres accessoires, seul le sphène mérite d'être mentionné. La structure est cataclastique et microporphyroblastique. La roche originelle était sans doute un grès arkosique.

- Les leptynites

Ce sont des roches claires, à texture massive, souvent lustrées en surface. Elles portent parfois des linéations et des gaufrages.

composition minéralogique

- quartz Q ₁ et Q ₂	45%	- biotite
- feldspaths { plagioclases 30 } { microcline 9 }	39	- chlorite
- muscovite et séricite	13	- épidotes
- calcite	1	- apatite
<u>accessoires</u>	2	- sphène
		- minerais : hématite et pyrite
		- rutile

Les deux phases de cristallisation quartzreuse sont présentes : Q₁ (1 moy = 0,8 mm) et Q₂ (1 = 50 à 60 μ). Les plagioclases ont une composition acide : An % = 7 à 20. Ils sont automorphes (1 moy = 1 mm) et, légèrement altérés en séricite. Ils sont cataclasés. Le microcline est microporphyroblastique, à structure perthitique,

et en sections xénomorphes. La séricite est le principal constituant micacé. Son développement est tel que, localement, la téptynite devient sériciteuse. Parfois, c'est la muscovite qui supplante l'élément de néoformation précédent. Elle se présente en baguettes flexueuses et tordues (1 moy = 0,5 à 0,9 mm). La biotite est rare. Sporadiquement, les carbonates acquièrent une grande importance. Quelques grenats morcelés sont présents.

La structure est microporphyroblastique. La roche originelle est un grès arkosique plus ou moins argileux, peut-être une arkose.

Les amphibolites

Leur mode de gisement est en bancs interstratifiés dans la série cristallophyllienne, de direction approximative N 10° à 20° E. Localement, des phénomènes d'injection lardent certaines zones du massif, où, une phase de remobilisation tardive provoque une texture nébulitique (de grandes amandes amphiboliques sont englobées, sous la Gare des Glaciers, dans les schistes cristallins). La roche prend alors un aspect dioritique (Montagne de la Côte).

Les faciès sont diversifiés : certaines amphibolites massives sont grises, alors que d'autres tranchent par leur coloration verte sur le contexte lithologique gris. Ces dernières sont imperceptiblement planaires et, constituées de primes vert foncé. D'autres encore sont caractérisées par leurs longues aiguilles vert clair.

Les textures sont planaires et passent localement à la texture grenue. Les structures sont nématoblastiques à granonématoblastiques ; partiellement diablastiques.

composition minéralogique

- trémolite (actinote)
- hornblende verte
- accessoires
- chlorite
- biotite
- muscovite et séricite
- quartz
- plagioclases
- épidotes

L'amphibole est sous forme de sections trapues (1 moy = 1,3 mm) ou bien, en aiguilles de 1,5 x 0,2mm. Dans le premier cas les minéraux se disposent sans orientation privilégiée. Les sections ne sont pas jointives, et les méats sont occupés par de la chlorite, en amas flexueux, du quartz et de la séricite. Les mesures effectuées ont donné les résultats suivants :

PK	: 2 V =	ZΛ c	: observations	nature de l'amphibole
719,2 à 720	- 84	20	incolore mm = 58°	trémolite
900	- 84	18 à	Ng = vert foncé	hornblende
	"	20	Np = vert pâle à incolore	verte
2044	- 81		incolore	
	- 85	10 à	incolore	trémolite
	- 84	17	mm = 56°	"

2066	- 80	0	incolore	antophyllite (rare)
	- 81	10°	Ng = brun clair Np = incolore	hornblende

La cataclase se manifeste par des torsions et des extinctions roulantes. La plupart des individus sont déchiquetés. Les lignes de clivages apparaissent, comme des directions privilégiées pour la propagation des altérations, essentiellement sériciteuses ; cependant, un début de pseudomorphose en calcite existe. Quelques lamelles de biotite chloritisées sont contenues dans l'amphibole. De nombreux granules de sphène et d'épidote s'agencent suivant les lits micacés.

Certains faciès amphiboliques ne sont pas francs : des plagioclases et du quartz entrent en proportions notables dans l'édification de la structure. Le quartz, à structure en mosaïque, compose des lits ; les feldspaths, arrondis, sont xénomorphes et toujours altérés.

- Les cipolins

Ils n'ont pas été mis parfaitement en évidence. Dans les déblais, nous avons pu retrouver des roches claires ayant l'allure de calcaires métamorphiques. La composition est essentiellement quartzreuse, à structure isométrique jointive. La calcite s'immisce entre les grains de quartz. Localement, la calcite est prépondérante et s'individualise en filonnets,

La structure granoblastique est celle d'un quartzite. La roche originelle était un grès calcaire.

- Les mylonites.

L'écrasement se traduit par l'acquisition de textures et de structures nouvelles, selon les degrés de son intensité. Au point extrême de contrainte, la déformation s'accompagne de l'élaboration de phyllonites voire de pseudo-tachylites qui sont pour RAGUIN : "... un cas particulier, étrange et sans doute rare de mylonite granitique, où l'effet thermique de l'écrasement a été suffisant pour fondre la roche en donnant des veinules de magma analogues à un basalte vitreux (tachylite)." Tel est l'aspect de certaines espèces à texture aphanitique, qui s'intercalent localement dans la coupe du tunnel.

Les phyllonites marquent des passages d'intense fracturation. Leur structure est à cloisons graphiteuses (PK 168,5 et 417,5) et lépidoblastique. Elles sont noires et, parfois très schisteuses ; leur aspect est lustré avec filonnets ferro-cuprifères aux épontes.

composition minéralogique type

- | | |
|--------------------|---------------------------|
| - biotite | - épidote |
| - muscovite | - allanite |
| - séricite | - sphène (et leucoxène) |
| <u>accessoires</u> | - ilménite |
| - quartz | - plagioclases |

PK	149.152	300	800	1150	2593	2736	319	450	600	663	760.772,7	850	1250	2500
Si O ₂	73,10	59,70	61,40	56,50	75,40	69,70	65,90	67,20	66,00	70,00	72,90	62,90	66,60	71,20
Al ₂ O ₃	11,70	16,60	15,25	20,65	13,70	14,30	14,60	14,70	15,30	13,30	14,00	17,60	15,10	13,90
Fe ₂ O ₃	3,81	7,60	5,69	8,16	0,99	3,04	5,65	5,90	5,54	4,75	2,85	6,63	5,04	4,43
Mn O	0,07	0,10	0,09	0,12	0,02	0,05	0,24	0,08	0,07	0,08	0,04	0,13	0,07	0,04
Mg O	1,46	3,41	2,41	1,92	0,24	0,98	2,02	2,63	1,89	2,27	0,78	2,66	1,95	1,46
Ca O	2,20	3,60	3,47	0,91	0,74	1,57	3,42	1,61	2,04	2,08	1,47	1,11	1,81	0,87
Na ₂ O	3,13	2,48	3,56	0,19	3,73	3,63	2,02	2,87	3,50	2,61	2,60	1,74	2,79	1,51
K ₂ O	1,95	3,02	2,74	5,76	5,66	4,36	2,94	2,83	2,96	2,08	4,57	3,29	3,32	4,24
Ti O ₂	0,72	1,03	0,76	0,99	traces	0,29	0,75	0,81	0,63	0,58	0,27	0,72	0,67	0,86
P F	2,06	2,52	3,53	3,95	0,53	1,84	3,40	2,38	2,69	3,01	1,55	3,18	2,06	2,45
Total	100,20	100,06	98,90	99,15	101,01	99,76	100,94	101,01	100,62	100,76	101,03	99,96	99,41	100,96

Analyses effectuées au quantomètre, au C.R.P.G. (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy le 10 - 5 - 65

149,152 gneiss à grain fin
 300 gneiss sériciteux
 800 gneiss à grain fin
 1150 gneiss
 2593 gneiss à grain grossier
 2736 gneiss à grain fin
 319 gneiss à texture massive

450 gneiss à texture massive
 600 gneiss lité
 663 gneiss
 760-772,7 gneiss rubané
 850 gneiss oillé
 1250 gneiss leptynite
 2500 gneiss à chlorite et muscovite

PK	664	1250	1311,20- 1315,10	1350	2424	100	700	712-719	900	1600	2037	2750
Si O ₂	80,00	66,60	74,80	64,30	74,20	61,30	65,40	51,20	62,60	52,70	48,20	49,30
Al ₂ O ₃	(10,00	15,10	12,70	16,20	14,40	16,35	15,50	(10,00	15,90	20,00	12,55	19,00
Fe ₂ O ₃	0,94	5,04	1,68	4,93	1,38	7,14	6,08	8,26	6,29	8,54	4,93	10,02
Mn O	0,01	0,07	0,06	0,06	0,02	0,10	0,08	0,14	0,10	0,11	0,11	0,14
Mg O	0,24	1,95	0,19	1,87	0,29	3,27	2,48	12,50	3,39	3,33	2,46	3,81
Ca O	0,59	1,81	0,94	4,29	0,59	3,76	1,31	10,65	4,86	1,64	20,00	3,51
Na ₂ O	0,24	2,79	3,31	2,96	3,75	2,25	3,65	0,24	2,55	5,26	1,96	2,54
K ₂ O	0,94	3,32	4,74	2,56	3,84	3,47	2,38	0,73	2,55	2,99	0,31	6,64
Ti O ₂	0,06	0,67	0,09	0,65	traces	1,02	0,74		0,67	1,10	0,63	1,61
PF	0,86	2,06	1,05	1,33	1,31	2,11	2,62	2,21	1,62	3,43	8,67	2,23
Total		99,41	99,56	99,15	99,78	100,77	100,24		100,53	99,10	99,82	98,80

Analyses effectuées au quantomètre par le C.R.P.G. de Nancy le 10/05/65

PK 644	leptynite	PK 700	micaschiste
PK 1250	gneiss leptynite	PK 712-719	amphibolite
PK 1311,20-1315,10	granite mylonitique	900	"
PK 1350	granite mylonitique	1600	micaschiste ocellaire
PK 2424	leptynite à muscovite	2037	épidotite
PK 100	quartzite à biotite	2750	chloritite

La biotite se présente en fines baguettes, à pléochroïsme verdâtre (Ng = vert foncé ; Np = vert jaune clair), qui élaborent un réseau de cloisons anastomosées, où s'allient les paillettes de séricite.

Le quartz gît, en ilôts "noyés", au sein de la trame phylliteuse où, il est sporadiquement associé aux micro-porphYROBLASTES feldspathiques.

Lorsque l'écrasement est intense, les éléments primaires sont conservés, sous forme d'amandes étirées, qui confère une structure ocellée à la roche. Le quartz est morcelé, à structure en mosaïque où, les petits éléments ont des orientations optiques très voisines. Les phyllonites sont le siège de recristallisations abondantes à base de quartz, albite, épidote, calcite et chlorite. Le cortège de déformations concomitantes est marqué sur les lamelles de mica qui, sont tordues (extinction roulante) et déchiquetées. Les plagioclases sont tordus et cassés. Les solutions altérantes se frayent ainsi une voie préférentielle de cheminement, comme en témoigne la ceinture de muscovite secondaire et ses prolongements au coeur des individus considérés.

Nous remarquerons avec J. BELLIERE (1949 et 1951) que le quartz est préservé des effets cataclastiques dans deux cas suivants :

1. Lorsqu'il est entouré de phyllites
2. Lorsqu'il est inclus poecilitiquement dans les feldspaths

Ces feldspaths sont toujours très altérés et possèdent de nombreuses inclusions de grains de minerais qui les ponctuent ou, s'immiscent le long de leurs clivages. Les orthoclases sont soumis au même processus d'altération.

Enfin, les minerais sont omniprésents dans les cloisons graphito-phylliteuses.

214 - Analyses chimiques

Parmi les gneiss, certains ont des normes qui évoquent immédiatement une nature granitique (cf analyses de protogine) : PK 2736 - 2593 - 760 à 772, 7.

Dans les gneiss à grain fin, la différence avec la protogine se manifeste par une relative abondance de CaO et de Fe 2O3 - FeO. Il y a moins de K2O dans ces faciès banaux. La teneur en CaO peut s'expliquer par la présence de calcite libre de néoformation.

Par contre la présence de TiO2 confirme les observations microscopiques.

Leptynites, micaschistes et amphibolites montrent des compositions tout à fait normales. Toutefois, l'analyse du PK 700 montre une roche peu riche en K2O par rapport à ce qui existe au PK 3150. La teneur élevée en Na2O, au PK 1600, est normale en raison de la présence d'albite.

215 - Faciès de surface

Ces échantillons proviennent d'une série, que P. CORBIN et N. OULIANOFF (1927), rangent à part des roches décrites au paragraphe précédent.

Ce sont des roches gris clair, Leur texture est planaire et très schisteuse

- échantillon Br 1 gneiss à grain fin

composition

- | | |
|--------------------|------------|
| - quartz | - chlorite |
| - plagioclase dont | - apatite |
| - l'albite | - calcite |
| - muscovite | - ilménite |
| - séricite | - hématite |
| - biotite | |

La structure est nettement filée, lépidoblastique à grano-lépidoblastique.

Les plagioclases sont acides (albite mesurée (I)) et microporphroblastiques ; ils sont altérés. Il y a peu de biotite : elle se présente en fines aiguilles chloritisées. La recristallisation quartzeuse est notable.

- échantillon Br 6 gneiss à biotite

composition

- | | |
|---|------------|
| - quartz Q ₁ et Q ₂ | - séricite |
| - plagioclases | - chlorite |
| - biotite | - apatite |
| - muscovite | - allanite |

La texture est schisteuse. La structure est lépidoblastique.

Le quartz montre deux générations d'individus : les uns à extinction ondulée, qui ont les dimensions les plus importantes ; les autres, de taille plus modeste, qui constituent la phase de néoformation. Certains éléments arrondis de quartz sont inclus dans les feldspaths. La biotite (Ng = brun rouge ; Np = brun jaune pâle) est d'allure fraîche.

La cataclase affecte la plupart des minéraux.

En résumé, ces roches sont éminemment comparables aux faciès des schistes cristallins de la série du tunnel. Notre opinion est que l'ensemble est homogène.

22 - La protogine et ses enclaves

221 - Définition

Le terme est dû à JURINE (1806) : "... de protogonos, primoerus, parcequ'il m'a semblé que les sommités du Mont Blanc et de ses satellites, pouvaient revendiquer à juste titre cette priorité de création." JURINE définissait cette roche comme un granite à chlorite, épidote et stéatite; cependant, l'hétérogénéité de son mode de

(I) déterminations expédiées sur la zone pgl. -

gisement rend délicate l'utilisation du terme ainsi créé.

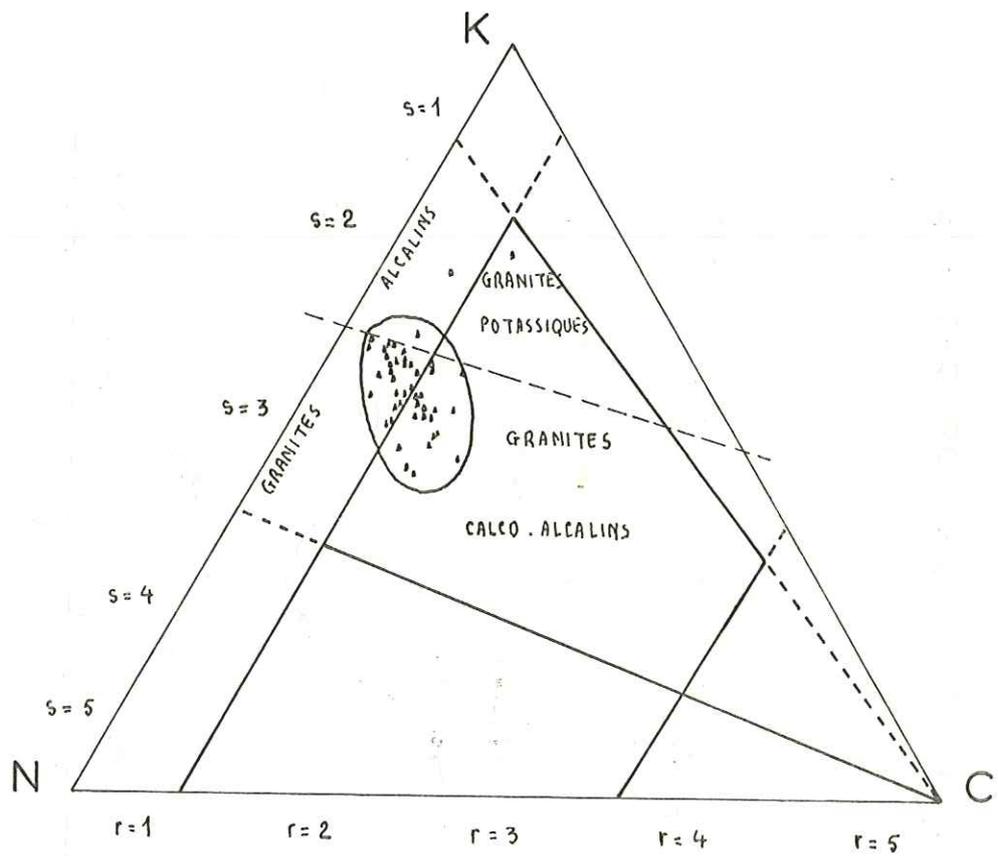
Analyses chimiques

L'analyse chimique permet de la définir comme un granite calco-alkalin monzonitique (la moyenne a été établie sur 40 analyses (I) :

Eléments	PK 5480	PK 5660	PK 5410	PK 5540	analyse moyenne				
SiO ₂	75,60	73,30	69,80	69,80	71,27				
Al ₂ O ₃	12,45	13,60	14,90	15,25	14,39				
Fe ₂ O ₃	0,92	1,20	0,84	1,38	1,17				
FeO	0,92	0,82	1,50	1,27	1,16				
MnO	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05				
MgO	1,43	0,94	2,39	2,09	1,26				
CaO	0,49	1,03	0,71	0,84	1,02				
Na ₂ O	2,63	3,21	3,23	3,73	3,26				
K ₂ O	4,24	5,05	4,85	4,40	4,66				
TiO ₂	0,24	0,29	0,38	0,37	0,36				
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10				
H ₂ O ⁺	0,87	0,64	0,87	0,53	0,71				
CO ₂	0,14	0,07	0,13	0,14	0,12				
Total	100,06	100,29	99,71	99,95	99,63				
PK	Paramètres de LACROIX				Paramètres de NIGGLI				
	P	q	r	s	si	al	fm	c	alc
5410	I (II)	4'	I'	3	320	41	25,7	3,7	29,4
5480	I'	3	2	3	451	44,1	21,5	3,23	31,2
5540	I (II)	4	I'	3	318	41,7	24,7	3,9	28,8
5660	I	4	I(2)	3	424	41,5	17,4	6,6	36,5
Analyse moyenne	I'	4	I(2)	3	363	31,5	19,9	5,5	43

(I) Car, nous avons considéré seulement celles dont le total est compris entre 99 et 101. Les autres s'en écartent d'ailleurs très peu. Cela explique l'apparente divergence avec le résultat moyen de la page suivante.

Diagramme KCN pour la protogine

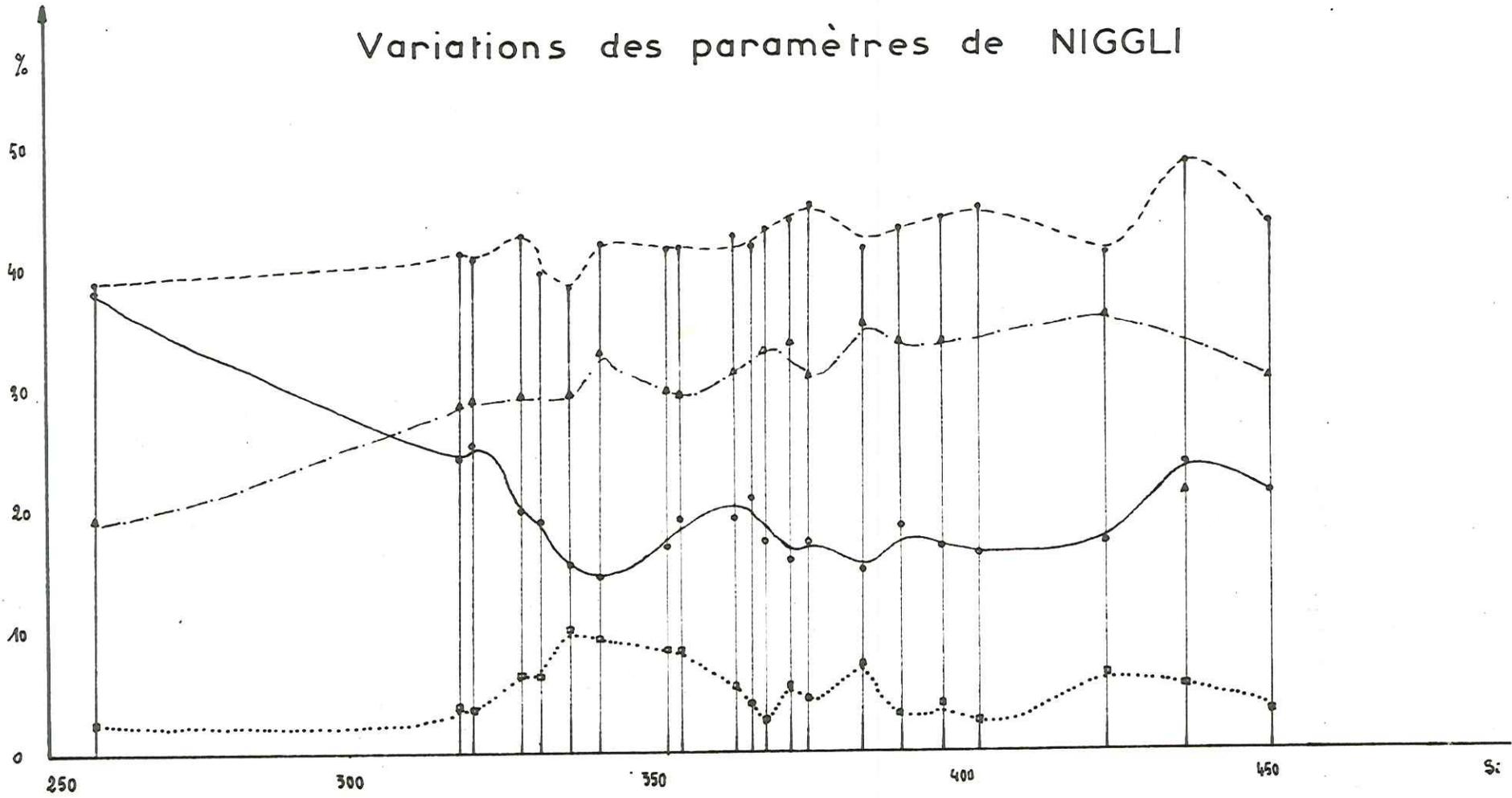


avec $q = 2-4$

Fig. 8

PROTOGINE

Variations des paramètres de NIGGLI



.....	al	—○—	fm
△- - -△	alc	□.....□	c

PK 5480 - 5660 - 5410 - 5540 Protogine. Analyses effectuées au quantomètre (sauf pour P2O5 - H2O - CO2 - FeO) sous la direction de K. GOVINDARAJU à Nancy ; 2 avril 1963. E. SANERO (1940) publie une analyse comparable à la moyenne que nous avons établie.

Fe⁺⁺ et Fe⁺⁺⁺ sont en quantité sensiblement équivalentes ; K2O demeure le terme prépondérant par rapport à Na2O. Le paramètre "r" est très constant.

Il faut souligner l'identité de composition qui existe entre la protogine et le granite de Saint-Colomban (D. DONDEY 1960). Il est également intéressant de rappeler l'analogie de la protogine avec les granites du type Tenda (J. MAISONNEUVE - 1959).

- corrélations linéaires et logarithmiques (I)

Le problème posé était le suivant :

sur 50 analyses chimiques de la protogine, chercher une éventuelle évolution de la composition chimique du granite.

Les résultats nous sont parvenus sous la forme de tableaux de corrélations entre les éléments principaux et les éléments traces (oligo-éléments).

Le tableau à une entrée ci-dessous donne les résultats bruts

élément	moyenne %	sigma σ	dispersion $\frac{2\sigma}{m}$
Si O ₂	0,714E 02	0,169E 01	0,472E-01
Al ₂ O ₃	0,143E 02	0,616E 00	0,862E-01
Fe ₂ O ₃	0,115E 01	0,254E - 00	0,440E-00
Fe O	0,115E 01	0,369E - 00	0,664E 00
Ca O	0,103E 01	0,421E - 00	0,821E 00
Mg O	0,119E 01	0,544E 00	0,917E 00
Na ₂ O	0,322E 01	0,547E 00	0,340E - 00
K ₂ O	0,503E 01	0,382E - 00	0,152E - 00
Ti O ₂	0,366E - 00	0,845E - 01	0,462E - 00
Mn O	0,403E - 01	0,781E - 02	0,363E - 00
P ₂ O ₅	0,100E - 00	0,109E - 01	0,217E - 00
H ₂ O -	0,705E 00	0,391E - 00	0,111E 01
CO ₂	0,141E - 00	0,146E - 00	0,207E 01

(I) Travail effectué au C.E.A., à Fontenay-aux-Roses sous la direction de M.G. BRANCHE, que nous remercions vivement d'avoir appliqué aux données expérimentales les principes des méthodes statistiques.

élément	moyenne en p. p. m.	sigma σ	dispersion $\frac{2\sigma}{m}$
Be	0,359E 01	0,796E 00	0,443E - 00
Co	0,469E 01	0,597E 01	0,255E 01
Cr	0,231E 02	0,456E 02	0,394E 01
Cu	0,107E 02	0,156E 02	0,291E 01
Ni	0,221E 01	0,196E 01	0,177E 01
Se	0,888E 01	0,329E 01	0,741E 00
Ba	0,498E 03	0,103E 03	0,413E - 00
Sn	0,121E 03	0,486E 02	0,802E 00
V	0,416E 02	0,189E 02	0,909E 00
Yb	0,516E 01	0,146E 01	0,565E 00

Ils sont codés " E puissance", par exemple :

SiO ₂	0,714	E 02 se lira 71,4%
MnO	0,430	E - 01 se lira 0,043%
Yb	0,51	E 01 se lira 5,1 ppm

En outre, plusieurs tableaux à double entrée ont permis de préciser les corrélations :

1°/ les corrélations logarithmiques s'avèrent meilleures que les corrélations linéaires

2°/ si r est le coefficient de corrélation, il n'y a aucune corrélation entre les variables lorsque $r = 0$. Si $r = 1$, la corrélation est rigoureuse. Dans le cas général, r est tel que $0 < r < 1$ et l'écart de r par rapport à 1 mesure le degré d'ordre.

$r > 0$ signifie que la corrélation est directe

$r < 0$ signifie que la corrélation est inverse

Les premiers tableaux donnent les corrélations brutes, c. a. d. normales. D'autres tableaux (R 10 PC et R 5 PC) donnent respectivement les corrélations prises au seuil de 10% et de 5%. Le cas "0" (zéro) indique que la corrélation n'est pas significative. Toutes les valeurs restantes ont 90 à 95 chances sur 100 d'être valables, même si elles sont faibles.

Résultats

1°/ les corrélations inverses

Fe, Mg et Ca sont anticorrélés avec SiO₂.

Ba et Ca sont mal corrélés : leurs rayons ioniques sont trop différents, en dépit de leurs affinités chimiques.

2°/ les corrélations directes

Sc et Co sont très bien corrélés (rayons ioniques semblables ; par contre il n'y a pas de corrélation avec

FeO.

La corrélation Ni-Co n'est pas très élevée. Il n'en est pas de même pour Cr, Ni, V.

Sr et Ba sont très bien corrélés, de même que Al 203 et Ti 02.

Le cuivre présente un test purement négatif. Il n'est aucunement lié aux autres éléments, sans doute en raison de son caractère de minerai. En effet on le trouve fréquemment sous la forme de chalcoppyrite et de façon très dispersée. Il n'est peut-être pas trop hasardeux de le lier aux circulations hydrothermales.

En résumé, nous retiendrons que la protogine présente une homogénéité remarquable. Cette grande uniformité irait à l'encontre d'une conception migmatitique.

222 - Composition minéralogique

- quartz Q ₁ et Q ₂	<u>accessoires :</u>
- orthoclases	- sphène
- plagioclases acides	- ilménite
- biotite verte	- leucoxène
- chlorites	- calcite
- muscovite	- apatite
- séricite	- rutile
- épidotes dont orthite	- grenat
<u>associations minérales :</u>	- pyrite
- saussurite	- chalcoppyrite
- myrmékite (très peu)	
- perthite et anti perthite	
- micropegmatite	
E. SANERO (1940) donne la composition modale suivante :	. quartz 33% . biotite 9%
	. orthoclases 21% . accessoires 1%
	. plagioclases 36%

Le quartz montre deux phases de cristallisation. La première génération (Q₁) est composée de phénocristaux ou de porphyroblastes ($1_{\text{moy}} = 0,2 \text{ à } 0,5 \text{ cm}$) xénomorphes, indentés, à extinction onduleuse. De fréquentes cassures les morcellent, elles sont remplies d'une substance cicatricielle. Le quartz de néoformation (Q₂) est constitué de pièces isométriques (ordre de grandeur $l = 50 \mu$) jointives, à structure en mosaïque ou en mortier. Il existe également des zones plus finement cristallisées que les deux phases décrites.

Les plagioclases sont, le plus fréquemment, automorphes ; mâclés albite. Quelques uns sont zonés. La séricitisation et la saussuritisation, très poussées en certains cas, sont très répandues. Des sections limpides subsistent. En L.N. les sections sont rendues sombres et d'aspect brunâtre en raison des altérations, les sections les plus claires étant les moins altérées.

PK	: 2 V =	An% =	PK	: 2 V =	An% =
3654	+ 76	5	5402	+ 83	12 - 13
4000	+ 84	12	5480	+ 77	7
4100	+ 76	5	"	+ 75	5
4400	+ 80	9	5510	+ 80	9
4554	+ 78	7	5570	+ 72	0
4907	+ 78	7	"	+ 73	2
5340	+ 76	5	5590	+ 76 à + 80	5 à 10
5360	+ 80	9	5660	+ 73	2
5380	+ 83	13	5720	+ 76	5
" "	+ 85	15	5750	+ 80	9
5402	+ 72	0	5770	+ 78	7

Les nombreuses déterminations expédiées, faites en marge, donnent des résultats comparables. La cataclase, omni-présente, se manifeste par des cassures et des torsions (photos n° 19 - 20 - 26 - 27). Les petits éléments de néoformation albitique ne sont jamais affectés par les déformations tardives.

Les orthoclases (microcline moiré et orthose mâclé Carlsbad) sont porphyroblastiques et subautomorphes.

Le microcline est sodique et poecilitique (inclusions de quartz préservé des effets de la cataclase ; de plagioclases altérés mais, à auréoles limpides). La structure perthitique est générale :

- l'albite se présente en veinules anastomosées
- en plages qui démantèlent l'ancien cristal potassique
- en petites tâches diffuses amiboïdes

La micropegmatite mérite d'être mentionnée.

La biotite se présente en lamelles de couleur verte ($l_{\text{moy}} = 1,5 \text{ mm}$) automorphes, très déchiquetées ; aux bords mis en relief par des liserets de produits titanés (ilménite et leucoxène : voir photo n° 22). Elle englobe poecilitiquement des grains d'apatite, d'épidote et de nombreux zircons qui provoquent des halos sombres. Certaines sections sont altérées en chlorite (pennine) : structure en "sandwich". Une analyse du mica a donné les résultats suivants : (DELESSE - 1843)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	HF	H ₂ O	total	d =
41,22	13,92	21,31	5,03	1,09	2,58	4,70	6,05	1,40	1,58	0,90	99,78	3,127

De la biotite de néoformation, en fines aiguilles, apparaît en minces cloisons ou, en petites baguettes, qui se disposent orthogonalement aux clivages des anciens prismes du même minéral. La muscovite, morphologiquement identique, s'agence de la même manière. Elle est moins abondante ; elle compose des lits flexueux, à prismes aciculaires et extinction onduleuse. La séricite se trouve sous forme d'innombrables paillettes, et en produit d'altération des plagioclases.

Les chlorites (pennine et ripidolite) peuvent apparaître en lamelles datant de la première cristallisation. Il existe une phase de pseudomorphose de la biotite par la pennine.

Les épidotes peuvent également se rattacher à la première cristallisation : l'allanite qui est souvent englobée dans la biotite et, déchiquetée ; mais aussi la pistacite, la zoïsite et la clinozoïsite. La recristallisation se manifeste par des granules de ces minéraux et de la saussurite.

L'apatite est subhexagonale, souvent incluse dans la biotite, et, toujours au voisinage des phyllites,

Le rutile est assez répandu, sous forme de fines aiguilles mâclées sagénite, greffées en épitaxie sur la biotite ou, incrustée le long des clivages du microcline. Le sphène est très courant, altéré en leucoxène. Les minerais sont variés : ilménite, pyrite et chalcopryrite. La calcite de néoformation a souvent un rôle de ciment.

223 - Les structures

La protogine, à texture équante, montre une structure isogranulaire, pauvre en mica qui, se logent dans les méats de la trame ou, ébauchent des rudiments de cloisons. Le quartz de néoformation s'introduit dans les cassures des phénocristaux. La cataclase est omniprésente.

La structure porphyroïde de la protogine est marquée par une cataclase intense. Une variété à texture orientée à gros grains et porphyroblastes (J. MAISONNEUVE 1959) présente une structure cloisonnée, à cordons anastomosés. La cataclase affecte l'ensemble de la structure et, préside à la dislocation des minéraux.

La variété mylonitique de protogine est caractérisée par le développement abondant des phyllites, muscovite et séricite, disposées en alternance avec les lits quartzeux. La structure est microporphyroblastique. Les stades intermédiaires entre cette forme ultime cataclastique et les débuts d'écrasement (structure d'aspect microgrenu : voir photo n° 25) sont possibles.

La cataclase, si constante, est représentée par :

- des porphyroblastes de quartz à extinction onduleuse, étirés et sectionnés
- la structure en mortier du quartz de néoformation (photo n° 23)
- des cassures sur les plagioclases (photo n° 26) et des torsions opérées sur leurs lignes de macle (photo n° 18 et 27)
- des torsions sur les lamelles de mica

224 - Les enclaves

Leur texture massive à grain fin, grisâtre, rappelle celle des gneiss de type banal (cf minuti). Une autre

variété, tout aussi équante, n'en diffère que par la présence de grands cristaux allongés de feldspaths ($l = 1$ à $1,5$ cm) et, des grains de quartz, analogues à ceux du granite environnant. Ce dernier type d'enclave est riche en plagioclases semblables à ceux des schistes cristallins.

Un type différent des deux autres, par sa texture vaguement planaire (la structure est filée), est très riche en biotite (voir composition minéralogique ci-dessous).

Des amas micacés se concentrent au sein de la protogine et réalisent une autre sorte de ségrégation. Ce sont des loupes nombreuses, de 2 à 10 cm de long.

composition minéralogique

- biotite	36%	- sphène	0,7
- épidotes	22,4	- pyrite	
- séricite	20,2	- magnétite	0,3
- quartz	11,7	- ilménite	
- plagioclases	7,7	- apatite	

Le contact avec la roche encaissante se fait spontanément par un cordon micacé, parfois rompu, jalonné d'éléments accessoires tels que sphène, séricite et épidotes.

La structure est lépidoblastique.

Les baguettes automorphes de biotite verte, effrangées, forment l'essentiel de la trame avec les paillettes de séricite de néoformation. Des amas quartzo-feldspathiques sont isolés dans les phyllites. Les plagioclases sont profondément altérés. ($An \% = 0$ à 30). Ils présentent une grande similitude avec ceux de la série cristallophyllienne.

Le sphène ($l = 60 \mu$) et les épidotes (l moy = $0,2$ mm) sont abondants. Signalons l'orthite.

Signification pétrogénétique des enclaves

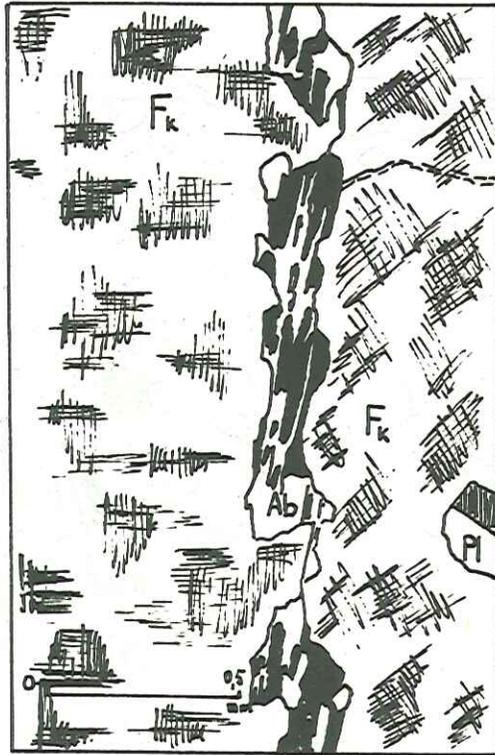
A. FAVRE (1867) considérait les enclaves comme des variétés de protogine : pour H. GERLACH (1871) ces fragments schisteux apparaissaient comme le résultat d'une ségrégation basique au sein du granite ; alors que A. MICHEL-LEVY (1890) rattachait les dits fragments à des débris de la série cristalline gneissique, complètement résorbés par la roche plutonique.

Les recherches de L. DUPARC et L. MRAZEC (1898) viennent confirmer cette manière d'interpréter les enclaves, comme résultat de la digestion par le magma, d'éléments de la série cristallophyllienne (enclaves énallogènes).

En effet, les enclaves sont réparties sur le pourtour du massif granitique et, le contact éruptif dessine des indentations à l'échelle de la carte (au niveau du glacier des Pèlerins). Le granite présente rarement des variations de sa composition, les enclaves ayant peu d'influence sur son chimisme général. Il est très tentant d'assimiler les enclaves à des fragments de la série cristallophyllienne en vertu :

1 . de leur texture compacte, radicalement différente de celle de la roche encaissante où l'on pourrait voir un résidu de stratification de la série originelle dans l'alignement des enclaves (cf P. CORBIN et N. DULIANOFF 1937).

Fig. 11



Microcline (F_k) à structure poecilitique
(Pl inclus).

Développement d'albite (Ab) réaction-
elle aux contact de deux individus.

PK 5200



Structure antiperthitique : l'albite
de néoformation (Pl), à structure
graphique (les quartz Q ont même
orientation optique), envahit le mi-
crocline (F_k)

PK 5360

Fig. 10



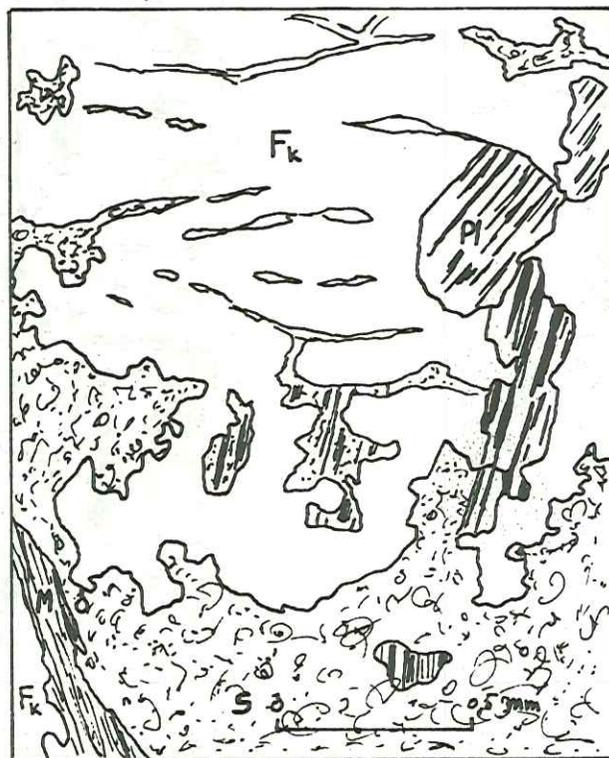
3. Structures perthitique et micro-pegmatitique graphique.

F_k : microcline

Q : quartz

PI : plagioclase séricitisé

PK 5340

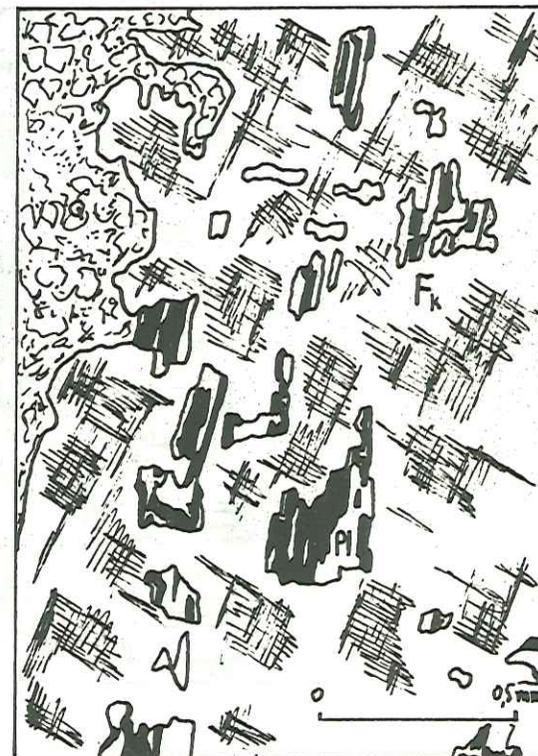


4. Corrosion du microcline (F_k) qui acquiert une structure perthitique.

PI : albite et oligoclase

S : séricite

M : muscovite PK 5620



5. Microcline à structure perthitique
Les plagioclases (PI) = albite, ont des directions cristallographiques très voisines.

- 2 . de leur structure, qui est comparable à celle des gneiss à grain fin de la série cristallophyllienne.
- 3 . de leur fréquence dans la protogine gneissique mais, de leur dispersion dans la protogine à texture équante
- 4 . de leur composition chimique, qui montre des différences notables avec le granite, en particulier la teneur plus élevée en CaO, en Fe_2O_3 et MgO, une teneur également supérieure en Al_2O_3 et, enfin, la nette prédominance de K_2O par rapport à Na_2O (L. DUPARC et L. MRAZEC 1898)
- 5 . de l'analogie de composition et de structures des plagioclases
- 6 . de leur contact net et de leurs formes anguleuses.

225 - Phénomènes de cristallisation

L'ordre de cristallisation est normal. Ce sont plus particulièrement les relations entre plagioclases et orthoclases que nous étudierons.

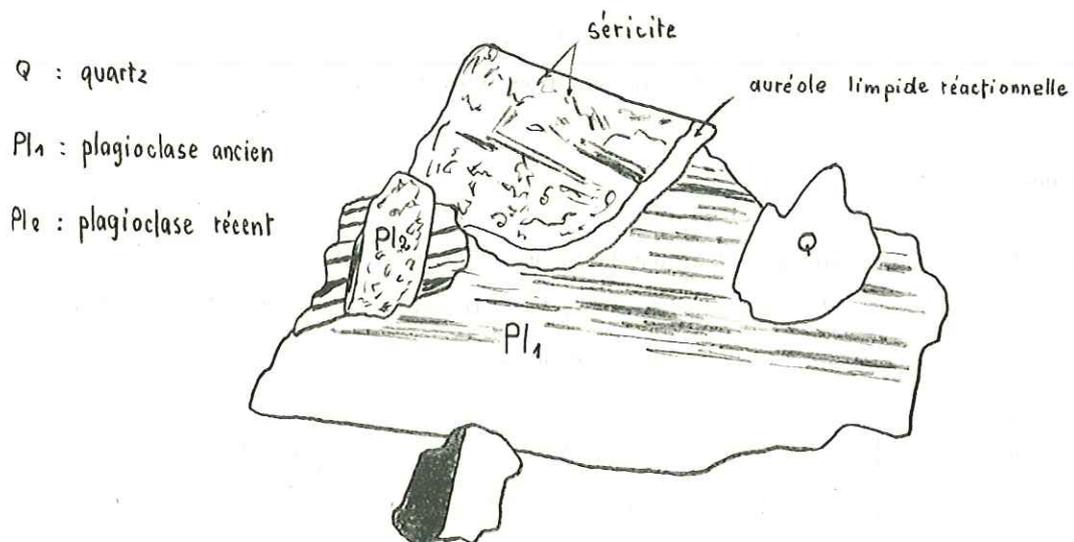


Fig. 12 - Structures poecilitiques et réactionnelles entre plagioclases appartenant à des générations différentes

- Les orthoclases sont moins démantelés que les plagioclases. Leur structure est constamment perthitique :
- 1 . taches et veinules : l'albite vient par remplacement. Peut-être y a-t-il une exsolution originelle ? (G.H. ANDERSON 1937). Les taches sont de taille variable. Au cours des premiers stades, le remplacement se ferait suivant les clivages, avant de diffuser plus largement ensuite (coalescence).
 - 2 . Les veinules sont fines ; nous n'observons jamais de cristaux d'albite mâclés (photo n° 30).

3 . Echiquier lâche : l'albite a des contours estompés (fig. 8 n° 5),

Les orthoclases sont également poecilites (photos n° 30 - 29 - 34) et, enserrent des plagioclases séricitisés ainsi que du quartz à structure graphique (planche n° 11a). Les mesures effectuées sur la bordure réactionnelle des plagioclases dénotent une composition acide (An% = 5 à 7) ; alors que le coeur du même cristal est plus basique (- 2V = 84, An% = 23 ; + 2V = 88, An% = 16).

P. BAGGIO et R. MALARODA (1961) mentionnent la corrosion des plagioclases par le microcline. Alors que des plagioclases corrodent les orthoclases (fig. 8 n° 4) en même temps que se manifeste l'antiperthite.

La phase ultime de cristallisation est représentée par de l'albite (tablettes automorphes et limpides - photo n° 33).

Nous pouvons envisager la chronologie suivante :

- 1 , les plagioclases de la série albite-oligoclase sont fortement altérés en séricite et saussurite, marqués par d'importantes cassures et, déformations de leur réseau cristallin. Il en existe plusieurs générations successives qui se corrodent mutuellement et, qui sont antérieures aux phases suivantes ;
- 2 . orthoclases qui ont moins souffert de la cataclase et, sont peu altérés. Les structures antiperthitiques et poecilites corroborent cet état de postériorité des feldspaths potassiques .
- 3 , une ultime génération d'albite clôt la série des cristallisations feldspathiques

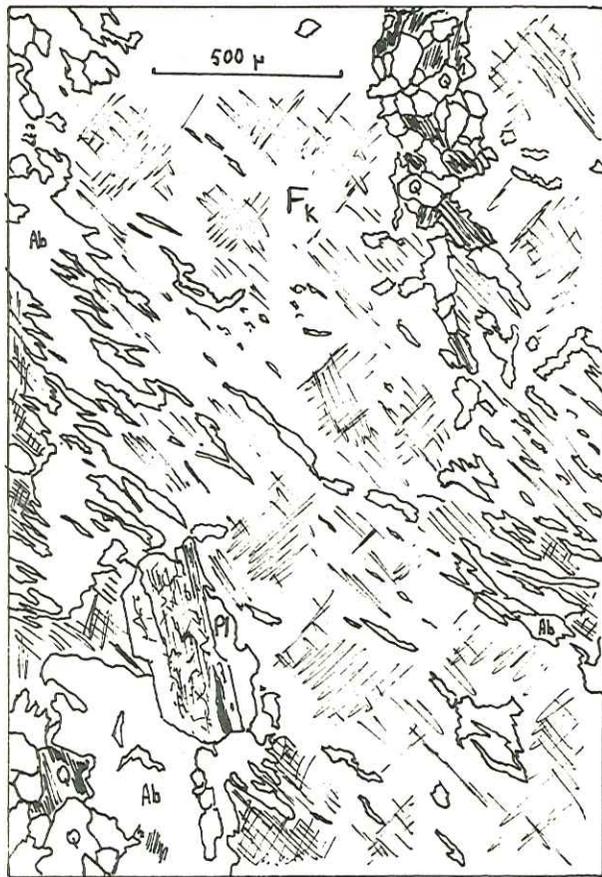
226 - Géochronologie

Les mesures d'âge absolu que nous possédons, sont dues à E. JAGER et H. FAUL (1959) ; D. KRUMMENACHER et J.F. EVERNDEN (1960) et, enfin, à A. BUCHS R. CHESSEX, D. KRUMMENACHER et M. VUAGNAT (1962). Pour la protogine, en particulier, ils ont obtenus les résultats suivants :

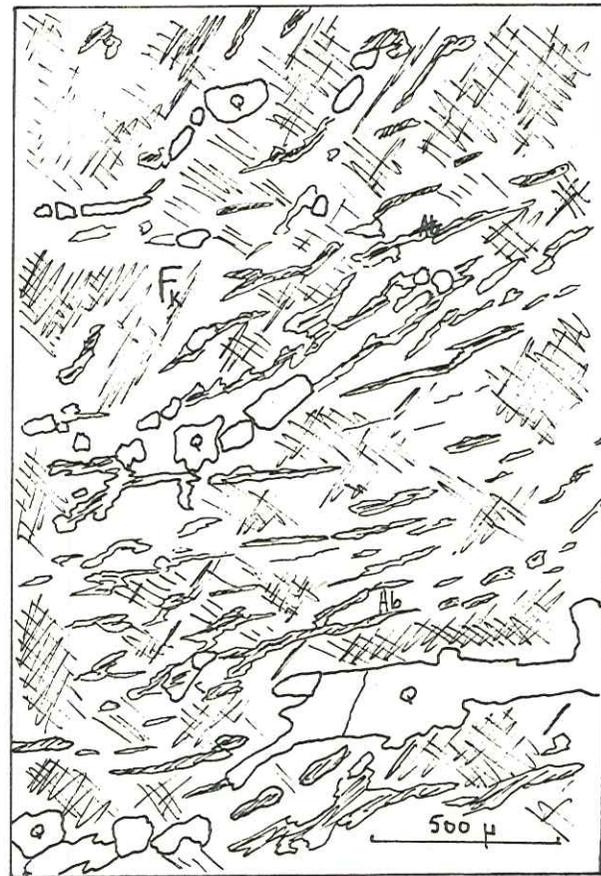
lieu	âge en M.A.		échelle de HOLMES modifiée
	Ar - K	Pb total	
Aiguille du Midi		355 . 10 ⁶ ans	Dévonien sup. - viséen
Carrière Praz-le-Fort (EST du massif		242 . 10 ⁶ ans	Permien
Le Chapeau (rive droite Mer de Glace)	41 ± 1 . 10 ans		Eocène moyen
Granite de Vallorcine		235 ± 3 . 10 ⁶ ans	Permien

Nous verrons plus loin les interprétations qui s'en dégagent. Retenons, à priori, la divergence des résultats obtenus par la méthode "Pb total".

Fig. 12 bis



Ab : albite Q : quartz
* : F_k : microcline Pl : plagioclase séricitise



en blanc : Q = quartz
* : F_k = microcline
en veines hachurées : albite (Ab)

Structures perthitiques et poecilitiques
du microcline

PK 3654

PK 4230

227 - Aplite et pegmatite

L'aplite (PK 1020) est une roche très leucocrate à tourmaline et grenats. Sa texture est équante.

- Le quartz a ses deux faciès habituels Q_1 et Q_2
- les plagioclases sont automorphes ; le microcline est présent
- biotite et muscovite sont peu répandues
- les sections de tourmaline sont très corrodées
- grenat et sphène sont accessoires

La structure est granoblastique avec mortier et léger cloisonnement.

Ce type de roche, en filon, est concordant avec les schistes cristallins, de même que le granite pegmatitique relevé au PK 1353 :

- il y a peu de quartz de néoformation Q_2 , par contre Q_1 est fréquent
- les plagioclases sont très altérés ; le microcline est perthitique
- la muscovite et la séricite sont les phyllites les plus abondantes
- la biotite est rare
- la tourmaline se présente en phénocristaux
- les éléments accessoires se répartissent entre grenat (rose), apatite et calcite
- la structure est phénocristalline et cataclastique.

C'est seulement dans la zone de transition que les filons d'aplite se manifestent comme tels en raison de leur discordance avec les schistes cristallins.

228 - Conclusion

Retenons dès maintenant que, la protogine est un granite qui montre une certaine homogénéité dans sa composition chimique ; que ses structures et textures sont variées. La nature des roches qu'il enclave (type schiste cristallin et type surmicacé) permet d'exclure un mode de granitisation indirecte (J. DIDIER et M. ROQUES - 1960),

Enfin, il subit des transformations importantes qui se traduisent par l'acquisition d'une structure cataclastique et, par le développement de minéraux nouveaux : séricite - albite - quartz - biotite - épidote - calcite.

23 . Zone de transition

Rappelons que le passage de la série métamorphique au granite massif n'est pas tranché, au contraire, un échelonnement d'amas à composition granitique, qui recoupe la schistosité des roches encaissantes, témoigne de la progression de la granitisation. Les roches recoupées sont de type varié :

• leptynite (PK 3122) C'est une roche d'aspect saccharoïde, massive et blanc-verdâtre

- | | |
|-------------------------|------------|
| -- quartz | - chlorite |
| - microcline | - épidote |
| - albite et oligoclase | - grenats |
| - muscovite et séricite | - apatite |

Les plagioclases sont disposés en lits alternants avec les lits quartzeux. Le microcline est rare. L'altération des plagioclases est poussée. Quelques grenats très corrodés parsèment la trame.

La structure est granoblastique.

◦ quartzite rubané (sans précision de PK). La roche est sombre dans son ensemble. Elle montre une texture parfaitement rubanée où, les lits leucocrates de quartz (e = 1 à 5 mm) sont décalés par les filonnets à composition de granite à grain fin (type aplité) ; de gros cristaux de microcline ambré, apparaissent dans les filets granitiques, en concordance avec les lits quartzo-biotitiques.

La composition minéralogique se résume à la présence de biotite et de quartz isogranulaire. La structure est grano-lépidoblastique.

Nous observons des modifications pétrographiques, qui se traduisent par un nouvel agencement de la matière. Il s'agit, en particulier, de l'acquisition de textures injectées d'éléments quartzeux dans la roche à grain fin (faciès dominant). C'est un gneiss dont la composition minéralogique est banale :

ex. PK 3206 : Roche grisâtre à texture planaire.

- | | |
|---|----------------------|
| - quartz Q ₁ et Q ₂ | - apatite |
| - albite (An% = 5) | - sphène et ilménite |
| - biotite verte | - calcite |
| - muscovite et séricite | - minéral |
| - épidote et zoïsite | |

La roche montre un développement important des structures micropegmatitiques. Les micas s'érigent en lits épais, où la séricite est abondante. Le rubanement est peu net, malgré les lits quartzeux individualisés.

La structure est microporphroblastique à granolépidoblastique.

Au PK 3300, la composition de la roche est analogue à la précédente, à cette exception près, que la pyrite et les chlorites (pennine et ripidolite) ont pu être déterminées. La structure est blastomylonitique, à quartz engrenés et concordants avec la schistosité. C'est un gneiss leptynitique.

Le faciès "schistes verts" est répandu au début de la zone sous la forme de gneiss amphiboliques et accessoirement d'amphibolites.

gneiss amphibolique PK 3260 : Roche massive à texture équante.

- | | |
|-----------------------------|-----------|
| - trémolite (et actinote) | - quartz |
| - chlorite | - épidote |
| - biotite verte | - sphène |
| - plagioclases | |

L'amphibole se présente en baguettes à structure nématoblastique (1 moy = 0,3 mm). Elles sont déchiquetées ; les déformations mécaniques se traduisent par une extinction onduleuse. Les feldspaths sont arrondis, plus ou moins xénomorphes, jamais limpides : l'oblitération par la damourite est quasi totale. Les micas présents sont la biotite et la séricite ; la première en prismes trapus et, la seconde, en lamelles. Des plages épidotiques, associées au sphène, apparaissent çà et là.

La structure est grano-nématoblastique.

PK	3150	3252	3260	3277	3300
SiO ₂	50,40	58,70	70,50	66,10	67,10
Al ₂ O ₃	21,10	16,55	13,60	16,90	16,20
Fe ₂ O ₃	8,44	3,54	3,61	3,70	4,57
MnO	0,14	0,10	0,06	0,05	0,07
MgO	5,34	2,82	0,79	0,98	1,08
CaO	1,28	5,37	1,78	3,90	4,18
Na ₂ O	1,95	7,00	4,05	4,10	3,19
K ₂ O	4,39	0,81	3,56	2,07	1,91
Ti O ₂	1,16	0,42	0,36	0,39	0,57
PF	4,53	4,09	0,98	1,08	1,58
Total	98,73	99,40	99,29	99,27	100,45

Analyses effectuées au quantomètre au C.R.P.G. de Nancy (mai 1965)

PK 3150 Séricitoschiste

PK 3277 Granite mylonitique

PK 3252 Mylonite de granite

PK 3300 Gneiss

PK 3260 Gneiss amphibolique

Le granite analysé au PK 3277 présente des teneurs exagérées en Na₂O et Ca O. Par contre, le gneiss PK 3300 montre une composition comparable au gneiss à grain fin. Fe₂O₃ - FeO et CaO sont en fortes proportions.

Signalons pour mémoire les séricitoschistes et micaschistes, à texture massive, qui interviennent dans la série (respectivement 3150 et 3500). D'autre part, des résidus de la série cristallophyllienne quartzifiée et, des gneiss à grain fin, qui peuvent conserver leur schistosité très apparente, sont englobés dans le granite. Des formations variées comprenant soit un granite équigranulaire à texture équante, soit un granite leucocrate plus fin, soit encore, des aplites, constituent le cortège filonien de la protogine.

En résumé, la "granitisation" confère à cette zone une structure, à grande échelle, de migmatites (de transition) par la dispersion des paquets d'une roche de type granitique au sein d'un ensemble cristallophyllien.

3 . Etude de surface

Sur le secteur étudié, P. CORBIN et N. OULIANOFF (1927) ont définis comme "complexes" (du Brévent dans la partie la plus méridionale et du Goûter au Nord) des séries cristallophylliennes de faciès différents. Cela est vrai lorsqu'on s'adresse au massif des Aiguilles Rouges, puis au massif du Mont-Blanc, pris séparément, mais en est-il ainsi pour le seul massif du Mont-Blanc ?

Sur le versant S.E. de la vallée de Chamonix, les faciès pétrographiques sont très homogènes. Les bancs amphiboliques qui sont inclus dans la série cristallophyllienne, matérialiseraient le passage de l'un des "complexes" à l'autre des auteurs précités.

Les schistes cristallins sont disposés en couches à structure isoclinale, dont l'orientation est oblique par rapport à la direction NE - SW de la vallée de Chamonix. Ces couches sont dirigées NNE - SSW et, à pendages forts vers le Sud-Est qui oscillent entre 55° et 60° ; en surface, ils peuvent s'abaisser jusqu'à 40° en raison du diaclasage qui est un phénomène constant dans le Mont-Blanc ; il s'ensuit un fauchage et un basculement des têtes de couches (cf pendages mesurés dans le tunnel).

31 . Géomorphologie

Ce sont essentiellement des gneiss à grain fin, qui constituent la série cristallophyllienne associée au granite. Ce sont ces roches, relativement tendres qui constituent le plan des Aiguilles. En regard, le granite tranche par ses pics qui surmontent, par une nette rupture de pente, ce gigantesque épaulement glaciaire (3850 m à l'Aiguille du Midi).

Un caractère structural majeur consiste dans le contact mécanique, zone broyée et mylonitique, de la protogine avec les schistes cristallins, allant de la rive gauche de la Mer de Glace (l'Angle) ; se poursuit sous l'Aiguille de l'M, avant de faire place au sud-ouest, à une vaste aire d'imprégnation filonienne. Ce contact est dirigé NE - SW.

Au voisinage de ce contact, les enclaves abondent. Elles ont des formes lenticulaires, et, criblent certaines parois abruptes. Elles apparaissent en taches oblongues, grises à verdâtres ; leurs axes d'allongement coïncide avec celui des grands cristaux de feldspaths et, se trouvent statistiquement orientés N 10° E. Elles demeurent répandues dans les blocs, épars, sur les glaciers du Plan des Aiguilles et leurs moraines.

32 . Coupes

321 - Rochers des Mottets - chemin du Montenvers (voir Fig. 14)

Les rochers des Mottets offrent de magnifiques polis glaciaires, sur lesquels, les structures sont particulièrement déchiffrables. Les roches sont massives et, gisent en bancs où la schistosité est concordante avec la direction

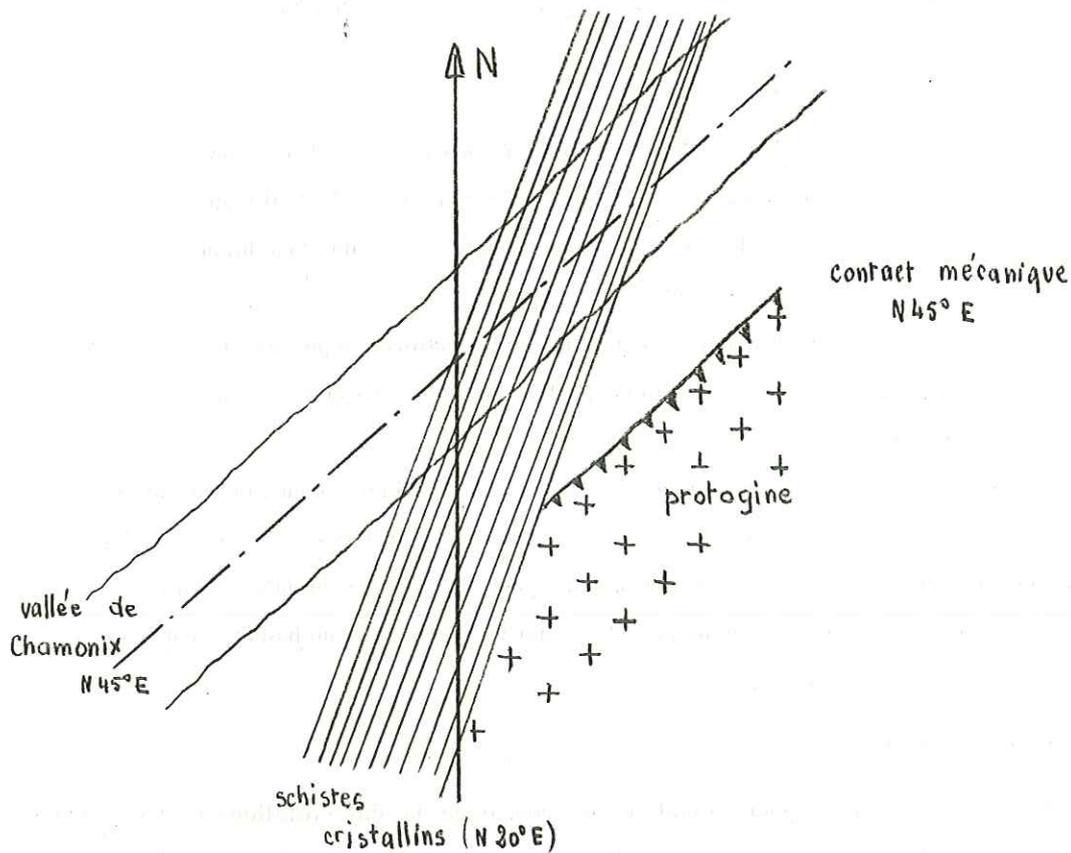


Fig. 13 - Directions structurales dans la vallée de Chamonix

(d'après P. CORBIN et N. OULIANOFF)

des bancs, orientés N 20° à 30° E. Cette direction est sécante par rapport à la vallée de l'Arve. (voir Fig. 13) De nombreux bancs (amphiboliques, quartzeux, aplitiques etc. . .) ayant la même orientation, se trouvent inclus dans une matrice cristallophyllienne, où, les faciès les plus courants correspondent à des gneiss. L'influence des efforts tectoniques se manifestent par des parties très schistifiées.

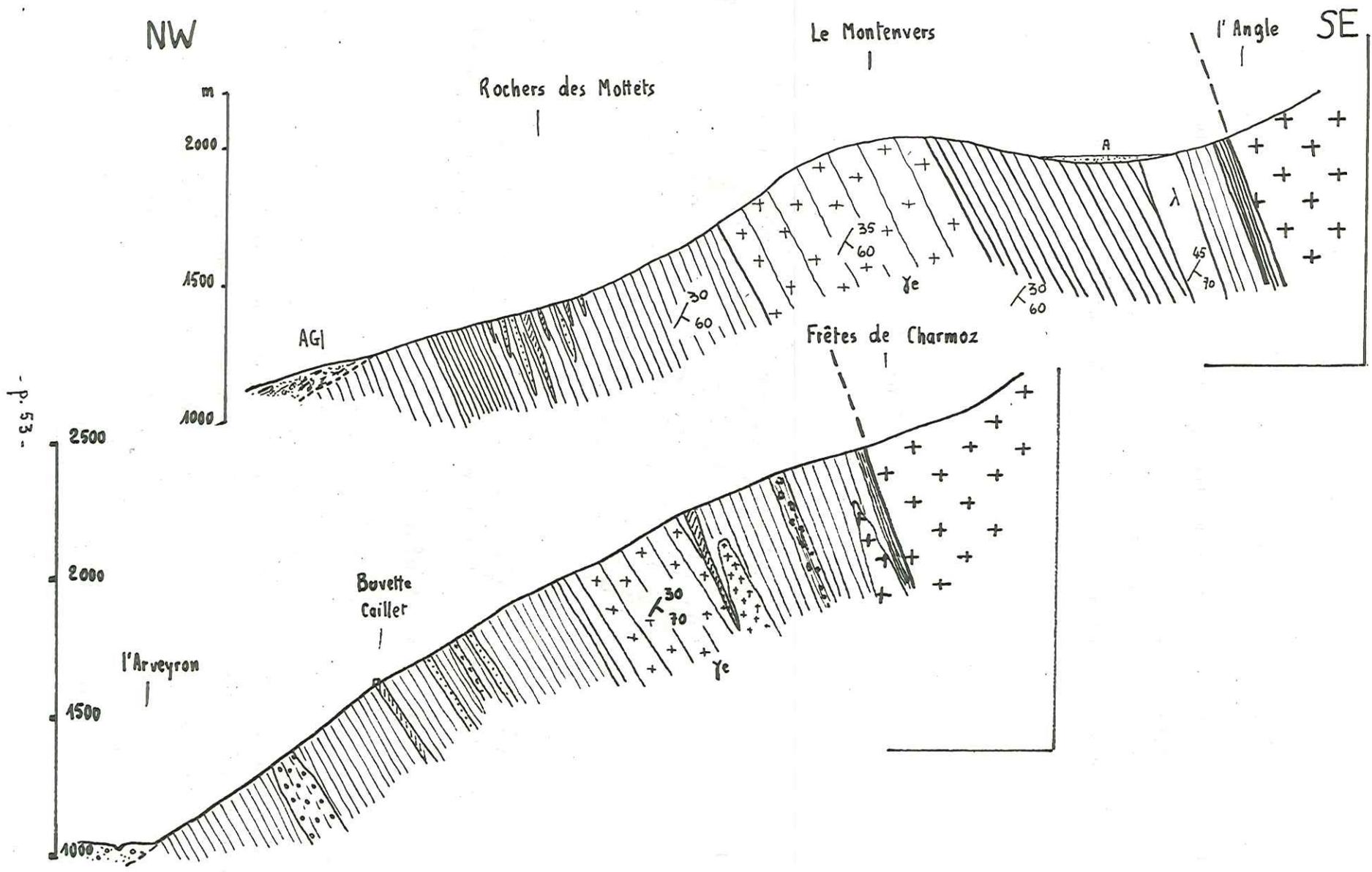
Les bancs gneissiques ont un pendage fort vers l'est (60°), souvent recoupés par des diaclases.

Après la zone des Mottets, nettement délimitée (voir fig. 14), car dénuée de végétation, la série se poursuit par des roches à texture schisteuse, que nous avons rangées parmi les gneiss de "type banal", au cours de l'étude micrographique.

Une importante zone de granite écrasé (γ e), très diaclasé et pseudo-stratifié (pendage 70° E), s'intercale au sein de la série gneissique, qui reprend au niveau de la gare du Montenvers.

Après des bancs de leptynites massives et claires, on s'achemine, au contact avec la protogine (à l'Angle) par l'intermédiaire d'une zone de broyage.

Fig.14



Cette coupe est située immédiatement au Sud de la précédente, sous l'Aiguille de l'M. De bas en haut (altitude) nous rencontrons :

- 1 . une série de gneiss à texture finement schisteuse, caractérisée par le développement de séricite.
- 2 . une zone de gneiss oeillés, analogues à ceux décrits dans la coupe détaillée du tunnel, d'une centaine de mètres de puissance.

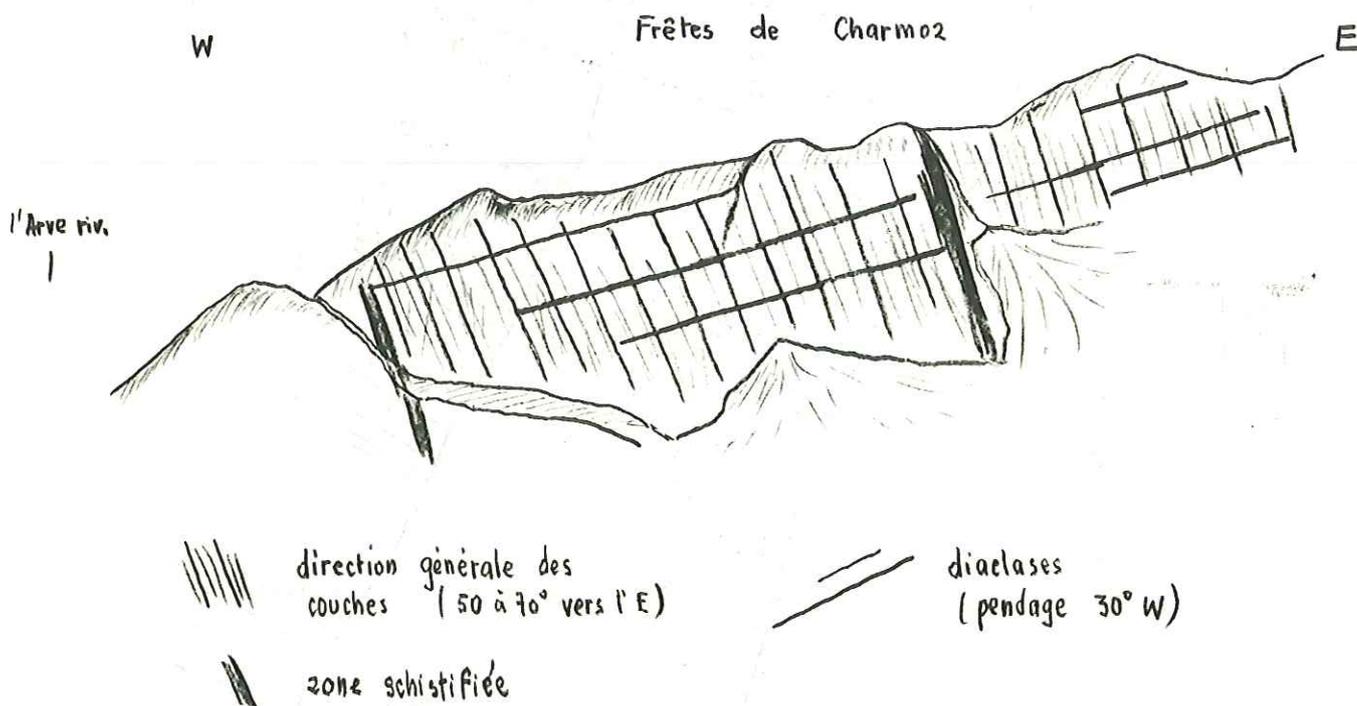


Fig. 15 - Panorama des Frêtes de Charmoz

- 3 . à nouveau une série schisteuse, à texture gneissique, d'aspect grisâtre.

Cet ensemble comporte des filons de microgranite, d'aplite, de pegmatite et d'amphibolites qui n'excèdent jamais plus de 2 m de puissance. Un filon quartzique et, des gneiss rubanés, veinés de filonnets quartzeux, précèdent

- 4 . la grosse lentille de granite écrasé, de quelques centaines de puissance, déjà mentionnée plus haut

5 . des gneiss rubanés réapparaissent. Ils contiennent des lits leucocrates quartzo-feldspathiques, bien individualisés, où, il est possible de définir une épaisseur moyenne des bancs (de quelques dm). Ils sont généralement plissotés suivant leur direction de pendage, en concordance avec la schistosité cristallophyllienne.

Ailleurs, la roche a une texture massive et, montre une schistosité fruste, concrétisée par des filonnets quartzeux, d'environ 5 cm d'épaisseur moyenne.

Des plans de diaclases, à pendage W, intersectent le litage de l'ensemble de la série.

6 . le contact avec la protogine a lieu par une zone d'écrasement finement schisteuse, dont l'influence se manifeste plus tôt dans la série cristallophyllienne par des lames de granite analogues à la protogine.

323 - Plan des Aiguilles

Les observations ont été transposées dans la coupe plus détaillée que représente le tunnel. L'ossature des schistes cristallins est essentiellement composée de roches schisteuses gneissiques gris-verdâtre. Dans le détail les textures sont variées.

324 - Montagne de Tacconnaz

La partie qui revient au "complexe du Brévent" est composée de gneiss massifs avec de beaux polis glaciaires. La roche est de teinte grise ; sa texture est compacte et planaire. La schistosité est fruste et, ponctuée d'éléments microporphroblastiques qui maculent la trame. Il existe un gaufrage à grande échelle où certaines zones sont en creux, car plus schisteuses et, corrélativement, plus tendres. Il serait possible de définir une sorte de longueur d'onde du phénomène

325 - La Montagne de la Côte

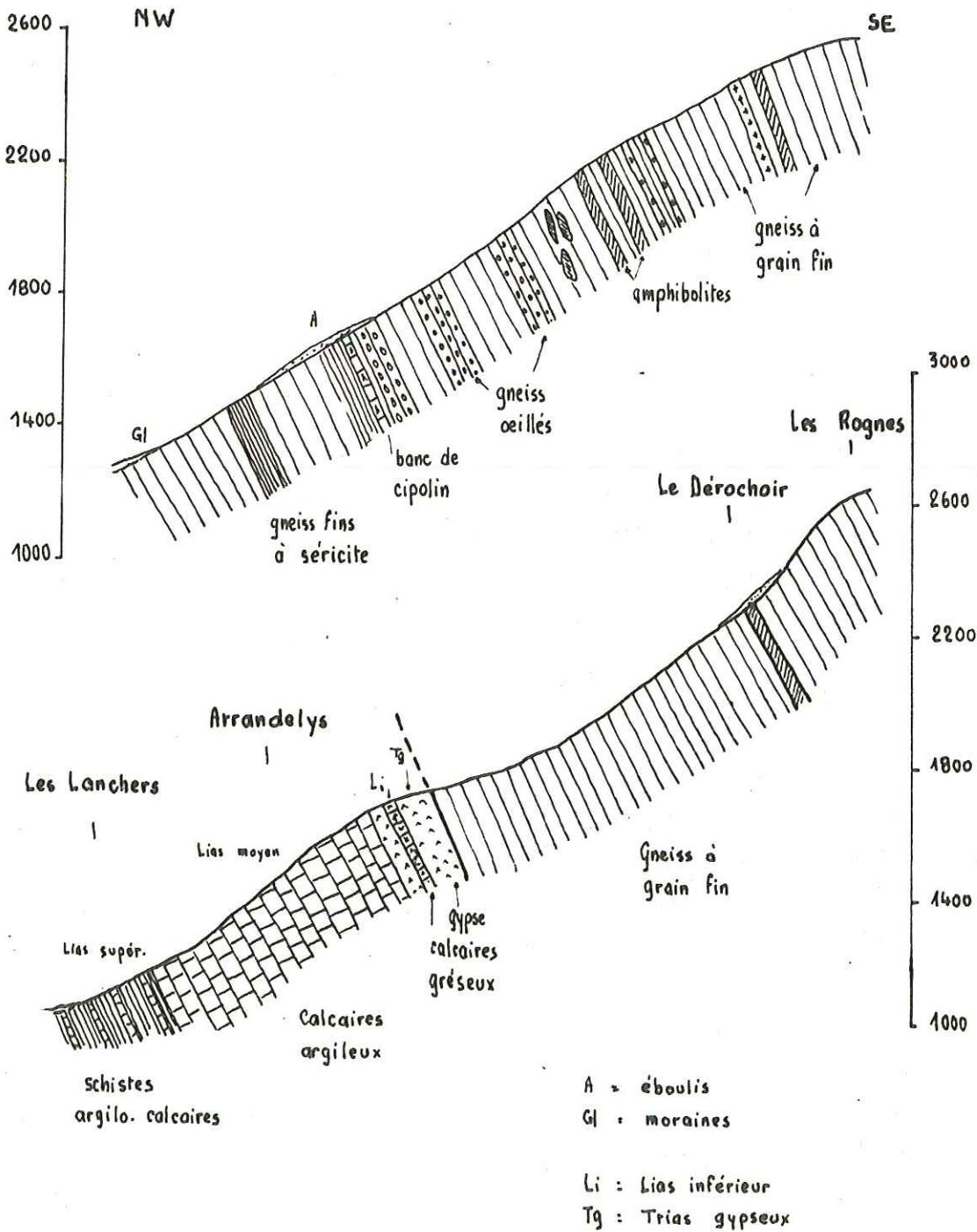
Elle débute dans le " complexe du Brévent" (voir fig. 16) qui, présente ici des faciès de gneiss schisteux fins, analogues à ceux qui ont été observés plus en amont dans le " complexe du Goûter". Leur direction est oblique par rapport à la vallée de Chamonix (N 20°, pendage 40° E).

Le passage entre les deux entités lithologiques se fait par l'intermédiaire d'un banc de cipolin signalé par P. CORBIN et N. OULIANOFF (1927 a). Au-dessus on trouve :

- à 1600 m, des gneiss à texture grossière, comme détritiques où le mica noir est abondant
- des gneiss sériciteux en alternances avec des gneiss ocellaires (ocelles essentiellement feldspathiques)
- des gneiss ocellaires à pâte fine
- à 1900 m, des gneiss schisteux fins formant le faciès le plus répandu décrits précédemment, leur succèdent. Des grains de quartz sont englobés dans la trame schisteuse. Des filonnets d'aplite à tourmaline, des passées calciques, lustrées, recourent l'ensemble de la formation.
- à 2040 m, des amas amphiboliques et dioritiques interstratifiées
- à 2100 m, gneiss ocellés et rubanés, direction N 30° à pendage 30° vers l'est.
- à 2200 m, des filons d'amphibolites à texture massive, de couleur vert clair ; associés à des filons aplitiques à leurs épontes

Fig. 16

Montagne de la Côte



- à partir de 2390 m et jusqu'au sommet, des gneiss fins réapparaissent. Leur texture est massive, à délits de gros bancs et, comprend des intercalations de gneiss oillés et d'embranchites.

326 - Les Houches aux Rognes par la voie du Tramway du Mont-Blanc (T.M.B.)

En rive gauche de l'Arve, les schistes cristallins chevauchent les sédiments mésozoïques au ravin des Arrendelys. La série cristallophyllienne débute, au col du Mont Lachat, par des gneiss finement schisteux qui se rattachent au "complexe du Brévent", qui sont en tout point comparables aux gneiss du Goûter.

Les roches à texture gneissique que l'on rencontre ensuite constituent le faciès le plus fréquent. Des passées plus schisteuses interviennent sporadiquement dans la matrice gneissique, injectée de filons aplitiques à tourmaline (échantillon Br 3). Des bandes de mylonites de granite et, de micaschistes à chlorite sont concordants avec la schistosité ; les gneiss comportent de nombreux ocelles feldspathiques, semblables à ce qui a été observé au Plan des Aiguilles. Les porphyroblastes de feldspaths sont souvent cassés et, cicatrisés par la mésostase, finement recristallisée.

Les phénomènes d'injection se manifestent surtout à l'approche des Rognes (terminus du T.M.B.).

En conclusion, il ne semble pas nécessaire de faire des schistes cristallins, situés sous les Rognes, une série cristallophyllienne distincte de la série du Goûter, dont celle du Tunnel est un cas particulier.

4 . HISTOIRE GEOLOGIQUE

41 . Genèse du groupe, Métamorphisme ancien.

411 . Genèse du groupe

La série cristallophyllienne du Mont-Blanc est comparable à la série satinée de Belledonne (P. et C. BORDET 1963 b) ; elle présente des caractères monotones. Son origine détritique est attestée non seulement par sa composition arkosique mais par :

- les plagioclases qui sont disposés en travers de la schistosité (photo n°15)
- la nature variée des plagioclases (An% = 0 à 24) comparée à la relative homogénéité de ceux de la protogine
- les grains arrondis de quartz inclus dans les feldspaths
- la teneur notable en éléments lourds : titane et fer (magnétite et hématite)

N. OULIANOFF (1929) a ramené, de la paroi N-W de l'Aiguille du Goûter un conglomérat métamorphique.

Des passées de roches d'origine éruptive (ortho) ont été entrevues. Elles montrent des flots résiduels à composition granitique, avec microcline et micropegmatite. L'analyse chimique dénote cette tendance. Ces faciès sont localisés au Plan des Aiguilles et aux Mottets.

Nous pouvons envisager les correspondances suivantes pour l'origine des paraschistes :

- Les micaschistes et les gneiss témoignent d'une sédimentation surtout argileuse que nous pouvons schématiser de la façon suivante :

gneiss..... grès argileux et arkosiques

micaschistes et micaschistes calcifères..... argilites et marnes

- il ne plane aucun doute sur l'origine gréseuse et arkosique des quartzites et leptynites

- les cipolins dérivent de calcaires

412 . Métamorphisme ancien

Les schistes cristallins dérivent de ces séquences, généralement détritiques, par un métamorphisme régional anté-stéphanien (le Carbonifère daté n'est pas métamorphique et, localement discordant sur le socle dont ces schistes font partie .

Dans quelle zone cette ectinisation s'est-elle effectuée ?

Comme les septas de micaschistes sont pratiquement inexistantes et, que les seules zones schisteuses repérées doivent être attribuées au broyage, nous ne pouvons que donner une estimation des conditions zonéographiques.

D'autant plus que les faciès sont ceux d'une séquence non repère.

Dans les micaschistes, la biotite est en structures reliques, décolorées, d'où surgissent les aiguilles de rutile. La muscovite et quelques grenats, avec l'oligoclase, complètent cette ancienne paragenèse qui évoquent la zone des Micaschistes inférieurs.

42 . Tectoniques anciennes

Nous décrivons sous ce vocable les ensembles de contractions orogéniques qui sont antérieures au mouvement alpin.

La première phase tectonique, que nous soyons en mesure de dater de façon certaine, est caractérisée par une direction moyenne NNO - SSE et NNE - SSO. Elle affecte des terrains qui sont antérieurs au stéphanien, cet étage est localement discordant sur les schistes cristallins plissés.

Les sédiments permo-carbonifères se sont plissés suivant des axes Nord-Sud, au cours d'une phase permienne. Il est possible qu'une phase de métamorphisme accompagne ces mouvements ? nous ne pouvons que le présumer. Un stade de mylonitisation est en effet envisageable dès cette époque avec un début de rétro-morphose (P. BELLAIR 1957)

43 . Mise en place du granite

Certains auteurs (P. BELLAIR, M. LUGEON) considèrent le granite du Mont-Blanc comme permien ; la mesure à 242.10^6 ans confirme l'impression d'une phase permienne et, témoigne d'une activité magmatique.

Une autre mesure à 355.10^6 ans (Dévonien supérieur - Viséen) permet d'entrevoir une mise en place à la suite d'une orogénèse calédonienne (N. OULIANOFF 1947). La protogine ne serait pas apparue en surface (il n'a jamais été trouvé de galets de protogine dans les sédiments houillers), mais aurait injecté tout un cortège de filons de nature à accentuer les effets du métamorphisme dans les schistes encaissants.

Il faut remarquer, dans les deux cas, la proximité de la mise en place du granite avec les efforts tectoniques (la phase bretonne est datée à 350.10^6 ans ; la phase asturienne à 270.10^6 ans). Le premier de ces événements, autour de 340.10^6 ans se rattache à la formation des grandes séries métamorphiques, d'après les résultats de E. JAGER ET H. FAUL (1959), de C. PANGAUD, J. LAMEYRE et R. MICHEL (1957), D. KRUMMENACHER et J.F. EVERNDEN (1960).

Une étude géochronologique plus complète est donc nécessaire pour conclure plus affirmativement.

44 . Déformations alpines

441 . Rétromorphose

La rétomorphose est surtout marquée par la transformation de la biotite en chlorite. La substitution peut-être complète ; le phénomène est localisé dans certaines parties des schistes cristallins et, est fréquente dans le granite. La présence de chlorite parmi les minéraux de la paragenèse de néoformation qui comprend en outre : séricite - sphène - albite - épidotes - rutile - quartz, traduit les conditions épizonales de métamorphisme. Cette paragenèse est à replacer dans la zone des Micaschistes supérieurs. Le phénomène a été décrit dans les massifs cristallins internes (R. MICHEL 1953), sur les schistes cristallins et le granite du Mont-Blanc (P. CORBIN et N. OULIANOFF 1938) et des Aiguilles Rouges (R. DELHEMMES 1954 ; J. BELLIERE 1958), de Belledonne (C. et P. BORDET 1952 ; D. DONDEY 1960), du Pelvoux (P. BELLAIR 1948 et 1957). Les mesures géochronologiques ont confirmées l'âge alpin de ce métamorphisme rétrograde : détermination obtenues par la méthode Ar - K par D. KRUMMENACHER et J.F. EVERNDEN 1960.

Une évidente remobilisation quartzo-biotitique (P. BAGGIO et R. MALARODA 1964) provoque l'acquisition de nouvelles textures dans la protogine et, en particulier, la concentration de biotite à la périphérie des plages granitisées. Cette remobilisation est contemporaine de la phase alpine paroxysmale : des mesures effectuées par la méthode Rb - Sr au Laboratoire de Géologie Nucléaire de l'Université de Pise donnent un âge de 20 à 30.10^6 ans (oligo - miocène).

Enfin, la rétomorphose est accompagnée de phénomènes d'altérations des plagioclases, il s'agit de la saussuritisation et de la séricitisation. Ces phénomènes traduisent que l'ensemble du socle cristallin a été replacé dans des conditions épizonales de métamorphisme.

442 . Mylonitisation

Parmi les phases tectoniques qui ont affecté le massif du Mont-Blanc, il en est une, qui correspond à la

période orogénique alpine car, matérialisée par des zones mylonitiques et schistifiées de direction NE-SW. L'étude structurale des roches écrasées montre l'identité des phénomènes alpins et hercyniens avec, toutefois, des orientations différentes.

La surélévation du Mont-Blanc est un phénomène tardif, daté oligo-miocène (phase sannoisienne). Il est accompagné d'écrasements, par empilements de lames obliques ; un léger déversement des couches est contemporain de ces événements (P. CORBIN et N. OULIANOFF 1923 ; P. et C. BORDET 1952).

Les actions dynamiques auxquelles ont été soumises ces roches sont manifestes et illustrées par les effets cataclastiques suivants :

- le quartz montre une extinction constamment onduleuse
- la structure en mortier est développée
- la recristallisation quartzreuse apparait comme le résultat du morcellement des minéraux préexistants ; le quartz est concordant avec la schistosité
- les plagioclases sont cassés et montrent de fréquentes déformations de leur réseau cristallin : courbures de leurs mâcles
- les lamelles de mica, de dimensions notables (biotite et muscovite anciennes), sont déchiquetées et tordues.

Cependant de récentes observations de J. MAISONNEUVE (1959) et de P. BELLAIR (1948), sur les directions structurales dans les granites, démontrent, que la phase hercynienne a été négligée. Une grande part des déformations lui reviendrait, en particulier la mylonitisation ne serait pas alpine mais permienne. Nous envisagerions alors, de rapprocher la protogine, des granites syncinématiques écrasés de type Tenda : granites de Vizzanova et des Strettes (J. MAISONNEUVE 1959).

45 . Conclusion

Les caractères de la protogine permettent d'envisager deux hypothèses dans ses relations avec la tectonique: soit un granite post-tectonique (protogine intrusive selon les conceptions classiques), soit un granite syn-tectonique.

En faveur de la première solution, nous pouvons citer les faits suivants : la texture équante d'une partie de la masse granitique ; sa structure grenue à minéraux automorphes où, apparaissent quelques plagioclases zonés ; son homogénéité de composition (granite calco-alcalin monzonitique) ; les petits amas micacés (2 x 10 cm) ; sa minéralisation en métaux lourds (ex. Cu).

Par contre, les textures variables, les structures engrenées, à cloisons et mortier, les enclaves de schistes cristallins feldspathisés et, les enclaves surmicacées avec la granitisation directe qui en découle, sont autant de critères qui témoignent d'un granite syncinématique.

Nous opterons pour la seconde solution, contrairement à nos prédécesseurs qui ont étudié la région. Nous allons tenter d'expliquer pourquoi.

D'une part, parce que le fait de ne considérer que le seul faciès équant laisse de côté une partie du problème car le faciès porphyroïde est très répandu, équant ou orienté, à tel point que le terme "embréchite" a été utilisé.

D'autre part, parce que le fait d'invoquer les seules actions dynamiques et rétro-métamorphiques pour expliquer le passage vertical du faciès orienté au faciès équant demeure insuffisant, cette modification de structure est difficile à interpréter. Le contact de la protogine avec les schistes encaissants, même lorsqu'il est légèrement oblique, n'est pas un caractère suffisant pour infirmer la solution envisagée ; en effet, le contact est très largement diffus (400 mètres de zone de transition sous forme d'agmatites à grande échelle) dans la zone étudiée.

La granitisation se propage à partir des masses protoginiques ; elle est de type direct (J. DIDIER et M. ROQUES 1960) et, donc conforme à l'idée d'un granite syntectonique.

Rappelons, que les métaux légers (Be) sont liés indifféremment à l'un ou l'autre type de granite (J. DIDIER 1964).

Nous pouvons conclure que le granite a pu prendre naissance au Viséen inférieur (échelle de Y, VIALETTE 1965), contemporain de la phase bretonne (355.10^6 ans). Il subit ensuite une rétro-morphose, qui lui donne une valeur d'ortho-gneiss, dans des conditions épizonales de métamorphisme (paragenèse à chlorite ; séricite et épidote). L'âge trouvé à 240.10^6 ans (Permien) correspond vraisemblablement, à un rajeunissement du granite par les phases tectoniques récentes (permienne et alpine). La phase alpine pourrait, en certains endroits, n'avoir que signé des structures où la prévalence était hercynienne s.l. . Par ailleurs, le paroxysme alpin est nettement attesté : la vallée de Chamonix recoupe "en sifflet" toutes les structures anciennes suivant une orientation NE - SW. Le contact mécanique de la protogine et des schistes cristallins est parallèle à cette direction de déformation récente. Le style tectonique est isoclinal : le déversement est surtout évident sur le versant N-W du Mont-Blanc ; on imagine très bien qu'il est dû à une poussée tangentielle violente qui provoque une accordance des diverses unités pétrographiques et, en particulier le chevauchement des séries triasico-liasiques par le socle.

INTRODUCTION

Menée conjointement avec l'étude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc, la partie stratigraphique relevant du domaine de nos investigations, comporte des observations sur la zone du synclinal de Chamonix. Nous avons concentré notre attention sur les formations du col de Balme, où les auteurs suisses (Ed. PAREJAS 1922 ; P. CORBIN et N. OULIANOFF 1927 à 1932) ont signalé du sidérolithique (Nummulitique ?). Un des buts proposés est de reconnaître la présence effective ou non de ces sédiments tertiaires.

Nous avons également revu certains bancs calcaires attribués au Malm, à tort ou à raison (il s'agit peut-être de Trias) et, ce faisant, nous avons poursuivi les levés que X. PIERRE (1963) avait effectués jusqu'au col d'Anterne.

Nous étudierons donc successivement quelques coupes, sans prétendre résoudre les problèmes actuellement en discussion, afin de faire une dernière mise au point avant une étude ultérieure plus approfondie. Il est, en effet, tentant d'essayer de corrélérer les observations faites de part et d'autre du massif des Aiguilles Rouges, afin d'établir des relations entre la zone de Chamonix (que C. BORDET 1960 considère comme un accident majeur qui recoupe en sifflet les structures) et une éventuelle nappe de Morcles (J. GOGUEL 1951 et 1954).

COUPES

Col de Balme - Tête de Balme (voir Fig. 18)

Au col, le contact entre les schistes cristallins du Mont-Blanc et les terrains du Secondaire a lieu par l'intermédiaire de cargneules, P. CORBIN et N. OULIANOFF y signalent des quartzites que nous n'avons pas retrouvés.

- les horizons du Lias inférieur et moyen apparaissent ensuite : il s'agit de bancs de calcaires argileux, d'argiles et de calcaires spathiques noirs. Il semble qu'un écaillage se produise par répétition de l'assise inférieure calcaire (Rhétien selon Ed. PAREJAS).

- une masse schisteuse et calcaire, plissée, marque le passage au Lias supérieur. Des passées de schistes carton annoncent la transition avec les termes stratigraphiquement supérieurs, probablement oxfordiens s.l.. L'étage

PERMO-HOULLER du col de Balme

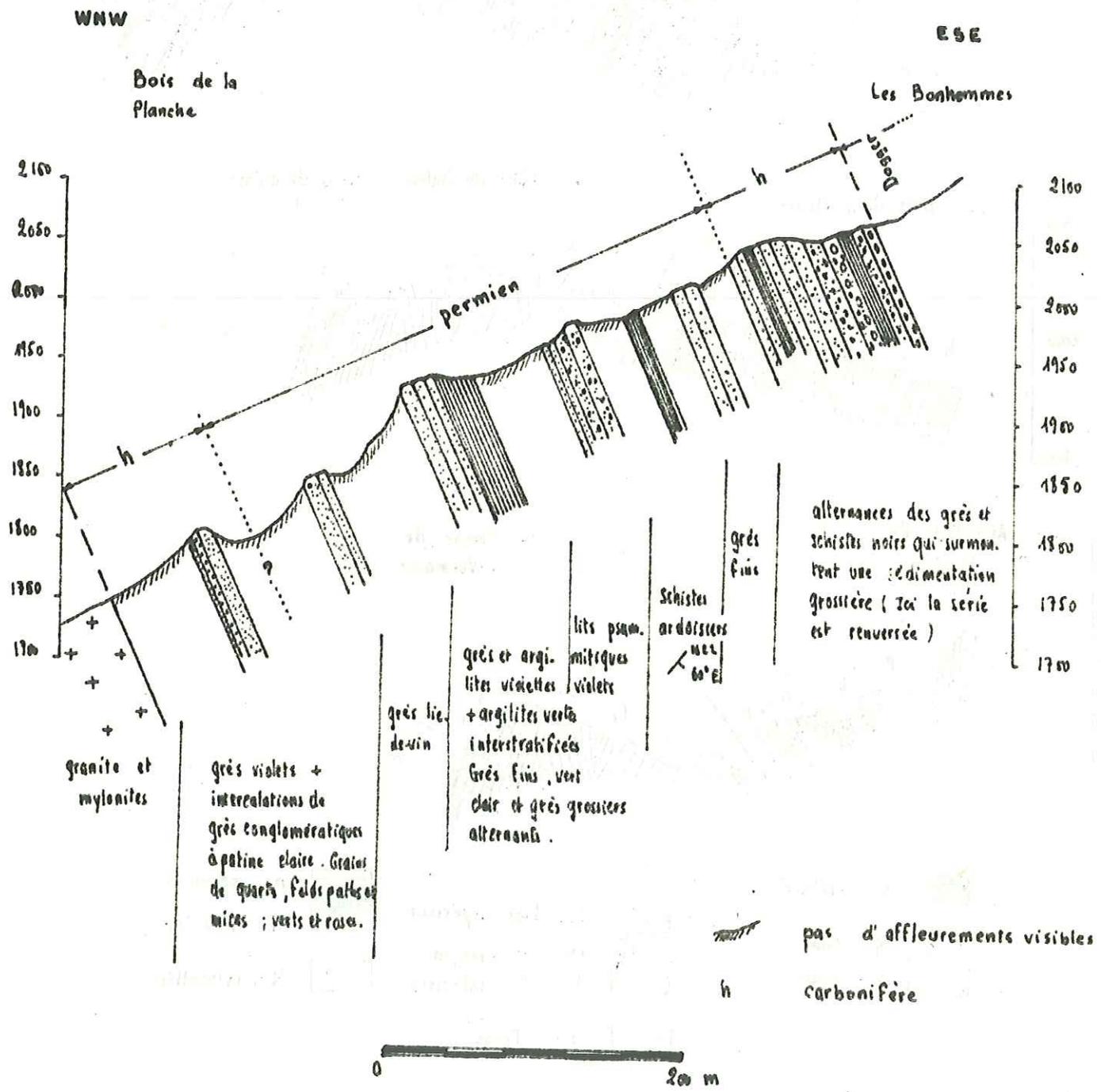
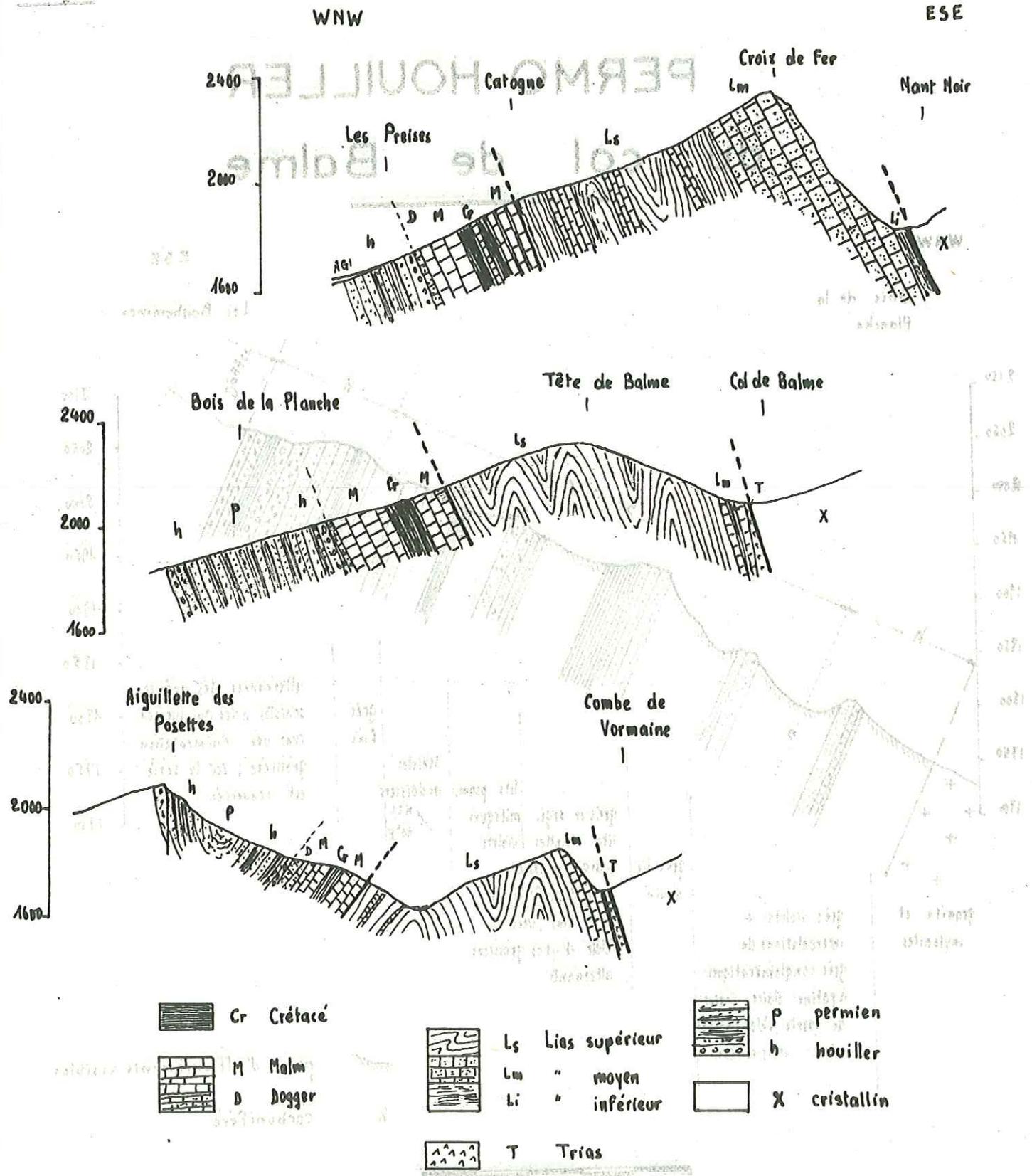


Fig. 18 . Coupes s riees

Fig. 17



se termine par des schistes argilo-gréseux. Un mouvement anticlinal affecte cette série schisteuse.

- ensuite, sur 200 mètres d'épaisseur approximativement, nous trouvons :

1 . 20 m des bancs calcaires argileux noirs, peu épais (e = 8 cm) qui indiquent le début du Malm. Ils sont marmorisés et, en contact anormal avec le Lias. Bien que les pendages dirigés vers l'Est des deux étages soient concordants,

2 . des bancs calcaires à patine claire, de quelques dm de puissance, formant des ensembles de quelques mètres qui marquent autant de ressauts dans la topographie. Ces ensembles sont séparés par de petites dépressions herbeuses correspondant à des zones plus tendres (calcschistes).

3 . 30 m environ de calcaires schisteux, non fossilifères, attribués au Crétacé.

4 . c'est au sein de cette formation que P. CORBIN et N. OULIANOFF ; Ed. PAREJAS ont décrit du sidérolithique tertiaire que nous avons recherché en vain.

5 . à nouveau, des bancs calcaires à patine claire dont la puissance varie de 15 à 30 cm. Ils sont analogues à ceux du niveau 2.

6 . un banc de calcaire à entroques et, un banc calcaire à patine blanche et grain fin (Argovien ?) terminent la série jurassique.

7 . un ensemble de sédiments détritiques permo-houiller, en accordance de pendage avec les étages précédents, est sous-jacent. La série débute par des bancs à éléments conglomératiques grossiers (à feldspaths détritiques dans une trame quartzo-micacée) surmontés de microconglomérats, eux-mêmes surmontés de grès psammites et de schistes noirs fins et gréseux. Ces trois derniers faciès se répètent par des alternances qui suggèrent un dépôt à caractère rythmique. L'ensemble est daté du Stéphanien par O. HEER qui a déterminé Sphenopteris tridactyles et Pecopteris arborescens. (voir Fig. 17)

8 . le permien comprend des schistes argileux, gréseux et des formations gréseuses versicolores violettes, vertes et lie de vin. Avec des intercalations de grès grossiers conglomératiques à patine jaune-vert.

9 . une bande houillère reprend sur une puissance notable (environ 50 à 60 m). Ensuite apparaît le granite de Vallorcine.

Croix de Fer - Catogne - Les Preises

- le Nant Noir est entaillé dans les calcschistes du Lias inférieur. Il correspond à une zone de contact qu'il matérialise. Les schistes cristallins du Mont-Blanc sont légèrement déversés sur les calcaires du Lias. Les pendages sont concordants entre les deux unités lithologiques et dirigés vers l'Est. Le Trias n'apparaît pas dans le lit du torrent.

- le Lias moyen est représenté par une masse importante de calcaires à entroques dans le massif de la Croix de Fer. Leur patine est claire ; leur cassure noire. Ils forment des bancs épais de quelques dizaines de cm, pentés à 55° vers l'Est, dirigés N 30° E. Ils atteignent une puissance d'une centaine de mètres.

- le Lias supérieur est composé d'une alternance de bancs calcaires à patine jaune roussâtre, de calcschistes

et d'argiles noires très plissotés. Des passées de schistes carton s'intercalent dans cette série. Localement, les couches se redressent à la verticale. Un fauchage des têtes de couches affecte les bancs au sommet de la Croix de Fer. La direction des bancs est toujours N 30°.

Sous la Croix de l'Arolette (X = 958 480 ; Y = 125 400), un banc bréchiqne, à éléments grossiers calcaréo-gréseux dispersés dans un fin ciment, remanie les assises du Lias schisteux.

- le passage au Malm se traduit par l'apparition de bancs calcaires marmorisés, compacts et roses. Des calcaires noirs spathiques et des calcschistes marquent de petites dépressions au sein de cet ensemble. Le tout, de 30 m de puissance, forme un ressaut : verrou de Catogne.

- sur une cinquantaine de mètres, s'étend une zone calcaire schisteuse avec des bancs de calcaires siliceux à patine jaunâtre. Elle se rapporte au Crétacé. Nous n'avons pas retrouvé les veines ferrugineuses et les schistes argileux noirs à niveau charbonneux que Ed. PAREJAS attribue au Priabonien (?). La présence du nummulitique semble donc sujette à caution.

- à nouveau, des bancs de calcaires du Malm, massifs, à flammèches roses sur environ 100 m d'épaisseur.

- puis une trentaine de mètres de calcaires et schistes (Argovien ?)

- le Carbonifère, composé de grés et schistes ardoisiers, termine la coupe. Le passage au granite de Vallorcine est masqué sous des placages morainiques.

Combe de Vormaine - Les Posettes (voir fig. 18)

Un petit affleurement de Trias (gypse et cargneules) sous les chalets de Charamillon marque le début de la coupe . Les schistes cristallins du Mont-Blanc sont déversés sur cet ensemble. Les pendages sont dirigés vers l'Est.

- des calcaires argileux noirs (environ 5 m) et des schistes noirs du lias inférieur font suite aux cargneules

- une bande de calcaires d'une vingtaine de m de puissance, à entroques et gréseux, à patine rouille, bien lités semble devoir être rattachée au Lias moyen

- à nouveau des schistes noirs calcaireux sur environ 20 m

- puis, des bancs de calcaires argileux, bien lités, se développent en une petite falaise dont le plan supérieur disparaît sous des formations alluvio-glaciaires au Plan du Caiset. Il semble s'agir de Lias moyen.

- des calcschistes argileux du Lias supérieur, de quelques centaines de mètres d'épaisseur ne se retrouvent en affleurement que dans le lit de l'Arve, après avoir décrit une charnière anticlinale . Le régime change en rive droite de l'Arve où, des bancs de calcaires noirs, plus durs, intercalés, forment de légers ressauts dans la topographie. Ils sont pentés 40° vers l'Ouest. Vers le sommet du Lias, apparaît un débit en schistes carton.

L'Oxfordien est peut-être compris dans ces formations?

- elles sont stratigraphiquement surmontées par des bancs de calcaires argileux à patine rousse et grain fin, marqués de traînées roses, appartenant au Malm. Des couches argileuses et des calcaires schisteux sont intercalés dans la série (ravin des Grossailles). Le synclinal se referme par :

- des bancs de calcaires à entroques du Dogger apparaissent au-dessus de cette série.

- surmontant topographiquement ces formations, une série détritique commence par des grès quartzites, se poursuit par des argiles noires (schistes ardoisiers) avec des intercalations de grès grossiers. La séquence s'achève par quelques bancs de grès. L'ensemble ne dépasse pas 30 m de puissance. Ces formations nous rappellent le Carbonifère. Qu'on en juge avec la coupe du Trias que donne Ed. PAREJAS, qui est prise dans la forêt de Montroc, à l'entrée du tunnel des Montets :

1 m de quartzites blancs

1 m d'argilites vertes écrasées

2 m d'argiles schisteuses noires à minces lits gréseux et des calcaires dolomitiques.

En l'absence de fossiles et, par analogie avec les faciès observés au col de Balme, nous sommes tentés d'attribuer au houiller les terrains qui viennent d'être décrits. Mentionnons que l'existence du Trias a été longtemps problématique dans la région de Montroc-les-Posettes. A. FAVRE (1859 et 1862) attribue à cet étage les schistes rouges et verts et des grès, étonné de ne pas trouver de cargneules. Pour H. GERLACH (1871), il n'y a pas de Trias aux Posettes.

- les grès et argilites violettes, vertes et lie-de-vin, en alternances, peuvent être rattachées au Permien en raison de leur ressemblance avec le "verrucano" connu dans les Alpes. Aucune découverte fossilifère n'est venue confirmer l'âge de ces terrains, seul, O. HEER signale walchia piniformis qui n'apporte pas de précision stratigraphique. Les pendages sont dirigés vers l'Ouest.

- puis, le carbonifère réapparaît sous sa forme détritique. Les couches ont un pendage Est. C'est dans cette partie du houiller, où existent d'anciennes ardoisières, qu'à été découvert un gisement fossilifère. ZEILLER et O. HEER y ont trouvé des espèces caractéristiques du Westphalien supérieur et du Stéphanién inférieur ; en particulier, une flore de neuroptéridés et de peçoitéridés. L'existence du Permien ne paraissant pas contestable, c'est donc une structure synclinale qui est mise en évidence.

Belvédère des Aiguilles Rouges

La coupe a été publiée à deux reprises par L.W. COLLET (1924 et 1943) qui en avait donné une description détaillée, à la suite d'une reconnaissance effectuée avec Ed. PAREJAS (1921). Nous n'avons examiné que le versant Sud de ce sommet, le versant Nord étant d'accès difficile. Nous ne pouvons donc que rappeler la description donnée par ces auteurs, pour ce versant Nord, à savoir :

- 2 m de quartzites

- 7 m d'argilites rouges et vertes

- 0,25 m de calcaires dolomitiques

- 0,10 m d'argiles noires quartzées à intercalations gréseuses

- 0,30 m de calcaires dolomitiques

- 2,30 m de schistes argileux et de calcaires dolomitiques.

- 1,80 m de calcaires dolomitiques avec lits schisteux noirs minces
- 1 m de calcaires dolomitiques

La coupe ci-dessous schématise le résultat de nos observations :

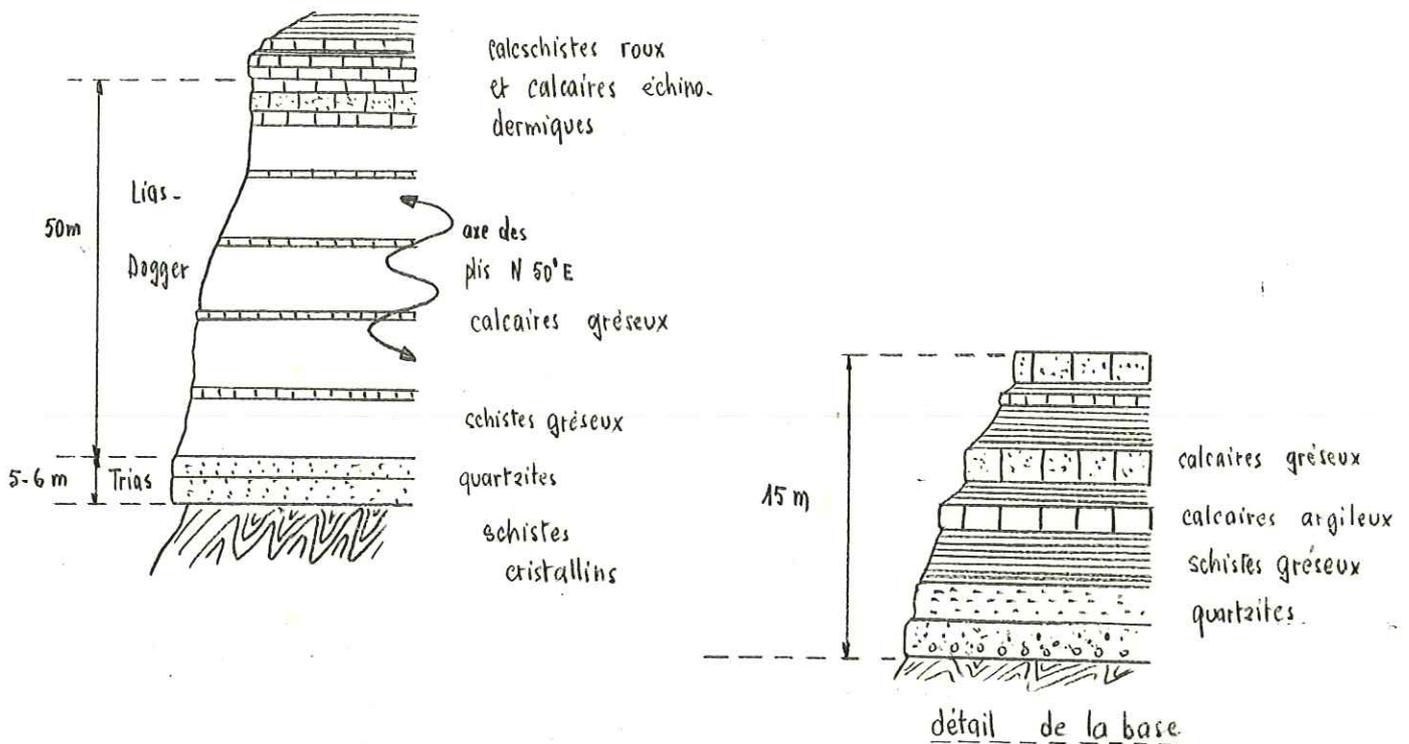


Fig. 19 - Coupe du Belvédère des Aiguilles Rouges

Les premiers bancs sont constitués d'éléments grossiers que surmontent d'autres bancs plus homogènes.

L'épaisseur de cette base semble se réduire vers le Sud.

Une première barre de Lias (?) - Bajocien avec de nombreux plis d'axe N 50° E est composée d'une alternance de schistes gréseux et de calcaires gréseux (e = 10 à 20 cm) sur une puissance totale de 50 mètres.

La série se termine par un banc de calcaire échinodermique et d'une masse de calcschistes gris-noir en bancs de 0,80 à 1 m. Cette partie sommitale serait une seconde écaille attribuée à l'Oxfordien et à l'Argovien.

Coupe du Tour X = 957 100 ; Y = 121 400 Z = 1400 m

Le Trias de la vallée de Chamonix est différent de celui qui vient d'être décrit. A la hauteur du village du Tour on peut voir la succession suivante :

- 1 . gneiss du groupe du Mont-Blanc

- 2 . 10 m de cargneules bréchoïdes
- 3 . gypse saccharoïde (15 m)
- 4 . calcaire dolomitique à patine gris-clair qui termine l'étage
- 5 . schistes argileux noirs du Lias inférieur

Cette coupe résume la plupart de celles que l'on peut faire entre les Houches et le Tour ; les différents ensembles lithologiques s'y retrouvent en affleurements très limités sur la bordure orientale de la vallée de l'Arve.

Coupe du ravin des Arrendelys

Le contact entre les schistes cristallins du Mont-Blanc (sous les Rognes) et le Trias a lieu au-dessus de la Baraque des Arrendelys (vers 1900 m). Le Trias est représenté par du gypse et de l'anhydrite à texture rubanée, les lits alternants, de couleur différente ont 5 à 10 cm d'épaisseur. Nous avons relevé un affleurement très localisé de cargneules légèrement spongieuses et finement grenues, jaune - rose avec des grains de quartz. Il existe également des parties dolomitiques légèrement sableuses. Ed. PAREJAS y mentionne des intercalations mameuses.

Puis, nous trouvons les assises du Lias :

1 . le Lias inférieur dont les gros bancs calcaires de base dessinent une charnière à coeur de trias. Des sédiments gréseux appartiendraient au Rhétien.

- des schistes calcaires argileux très plissotés, où aucun argument paléontologique ne permet de distinguer Hettangien et Sinémurien, surmontent les bancs calcaires .

2 . le Lias moyen comprend des calcaires zonés à bélemnites tronçonnées. Ils sont marmorisés. Les bancs sont épais de 20 à 50 cm. Ils sont dirigés N 25° E et pentés vers l'Est.

3 . le Lias supérieur est constitué d'argiles schisteuses noires et de calcschistes à nodules pyriteux, dans la partie inférieure de cet étage. Sa partie supérieure est argilo-gréseuse. Il est possible que le dogger, voir le callovo-oxfordien soient représentés?

Col de Salenton (X = 950 800 ; Y = 122 000 ; Z = 2526 m)

Le trias est directement transgressif sur les schistes cristallins des Aiguilles Rouges. Le contact se fait par l'intermédiaire de bancs de grès grossiers inclinés à 20 à 30° vers le NW, sur les formations rubéfiées des gneiss. Des bancs de grès granoclassés, plus fins succèdent aux premiers bancs. L'ensemble est épais de 2,5 m.

- une petite dépression qui correspond aux argilites vertes et rouges et puissante de 2 m
- nous trouvons ensuite 6 m de cargneules, en partie recouverte d'éboulis.
- la série triasique se termine par 3 m de calcaires dolomitiques
- enfin, une falaise taillée dans les calcaires à entroques du Dogger surmonte le trias. Ils ont une patine claire, et sont en bancs épais de 20 à 30 cm. Il s'agit de calcaires gréseux à entroques à débit de plaquettes. Ils sont diaclasés et injectés de filonnets de calcite. Au-dessus, vers le Mont-Buet, apparaissent des assises

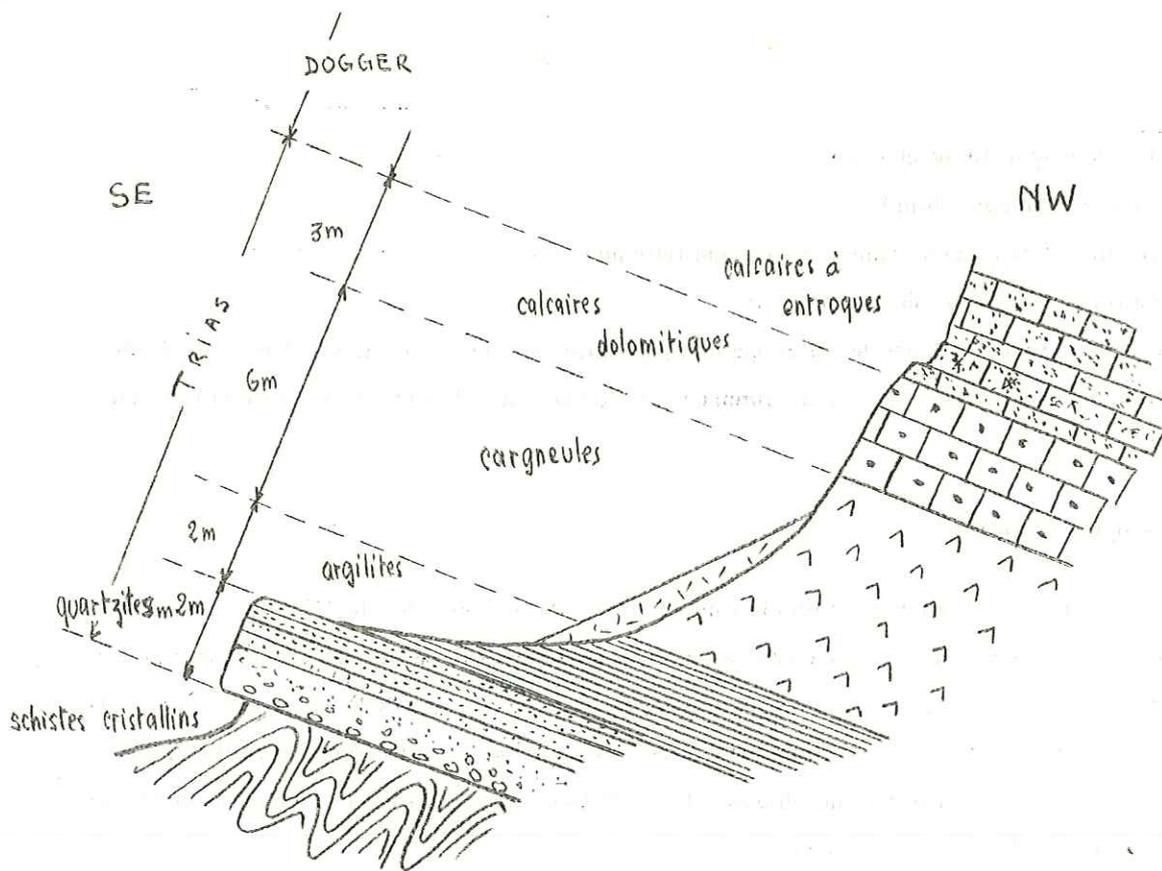


Fig. 20 - Coupe du Col de Salenton

argilo-schisteuses (Lias supérieur) l'ensemble est plissé : des masses du Dogger réapparaissent en intercalations avec les termes du Lias supérieur. Des charnières sont même conservées dans les calcaires en plaquettes à entroques. Les replis sont particulièrement notables dans la falaise des Frêtes de Villy.

Si nous envisageons une coupe allant du Collet d'Ecuelle à la Montagne d'Anterne, en passant par la Tête de Moède, nous trouvons successivement de bas en haut :

- schistes cristallins des Aiguilles Rouges
- en discordance, les sédiments détritiques du Carbonifère : conglomérats, grès et argiles noires en alternance
- le Trias, lui-même discordant sur ces termes : il débute par des grès grossiers, suivi de quartzites ; eux mêmes surmontés de calcaires dolomitiques et de cargneules, ravinées par des dolines.
- le Dogger, sous forme de calcaires gréseux à entroques, à filonnets de calcite, est posé directement sur le Trias
- une bande de Lias schisteux (supérieur ?) fait suite à ces formations
- ensuite, réapparaît une falaise de Dogger qui fournit le rôle orographique dominant : Frêtes de Moède (vers 2400 à 2500 m d'altitude)

- nous avons attribué à l'Oxfordien, en raison d'analogie de faciès (X. PIERRE 1963), des schistes argileux et des calcaires argilo-gréseux qui surmontent cette falaise, dans la Montagne d'Anterne

- une dernière bande de calcaires gréseux à entroques du Dogger marque la fin de notre coupe,

Plus loin, nous passerons, à nouveau, aux schistes de l'Oxfordien et aux termes supérieurs du Malm dont nous ne mentionnons l'existence que pour mémoire. Ces termes ayant été décrits dans des travaux récents (X. PIERRE 1963), Ils se développent dans la chaîne des Fiz.

Près de Salenton - Gorges de la Diosaz

La série débute par le Trias :

1. quartzites (6 à 8 m) conglomératiques à leur partie inférieure. La taille des grains se réduit et s'homogénéise après les quelques premiers bancs épais de 0,80 à 1 m, pour constituer des bancs plus fins de 10 à 20 cm de puissance. Ce complexe représente le niveau de base de la transgression triasique sur les schistes cristallins. Cet horizon présente une constance remarquable depuis les chalets d'Ecuelle jusqu'au lac de Barberine, en passant par le col de Salenton et Tré-les-Eaux. Il porte des ripple marks caractéristiques des dépôts côtiers.

2. les argilites rouges et vertes ou noires (3 à 4 m) montrent des parties gréseuses, à la base, avant de passer à des argilites franches. Elles portent des traces de mouvements tectoniques, mais également des ripple marks qui traduisent toujours les mêmes conditions épicontinentales

3. cargneules (10 à 15 m); constituent un horizon aisément reconnaissable par son mode de gisement à entonnoirs et sa couleur jaunâtre où les dolines se manifestent localement au Collet d'Ecuelle. Par endroits elles ont une allure bréchoïde à type dolomitique. Leur position stratigraphique est parfaitement définie au sommet des argilites.

4. les calcaires dolomitiques (2 à 3 m) sont toujours peu épais et se rencontrent le plus fréquemment au sommet de la série (c'est le cas pour la présente coupe) ; ils peuvent être intercalés dans les niveaux de cargneules.

5. des brèches dolomitiques à ciment de cargneules, qui n'occupent pas de position stratigraphique fixe, tout en restant cantonnées dans la partie supérieure du Trias, interviennent localement. Le versant occidental des Aiguilles Rouges est limité par un plan régulier de quartzites incliné à 20° vers l'Ouest, le Trias repose par l'intermédiaire de 1 à 3 m de conglomérats surmontés de grès grossiers sur la surface cristalline rubéfiée. Cet ensemble est resté solidaire du substratum ancien. Il est logique de penser qu'il n'en est, peut-être, pas de même des cargneules qui englobent des bancs de calcaire à patine claire.

Au-dessus, apparaissent des bancs de calcaires à entroques (Dogger et Bajocien) et de calcaires argileux (Lias supérieur) où se dessinent des replis (Frêtes de Villy).

Les assises du Trias se retrouvent depuis le sommet du ravin du Souay, sous Barmèche, jusqu'au lac de Barberine avec quelques modifications de détail. Par exemple, les bancs de calcaires dolomitiques sont parfois

intercalés dans les cargneules qui, alors, terminent l'étage. Nous avons pu observer, en outre, des bancs calcaires de couleur rose, aux Prés de Salenton et dans le torrent de la Diosaz, juste avant le passage aux assises grises du Lias-Dogger.

D'une façon générale, de nombreux replis existent dans ces terrains. Leurs charnières sont visibles au-dessus du lac du Vieux-Emosson et, au Mont-Buet en particulier. Ce sont des décollements, en relation avec le caractère géantoclinal des Aiguilles Rouges, qui expliquent pourquoi le Dogger repose directement sur le Trias au Collet d'Ecuelle, au col de Salenton, au col des Cristaux. Le Lias inférieur et moyen ne s'étant pas déposé (?).

Avant de poursuivre, nous allons tenter de donner un bref aperçu de la difficulté qu'il y a de discerner les calcaires du Malm de ceux du Trias. En effet, le Malm est souvent marmorisé dans la région qui nous intéresse. Il est représenté par des calcaires gris-noir à veinules de calcite, sa patine est claire. En l'absence de fossiles, toute tentative d'interprétation relève du domaine de la plus pure spéculation car, nous avons noté des calcaires dolomitiques généralement attribués au Trias (avant de parvenir au col de Salenton) qui ont la même patine claire et la même allure grise à filets de calcite pour la pâte. La différence, assez subtile, consisterait en la patine plus bleutée des calcaires du Malm. G. AMBERGER lui-même signale qu'il y a eu trop de Malm indiqué sur la feuille FINHAUT.

Cependant l'existence du Malm semble indubitable à partir du Vieux-Emosson où, G. AMBERGER a trouvé des Calpionelles (*Calpionella elliptica* Cadisch) et des *Saccocoma*, en rive droite du lac du Vieux-Emosson dans un calcaire noir à grain fin. L'Argovien serait également présent sur cette surface très restreinte.

Pormenaz - Chaîne des Fiz

La coupe, au-dessus du lac de Pormenaz, nous a permis de trouver les successions lithologiques suivantes :

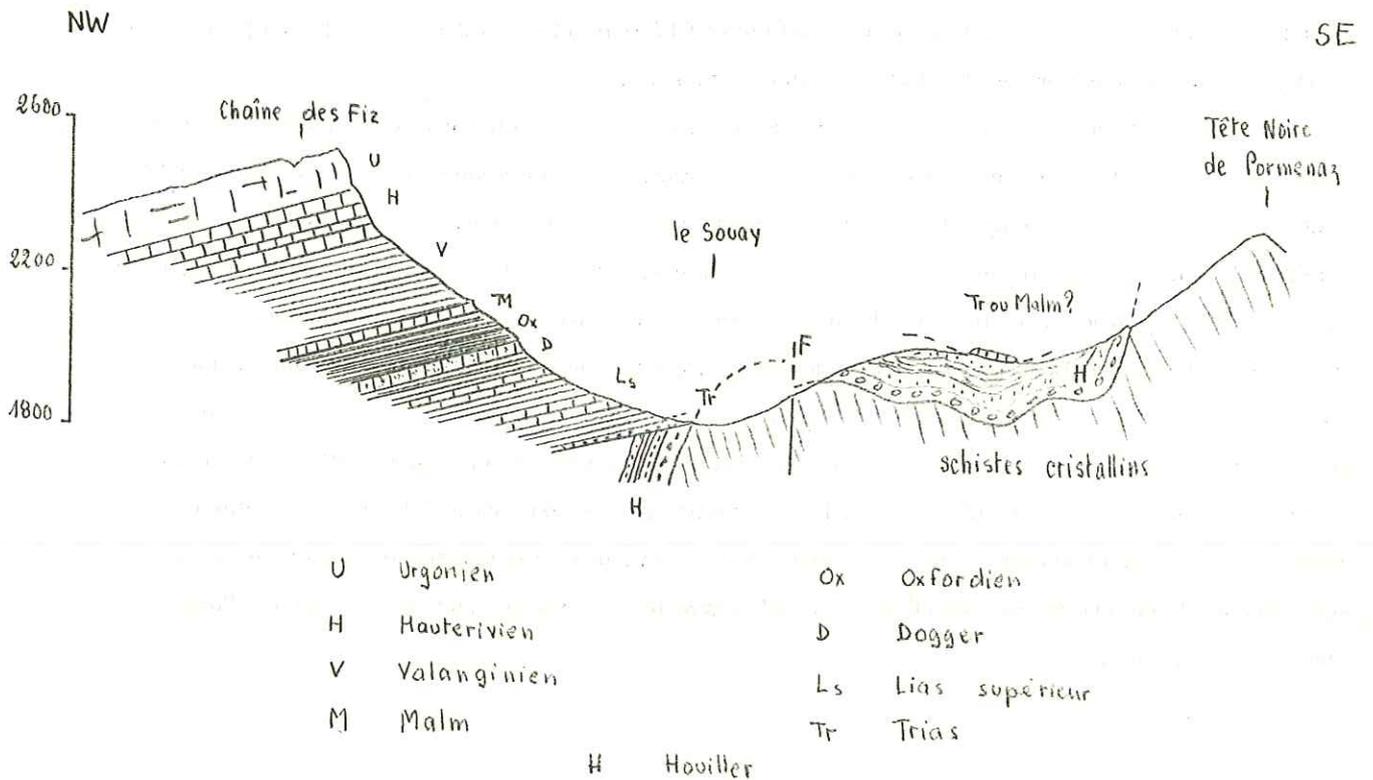
1. des conglomérats qui remanient toutes sortes d'éléments et, en particulier, des galets de gneiss, de granite et de quartz provenant de l'érosion du massif cristallin ancien. Ils sont directement transgressifs sur le granite aux environs du lac de Pormenaz, sur des gneiss, plus au Nord. Ils apparaissent sous forme d'une falaise de 20 à 25 m aux Chalets de Chavannes.

2. des grès, souvent grossiers, en bancs de 1 m, feldspathiques, à ciment séricitique et oxydes de fer. Eléments anguleux.

3. des schistes noirs argilo-gréseux, où P. BERTRAND (1926) a découvert *Mixoneura ovata*. Ces formations sont plus ou moins broyées et intercalées avec des bancs de grès épais de 0,50 m. L'ensemble, qui comporte peut-être quelques replis secondaires, dessine une magnifique flexure, aux environs immédiats du lac de Pormenaz.

G. AMBERGER (1960) cite de la chlorite, d'origine secondaire, au sein des schistes, dont la signification est comparable à celle des formations du Mont-Blanc.

La masse du Houiller est surmontée d'une grande dalle calcaire, microkarstifiée, sur laquelle elle repose en contact anormal : elle a la valeur d'une klippe. En effet, ce calcaire à patine claire, est marmorisé. G. AMBERGER y a trouvé de l'albite (mâclée Roc Tourné) à sa base. En l'absence de tout critère paléontologique



- Fig. 21 -

déterminant, il est difficile d'attribuer cet ensemble au Trias plutôt qu'au Malm.

En rive droite du Souay, une série allant du Trias au Crétacé se développe très rapidement en une impressionnante falaise.

Nous avons relevé des lambeaux de quartzites sous les Argentières. La coupe se poursuit par un ensemble de terrains calcschisteux noirs, appartenant au Lias supérieur. L'ensemble atteint quelques centaines de mètres de puissance. Des miches pyriteuses y sont notables. Les pendages sont dirigés vers l'Ouest. Des diaclases, perpendiculaires à la stratification, et, des filonnets de calcite imprègnent les couches.

Des schistes carton (à partir de 2080 m d'altitude) font suite à ces bancs. Leur partie supérieure est broyée et laminée.

Au-dessus, une alternance de petits bancs de calcaires argilo-gréseux marquent un important ressaut dans la topographie d'une centaine de mètres. Il s'agit du Dogger.

La série se poursuit ensuite normalement jusqu'au Crétacé supérieur (voir log détaillé d'après L. W. COLLET E. PAREJAS et L. MORET 1943), sur laquelle il est inutile de nous étendre.

CONCLUSIONS

Au terme de cette brève étude stratigraphique, nous tenons à mettre l'accent sur les différences qui existent entre les sédiments qui se trouvent dans le fossé de Chamonix et, ceux qui reposent par un plan incliné de Trias à 20° vers l'Ouest sur le cristallin des Aiguilles Rouges.

Il semble bien que la zone de Chamonix soit un accident majeur, de direction NE-SW, comblé de terrains disposés en écailles. Les lames de granite, que nous avons étudiées dans la première partie de ce mémoire (Plan des Aiguilles) confirment cette hypothèse. Les déversements mentionnés des Houches, au col de Balme, représentent autant de rejeux relatifs des grandes fractures qui affectent le socle. Les mouvements tectoniques récents expliquent les accordances actuelles entre les diverses unités stratigraphiques, où les charnières sont rares.

Au sein du tégument qui repose à l'Ouest des Aiguilles Rouges, une autre différence de comportement dans les formations sédimentaires s'observe au col d'Anterne : vers le Sud (ravin du Souay) la série est tranquille jusqu'au sommet de la chaîne des Fiz, alors que vers le Nord de nombreux replis (X. PIERRE 1963) affectent le Lias-Dogger du Mont-Buet à Barberine. Des lacunes stratigraphiques expliquent l'absence du Lias inférieur et moyen dans la même région septentrionale ; à cette hétérogénéité dans la sédimentation correspond une hétérogénéité dans le comportement tectonique, en relation avec le caractère géanticlinal des Aiguilles Rouges connu dès ces époques.

3 ème partie -

Etude des minéralisations de la partie
Sud-Ouest de la Montagne de Pormenaz

Préambule

Au cours de ce chapitre, nous étudierons les caractères de différents indices minéralogiques qui gisent en rive droite de l'Arve, à l'extrémité Sud du massif de Pormenaz.

Les informations qui suivent, précisent la position des diverses galeries reconnues. Certaines caractéristiques ne se trouvent que sur les planches hors-texte, placées en annexe du présent mémoire.

Lorsque plusieurs noms de lieu se proposaient à notre choix, pour des groupes de travaux, nous avons pris l'appellation du site le plus repérable sur les cartes I. G. N. au 1/20,000 correspondantes.

Tous les gisements que nous avons étudiés entrent dans la catégorie des gîtes dont l'intérêt n'est pas évident "à priori".

I . - MINE DE LA BARYTINE

11 . Situation et accès

Feuille Saint-Gervais-les-Bains n° 4 au 1/20.000

X = 945 480 ; Y = 109 320 I.G.N.

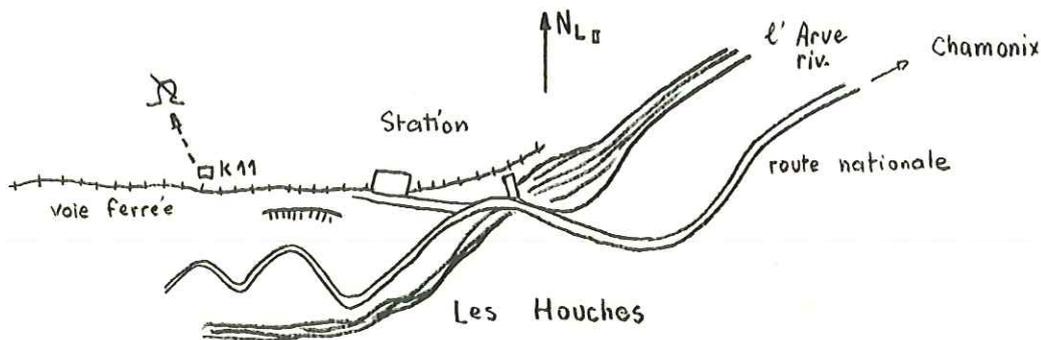


Fig. 21

L'accès est simple à partir de la gare des Houches : il faut suivre la voie ferrée jusqu'à la borne bleue " km 11". A cet endroit précis, attaquer les éboulis d'un premier cône, les franchir avant d'arriver sur un second cône de haldes. Un sentier, mal tracé, serpente dans ces haldes ; il faut le suivre jusqu'au pied de la falaise où, s'ouvre une large fissure qui marque l'entrée de la mine.

12 . Contexte géologique

La zone minéralisée se place dans le "complexe" de Pormenaz, dont le noyau, est un granite porphyroïde alcalin à gros feldspaths roses. Plus précisément, la galerie de la Barytine est taillée dans les "schistes verts" et gneiss qui bordent ce granite.

Les filons de quartz, que l'on retrouve au Pont Sainte Marie et dans les parages immédiats de Le Coupeau, attestent l'influence granitisante.

de cette gangue barytique.

- * SP 6013
- | | |
|----------|--|
| - pyrite | - covellite |
| - galène | - cuivre gris (tétraédrite ou ténantite) |

La pyrite a l'allure d'une grande plage automorphe, qui présente des golfes de corrosion en "doigts de gants" où, s'infiltrer le cuivre gris.

Le cuivre gris émet des bourgeons dans la galène qui, elle-même, en détache dans la pyrite.

La galène est intensément fracturée ; les sections sont corrodées par les cristallisations postérieures cuivreuses.

L'ordre de dépôt est le suivant :

1. pyrite	3. galène
2. barytine	4. cuivre gris et covellite

- * SP 6014
- | |
|-------------|
| - galène |
| - covellite |
| - pyrite |

La galène se présente comme un ensemble massif, cataclasé. La covellite se développe dans les fissures.

La section montre des altérations en malachite.

- * SP 6015
- | |
|-----------------------------|
| - chalcopryrite |
| - cuivre gris = tétraédrite |

La chalcopryrite est parcourue par un réseau de canalicules qui la découpe totalement. Elle occupe les méats de la barytine.

La tétraédrite englobe poecilitiquement des éléments résiduels de chalcopryrite. Les altérations carbonatées (azurite et malachite) enserrant les plages de chalcopryrite.

L'ordre de dépôt paraît être le suivant :

- 1 . chalcopryrite
- 2 . cuivre gris
- 3 . carbonates cuivreux

- * SP 6016
- | | |
|---------------------|---------------|
| - bournonite | - galène |
| - plombs antimoniés | - cuivre gris |

La trame est à minéraux isogranulaires jointifs où, les éléments, arrondis et xénomorphes de cuivre gris, acquièrent les proportions les plus notables. Les sections de galène présentent des golfes de corrosion.

44 . Conclusion

Le mode de gisement dénote un gîte filonien de remplissage.

Les diaclases qui affectent ce filon lui sont postérieures.

La minéralisation est de type (B) PGC. Le terme entre () indiquant une faible représentation par rapport aux autres éléments. Les sulfo-antimoniures (cuivre gris) sont importants.

2 . MINES DE PORMENAZ

L'accès se fait à partir de Servoz et, de là deux chemins d'accès s'offrent :

1°) soit aller jusqu'au village Le Mont (en voiture) et, prendre le sentier de Pormenaz qui conduit aux Chalets de Pormenaz. Un sentier permet ensuite d'atteindre les Chalets de Chavannes.

2°) soit aller jusqu'au Lac Vert, puis aux Chalets d'Ayères du Milieu (en voiture). De là prendre le raidillon en bordure du torrent du Souay et, passer devant l'attaque de 1 m à l'altitude 1700 m (mentionnée ancienne mine sur la carte I.G.N. au 1/20.000) et, continuer jusqu'au Lac de Pormenaz d'où l'on peut atteindre les Chalets de Chavannes.

La suite du parcours conduit à deux petites falaises de conglomérats houillers vers l'altitude 1920m. Au-dessus des chalets, après un replat marécageux, on aperçoit l'entrée de la mine des Chalets de Chavannes Neuves.

21 . Situation

Commune de Servoz - carte I.G.N. 1/20.000 Cluses n°8

Ces anciennes exploitations se trouvent dans la partie Ouest du massif de Pormenaz, dans une région comprise entre la Pointe de Pormenaz et le lac du même nom.

22 . Cadre géologique

Les travaux repérés se situent à la limite des complexes de Pormenaz et du Brévent. Le groupe de Pormenaz montre une mylonitisation constante, plus poussée que dans le groupe du Brévent. Les paragneiss sont régionalement très disloqués. L'encaissant est en outre constitué de granite anté-houiller (R. DELHEMMES 1954) à chlorite et amphiboles qui donnent un fond verdâtre où nagent d'énormes porphyroblastes d'orthose rose. La structure est cataclastique. La série cristallophyllienne comporte encore des leptynites et des micaschistes.

Un champ de fractures anté-hercyniennes (le carbonifère n'est pas affecté) de direction E-W et NE - SW se manifeste dans le socle au niveau de la Sourde et des Chalets d'Ayères du Milieu. Certains ont pu rejouer plus tardivement.

23 . Minéralisation et gangue

La minéralisation est plombo-cuivreuse avec chalcopyrite, pyrite ; peu de galène, peu ou pas de blende. Elle est disséminée dans une gangue quartzeuse et barytique avec peu de calcite. La barytine est abondante, parfois crêtée.

La puissance des filons est en moyenne faible (0,50m) et, très irrégulière.

Les galeries Duchesse et les trois galeries de la combe de Rochy exploitent le même panneau filonien qui, cependant, ne passe pas la crête de Pormenaz. Ce panneau montre des renflements et des étirements, preuve qu'il a été fortement tectonisé. Les planches annexes mettent ce phénomène en évidence.

La direction moyenne de ce filon est Nmg = 100 à 110 gr avec une caisse dont l'épaisseur moyenne varie de 0,15 à 0,70 mètre. Il est penté 55 à 60° vers l'Est. Les épontes correspondent généralement à des surfaces de friction qui apparaissent en plans de gauchissement.

241 . Groupe de la Sourde

24 . Travaux

La Sourde est un affluent du Souay, au-dessus duquel (vers 1800 à 1900 m) s'étageraient trois galeries, que nous avons cherché en vain avec J.P. DUMAS 1964).

La première est méconnue de toute façon, en raison de déblais qui auraient provoqué une importante rétention d'eau qui la rend inaccessible. D'après les haldes, il semblerait que la minéralisation soit pauvre, à constitution essentielle de galène.

La seconde galerie, également inondée, s'ouvrirait plus au Sud en suivant un filon de chalcopryrite. Les seules informations que nous ayons recueillies concernent un traçage de 1 m (X = 944 740 ; Y = 116 560 ; Z = 1750 m) sur un filon de quartz géodé apparemment stérile, de 0,30m d'épaisseur, à pendage de 75° vers le Sud et, de direction Nmg = 138 gr). L'encaissant est le granite mylonitique de Pormenaz, bourré d'un fin lacinis de filonnets quartzeux.

En contrebas, des éboulis (anciennes haldes ?) contiennent des amas de quartz blanc laiteux, parfois géodés avec galène, taches de chalcopryrite, cuivre gris et les altérations en malachite et azurite. Ainsi les précédentes galeries pourraient être obstruées.

Non loin, nous avons relevé la présence d'un filon de quartz stérile (x = 944 600 ; y = 116 620) de direction E -W. L'échantillon suivant a été prélevé dans les éboulis précédents :

Etude minéragraphique S. P. 6000

- galène
- covelline
- tétraédrite

La tétraédrite est incluse dans la galène ; cette dernière est composée de grandes plages et est le constituant essentiel. Elle englobe des morceaux de la gangue barytique. Localement, elle s'insinue entre gangue et cuivre gris.

L'ordre de cristallisation est le suivant : 1. barytine

2. cuivre gris

3. galène

242 . Groupe des Baraques

Les quatre galeries de cet ensemble (une Princesse et trois Duchesse) s'ouvrent sur le flanc Ouest de la Montagne de Pormenaz, qui fait face à la chaîne des Fiz. Sur le flanc est, de l'arête de Pormenaz, sont taillées les trois autres galeries qui dominent la combe de Rochy.

• Galerie Princesse - (X = 945 340 ; Y = 115 380) - alt. 2030 m -

Longue de 45 m approximativement, cette galerie suit un filon de puissance maximum $P_m = 0,50\text{m}$ et de puissance réduite $P_r = 5\text{ cm}$) constituée de quartz géodé blanc, dont une partie est stérile. Sa direction moyenne est $N_{mg} = 102\text{ gr}$, il est penté 55° vers l'Est. L'autre partie de ce filon est minéralisée en chalcopryrite (mouches). Le contact avec l'éponte Sud se fait par l'intermédiaire d'une salbande argileuse.

Le filon se pince au front de taille, après s'être divisé en deux branches dont, seule la ramification Sud porte une minéralisation.

- Composition minéralogique S.P. 6002 -

- | | |
|-----------------|---------------------------------|
| - chalcopryrite | - pyrite |
| - covelline | - cuivre gris (tétraédrite ?) |

La chalcopryrite a des contours amiboïdes et, montre un lien intime avec la covelline dont, le réseau réticulé englobe les éléments xénomorphes de chalcopryrite.

La pyrite se présente en sections déchiquetées qui apparaissent comme des individus à structure "spongieuse".

La tétraédrite est immédiatement postérieure à la cristallisation de la chalcopryrite, au sein de laquelle, elle est distribuée par plages irrégulières. Elle englobe poecilitiquement des grains de pyrite et, s'insinue sous formes de veinules, constamment élargées de covelline, dans les fractures de la chalcopryrite.

L'ordre de cristallisation semble être le suivant :

- 1 . quartz et pyrite
- 2 . chalcopryrite
- 3 . cuivre et covelline

• Galeries Duchesse (X = 945 340 ; Y = 115 380 ; Z = 2100 m)

Les trois galeries Duchesse forment un alignement, dans un filon presque vertical, légèrement décalé par rapport à la précédente.

Sa puissance : $P_m = 0,80\text{ m}$. La gangue est quartzo-barytique et, la minéralisation comporte : galène, pyrite, covelline et cuivre gris. La barytine montre des mouches de chalcopryrite.

L'encaissant est le granite de Pormenaz, d'allure conglomératique. Il comprend : quartz, orthoclases (mâclés Carlsbad) ambrés, plagioclases altérés, lamelles déchiquetées de muscovite et, une fine pâte à base de séricite et d'hématite où sont "noyés" quelques grains d'allanite.

La structure est cataclastique à trame lépidoblastique.

- composition minéralogique -

* S.P. 6 003

(Duchesse inférieure)

- chalcopryrite
- malachite
- cuivre gris
- pyrite

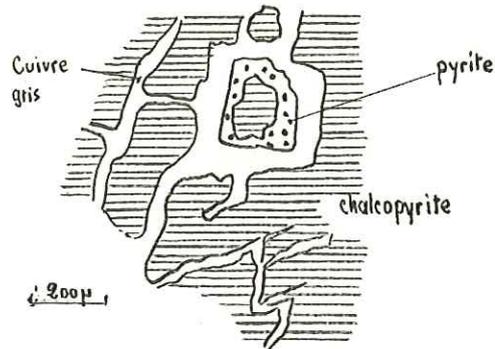


Fig. 22

Une première venue de chalcopryrite est suivie de la cristallisation de cuivre gris, qui se dispose en un réseau anastomosé, découpe la chalcopryrite. Ce réseau entoure aussi les éléments pyriteux.

La malachite provient de l'altération des précédents minéraux, son dépôt est tardif.

- Ordre de dépôt :
- | | |
|------------|-------------------|
| 1 . quartz | 3 . chalcopryrite |
| 2 . pyrite | 4 . cuivre gris |

* S.P. 6 004 (Duchesse moyenne)

- galène
- pyrite
- chalcopryrite
- covelline

La chalcopryrite est subautomorphe et bordée de covelline. Elle est découpée par des cassures.

La pyrite est automorphe, en cubes très corrodés qui se trouvent en inclusions dans la barytine. Cette dernière recoupe le quartz.

- Ordre de dépôt :
- | | |
|------------------------|------------------------------|
| 1 . quartz | 4 . galène et quartz |
| 2 . pyrite et barytine | 5 . cuivre gris et covelline |
| 3 . chalcopryrite | |

* S.P. 6 005 (Duchesse supérieure)

- galène
- cuivre gris
- pyrite
- chalcopryrite
- covelline

La galène se présente en grandes plages, à golfes de corrosion emplis de cuivre gris et, d'individus dentelliformes de covelline. Le remplissage a lieu suivant les cassures préexistantes.

La pyrite a des contours automorphes ; elle est en vastes plages juxtaposées à de grands individus idiomorphes de cuivre gris.

- Ordre de dépôt :
- 1 . galène
 - 2 . cuivre gris et pyrite
 - 3 . covelline et chalcopryrite

243 . Groupe de Rochy

Trois galeries s'étagent au-dessus de la combe de Rochy, à partir de 2040 m d'altitude (X = 945 600 ; Y = 115 600).

Ces galeries sont rectilignes, et, longues de 20 m pour la galerie inférieure, 26 m et 14 m pour les galeries supérieures. Le filon est dirigé d'est en ouest, et, se pince aux fronts de taille. Ce front de taille est stérile dans la galerie supérieure. Il atteint sa puissance maximum aux entrées (Pm = 0,80 m). Il se lamine vers le haut.

Ces observations confirment l'idée d'un panneau minéralisé tectonisé, dont les nodosités et les étirements, marquent l'irrégularité. C'est certainement ce même panneau qui a été exploité sous le nom de groupe des Baraques, sur le versant Ouest de la Montagne de Pormenaz.

L'encaissant (voir GV 25) montre une structure mylonitique, c'est le granite de Pormenaz. La roche a une texture équante, d'aspect rosé avec des teintes rouille d'altération, certainement en relation avec l'intense fracturation.

- Composition minéralogique -

- quartz	- chlorite
- plagioclases altérés	- séricite
- orthoclases	- limonite
- biotite décolorée	- épidotes
- muscovite	- apatite

Le quartz est, en partie recristallisé ; la chlorite de néoformation est notable. La structure est cataclastique et cloisonnée.

Deux filons de quartz blanc laiteux, stériles apparaissent en surface, parallèlement à la zone minéralisée et, au Nord des galeries.

Le filon exploité autrefois a une gangue quartzo-barytique. Il est subvertical sud.

- ♦ Galerie inférieure : à l'entrée, le filon est quartzeux, à mouchetures de chalcopryrite et de malachite.

* <u>SP 6006</u>	- chalcopryrite
	- covelline
	- cuivre gris

La barytine est englobée par la chalcopryrite. Les minéraux cuprifères dessinent un réseau d'altération anastomosé, très dense, au coeur d'une immense plage de chalcopryrite.

<u>ordre de dépôt</u>	1 . barytine	3 . cuivre gris et covelline
	2 . chalcopryrite	

* <u>SP 6022</u>	- plombs antimoniés	- galène (peu)
	- bournonite	

Il y a contemporanéité de cristallisation entre les deux premiers éléments mentionnés, qui sont cantonnés dans les méats de la barytine.

A la partie supérieure, le filon présente une gangue quartzo-barytique. La barytine est crêtée et, porte de la chalcoppyrite en mouches ainsi que de la malachite.

• Galerie moyenne - la minéralisation est concentrée dans la barytine. Seul, le premier tiers de la galerie est pourvu en minerais. A 5 m du front de taille, le filon devient bifide. Une des langues émises est constituée de quartz laiteux, stérile.

- Composition minéralogique -

* SP 6007

La galène est fissurée et corrodée sur ses bordures par le cuivre gris

Le cuivre gris se présente en petites sections xénomorphes, englobées dans la gangue barytique. Il emballe lui-même la chalcoppyrite ou bien, il émet des diverticules dans celle-ci.

La chalcoppyrite a cristallisé au coeur des plages de galène et, dans certains golfes de corrosion de cette dernière.

La covelline se trouve en macules sur les bords de la tétraédrite

La pyrite conserve ses contours automorphes en dépit de son morcellement. Elle est incluse dans la tétraédrite au même titre que la chalcoppyrite.

<u>ordre de dépôt</u>	1 . quartz	4 . tétraédrite
	2 . pyrite et chalcoppyrite	5 . covelline
	3 . barytine et galène	6 . malachite et azurite

* SP 6008

- | | |
|-----------------|---------------|
| - pyrite | - cuivre gris |
| - chalcoppyrite | - covelline |

Les sections de pyrite sont automorphes et morcelées, en partie remplacées par la tétraédrite. De nombreux golfes de corrosion laisse un "squelette" du minéral primitif pyriteux.

La chalcoppyrite est assimilée par le cuivre gris dont, les formes sont quelconques.

<u>ordre de dépôt</u>	1 . pyrite
	2 . chalcoppyrite
	3 . covelline et cuivre gris

• Galerie supérieure le filon est quartzo-barytique. Le quartz est géodé. Une importante diaclase le décale dès l'entrée.

- Composition minéralogique -

* SP 6009

- | | |
|----------|-----------------|
| - pyrite | - chalcoppyrite |
| - galène | - covelline |

Les plages de pyrite, automorphes, sont juxtaposées aux individus xénomorphes de galène. Chalcoppyrite et pyrite sont très accessoires.

244 . Chalets de Chavanne Neuve

Cette mine est située au pied d'une petite falaise, vers 1950 m d'altitude, dans le cirque qui domine les Chalets de Chavanne (X = 945 080 ; Y = 115 570), dans la direction du filon des Baraques.

Il n'y a pas de filon individualisé. Un filonnet de quartz blanc laiteux, de puissance négligeable, apparaît à l'entrée de la galerie (l = 10 m). Des plans de diaclases peuvent être relevés à l'entrée.

Le front de taille est silicifié, mais absolument stérile.

L'encaissant est le granite porphyroïde et mylonitique de Pormenaz (GV 30 ; GV 31).

Dans ce granite apparaît une veinule minéralisée.

* SP 6001 - oligiste - 1 grain de covelline
 - galène

Les minéraux aciculaires qui constituent cette petite veine se sont déposés simultanément.

245 . Conclusion à l'étude du groupe de Pormenaz

La minéralisation a un caractère de remplissage de faille.

Les efforts tectoniques ont été suffisamment intenses, après la mise en place du filon, pour provoquer étirements et gauchissements.

Le type de minéralisation est P.G.C. La blende n'est que localement observable. Par contre, les sulfo-antimoniures (cuivre gris), plombs antimoniés et covelline sont fréquents.

3 . Filon des gorges de la Diosaz

Il est situé dans la "Montagne de Fer" (carte I.G.N. au 1/20.000 Cluses n°8 -- X = 946 370 ; Y = 113 590), à 1610 m d'altitude dans le ravin des Barnès, face à la combe de Rochy.

L'accès se fait à partir de Servoz-le-Mont, d'où l'on prend le chemin qui suit la Diose, en rive droite. Il faut suivre ce chemin jusqu'à la combe de Rochy, où se trouve une bifurcation, dont la partie descendante permet d'accéder au torrent de la Diose qui se traverse sur névé. Ensuite, il est nécessaire d'atteindre l'altitude de 1600 m, où il devient possible, d'obliquer vers le ravin des Barnès.

Une autre voie d'accès existe, à partir de Montvauthier, elle conduit jusqu'au Plan de la Cry, se suit jusqu'à Pierre Blanche et, passe à la Tête du Chatelet où, l'on se trouve à l'altitude voulue. Il faut alors traverser le ravin de Vogalles avant d'accéder au filon.

Il s'agit d'un filon faille quartzeux, blanc laiteux, encaissé dans les schistes verts du complexe de Pormenaz. Il possède une minéralisation en galerie, avec un peu de chalcoppyrite. Sur un petit replat, s'ouvre un traçage de 2 m de long. Il est impossible de pénétrer à l'intérieur, des éboulis en obstruent l'entrée. La

puissance du filon atteint 10 cm, avec 1 à 2 cm de minéralisation. Sa direction est sensiblement NW - SE, son pendage de 80° vers l'Est.

4. Travaux de la Varappe (Pont Sainte Marie)

41. Situation et accès

Carte I.G.N. 1/20.000

Saint Gervais-les-Bains n°4

x = 945 260 ; y = 109 500

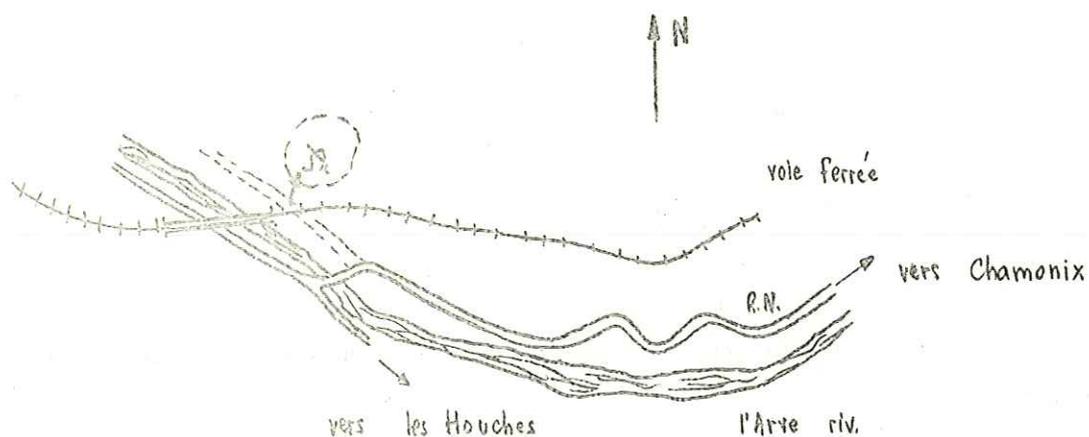


Fig. 23 -

Les travaux, en relation certaine avec les importants panneaux minéralisés de Sainte Marie du Fouilly, en rive gauche de l'Arve, sont visibles depuis le pont de chemin de fer.

L'accès est très aisé : en venant de Chamonix, il suffit de prendre le chemin carrossable, en rive droite de l'Arve, avant le pont routier. Les attaques sont immédiatement à l'amont des premiers piliers du pont S.N.C.F., au pied des falaises.

42. Contexte géologique

Le filon est inclus dans le complexe de Pormenaz. Les roches encaissantes présentent une teinte verte, le granite monzonitique est tout près (GV 33 et GV 34).

Le granite a déjà été décrit, notons y l'abondance de biotite verte. Les schistes verts quartzeux contiennent

un mica verdâtre de type séricite et, de nombreux oxydes de fer. La structure est lépidoblastique.

43 . Minéralisation et gangue

Un travers banc de 50 m constitue l'essentiel des travaux du Pont Sainte Marie. Il a permis de rencontrer, vers le milieu de la galerie, un mince filon de quartz blanc laiteux minéralisé en chalcopryrite et cuivre gris. Il est concordant avec la schistosité cristallophyllienne. La minéralisation est originale : le quartz amygdalaire alterné avec des schistes silicifiés (voir planche). Sa puissance est de 5 à 10 cm. Peu avant le front de taille un nouveau filonnet (e = 5 cm) du même type manifeste sa présence.

Des traces d'hydrozincite sont notables sur la paroi Sud, à proximité du fond. Le filon a une direction N - S avec un pendage 50° vers l'Ouest.

- Composition minéralogique -

* SP 6020	- pyrite	- cuivre gris
	- chalcopryrite	- oligiste

La pyrite, très morcelée, est subautomorphe. La tétraédrite s'est déposée dans ses fissures. Le cuivre gris apparaît également dans les espaces libres de la gangue barytique et quartzreuse où, elle englobe des éléments disséminés de chalcopryrite.

L'oligiste est peu abondant et dispersé dans la tétraédrite.

<u>ordre de dépôt</u>	1 . pyrite	3 . cuivre gris
	2 . chalcopryrite	

* SP 6021

Cette section montre une plage uniquement chalcopryriteuse, formée d'une juxtaposition d'individus engrenés. La structure est cataclastique. La gangue comporte de la barytine.

44 . Conclusion

Le filon s'est mis en place dans des fractures ; la minéralisation est simple à pyrite et cuivre gris.

5 . Galerie des Labieux

51 . Situation et accès

Carte I.G.N. au 1/20.000 - Cluses n°8 (X = 943 990 ; Y = 112 200)

L'accès peut se faire à partir de Servoz en suivant la route qui conduit au Pont Pélissier. Il faut suivre le sentier, qui est sur le même parallèle que Montvauthier, sur 400 mètres environ. De là, on oblique vers le Sud (à droite en montant) de façon à rejoindre le lit d'un petit torrent, à partir duquel, on découvre l'entrée de la galerie.

Cette falaise, qui constitue l'encaissant, est formée de roches qui relèvent du complexe de Pormenaz. Une seule attaque (notée a) présente une réelle importance : elle se suit sur une dizaine de mètres. Le seul indice minéralisé, relevé, consiste en une masse ferrugineuse à l'entrée. Il semble qu'une poche ait été exploitée, sans que l'on puisse dire de quelle minéralisation il s'agit. Un plan de diaclase très net limite la voûte.

Deux petites attaques stériles (en b) se notent dans la même paroi, à quelque distance de la première.

Au 30 - 12 - 1872, OLRV parle d'un filon d'accès difficile, avec caisse filonienne de 10 - 12 cm de quartz avec chalcopryrite, de direction N 70° W. A. BORDEAUX signale la présence de cuivre gris argentifère.

Le bilan est totalement négatif. Les galeries importantes seraient en rive gauche de l'Arve. Là, le résultat de nos investigations est demeuré vain.

8 . Le gisement des Molliasses

Carte I.G.N. au 1/20.000 Chamonix n° 5 - 6)

CH. VALLOT (1925) le définit ainsi : "une galerie est située au-dessus du village de Tissours, sur la rive gauche de l'Arve, en aval et à 2 km de Chamonix. On arrive au filon par une galerie de 25 à 30 m... Il paraît s'agir d'un filon de blende avec une légère proportion de galène..."

P. CORBIN et N. OULIANOFF (1928) estiment la situation du gisement dans une zone de calcaires anciens métallisés.

Ce gisement, visité, par M. GYSIN en 1937, s'étendrait à 15 mètres au-dessus du chemin forestier conduisant à la cascade du Dard et, à 200 mètres de la maison forestière des Molliasses (X = 951 120 ; Y = 111 280). La zone minéralisée formerait un banc plongeant à 40° vers l'Est.

M. GYSIN et P. DES BAUMES (1947) ont reconnu une minéralisation de type B.P.G.C. mésothermal matérialisée par la paragenèse suivante :

. blende, galène, pyrite, pyrrhotine avec parfois du mispickel et un peu de chalcopryrite. La gangue est quartzreuse.

Nous sommes allés explorer, à plusieurs reprises, la région mentionnée, sans trouver trace des trois galeries citées par ces différents auteurs. Selon l'avis d'un ancien guide, un éboulement récent (1955) aurait fait disparaître deux des trois galeries.

9 . Le gisement de la Montagne des Faux

(Carte I.G.N. au 1/20.000 Saint Gervais les Bains n°4)

P. CORBIN et N. OULIANOFF y mentionnent une galerie sur leur carte Servoz-les-Houches (1927) au 1/20.000, au point de coordonnées Lambert (X = 947 880 ; Y = 107 650).

Selon ces auteurs, il s'agirait d'un gisement de blende, formé par substitution dans les calcaires anciens.

Les résultats donnés par M. GYSIN et P. DES BAUMES (1947) traduisent un B.P.G.C. à caractère

mésothermal puisqu'ils mentionnent : pyrite, blende, galène et chalcoppyrite qui présenteraient cet ordre de cristallisation.

Nous avons relevé, dans la zone ainsi définie, un échantillon de roche très silicifiée, d'aspect conglomératique à pâte ferrugineuse, de couleur rouille. Les phyllites (chlorite et muscovite) sont groupées en amas ; la calcite est disséminée. (voir GV 28)

Il semble s'agir d'une veine très blendeuse (A. BORDEAUX et M. GYSIN la signale, d'après le journal des Mines de 1795). Des poches de 1,5 à 2 m seraient interstratifiées dans les schistes décomposés.

ESQUISSE METALLOGENIQUE

Avant d'envisager l'interprétation métallogénique des gîtes que nous avons étudié, nous devons rappeler que des indices d'or signalés par les deux guides CHARVET au col du Passon sont demeurés une histoire sans lendemain. En outre, des sables aurifères auraient été découverts dans la vallée de l'Arve, sans autre indication de lieu.

Nos conclusions intéressent exclusivement la partie Sud Ouest du massif de Pormenaz.

1 . Les gisements

Ils se révèlent tous de type filonien et, apparaissent comme le résultat du remplissage de failles, qui affectent un socle anté-hercynien. Des fractures d'âge plus récent disloquent ensuite ces panneaux minéralisés.

2 . Gangue et minéralisation

Les gangues sont essentiellement quartzieuses et barytiques.

La minéralisation correspond à un B.P.G., où la pyrite et le cuivre ont une importance prépondérante. M. GYSIN et P. DES BAUMES (1947) ont proposé l'ordre des cristallisations suivant :

- | | |
|------------------------|---------------------------------|
| 1 . quartz et oligiste | 4 . chalcoppyrite |
| 2 . pyrite | 5 . cuivre gris (tétraédrite) |
| 3 . barytine | 6 . galène |

Nous formulons des réserves relatives aux venues 5 et 6, en effet, de nombreux critères (déjà mentionnés) établissent la postériorité du cuivre gris par rapport à la galène. Il est plus rare de trouver le cuivre gris avec un dépôt antérieur à celui de la galène.

La chalcoppyrite occupe une position particulière : elle s'est, dans la plupart des cas, déposée avant le cuivre gris. Elle date rarement d'un stade de cristallisation ultérieur. Nous sommes moins catégoriques sur la venue de la barytine.

Le cycle métallogénique de la province étudiée peut se schématiser de la façon suivante :

- 1 . venue ferrifère : pyrite et gangue quartzieuse - (oligiste) (1)

- 2 . venue ferro-cuprifère : chalcopryrite - (blende) - gangue barytique (?)
- 3 . venues de sulfo-antimoniures et de plomb : cuivre gris - bournonite - plomb antimonié - galène
- 4 . covelline : en relation avec les venues cuivreuses d'allure tardive.

Les minerais de Pormenaz sont signalés riches en Ag (dispersé dans le cuivre gris et la galène). M. GYSIN et P. DES BAUMES citent des teneurs en Ag dans la galène fine qui atteignent 1828 g/T à la Sourde et 32 g/T à Montvauthier, un certain pourcentage aux Baraques et à Rochy que nous ne précisons pas, dans l'ignorance où nous sommes, des teneurs en plomb des concentrés et, du mode de traitement utilisé.

3 . Age et origine de la minéralisation

Rappelons brièvement les diverses phases de plissement pour le domaine Mont-Blanc - Aiguilles Rouges :

- 1 . plissement anté-stéphanien (Viséen ou Calédonien (?)) de direction N-S et E-W
- 2 . " anté-triasique
- 3 . " alpin de direction NE - SW

L'activité magmatique se manifeste surtout à la phase 1. et, le granite dirige un réseau filonien dans les roches encaissantes. En particulier des filons de quartz de direction N-S et E-W dans les fractures. Ces filons sont partiellement métallisés.

Lors des phases tectoniques récentes (2 et 3), les déplacements relatifs des lignes tectoniques directrices provoquent une dispersion des minéralisations. Il est difficile de prouver l'existence d'une minéralisation post-alpine attestée par de larges plages de galène (6014) ayant conservé un état de fraîcheur notable - vraisemblablement au cours d'une période d'hydrotogenèse (filon de la barytine orienté NE - SW).

Conclusion

La paragenèse globale est caractéristique de gîte de type mésothermal mais la possibilité de passages locaux au type épithermal n'est pas exclue (ROUTHIER 1963). Certains auteurs mentionnent, en effet, des venues d'antimoine et d'arsenic en liaison avec le quartz laiteux.

BIBLIOGRAPHIE

Abréviations

- B.S.C.G.F. : Bulletin du Service de la Carte Géologique de France
B.S.G.F. : " de la Société Géologique de France
C.A.F. : Club Alpin Français
C.R.S. : Compte Rendu Sommaire
C.R.S.G.F. : Compte rendu de la Société Géologique de France
C.R.A.S. : " " de l'Académie des Sciences
T.L.G. : Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble

-
- | | | |
|------------------------------------|------|--|
| AMBERGER G. | 1960 | L'autochtone de la partie Nord-Ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais) Thèse Labo. Geol. Genève
103 p. |
| ANDERSON G.H. | 1937 | Granitisation, albitization and related phenomena in the northern Inyo range of California - Nevada Bull. Soc. Geol. America t. 48 p. 1 à 74 |
| BAGGIO P., ELTER G.
MALARODA R. | 1960 | Il traforo del Monte-Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dall'imbocco alla progressiva 1300 Accad. Naz. dei Lincei vol. 28 fasc. 4 p. 470 - 476 |
| BAGGIO P., MALARODA R. | 1961 | Il traforo del Monte-Bianco ; prime osservazioni sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana)
Accad. Naz. dei Lincei vol. 30 fasc. 6 p. 909 à 920 |
| ----- | 1962 | Il traforo del Monte-Bianco ; prime osservazioni sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana)
Accad. Naz. dei Lincei vol. 33 fasc. 3 - 4 p. 149 - 152 |
| ----- | 1963 | Il tipi litologici incontrati nella parte italiana del traforo del Monte-Bianco tra le progressive 2500 e 3700 Accad. Naz. dei Lincei vol. 34 fasc. 3 p. 293 - 298 |

- BAGGIO P., MALARODA R. 1964 a Il traforo del monte-Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 3700 alla progressiva 4900 (parte italiana) *Accad. Naz. dei Lincei* vol. 36 fasc. 6 p. 858 - 864
- 1964 b Il traforo del Monte-Bianco ; prime osservazioni sul tratto dalla progressiva 4900 alla progressiva 5800 *Accad. Naz. dei Lincei* vol. 37 fasc. 3-4 p. 118 à 122
- BELLAIR P. 1938 Sur l'origine du granite du Pelvoux *C.R.A.S.* t. 124 p. 189 - 190
- 1942 La bordure occidentale du massif du Pelvoux *B.C.G.F.* n° 211 t. 43 p. 125 - 135
- 1948 Pétrographie et tectonique des massifs centraux alpins *Mém. Serv. Carte Géol. Franc.* Thèse 348 p.
- 1951 A propos du comportement et du rôle des massifs hercyniens dans l'orogénèse alpine. *C.R.S.G.F.*
- 1957 Métamorphismes superposés des massifs centraux alpins. *C.R.A.S.* t. 245 p. 2337 à 2339
- BELLIÈRE J. 1949 Observations sur les mylonites alpines du massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. Géol. Belgique.* t. 72, p. 195 - 202
- 1951 Equilibres minéralogiques dans le massif du Mont-Blanc *Ann. Soc. Géol. Belgique.* t. 74
- 1956 Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins *B.S.G.F.* p. 691
- 1957 - 1958 Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Ann. Soc. Géol. Belgique.* t. 81
- BILIBIN I. A. 1955 Provinces métallogéniques et époques métallogéniques. Traduc. *B.R.G.M.* 1521
- BORDET P. et C. 1952 a Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises *C.R.A.S.* t. 236 p. 500
- 1952 b Observations sur la tectonique du cristallin dans le massif de l'Aiguille de Roselette et de la Tête de la Cicle et de l'Aiguille de la Penaz au S-W du Mont-Blanc *C.R.A.S.* t. 234 p. 450

- BORDET C. 1961 Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises).
Mém. Serv. Carte Géol. Fr. 8
- BORDET P. 1963 Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes Françaises
T.L.G. t. 39 p. 173 à 198
- BORDET Cl., BORDET P. 1963 Belledonne, Grandes Rousses, Mont-Blanc, Aiguilles Rouges
quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux
Livres P. FALLOT Soc. Géol. Fr. t. 2
- BUCHS A., CHESSEX R.,
KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. 1962 Ages "Pb total" déterminés par "fluorescence X" sur les zircons de quelques roches des Alpes.
Bull. Suisse Min. et Pétro. p. 295
- BUFFIERE J. M. 1964 Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif Rochail. T.L.G. t. 40 p. 45 à 80.
- COGNE J., J. P. von ELLER 1961 Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques.
Bull. Soc. Géol. Alsace-Lorraine.
- COLLET L. W. 1924 Aperçu sur la géologie des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Guide Vallot. Lib. Fischerbacher Paris.
- 1927 The structure of the Alps. Lib. Arnold.
- 1943 La nappe de Morcles entre Arve et Rhône.
Matér. Carte Géol. Suisse. p. 1 et suivantes.
- COLLET L. W. et PAREJAS Ed. 1920 Le chapeau sédimentaire des Aiguilles Rouges de Chamonix et le Trias du massif Aiguilles Rouges - Gastern.
C.R.S. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. p. 61 à 63.
- COLLET L. W. et PERRET R. 1926 1. Compléments sur la géologie du Cirque des Sales
2. " " " du Col d'Anterne
C.R.S. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève.
vol. 43 n°3. p. 158 et p. 173
- CORBIN P. et OULIANOFF N. 1927 à 1932 Notices explicatives des feuilles Servoz-les-Houches ; les Tines ; Chamonix ; Le Tour ; Argentière au 1/20.000
- 1923 a Sur certains caractères du plissement hercynien à Servoz-
Les-Houches C.R.A.S. t. 176 p. 1561

- 1923 b Recherches dans la partie S-W du massif des Aiguilles Rouges. C.R. Cong. Géol. International p. 435 - 441
- 1924 a Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. C.R.A.S. p. 1015...
- 1924 b Signification tectonique des filons de quartz dans les massifs de granite. C.R.S.G.F. n°8 p. 102 à 104.
- 1925 Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. B.S.G.F. t. 25 p. 541
- 1926 a La chaîne des Aiguilles Rouges dans le mouvement orogénique alpin. C.R.A.S. t. 182 p. 530
- 1926 b Sur les éléments de deux tectoniques hercynienne et alpine. Observables dans la protogine. C.R.A.S. t. 182 p. 935
- 1927 a De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix C.R.A.S. p. 291
- 1927 b Sur une série de roches prétendues d'âge Carbonifère près du Paradis (Les Rafforts) au Praz de Chamonix (massif des Aiguilles Rouges). C.R.A.S. p. 1145
- 1928 a Recherches tectoniques dans la partie centrale du Mont-Blanc. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat. vol. 56 p. 100
- 1928 b Métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont-Blanc. C.N.R.S. t. 187 p. 51
- 1930 a Observations sur le métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont-Blanc. B.S.G.F. p. 565
- 1930 b Quelques résultats des recherches géologiques dans le massif de l'Aiguille Verte. B.S.G.F. p. 141 à 147
- 1933 Sur l'inclinaison des lames de granite dans le massif du Mont-Blanc. C.R.A.S. p. 1136

- 1934 Quelques observations nouvelles sur le granite du Mont-Blanc. B.,S.G.F. p. 767
- DEBELMAS J. 1963 Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. T.L.G. t. 39 p. 149
- DEBELMAS J., LEMOINE M. 1964 La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Information scientifique. n°1 33p.
- DEICHA G. 1949 a Séricitisation dans le sédimentaire de Chamonix. C.R.S.G.F. p. 247
- 1949 b Sur les modalités du métamorphisme alpin au coeur du massif du Mont-Blanc. C.R.S.G.F. p. 88
- DELHEMMES R. 1954 Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges T.L.G. t. 32
- DIDIER J. 1963 Vue d'ensemble sur les enclaves des granites du massif Central français. C.R. 88^e Congrès Soc. Savantes t. 11 p. 23 - 28
- 1964 a Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du massif Central français. Ann. Fac. Sc. Clermont. 255 p.
- 1964 b Les enclaves dans la littérature géologique. Bull. B.R.G.M. n°3 p. 31....
- DIDIER J., ROQUES M. 1960 Nature des enclaves dans les différents types de granites du Massif Central français. Inter. Geological congress part. 14 p. 194 à 206.
- 1963 Le problème des enclaves des roches granitiques. C.R. 88e Congrès Soc. Savantes. t. 11 p. 87 - 90
- DONDEY D. 1960 Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises) T.L.G. t. 36
- DUMAS J.P. 1964 Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute-Savoie) D.E.S. Inédit
- DUPARC L., MRAZEC L. 1898 a Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève t. 33 223 p.
- 1898 b Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme observés par la protogine et les roches granitiques en général Arch. Sc. Phys. Hist. Nat. t.5 20 p.

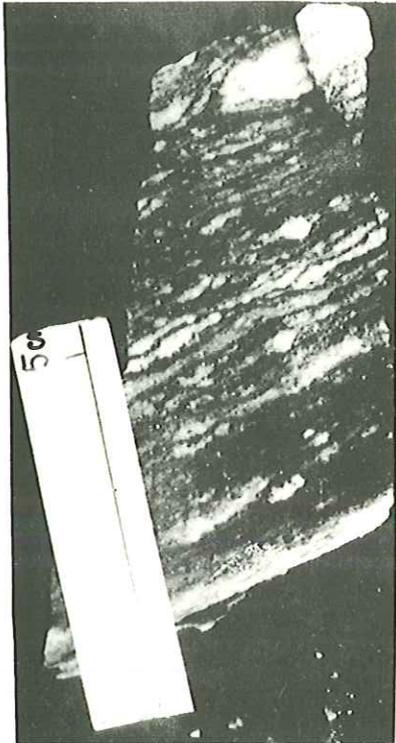
- DUPARC L., RITTER E. 1894 Formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région N-W de la première alpine. Mém. Sc. Phys. Hist. Nat. Genève. t. 23 48 p.
- FEUGUEUR L. 1963 Tunnel routier sous le Mont-Blanc. revue de C.A.F. p. 50 - 53
- GIDON P. 1959 Observations sur la tectonique de la partie SW du massif du Mont-Blanc. B.S.G.F. (7) p. 101 - 105
- GIGNOUX M. 1946 Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins externes. B.S.G.F. t. 16
- 1950 Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité T.L.G. t. 27
- GIGNOUX M., MORET L. 1948 Permien des zones externes. C.R.A.S. t. 126 p. 853
- GOGUEL J. 1951 Passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. B.S.G.F. (6) 1 p. 439 - 451
- 1954 Zone radicale de la nappe de Morcles. B.S.C.G.F. t. 52 p. 207 - 211
- GYSIN M. 1937 Sur quelques minerais de la vallée de Chamonix. Bull. Suisse de Min. et Pétro. p. 258
- GYSIN M., DESBAUMES P. 1947 Les minerais de la région de Chamonix-Le Fayet (Haute-Savoie). Bull. Soc. Franç. Miné. t. 70 p. 215-250
- HAUG E. 1925 Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes Occidentales. B.S.G.F. t. 25
- FAUL H., JAGER E. 1959 Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. Bull. Soc. Géol. of America. vol. 70 p. 1553 - 1558
- JUNG J. 1953 Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. B.S.G.F. p. 329 - 344
- JUNG J., ROQUES M. 1952 Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. B.S.C.G.F. n° 235
- JURINE 1806 Lettre à M. GILLET-LAUMONT. Journal des Mines. t. 19
- KRUMMENACHER D., EVERNDEN J.F. 1960 Déterminations d'âges isotopiques faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Ar-K. Bull. Suisse Min. et Pétro. vol. 40 p. 267 - 277
- LEICHTI H. 1934 Sur la tectonique de la protogine du Mont-Blanc. Bull. Suisse Min. et Pétro. p. 176

- LUGEON M. 1916 Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. C.R.A.S. t. 162
- LUGEON M., OULIANOFF N. 1920 Sur la géologie du massif de la Croix de Fer. C.R.A.S. t. 171 p. 563
- MAISONNEUVE J. 1959 Etude géologique sur le Sud de la Corse. B.S.C.G.F. n° 260 t. 57 229 p.
- MICHEL R. 1953 Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sc. de la Terre Nancy t. 1 n°3 et 4
- MICHEL-LEVY Alb. 1898 Séricitoschistes des chaînes du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. B.S.G.F. vol. 28
- OULIANOFF N. 1926 Contribution à l'étude de la tectonique du massif du Mont-Blanc. Eclo. Géol. Helv. vol. 19
- 1929 Sur le plissement ancien dans le massif du Mont-Blanc. 14ème Congrès Géol. Intern. Madrid, (1926) 2 p.
- 1932 Une contribution à la connaissance des gneiss ocellés. Eclo. Géol. Helv. vol. 25 n° 1 p. 23 - 24
- 1934 a Problème des gneiss ocellés et ses relations avec la tectonique Bull. Soc. Vaudoise des Sc. Nat. vol. 58 n° 234 p. 173 - 176
- 1934 b Massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Guide Géol. de la Suisse. Soc. Géol. Vaudoise. fasc. II
- 1934 c Origine des amphibolites et tectonique des anciens massifs. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat. Lausanne vol. 58 n° 235 p. 231 à 236
- 1935 Morphologie glaciaire des régions à tectoniques superposées. Eclo. Géol. Helv. vol. 25 n° 1 p. 33 - 38
- 1937 Superposition des tectoniques successives. Bull. Soc. Vaudoise de Sc. Nat. Lausanne. vol. 29 p. 429
- 1943 Pourquoi les Alpes suisses sont-elles pauvres en gîtes métallifères exploitables. Bull. Labo. Géol. Min. Géophy. Lausanne. n° 77 p. 1 à 14
- 1944 Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar dans l'orogénèse alpine. Eclo. Géol. Helv. vol. 37 (1)
- 1947 Infrastructure des Alpes et tremblement de terre de 1946. B.S.G.F. t. 18

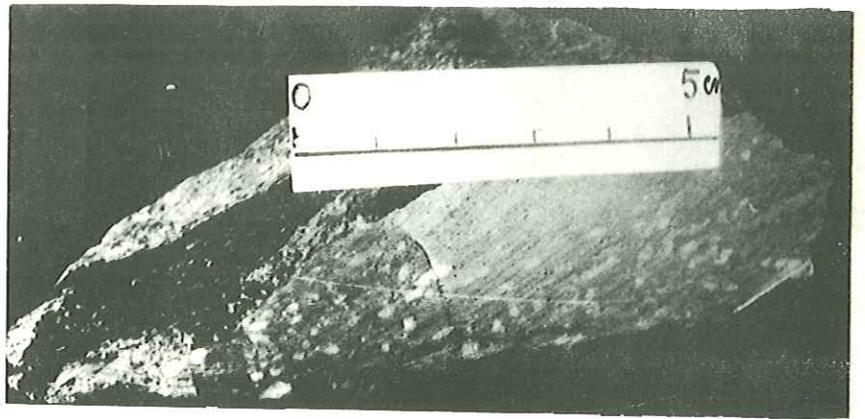
- OULIANOFF N. 1949 Les problèmes de tectoniques superposées et les méthodes géophysiques. Labo. Géol. Lausanne. n° 92 10 p.
- 1957 Géologie et pétrographie de l'Aiguille du Midi (massif du Mont-Blanc) Bull. Soc. Géol. Lausanne. n° 120 p. 4
- 1959 a Granite et gneiss dans le massif du Mont-Blanc. International Congress Geological. p. 158 - 163
- 1959 b La géologie et les grands tunnels alpins. Die Autostrasse Basel n° 6 p. 94 à 102
- 1962 Les métamorphismes superposés dans les Alpes et le "rajeunissement" des roches. Bull. Suisse Min. et Pétro. p. 9....
- PANGAUD C., LAMEYRE J. et MICHEL R. 1957 Age absolu des migmatites du Grand Paradis. C.R.A.S. t. 245 p. 331
- PAREJAS Ed. 1921 La vallée de Chamonix - Esquisse géologique. Echo des Alpes. n° 7 20 p.
- 1922 Géologie de la zone de Chamonix. Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève. - 72 p.
- PEARCE F. 1898 Recherches sur le versant SE du massif du Mont-Blanc. Thèse Genève. Arch. Sc. Phys. et Nat. 133 p.
- PERRIN R., ROUBAULT M. 1945 Y-a-t-il coupure ou continuité entre dynamométamorphisme et métamorphisme régional. B.S.G.F. p. 16....
- RICOUR J. 1952 A propos de la chaîne vindélicienne. C.R.S.G.F. n° 11
- ROUBAULT M., DE LA ROCHE H. et GOVINDARAJU K. 1964 L'analyse des roches silicatées par spectrométrie photoélectrique au quantomètre A.R.L. et son contrôle par des roches étalons. Sc. de la Terre Nancy t. 9 p. 339 - 371
- ROUTHIER P. 1963 Gisements métallifères. Géologie et principe de recherches. Masson ed. 2 vol.
- SANERO E. 1940 Studi petrographici sul massico del Monte-Bianco. Il granito. Atti. Reale Accad. Italia p. 673 - 676

- | | | |
|--------------|------|--|
| TRUMPY R. | 1952 | Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au SW du Mont-Blanc. C.R.S.G.F. p. 149 |
| ----- | 1957 | Quelques problèmes de paléogéographie alpine. B.S.G.F. t. 7 |
| USELLE J. P. | 1963 | Contribution à l'étude géologique de la partie Nord du massif de Sixt. Thèse 3 ème cycle inédite. |
| VERNET J. | 1952 | Au sujet du comportement des massifs cristallins externes. C.R.S.G.F. |
| VIALETTE Y. | 1965 | Les échelles des temps géologiques. Trav. Dépt. Géol. Miné. Clermont. n° 11 8 p. |
| VILAR F. M. | 1964 | El tunel del Mont-Blanc. Ministeria de obras publicas. Boletin n° 9 37 p. |
| WEGMANN E. | 1947 | Note sur quelques problèmes de tectoniques superposées. Bull. Soc. Géol. Finlande. n° 140 |

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



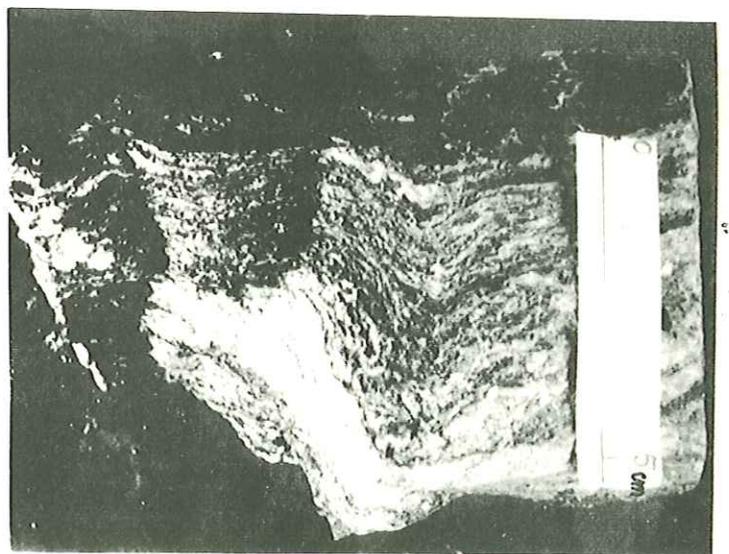
1 . Texture gneissique rubanée
PK 760 - 773,60



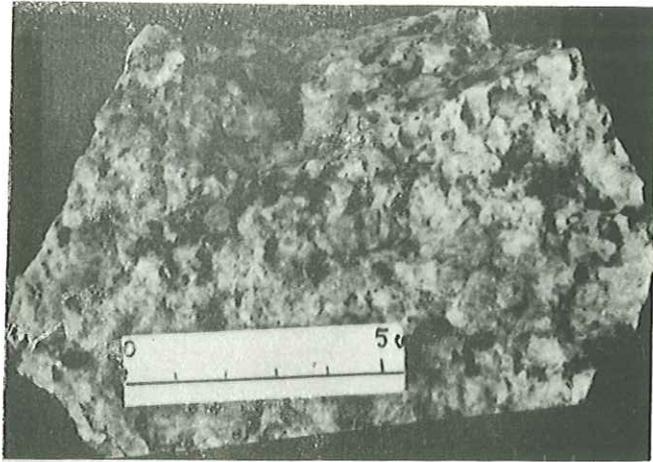
2 . Gneiss schisteux "type banal" avec ocelles feldspathiques
PK 350



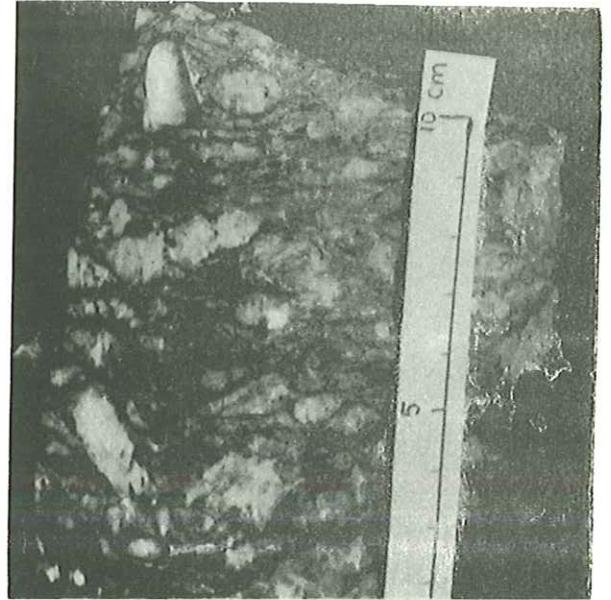
3 . Micaschiste calcifère plissé



4 . Gneiss à texture légèrement rubanée comportant
une partie leucocrate quartzo feldspathique
concordante avec la schistosité - PK 1200



5 . Protogine à texture équante normalement grenue



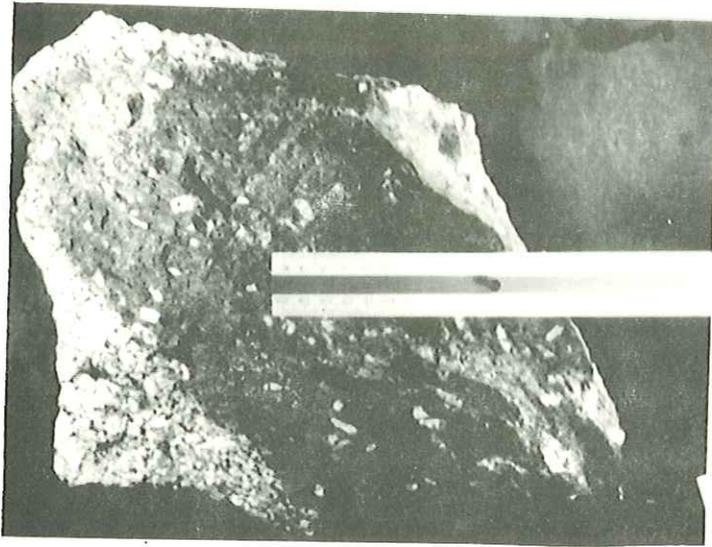
6 . Protogine à texture embréchitique



7 . Protogine à texture planaire

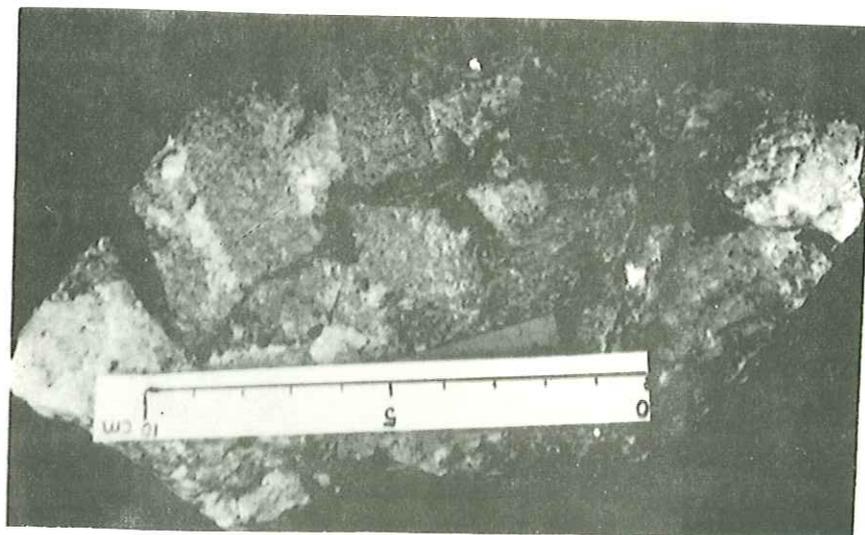
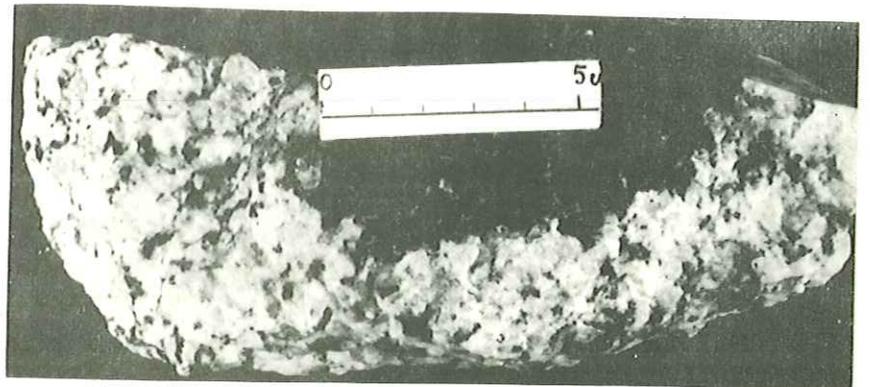


8 . Protogine mylonitique PK 5510

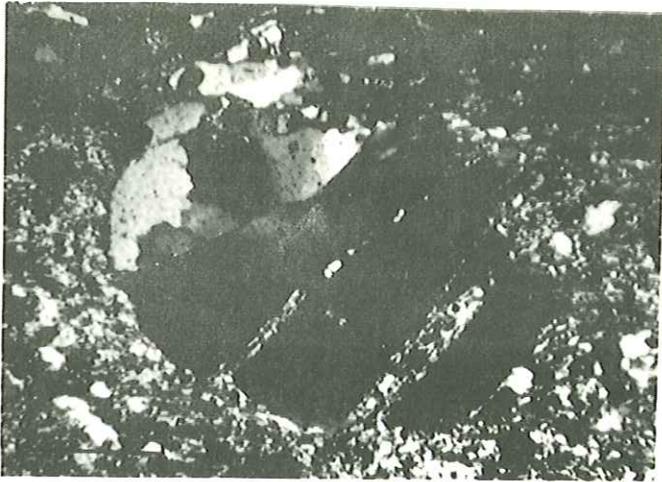


9 . Enclave incluse dans la protogine normalement grenue (texture équante)
Remarquer le développement des feldspaths (déblais)

10 . Type d'enclave très micacée dans protogine isogranulaire
PK 4750

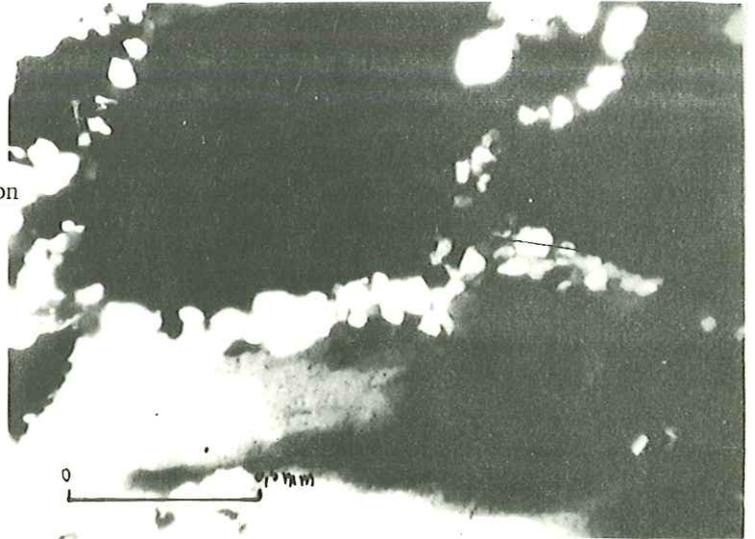


11 . Faciès de granite fin indiquant une remobilisation (sans précision de PK dans les déblais,)

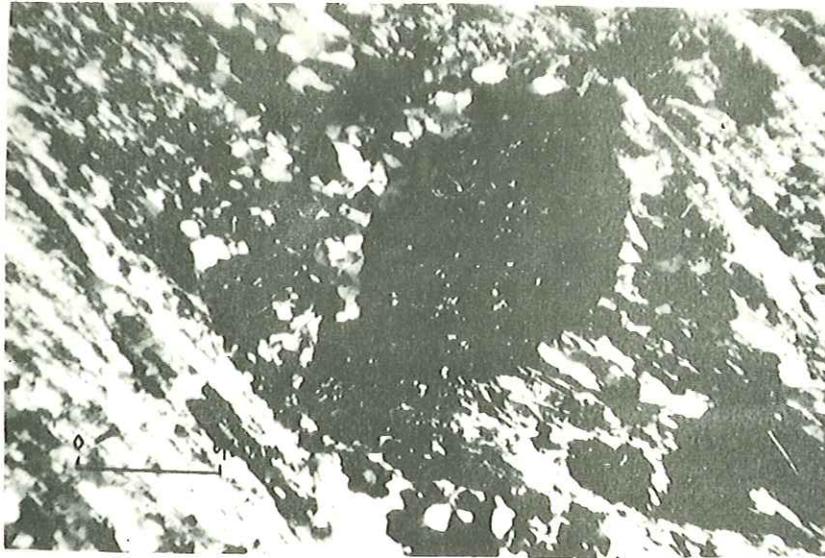


12 , L.P. Morcellement d'un grain de quartz
- la trame est sériciteuse - PK 700

13 , L.P. Structure en mortier (cloison
de quartz recristallisé) PK début

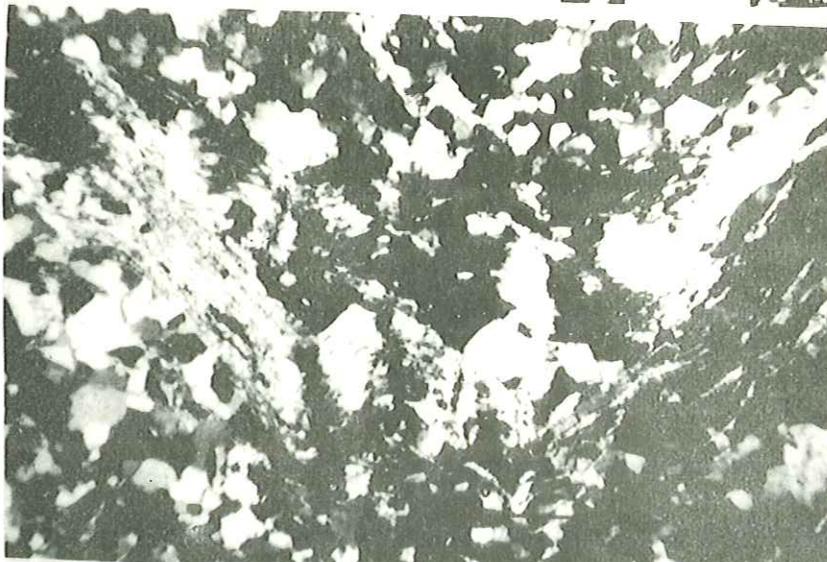
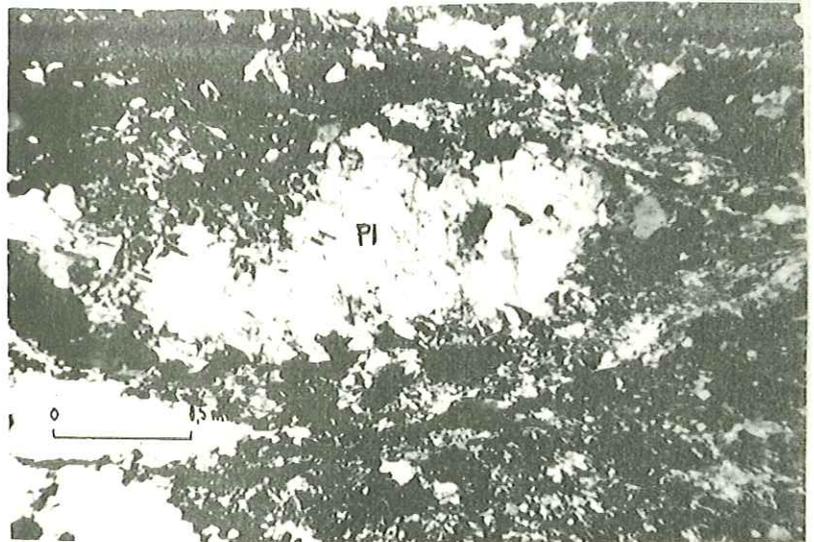


14 , L.P. Habitus des individus
quartzeux concordants avec la
schistosité cristallophyllienne
PK 3150



15 . L.P. Structure pseudo hélicitique
 Noter la recristallisation marginale
 de l'albite (2V mesuré) PK 2650,

16 . L.P. Plagioclase ancien (Pl)
 relativement peu altéré, au sein
 d'une mésostase lépidoblastique



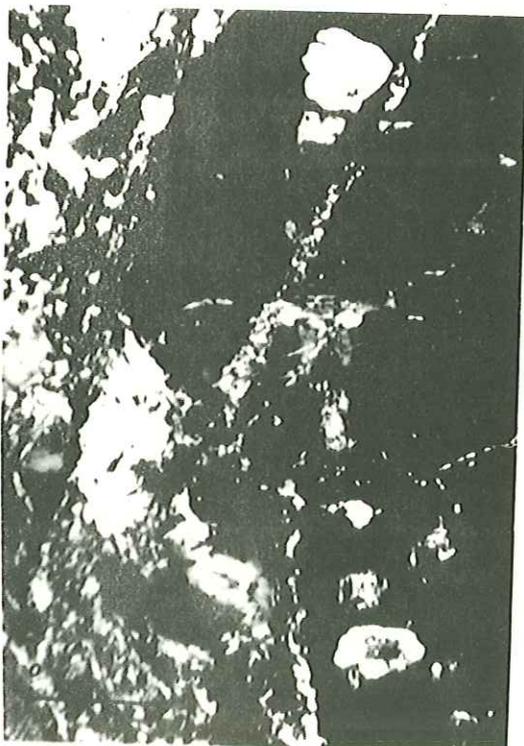
17 . L.P. Torsions opérées sur le réseau
 de la muscovite, matérialisées par
 une extinction onduleuse,



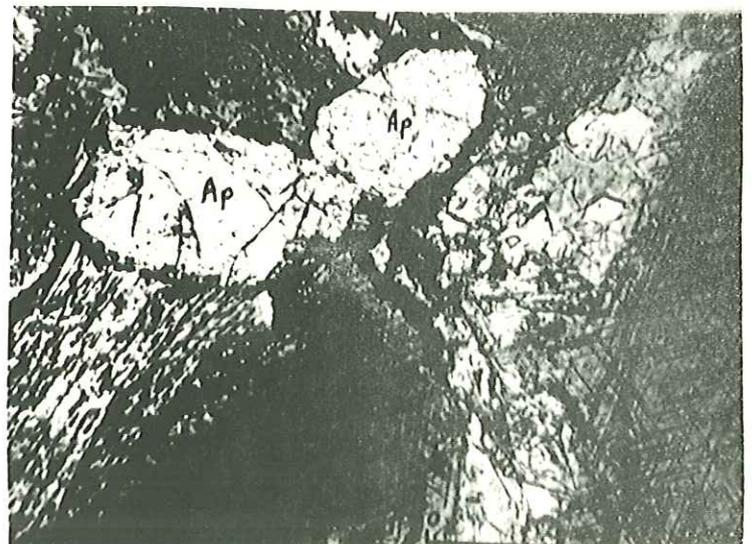
18 , L.P, Mise en évidence de la cataclase torsions du plagioclase (PI)



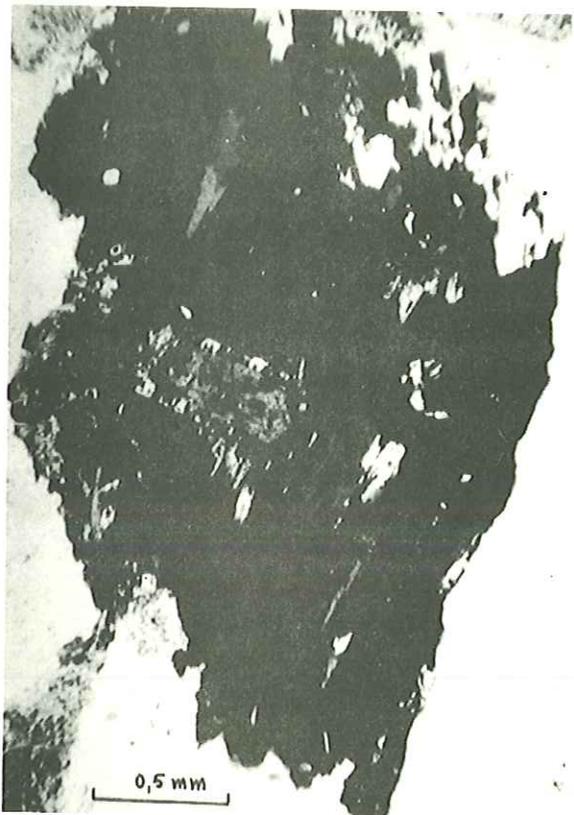
19 , L.P. Effets cataclastiques sur un plagioclase. L'abondance néoformation sériciteuse joue le rôle de pâte cicatricielle - PK 5104 -



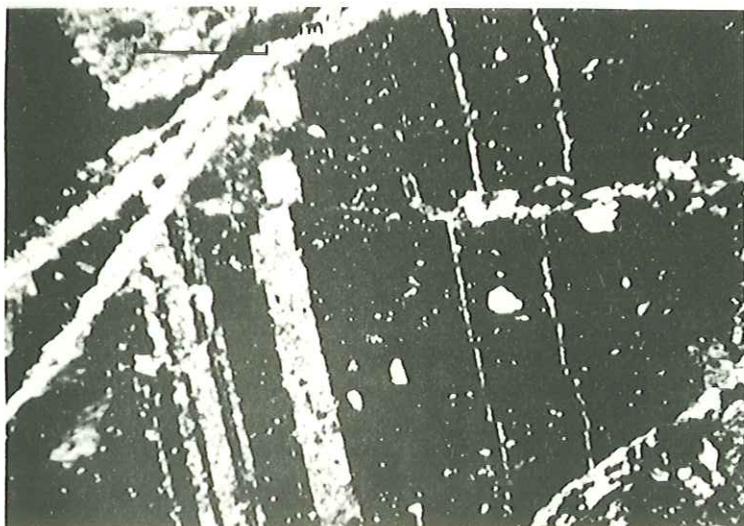
20 , L.P, Cassures dans un orthoclase poecilitique



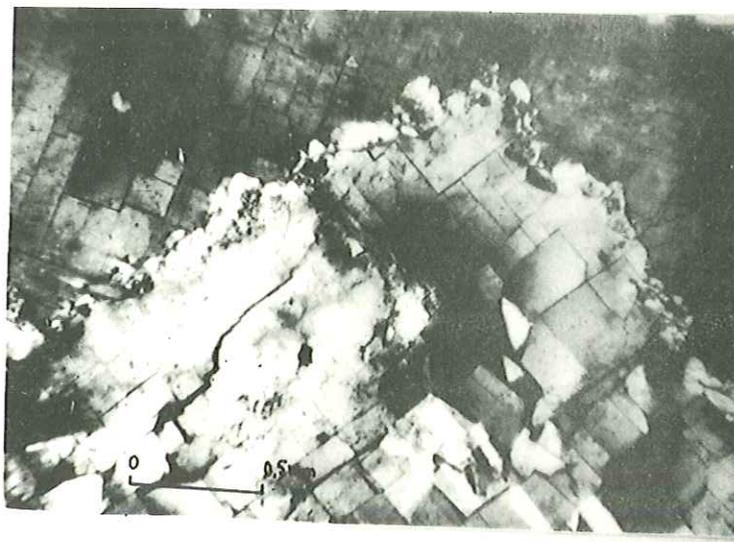
21 . L.N. Aiguilles de rutile en épitaxie (maclé sagénite) sur la biotite AP = apatite - PK 1350 -



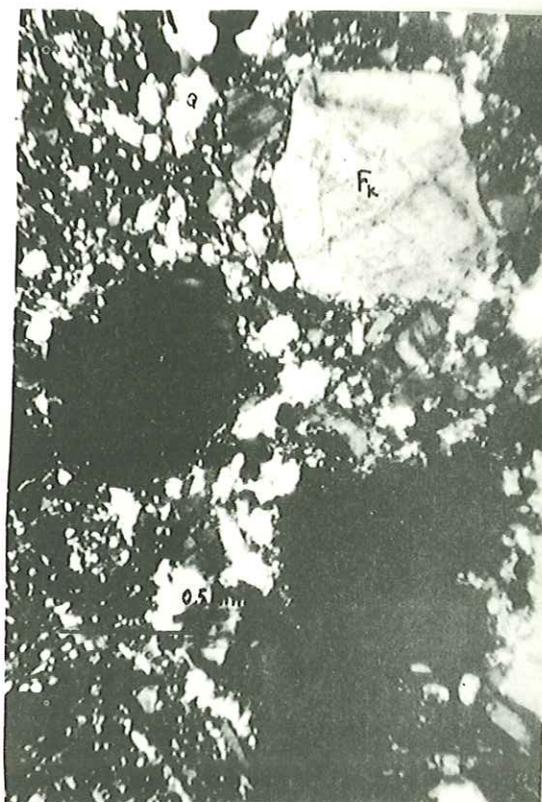
22 . L. N. Allanite (All) incluse dans une lamelle de biotite verte à zircon = Zr PK 3900



24 . L. P. Effets de décrochement dans un plagioclase PK 1750



23 . L. P. Structure en mortier au contact de deux individus de microcline dont les clivages suivent la loi de l'albite péricliné. PK 4400



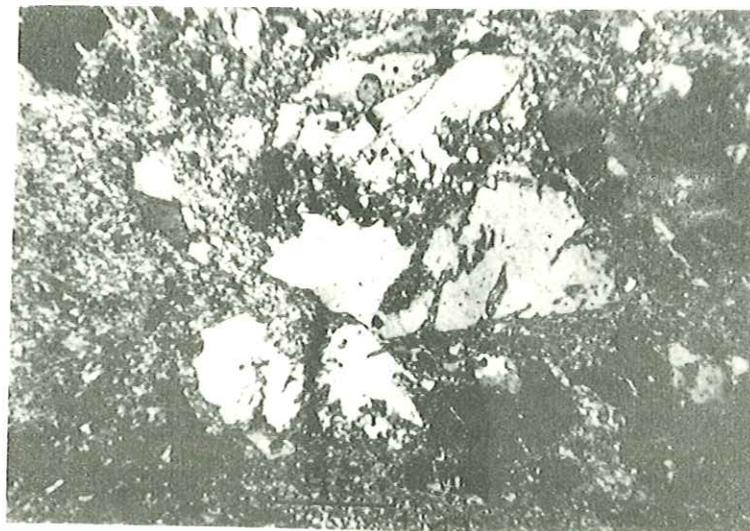
25 . L. P. Apparence microgranitique de la protogine PK 3480 A. Fk = microcline Q = quartz



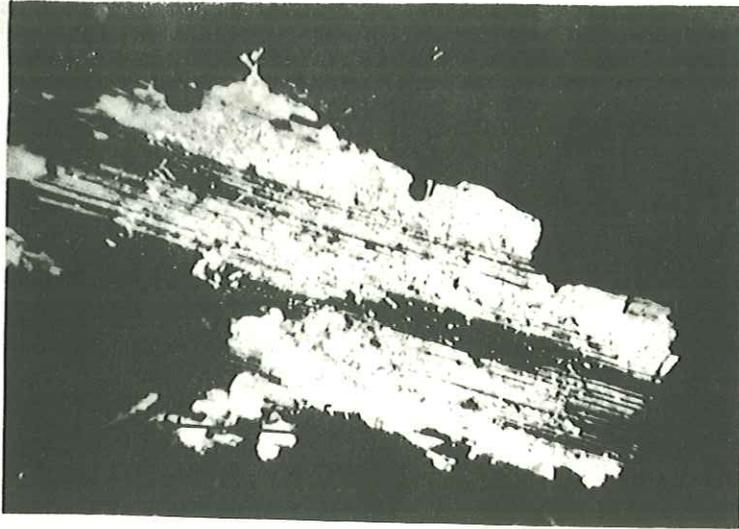
26 . L.P. Figures d'altération d'un orthoclase cataclasé, Remplissage sériciteux PK 4907



27 . L.P. Plagioclase cassé = la matrice cicatricielle est quartzeuse.



28 . L.P. Corrosion du quartz qui a été soumis à des contraintes; la mésostase est sériciteuse, sa structure lépidoblastique PK 220 à 245.



29 , L.P. Plagioclase inclus dans une matrice de feldspath potassique. PK 3550



30 , L.P. Plagioclases altérés à structures poecilitiques dans un microcline maclé Carlsbad.



31 , L.P. Auréole réactionnelle albitique (Ab) d'un oligoclase acide (Pl), séricité, avec un orthoclase.



32 , L.P. Structure micropegmatitique graphique Q = quartz



33 . L.P. Structure à plagioclases auto-morphes séricitisés - PK 3381
Ab = albite de néoformation.



34 . L.P. Plagioclase séricitisé inclus poecilitiquement dans un microcline. Remarquer le développement abondant de séricite. (S)



35 . L.P. Corrosion du plagioclase (PI) par le quartz (Q) à structure en mosaïque. Ab = albite de néoformation
PK 3435



36 . L.P. Structure engrenée du quartz dans une trame lépidoblastique. PK 3400

Vu

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. BARBIER

Grenoble, le

Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

Vu et permis d'imprimer

Le Recteur de l'Académie de Grenoble

R. TREHIN