



HAL
open science

Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Alpes françaises.

Yves Gros

► **To cite this version:**

Yves Gros. Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Alpes françaises.. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1974. Français. NNT: . tel-00556510

HAL Id: tel-00556510

<https://theses.hal.science/tel-00556510>

Submitted on 17 Jan 2011

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.

DOUBLE

DOCTORAT DE 3^e CYCLE

N^o ORDRE

205.142
1974
133

THESE

205142

1974

PRESENTEE

133

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE

GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

YVES GROS

Etude Pétrologique et Structurale du

BEAUFORTIN

(NORD de BELLEDONNE)



Soutenu le 10 Juillet 1974 devant la commission d'examen

MM	R MICHEL	Professeur	Président
	P GIRAUD	Professeur	Rapporteur
	P VIALON	Professeur	
	A PECHER	Assistant	

double

DOCTORAT DE 3^e CYCLE

N^o ORDRE

THESE

PRESENTEE

205142

1974

133

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE

GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^e CYCLE

SPECIALITE : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

YVES GROS

Etude Pétrologique et Structurale du

BEAUFORTIN

(NORD de BELLEDONNE)

T.74 / 1224
BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

Soutenu le 10 Juillet 1974 devant la commission d'examen

MM	R MICHEL	Professeur	Président
	P GIRAUD	Professeur	Rapporteur
	P VIALON	Professeur	
	A PECHER	Assistant	



0520350440

TABLE DES MATIERES

=====

Chapitre I : INTRODUCTION ET GENERALITES..... p. 1

I - GRANDS TRAITES GEOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES DU
BEAUFORTIN..... p. 1

- I-1 Localisation géographique et géologique.
- I-2 Principaux traits géologiques de la région
- I-3 Les mouvements de terrain.

II - HISTORIQUE DES TRAVAUX - BUTS DE L'ETUDE..... p. 8

- II-1 Historique sommaire
- II-2 Les problèmes posés

III - PRESENTATION DE LA CARTE GEOLOGIQUE ET DES DIFFERENTS
ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS..... p. 9

Chapitre II : COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE DE
BELLEDONNE..... p. 11

INTRODUCTION..... p. 11

- 1 - Situation géographique et géologique
- 2 - Observations générales

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES FORMATIONS
BLASTOMYLONITIQUES..... p. 12

A - LES FACIES BLASTOMYLONITIQUES..... p. 12

I - CARACTERES COMMUNS..... p. 12

- I-1 Structures
- I-2 Cataclase et recristallisation
- I-3 Rétromorphose

II - DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES.... p. 13

- II-1 Roches à mésostase granuleuse
 - II-1a- Blastomylonites gneissiques à biotite
 - II-1b- Blastomylonites leptynitiques
 - II-1c- Blastomylonites gneissiques ocellées
 - II-1d- Conclusion
- II-2 Roches à mésostase granoblastique
 - II-1a- Blastomylonites à grenats
 - II-1b- Blastomylonites basiques à mésostase leucocrate

II-1c- Conclusion	
B - ROCHES A STRUCTURE PRIMAIRE CONSERVEE.....	p. 25
I - CARACTERES COMMUNS.....	p. 25
II- DESCRIPTION DES ROCHES A STRUCTURE PRIMAIRE CONSERVEE.....	p. 28
II-1 Les gneiss fins	
II-2 Les amphibolites	
II-2a- Caractères généraux	
II-2b- Description pétrographique	
II-2c- Conclusion	
C - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES BLASTOMYLONITES.....	p. 33
1 - Déformation rupturale	
2 - Déformation souple	
3- Recristallisation	
D - LE SUBSTRAT OU L'ENCAISSANT.....	p. 34
I - PRESENTATION.....	p. 34
II- LE DOMAINE NON BLASTOMYLONITIQUE OU "SUBSTRAT".....	p. 35
II-1 Les gneiss migmatitiques	
II-2 Les gneiss ocellés	
E - LES FACIES CATACLASTIQUES.....	p. 38
1 - Importance	
2 - Description pétrographique des principaux faciès	
2-a Les gneiss ocellaires	
2-b Les phyllonites	
3 - Conclusion	
ETUDE PETROGENETIQUE.....	p. 39
I - ETUDE GEOCHIMIQUE.....	p. 39
I-1 Diagramme MgO, Na ₂ O, K ₂ O	
I-2 Diagramme Al/3-K, Al/3-Na	
I-3 Conclusions	
II - LE METAMORPHISME ANCIEN OU ANTE-BLASTOMYLONITIQUE..	p. 42
II-1 Les paragenèses résiduelles observées	
II-1a Les enclaves à structure primaire conservée	
II-1b Les phénoclastes résiduels	
II-2 Caractères du métamorphisme	
III - LE METAMORPHISME "BLASTOMYLONITIQUE".....	p. 43
IV - LE METAMORPHISME CATACLASTIQUE.....	p. 44

V - COMPARAISON AVEC LA SERIE DES AIGUILLES ROUGES....	p. 44
Chapitre III : <u>COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE</u>	p. 45
I- INTRODUCTION.....	p. 45
I -1 Situation géographique et géologique	
I -2 Observations générales	
II - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES ECTINITES.....	p. 46
II-1 Les leptynites	
II-1a Les niveaux leucocrates	
II-1b Les niveaux phylliteux	
II-2 Les amphibolites	
II-3 Les gneiss et gneiss amphiboliques	
II-4 Les micaschistes et chloritoschistes	
III- CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	p. 49
III-1 Minéralogie	
III-2 Textures et structures	
III-3 Déformations	
III-4 Interprétation des faits	
IV - ETUDE PETROGENETIQUE.....	p. 52
IV-1 Etude géochimique	
IV-1a Diagramme Al+Fe+Ti/3 - K(Al+Fe+Ti)/3 - Na	
IV-1b Diagramme Al+Fe+Ti, Ca+Mg	
IV-1c Diagramme Al/3 - K, Al/3 - Na	
IV-1d Conclusions	
IV - 2 Le métamorphisme général	
IV-2a Les paragenèses observées	
IV-2b Classification du métamorphisme	
IV - 3 Le métamorphisme cataclastique	
Chapitre IV : <u>LA SERIE VERTE</u>	p. 55
I- INTRODUCTION.....	p. 55
I-1 Situation géographique et géologique	
I-2 Historique	
I-3 Observations générales	
I-3a Les ectinites	
I-3b Le granite du Roc Blanc	
II - DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES D'ECTINITES.....	p. 56
II- 1 Les roches d'origine pyroclastique	
II-1a Les schistes verts	
II-1b Les schistes quartzeux gris	
II-1c Conclusion	

II-2 Les roches "purement" sédimentaires	
II-2a Les calcaires cristallins	
II-2b Les schistes graphiteux et ardoisiers	
II-2c Les conglomérats	
II-2d Les quartzites	
II-3 Les roches éruptives à structure conservée : les diabases	
III - ETUDE GEOCHIMIQUE.....	p. 67
III-1 Utilisation des diagrammes géochimiques de H. de la Roche	
III-1a diagramme $Al+Fe+Ti/3 - K (Al+Fe+Ti)/3 - Na$	
III-1b diagramme $Al+Ca+Mg, Fe+Ti$	
III-2 Les greywackes	
III-3 Les diabases	
IV - CONCLUSIONS - ASPECT PETROGENETIQUE.....	p. 68
IV-1 Nature des roches	
IV-2 Le métamorphisme général anté-westphalien	
IV-2a Etude des paragéneses	
IV-2b Classification du métamorphisme au moyen des isogrades	
IV-3 Notion de métamorphisme cataclastique	
V - AGES GEOLOGIQUES DE LA SERIE VERTE.....	p. 72
V - 1 Les faciès analogues	
V - 2 Age probable du métamorphisme, de la mise en place des granites	
V - 3 Conclusions	
Chapitre V : <u>LES ROCHES ERUPTIVES</u>	p. 75
I - INTRODUCTION.....	p. 75
II- DESCRIPTION DU ROC BLANC.....	p. 75
II - 1 Mode de gisement	
II - 2 Caractères pétrographiques et minéralogiques	
II-2a granite du Roc Blanc	
II-2b faciès cataclastiques	
II-2c Conclusions	
III - DESCRIPTION DU GRANITE DE BEAUFORT.....	p. 79
III - 1 Mode de gisement	
III - 2 Caractères pétrologiques et géologiques du granite de Beaufort	
III - 3 Conclusions	
IV - DESCRIPTION DU MICROGRANITE DU GRAND MONT.....	p. 81
IV - 1 Mode de gisement	
IV - 2 Description pétrographique	
IV - 3 Conclusion	

Chapitre VI : <u>LES DEFORMATIONS SOUPLES</u>	p. 83
A - DANS LE COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE.....	p. 83
I - LES ELEMENTS PLANAIRE ET LINEAIRES.....	p. 83
II- ANALYSE DES DEFORMATIONS.....	p. 84
II-1 Plis anté-stéphaniens	
II-1a Les plis "anciens"	
II-1b Les plis contemporains du métamorphisme blastomylonitique	
II-1c Conclusion	
II-2 Plis post-triasiques "l'alpin"	
II-2a Grands bombements d'axe E-W	
II-2b Grands bombements d'axe N-S	
B - DANS LE COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE....	p. 92
I - LES ELEMENTS PLANAIRE ET LINEAIRES.....	p. 92
II - ANALYSE DES DEFORMATIONS.....	p. 92
II- 1 Les virgations	
II- 2 Les plis d'axe E-W	
C - DANS LA SERIE VERTE.....	p. 94
I - LES ELEMENTS PLANAIRE ET LINEAIRES.....	p. 94
II - ANALYSE DES DEFORMATIONS.....	p. 94
Chapitre VII : <u>LA TECTONIQUE CASSANTE</u>	p. 95
A - LES DECROCHEMENTS.....	p. 95
I - HISTORIQUE SOMMAIRE.....	p. 95
II - ETUDE ANALYTIQUE DES DECROCHEMENTS.....	p. 95
II -1 Le synclinal médian	
II -1a Etude analytique de la bordure W du synclinal médian	
II -1b Les décrochements dans le granite de Beaufort	
II -2 Décrochements parallèles au synclinal médian	
II 1a Accident séparant le complexe leptyno-amphibolique et le complexe blastomylonitique	
II - 1b Accident séparant le complexe leptyno-amphibolique et la série verte	
II - 1c Décrochements à l'échelle métrique	
B - LES ECAILLAGES OU CHEVAUCHEMENTS DE SOCLE,p. 97	
1 - Etude du plateau des Rognioux	
2 - Etude de la pointe de Comborsier	

88 8C - LA FRACTURATION..... p.100
 1 - Mesures de terrain
 2 - Relevé de fentes à quartz

88 8D - CONCLUSIONS..... p.102
 1 - Le style et l'importance des accidents
 2 - Individualisation précoce des fractures
 3 - Fonctionnement des fractures lors de la formation
 : de plis P3
 4 - Mouvements durant le dépôt de la série verte
 5 - Rejeu post-métamorphique hercynien
 6 - Les mouvements alpins

Chapitre VIII : CONCLUSIONS GENERALES..... p.109

I - RAPPEL DES RESULTATS FOURNIS PAR L'ETUDE PETROLOGI-
 QUE -GEOCHIMIQUE ET STRUCTURALE..... p.109

1 - Le complexe blastomylonitique

1a - Un premier métamorphisme

1b - Un second métamorphisme

1c - Granite intrusif hercynien

1d - Le métamorphisme cataclastique

2 - Le complexe leptyno-amphibolique

3 - La série verte

4 - La "série satinée externe"

II - SCHEMA SYNTHETIQUE DE L'EVOLUTION DU SOCLE DE
 BELLEDONNE..... p.112

=====

LISTE DES PLANCHES.

=====

Planche 1. Schéma structural des Alpes françaises..... p. 3
 Planche 2. Schéma orohydrographique..... p. 5
 Planche 3. Schéma structural du Nord de Belledonne..... p. 7
 Planche 4. Tableau des correspondances entre les diverses nomen-
 clatures utilisées dans les massifs de Belledonne..... p. 10
 Planche 5. Quartz discordants à structure imbriquée..... p. 15
 Planche 6. Les phénoclastes..... p. 21
 Planche 7. Blastomylonites gneissiques et basiques..... p. 23
 Planche 8. Sédimentation entrecroisée, phénomènes de boudinage
 observés dans les gneiss blastomylonitiques..... p. 27
 Planche 9. Structure symplectitique..... p. 31
 Planche 10. Diagramme Al/3 - K, Al/3 - Na..... p. 40
 Planche 11. Diagramme MgO, Na₂O, K₂O..... p. 41
 Planche 12. Figure de surcharge, figure de corrosion..... p. 47
 Planche 13. Diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K, Al + Fe + Ti..... p. 51
 Planche 14. Isogrades dans les stades faible, moyen et élevé du méta-
 morphisme..... p. 70
 Planche 15. Figures de sédimentation dans la série verte..... p. 59
 Planche 16. Coupes stratigraphiques..... p. 61
 Planche 17. Fracturation et albitisation dans le plagioclase..... p. 65
 Planche 18. Microstructures observées sur des polis glaciaires..... p. 85
 Planche 19. Histogrammes..... p. 87
 Planche 20. Histogrammes..... p. 89
 Planche 21. Figures de décrochement..... p. 93
 Planche 22. Microstructures observées sur des polis glaciaires..... p. 99
 Planche 23. Histogramme des familles de fractures alpines, coupe du
 plateau des Rognioux..... p. 101
 Planche 24. Faciès cataclastiques..... p. 105
 Planche 25. Coupes géologiques..... p. 106
 Planche 26. Coupes géologiques..... p. 107
 Planche 27. Schéma d'évolution de Belledonne..... p. 115
 Planche 28. Carte géologique au 1/50000ème Hors-texte.
 Planche 29. Schéma structural du Beaufortin..... Hors-texte.

=====

" Quand on est là-haut, qu'on a perdu de vue toute culture,
toute végétation, tout ce qui rappelle l'avarice et la sottise des hommes
on a envie de chanter, de rire, de pleurer, de voler, de piquer une
tête en plein ciel"

A. Gide Les Faux - Monnayeurs

A mes parents, à Maryvonne.

AVANT - PROPOS

=====

A l'issue de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui ont participé à son élaboration et m'ont aidé à le mener à son terme.

Tout particulièrement M. P. Giraud qui, après m'avoir procuré mon sujet de thèse, m'a pendant tout ce temps stimulé tant par la chaleur de ses accueils que par ses conseils.

Je voudrais également exprimer ma reconnaissance à M. P. Vialon qui m'a apporté grâce à ses réflexions synthétiques sur les Alpes les jalons nécessaires au cheminement de ce mémoire.

M. A. Pécher m'a été d'un grand secours puisque, outre son aide pour la détermination des minéraux, il m'a fourni lors de nombreuses discussions des points de repères et des éléments de comparaison.

Qu'il me soit permis d'adresser mes remerciements à M. C. E. Ehrström pour les précieux renseignements qu'il m'a donnés à diverses reprises ainsi que pour les analyses chimiques dont il m'a livré les résultats.

C'est M. H. Dabrowski qui a contribué à me faire découvrir la géologie appliquée et à ce titre je lui dois beaucoup.

Je désire aussi exprimer ma gratitude à M. Doudoux qui m'a initié à la géologie et m'a incité par la force de ses propres convictions à accorder la primeur aux études de terrain.

Je me sens également obligé envers J. C. Carfantan pour l'aide matérielle qu'il m'a apportée.

J'aimerais dire un grand merci à M. Bernad qui, par sa gentillesse et son hospitalité m'a permis de résoudre sur le terrain bon nombre de problèmes d'hébergement.

Enfin, merci également à tout le personnel de l'Institut Dolomieu et aux techniciens qui ont participé à la réalisation de ce mémoire.

=====

Chapitre I : INTRODUCTION ET GENERALITES

I. GRANDS TRAITES GEOGRAPHIQUES ET GEOLOGIQUES DU BEAUFORTIN

I. 1. Localisation géographique et géologique

La chaîne de Belledonne fait partie des "massifs cristallins externes", fragments d'une ancienne chaîne paléozoïque reprise dans les plissements alpins.

Ces massifs sont, du Nord au Sud, l'Aar-Gothard, le Mont Blanc, les Aiguilles Rouges, la chaîne de Belledonne, les Grandes Rbusses, les Ecrins-Pelvoux, et l'Argentera-Mercantour (cf. pl. 1).

Ces massifs constituent dans l'arc alpin une épine dorsale en forme de "L" majuscule.

Le travail présenté ici correspond à l'étude de la partie nord de la chaîne de Belledonne, entre la vallée du Doron de Beaufort et celle de l'Isère. Les géographes isolent cette région sous le nom de Beaufortin.

I. 2. Principaux traits géologiques de la région

I. 2 a - Action glaciaire . La morphologie du massif est due en grande partie à l'action des glaciers quaternaires. Si ceux-ci ont totalement disparu dans le Beaufortin, (seuls subsistent quelques névés permanents dans les versants nord du Grand Mont et de la pointe de Comborsier), les témoins de ces appareils glaciaires sont très nombreux : vallées, lacs, dépôts glaciaires, stries.

Les vallées glaciaires. Elles sont profondes, leur profil longitudinal se caractérise par une succession d'ombilics (compartiments déprimés) et de verrous (barres rocheuses transversales), en amont desquels ont été parfois façonnées des cuvettes de surcreusement.

La vallée du Doron de Beaufort en constitue un très bel exemple. Nous avons d'amont en aval :

- le surcreusement de Roselend au contact de la série dauphinoise et du cristallin,

- les verrous du Meraillet, de Beaubois, du Bersend.

Ces verrous sont dus à des variations notables dans la résistance des matériaux. Ainsi, les barres rocheuses de Beaubois et du Bersend correspondent respectivement au granite du Roc Blanc et au granite de Beaufort.

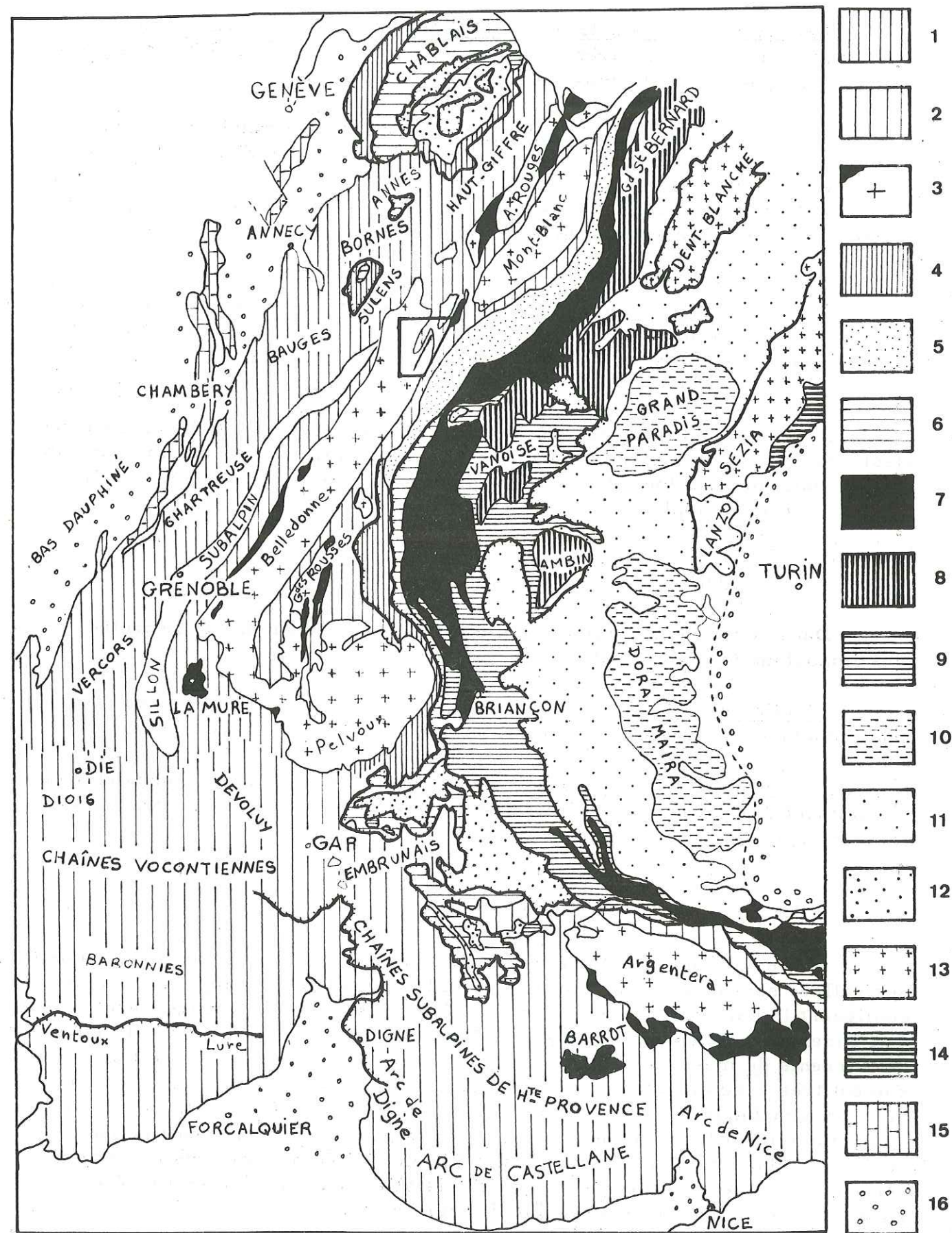
Nous notons aussi la présence de gradins de confluence entre la vallée principale du Doron et les vallées secondaires de l'Argentière et du Sallestet.

Les lacs glaciaires . Beaucoup ont disparu par remplissage post-glaciaire; en altitude subsistent encore quelques lacs de verrou (lacs des Tempêtes ou du Dard) ou des lacs de fond de cirque glaciaire (lac Sans Fond).

Modèle glaciaire. Nous trouvons de très nombreuses roches moutonnées avec stries encore intactes.

Commentaire de la planche 1

- 1 - Chaînes subalpines septentrionales
- 2 - Chaînes subalpines méridionales
- 3 - Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers
- 4 - Zone ultra-dauphinoise
- 5 - Zone valaisane
- 6 - Zone subbriançonnaise
- 7 - Zone houillère briançonnaise
- 8 - Zone Vanoise, Mont Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique)
- 9 - Mésozoïque briançonnais
- 10 - Massifs cristallins internes piémontais
- 11 - Zone des Schistes lustrés piémontais
- 12 - Nappes du Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Simme
- 13 - Zone Sesia
- 14 - Zone d'Ivrée
- 15 - Jura
- 16 - Bassins molassiques périalpins



D'après J. DEBELMAS

Les formes d'accumulation : les moraines. Dans tout le Beaufortin la couverture morainique est très importante et constitue très souvent une gêne pour l'étude géologique du substratum.

. Les moraines anciennes sont remaniées par l'érosion et ont perdu leur forme caractéristique. Elles sont constituées d'éléments très variés, arrachés aux roches cristallines proches mais aussi issues de zones internes et en particulier de la zone des brèches de Tarentaise. Les appareils glaciaires responsables de ces accumulations avaient donc une très grande importance.

. Les moraines récentes proviennent de glaciers locaux récents, et sont constituées uniquement d'éléments autochtones. Leurs formes bien conservées sont très caractéristiques.

. Rock-glaciers. Très souvent l'accumulation de blocs éboulés s'est faite sur un névé. Cette accumulation prend alors une forme en croissant caractéristique. Les loupes emboîtées du versant ouest de la Légette du Grand Monten sont un exemple.

I. 2 b - L'érosion post-glaciaire

Dans nos régions de montagne c'est toujours l'eau qui est le facteur le plus important de la destruction des roches.

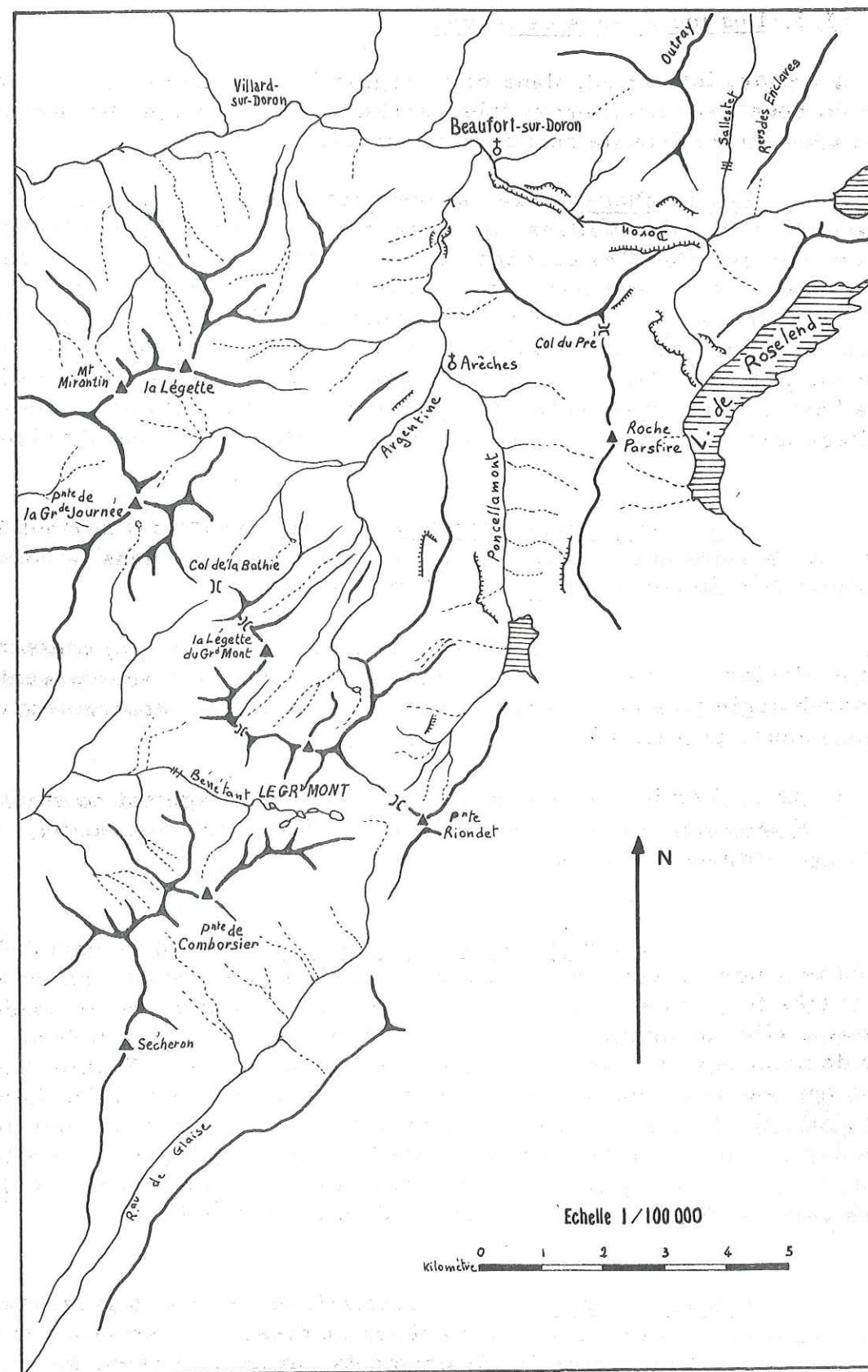
L'action cataclastique. Bien que discrète, elle est très importante en haute montagne surtout dans les terrains cristallins durs et très fissurés.

L'érosion torrentielle. L'eau a une action d'érosion, de transport avec nivellement des creux. Cette érosion est fonction de la résistance des matériaux rencontrés.

1. 2 c - Le réseau hydrographique

En ce qui concerne le réseau hydrographique, on constate que la plupart des vallées sont nettement dépendantes de la structure géologique ; certaines soulignent le bord externe de Belledonne (vallée de la Glaize, partie haute du Ponceillamont), d'autres le synclinal médian (vallée de l'Argentine). Tous les torrents du massif de la Légette, du Grand Mont, du Passage du Dard suivent très exactement les zones de cassures orientées N 30° (cf. schéma orohydrographique pl. 2.). Quant à la vallée du Doron de Beaufort, elle recoupe complètement les structures dans toute sa partie haute et constitue une véritable "cluse surimposée". D'après Cl. Bordet (1961) son origine serait antérieure à la surrection des massifs cristallins externes et devrait être recherchée dans la paléogéographie du Miocène.

Par contre toute la partie nord, en aval de Beaufort, est orientée suivant un réseau de fractures N 70°.



SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE

I. 3. Les mouvements de terrain

Il a paru intéressant, dans cette région de montagne où les mouvements de terrain sont très nombreux et très variés, de les signaler et de les localiser. Ils sont souvent typiques de certains matériaux.

Les fauchages. Très souvent les couches de terrain qui affleurent sur des versants de vallées parallèlement aux courbes de niveau sont sollicitées par la gravité. Ces couches prennent alors une allure en crochet. C'est la disposition connue des ingénieurs sous le terme de "fauchage" ou de "balancement" des têtes de couches. Ce phénomène aboutit parfois, par suite de cassures et du travail des eaux d'infiltration, à des glissements en masse de versants montagneux entiers. Ce phénomène se trouve très souvent réalisé dans toute la "Série Satinée" en particulier sur le bord occidental du synclinal médian où le litage métamorphique est vertical et parallèle aux courbes de niveau.

Les glissements de terrain. Ils se rencontrent surtout dans les terrains jurassiques qui constituent le synclinal médian et dans la couverture morainique très importante dans toute cette région.

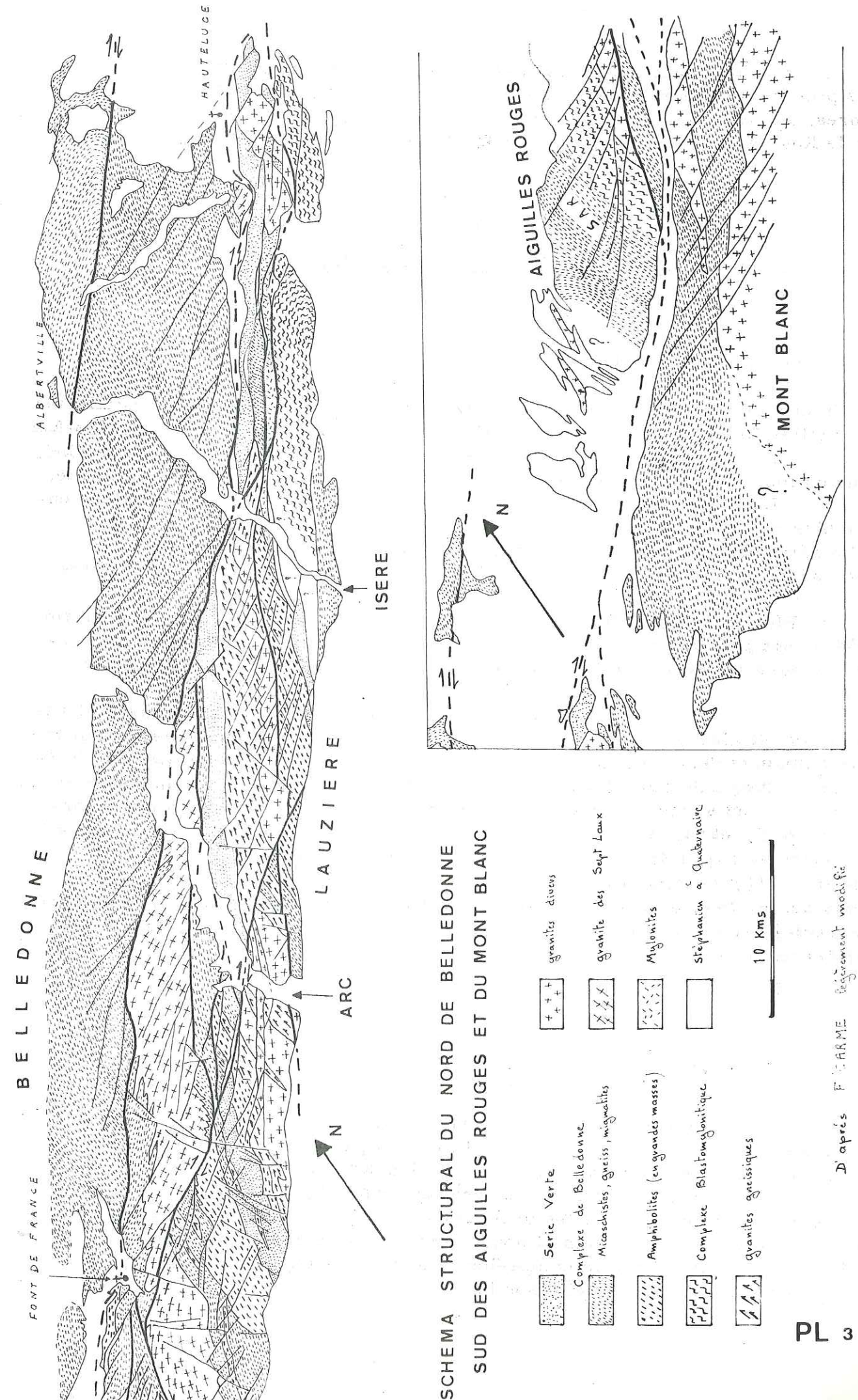
Les glissements anciens. Ils datent certainement du retrait des glaciers ; ils sont maintenant stabilisés mais se reconnaissent grâce à leur morphologie typique : d'amont en aval nous avons successivement une niche d'arrachement, un replat, des bourrelets.

On peut citer les glissements de la Dray (le village est construit sur le replat du glissement, ce qui prouve bien que celui-ci est très ancien), des Acray de dessous la Roche Parstire.

Les glissements récents. Ils s'observent d'abord dans les terrains jurassiques du synclinal médian. Ces matériaux, très schistifiés et très tectonisés, s'altèrent en une sorte de "poudre" sans cohésion, qui, lorsqu'elle est imbibée d'eau donne de véritables coulées de boue. On trouve de nombreux glissements de ce type sous le col de la Bathie ; les coulées de boue ont complètement recouvert la zone morainique de la Bérechère et du Planey. De tels glissements peuvent s'opérer dans la couverture morainique, comme par exemple aux Iles, en amont de Beaufort. Il s'agit là d'une moraine ancienne à dominante argileuse. Toutefois il n'est pas impossible que les schistes verts du substratum aient participé au mouvement.

Les effondrements. Ils caractérisent les zones gypseuses. Ils prennent naissance à la suite de phénomènes de dissolution du gypse et entraînent la formation d'entonnoirs d'effondrements caractéristiques. Ils sont nombreux sur le plateau des Rognieux, au col du Pré et aux Avinières où les entonnoirs sont colmatés par des argiles ce qui entraîne la formation de petits étangs.

Les écroulements. Il s'agit d'une érosion due à la pesanteur et contrôlée par l'état de fracturation de la roche. Les écroulements sont donc



localisés surtout dans les zones très fracturées. Ils peuvent être spectaculaires ; les plus importants datent sûrement du retrait des glaciers qui a créé des déséquilibres. Ils sont très nombreux dans la vallée du Doron, le long de l'ancienne route de Roselend, dans le Secteur du Grand Mont, de la Pointe de Comborsier.

II. HISTORIQUE DES TRAVAUX. BUTS DE L'ETUDE

II.1. Historique sommaire

On doit à P. et Cl. Bordet (1961) la première vue d'ensemble détaillée sur les terrains anté-stéphaniens de toute la chaîne de Belledonne. Dans le Beaufortin ces auteurs distinguent deux grandes unités ou séries cristallophylliennes auxquelles ils attribuent une signification stratigraphique ; ce sont de haut en bas :

- La série satinée : ensemble de micaschistes à aspect luisant et satiné, plus ou moins quartzeux ou feldspathiques, à muscovite, tourmaline et biotite.
- La série verte ou série inférieure, elle-même subdivisée en deux ensembles :

- . La série verte supérieure constituée de schistes verts et noirs.
- . La série verte moyenne caractérisée par des leptynites et des amphibolites.

Plus récemment les chercheurs de Genève et en particulier R. Laurent (1968), ont présenté un schéma analogue pour les Aiguilles Rouges. Pour tous ces auteurs les séries de Belledonne constituent un ensemble monocyclique hercynien.

Par contre F. Carme (1971) présente un autre schéma du massif. Il reprend les différentes unités de P. et Cl. Bordet mais les replace dans un ordre chronologique différent. La série brune, la série satinée et la série verte inférieure et moyenne constituent pour lui le complexe de Belledonne anté-hercynien ; ce dernier est séparé de la série hercynienne du Taillefer ou série verte supérieure de P. et Cl. Bordet par une discordance majeure. D'autres travaux ont été également publiés sur la région étudiée, en particulier ceux de C. E. Ehrström (1972) surtout consacrés aux aspects pétrologique et géochimique. Nous aurons l'occasion d'y revenir. Pour l'instant nous avons simplement voulu présenter les grands ensembles litho-stratigraphiques individualisés par les différents auteurs.

II.2. Les problèmes posés

Comme le prouve ce bref historique, si, dans la chaîne de Belledonne, la présence de plusieurs ensembles, différents par leur nature pétrographique et leurs caractères microstructuraux, est indubitable, leurs rapports spatiaux, génétiques et géochronologiques restent très obscurs. Nous n'avons pas la prétention de résoudre tous les problèmes posés par cette chaîne en étudiant une aussi petite région. Mais si nous pouvions apporter simplement quelques éléments pouvant aider à la compréhension de la géologie du massif de Belledonne, ce travail aurait atteint son but.

Notre étude a surtout consisté en un levé cartographique et géologique détaillé (relations entre les différents types de roches) ainsi qu'en une analyse structurale des déformations.

Au laboratoire notre travail a surtout consisté en une étude minéralogique et pétrographique de 70 lames minces. Enfin 7 nouvelles analyses chimiques complètent celles de C. E. Ehrström (1972) concernant le secteur étudié.

III. PRESENTATION DE LA CARTE GEOLOGIQUE ET DES DIFFERENTS ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS

Les séries cristallophylliennes, très redressées, de direction NNE-SSW, sont localement recouvertes en discordance par des lambeaux sédimentaires sub-horizontaux (plateau du Rognioux, sommet du Grand Mont). Ces terrains mésozoïques s'y trouvent aussi parfois pincés tectoniquement (cf. carte pl. 27).

L'élément essentiel de la chaîne de Belledonne est la présence du "synclinal médian", accident majeur qui sépare le massif en deux rameaux (interne et externe) depuis le Beaufortin au N jusqu'à la vallée de la Romanche au S.

Les témoins mésozoïques qui se trouvent pincés le long de cet accident en soulignent le rejeu très récent.

- Le rameau interne est celui situé à l'Est du synclinal médian. Il est formé de trois unités différentes allongées suivant l'axe de la chaîne et séparées par de puissantes bandes mylonitiques par des accidents pinçant des témoins houillers ou mésozoïques.

Dans le Beaufortin les trois unités que nous avons définies sont d'E en W :

- . le complexe blastomylonitique de Belledonne formé de gneiss biotitiques et d'amphibolites ;
- . le complexe leptyno-amphibolique ;
- . la série verte supérieure qui est constituée de schistes verts et noirs dans lesquels, au Nord, s'intercale le granite du Roc Blanc.

- Le rameau externe, à l'W du synclinal médian est fait de micaschistes et de leptynites qui limitent à l'W le socle de Belledonne. Ils constituent les massifs du Mont Mirantin, de la pointe de la Grande Journée. Ces micaschistes passent au Nord à une zone migmatitique contenant le granite de Beaufort.

DONDEY	BORDET	MICHEL & BERTHET
GROUPE DES SEPT LAUX	SERIE SATINEE SERIE SATINEE MIGMATITIQUE	GROUPE DE VIZILLE
GROUPE DE SAINT COLOMBAN	SERIE VERTE SUP MOY INF	GROUPE DE SECHILIENNE GROUPE DE L'AVEYNA
	SERIE BRUNE	

CARME	BORDET	DANS NOTRE ETUDE
	SERIE SATINEE	
	SERIE SATINEE MIGMATITIQUE	
SERIE DU TAILLEFER	SERIE VERTE SUP MOY INF	SERIE VERTE COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE
COMPLEXE DE BELLEDONNE	SERIE BRUNE	COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE

TABLEAU DES CORRESPONDANCES

ENTRE LES DIFFERENTES NOMENCLATURES UTILISEES DANS LES MASSIFS DE BELLEDONNE

PL 4

Chapitre II : COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE DE BELLEDONNE

INTRODUCTION

1. Situation géographique et géologique

Dans le Beaufortin le complexe blastomylonitique de Belledonne forme une bande orientée NNE-SSW comprenant les massifs des Enclaves, du Méraillet, du Grand Mont, de la Pointe de Comborsier-Sécheron (cf. carte pl. 3). Ce complexe correspond cartographiquement à la "série satinée migmatitique" de C. Bordet (cf. tableau des correspondances pl. 4).

- Le contact W avec soit le complexe leptyno-amphibolique soit la série verte est tectonique ; il se fait par l'intermédiaire d'une puissante assise mylonitique et de terrains houillers ou mésozoïques pincés. Cette zone détermine une dépression NNE-SSW qui se suit du Passage du Dard au Sallestet (entre Enclaves et Outray) en passant par les Têtes de Cuvy et le col du Pré (cf. carte pl. 27).

- A l'E cet ensemble disparaît par ennoyage sous la zone dauphinoise.

2. Observations générales

Les roches constituant le complexe blastomylonitique de Belledonne sont le plus généralement des gneiss biotitiques dans lesquels sont disséminées de petites lentilles blanches effilées. En cassure fraîche ces lentilles sont indéterminables, mais à l'altération on peut différencier des linéoles quartzées à aspect vitreux et des linéoles feldspathiques blanchâtres. Ces lentilles ont une largeur et une longueur variables suivant les faciès ; elles n'excèdent pas 4 cm de longueur et 5 cm de largeur. Nous pouvons aussi trouver disséminés des yeux de feldspath potassique aux formes et dimensions variables, jusqu'à plusieurs centimètres (cf. fig. 3, pl. 8).

Il existe toute une gamme de roches blastomylonitiques de composition variée : gneiss à deux micas, gneiss biotitiques, gneiss à amphibole et grenat, gneiss ocellés.

Un des caractères dominants de tout cet ensemble et qui frappe immédiatement est sa grande homogénéité : "il n'existe pratiquement pas de rubanement à petite échelle". Toutes ces roches se présentent en bandes métriques parallèles, de direction NNE-SSW et fortement redressées.

Certaines bandes contiennent sporadiquement des lentilles ou charnières de plis de gneiss à grain fin ayant l'aspect de quartzites (ou d'amphibolites).

Les lentilles sont allongées parallèlement à la foliation générale des gneiss et sont contournées par elle, tandis que les charnières de plis ont cette foliation pour plan axial. Il s'agit donc typiquement de plis synschisteux (cf. chapitre tectonique).

Les amphibolites sont relativement rares sauf dans la région du lac des Tempêtes où nous en trouvons les affleurements les plus remarquables.

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES FORMATIONS BLASTOMYLONITIQUES

Il va de soi que dans l'étude d'un ensemble polymétamorphique les études pétrographiques ne peuvent être dissociées de l'étude des structures tectoniques macroscopiques qui, elles, sont fournies par l'étude de terrain. Toutefois nous verrons cet aspect dans le chapitre tectonique.

A. LES FACIES BLASTOMYLONITIQUES

I. CARACTERES COMMUNS

La majorité des roches constituant le complexe blastomylonitique montre un certain nombre de caractères constants.

I.1. Structures. Au microscope ces roches sont composées de deux parties (ou deux fractions) : d'une part des phénoclastes résiduels, d'autre part une mésostase granoblastique. Elles offrent donc une double structure :

- mylonitique pour les phénoclastes qui sont les résidus témoins d'une première paragenèse,
- cristalloblastique pour la mésostase qui est la fraction recristallisée.

Nous considérons ces roches comme des blastomylonites (J. Bellière, 1958). Mais les blastomylonites définies par Sander, 1911 et Knopp, 1931, sont des mylonites dans lesquelles une recristallisation intense et tardive efface presque totalement l'aspect cataclastique ; ainsi par exemple les porphyroclastes ont recristallisé. Il se pose donc ici un problème de définition. Comme le fait remarquer J. M. Anthonioz (1971), parmi tous les termes à notre disposition pour définir une roche présentant ce genre de structure, "blastomylonite" est le seul à faire ressortir le double aspect cataclastique et cristalloblastique, sans toutefois indiquer la présence constante de phénoclastes non recristallisés. C'est donc pourquoi tout en conservant le terme blastomylonite nous sous-entendons toujours ici la présence de nombreuses reliques non recristallisées dans ce type de mylonites.

I.2. Cataclase et recristallisation. Les différentes phases tectoniques cassantes ont produit un écrasement plus ou moins important de cet ensemble. Cette cataclase est caractérisée pétrographiquement par un très grand nombre de structures mylonitiques avec recristallisation de quartz, chlorite, épidote,

albite, calcite, séricite, et rétro-morphose des plagioclases et des biotites.

Nous étudierons plus en détail ces structures cataclastiques dans le chapitre tectonique.

I.3. Rétromorphose. Elle n'est pas généralisée, car on observe très souvent l'intrication de roches fraîches et de roches rétro-morphosées. Cette rétro-morphose se caractérise surtout par :

- la chloritisation des biotites. La chlorite envahit progressivement les cristaux de biotite en formant tout d'abord avec ceux-ci des associations en sandwich pour finalement les remplacer totalement. Cette transformation s'accompagne d'une exclusion d'oxydes de fer et de leucoxène qui se placent à la périphérie du minéral ou le long des clivages. Il faut aussi remarquer que ce phénomène de chloritisation de la biotite est général dans les roches très écrasées mais la chlorite peut aussi se rencontrer dans des variétés peu cataclastées ;

- la damouritisation des plagioclases acides et la saussuritisation de plagioclases basiques (transformation du plagioclase en une plage d'albite de même forme et même orientation et contenant de nombreuses inclusions de séricite et d'épidote). Cette transformation est générale dans toute la zone étudiée.

II. DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES

Nous ne décrivons que les faciès les plus représentés ou les plus typiques au point de vue structural.

II.1. Roches à mésostase "granuleuse"

II.1 a - Blastomylonites gneissiques à biotite (fig. 1, pl. 7)
(lames I 9-2, G 8-I)

- Mode de gisement. Elles constituent l'essentiel de l'ensemble blastomylonitique de cette région. Elles se présentent sous l'aspect de gneiss leucocrates biotitiques massifs dans lesquels sont disséminées des linéoles blanches effilées de matériel feldspathique ou de quartz ou même parfois de muscovite.

La texture planaire est soulignée par des alignements de biotite. Ces gneiss sont fibreux ce qui donne un aspect granitoïde aux coupes perpendiculaires à la linéation.

La composition minéralogique est la suivante :

<u>phénoclastes résiduels :</u>	<u>mésostase :</u>
- plagioclase	- quartz
- apatite	- plagioclase
- muscovite	- microcline
	- biotite
	- zircon

Commentaire de la planche 5

Fig . 1. Section perpendiculaire à l'axe tectonique b.

Le quartz constitue des plages millimétriques composées de quelques individus se terminant en pointe.

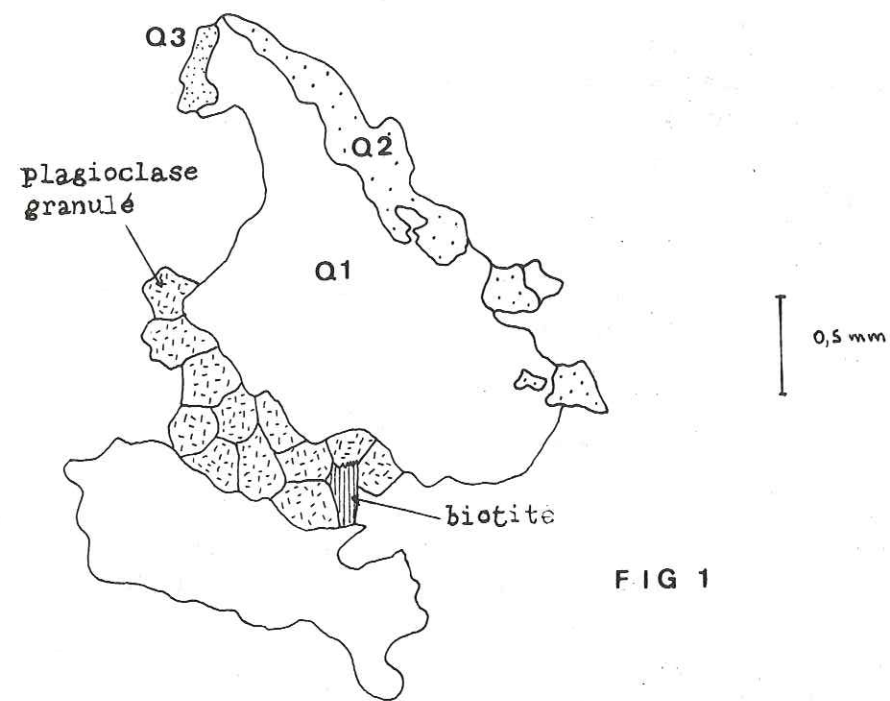


FIG 1

Fig . 2. Section parallèle à l'axe tectonique b.

Le quartz forme des bandes continues larges de 1 à 2mm composées de plusieurs individus fortement indentés et imbriqués.

Le quartz constitue donc des rubans parallèles à l'axe tectonique b et moulant les phénoclastes résiduels.

Dans la lame mince l'espacement est de l'ordre du millimètre.

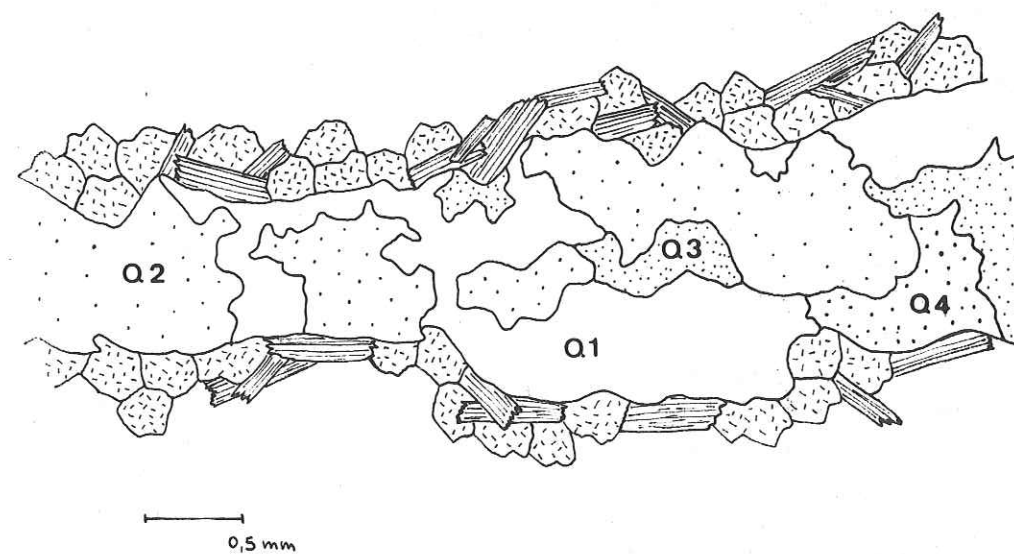


FIG 2

"QUARTZ DISCORDANTS A STRUCTURE IMBRIQUEE"

- Les phénoclastes. Leur proportion volumétrique est faible : de l'ordre de 10 %. Il s'agit de :

. plagioclase : toujours de petite dimension (quelques millimètres au maximum) et de forme arrondie. Leurs macles sont déformées et les plages montrent un début de damouritisation ;

. apatite : elle est globulaire, très fracturée et moulée par la mésostase ;

. muscovite : elle forme des clastes centimétriques ; les clivages forment un angle de 45° avec la schistosité ; la périphérie des cristaux est fortement écrasée.

- La mésostase. Elle est composée essentiellement de quartz-plagioclase-microcline-biotite.

. quartz. Il présente une disposition très particulière à laquelle J. Bellière (1958) a donné le nom de "quartz lamellaire discordant imbriqué".

Sur une section contenant les axes tectoniques b et a, le quartz forme des bandes régulières et continues recoupant les mosaïques de plagioclases. Ces lames quartzieuses sont souvent ramifiées et larges de 1 à 2 mm pour une longueur de 2 à 3 cm ; elles sont composées d'individus isométriques. Ces cristaux sont fortement indentés et imbriqués (fig. 2, pl. 5).

Sur une section perpendiculaire à l'axe tectonique b, le quartz constitue des amas se terminant en pointes et formés de quelques individus (fig. 1, pl. 5).

Le quartz forme donc des rubans disposés parallèlement à l'axe tectonique b.

. plagioclase. Entre les lits quartzieux le plagioclase, indéterminable, constitue des lentilles composées d'une mosaïque de grains de forme polygonale. La taille de ces grains est assez uniforme et de l'ordre de 100 à 200 μ

. feldspath potassique. Il se présente sous forme de plages aux bordures très irrégulières insérées entre les plagioclases. Il arrive très fréquemment que le feldspath potassique s'insinue entre les plagioclases au point de les enrober complètement. De nombreuses associations myrmékitiques bourgeonnantes se développent à la périphérie de ces feldspaths potassiques.

. biotite : de couleur brun rouge elle forme des amas allongés composés de nombreuses plaquettes enchevêtrées. Ces amas résultent du déchiquetage et du morcellement de grands cristaux préexistants. On retrouve encore des stades intermédiaires du phénomène : les grands cristaux se plient, se fracturent, se déchiquettent et se transforment en un amas de petites lamelles (fig. 4, pl. 6).

II. 1 b - Blastomylonites leptynitiques

- Mode de gisement

Ces faciès, très leucocrates, de puissance décimétrique à métrique se présentent sous forme de filons parallèles à la foliation des gneiss blastomylonitiques ou complètement recoupants. Une schistosité blastomylonitique est marquée par des alignements de rubans quartzieux à éclat vitreux dans une "pâte" feldspathique blanchâtre.

On assiste très souvent au niveau de ces filons à des phénomènes de diffraction de la schistosité blastomylonitiques (cf. fig. 4, pl. 8).

Au microscope, ces roches sont essentiellement constituées de quartz, plagioclase, feldspath potassique, apatite et grande muscovite.

- Les phénoclastes sont peu nombreux ; ce sont surtout :

- . le feldspath potassique toujours très fracturé ,
- . la muscovite en amandes centimétriques,
- . l'apatite globulaire et très fracturée.

- La mésostase. Elle est composée de quartz, plagioclase et microcline.

. Le quartz forme des rubans larges de 1 à 2 cm, moulant les phénoclastes.

. Le plagioclase se présente en grains polygonaux de 100 à 200 μ , très séricitisés, et constituant l'essentiel de la roche.

Par leur mode de gisement et leur composition ces roches semblent correspondre à d'anciennes venues filoniennes aplo-pegmatitiques reprises par la blastomylonitisation.

Ces aplo-pegmatites correspondraient à des produits de fin de migmatitisation.

II. 1 c - Blastomylonites gneissiques oillées

(lame K79 col de la Louze)

- Mode de gisement. Les gneiss oillés se présentent en bancs métriques et décimétriques interstratifiés dans les gneiss biotitiques auxquels ils passent par diminution progressive des yeux feldspathiques.

- Etude microscopique. Les gneiss oillés ont une texture orientée : les feldspaths potassiques forment des lentilles allongées suivant l'axe tectonique b. En section perpendiculaire ils présentent des formes variables mais toujours de grande dimension, de l'ordre de 3 à 5 cm.

- Etude minéralogique. Au microscope nous observons des phénoclastes et une mésostase:

<u>phénoclastes</u>	<u>mésostase</u>	
microcline perthitique	quartz	apatite
muscovite	plagioclase	zircon
	microcline	séricite
	biotite chloritisée	

- Les phénoclastes

. Microcline perthitique. Il forme de très grandes plages centimétriques. Ce microcline est caractérisé par ses macles polysynthétiques albite-péricline très fines et par la présence de perthites à exsolutions d'albite maclée, régulièrement alignées.

Ces feldspaths sont moulés et contournés par une mosaïque de plagioclase et par des rubans quartzeux. Les phénoclastes de microcline sont très souvent formés d'un seul cristal parfois très fracturé qui passe à sa périphérie à une mosaïque de feldspaths potassiques de même granulométrie que les plagioclases.

. Muscovite. Elle constitue des agrégats allongés formés par de nombreuses lamelles enchevêtrées qui semblent provenir, comme certaines biotites, de la fracturation de grands cristaux préexistants.

- La mésostase. Elle moule les phénoclastes.

. Les plagioclases moulent les yeux de microcline; ils se présentent en grains polygonaux de petite taille (100 à 200 μ). Ils constituent une véritable mosaïque. Ils sont très séricitisés.

. Le quartz présente typiquement la structure en "quartz lamellaire discordant imbriqué"; il contourne les phénoclastes.

. La biotite se groupe en amas formés de petites lamelles imbriquées. Elle est très souvent chloritisée avec exsolutions d'oxydes de fer et de leucène.

. L'apatite est en grains très fracturés dispersés dans la mésostase.

II. 1d - Conclusion

Dans les blastomylonites gneissiques acides la mésostase garde un caractère granuleux donc mylonitique. La recristallisation est peu importante et elle concerne surtout :

. le quartz qui se dispose en lamelles discordantes, imbriquées, recouvrant les mosaïques de plagioclases et contournant les phénoclastes ;

. le microcline qui cristallise en minuscules plages entre les grains des mosaïques de plagioclases ; il a donc subi postérieurement à sa granulation une certaine remobilisation.

. Le plagioclase, pour sa part, forme une mosaïque de grains polyédri-

ques directement soudés les uns aux autres. Cette soudure implique donc une néocristallisation peu importante mais indubitable. Il en est de même pour la biotite.

En ce qui concerne la formation du quartz en lamelles ou rubans, à structure imbriquée, J. Bellière pense que cette disposition en quartz imbriqué ne serait pas due à des macles mais à des phénomènes de croissance simultanée et différentielle de cristaux voisins dus à des défauts des réseaux cristallins. Ainsi en certains points de contact on assiste au développement d'un minéral au détriment de l'autre avec formation d'apophyses. On conçoit ainsi aisément que le processus peut se poursuivre jusqu'à l'isolement complet d'îlots d'un individu dans l'autre.

II. 2. Roches à mésostase granoblastique

II. 2 a - Blastomylonites gneissiques à grenat

- Mode de gisement. Elles se rencontrent uniquement en bordures des bancs amphiboliques.

La roche, de couleur violacée, est gneissique ; la structure planaire est marquée par de fines linéoles blanches de matériel feldspathique et par des alignements de grenats très clairs et très fracturés.

- La composition minéralogique est la suivante :

<u>phénoclastes</u>	<u>mésostase</u>	
grenat	quartz	zircon
hornblende brun vert	plagioclase	
rutile	biotite	
clinozoïsite	apatite	

- Les phénoclastes.

. Grenat. Les gros individus (4mm) sont parfois très riches en inclusions : plagioclase, quartz, rutile, en fines aiguilles mâclées sagénite. Ils sont très fracturés selon un double réseau : un système principal perpendiculaire à la schistosité et un autre secondaire parallèle. (cf fig. 3 pl. 6)

. Hornblende de couleur brun vert. Les prismes sont allongés suivant la schistosité et sont très fracturés.

. Clinozoïsite. Elle est en grains à extinction onduleuse.

- La mésostase.

Elle a perdu son aspect granuleux en raison de la recristallisation de ses divers éléments.

. Le quartz conserve sa disposition en lamelles contournant les phénoclastes.

. Le plagioclase a entièrement recristallisé en grandes plages de O4 à O7 mm environ sans forme propre. Ces plagioclases sont très peu séricitisés.

. La biotite se présente en petites lamelles pléochroïques dans les tons

Commentaire de la planche 6

Fig. 1. Hornblende brun vert.

Ces phénoclastes poécilitiques montrent très souvent des formes arrondies. Ils constituent une véritable carapace protectrice contre la déformation ; en effet, les inclusions ne présentent aucun phénomène cataclastique. Le quartz a une extinction franche et les feldspaths ne révèlent ni fractures ni phénomènes de déformation des mâcles.

Fig. 2. Le plagioclase.

Il est généralement microgranulé. Il peut néanmoins subsister sous forme de phénoclastes. Les mâcles ou plans de clivage sont très courbés.

Fig. 3. Grenat.

Il est très fracturé avec un double réseau : un système principal parallèle à la schistosité ou à l'axe tectonique b et un autre, secondaire, perpendiculaire.

Fig. 4. Biotite.

Les phénoclastes biotitiques sont peu nombreux et se rencontrent uniquement dans les blastomylonites gneissiques. Les minéraux sont tordus, fracturés et entourés de nombreuses lamelles provenant du morcellement des bordures du phénoclaste.

LES PHENOCLASTES

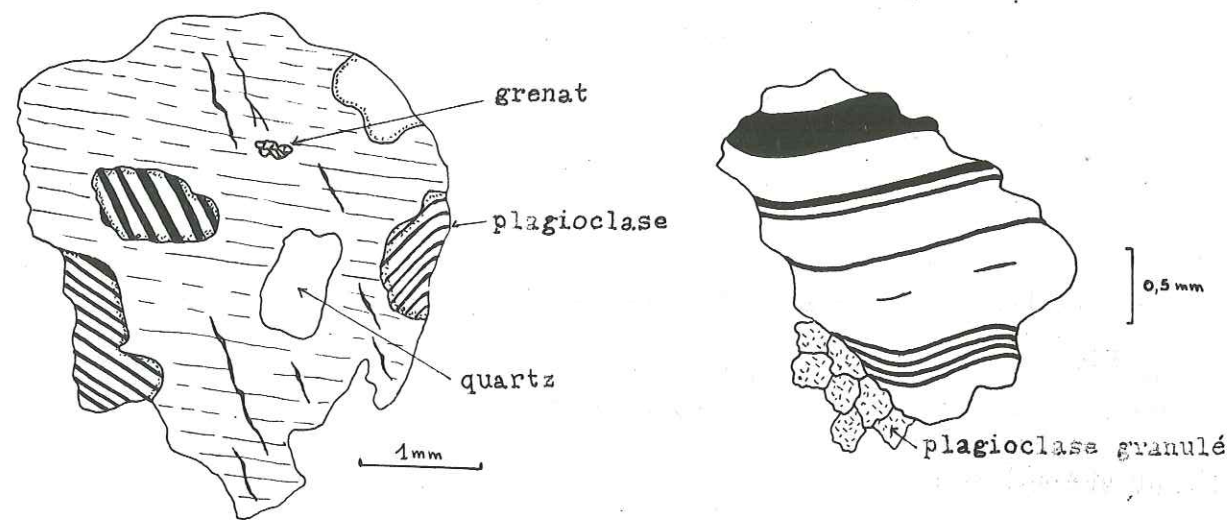


FIG 1

FIG 2

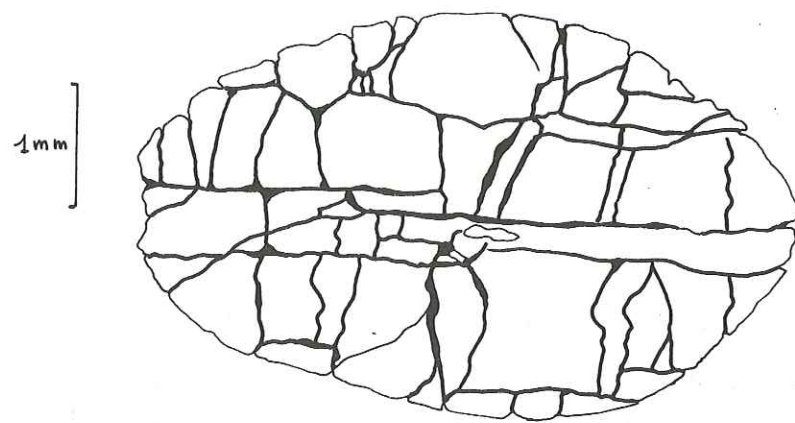


FIG 3

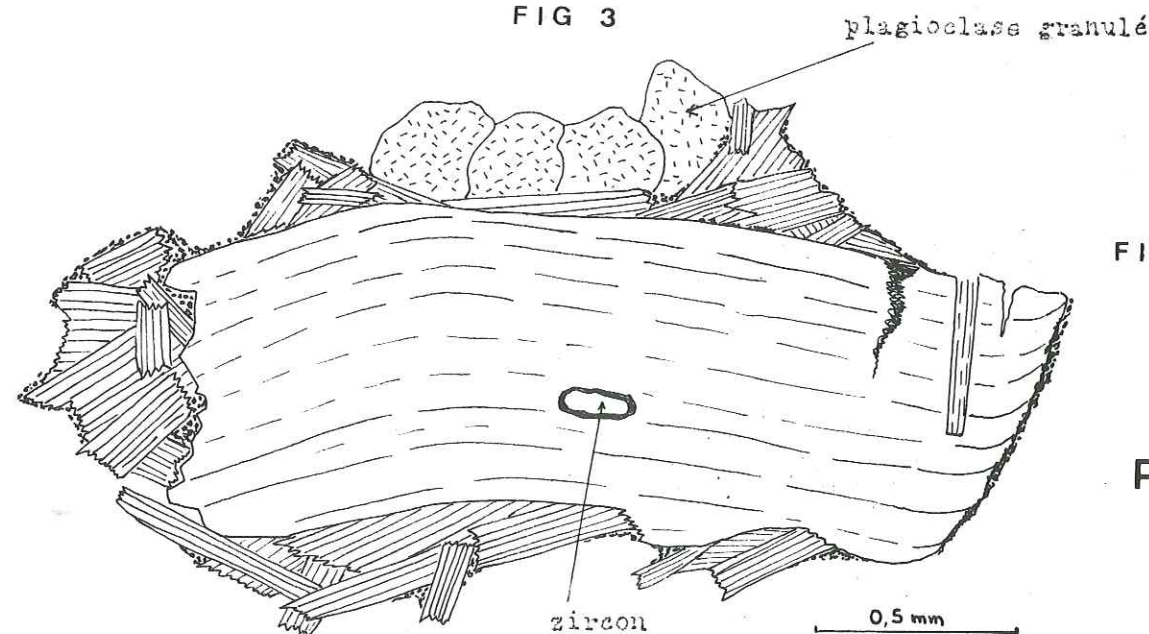
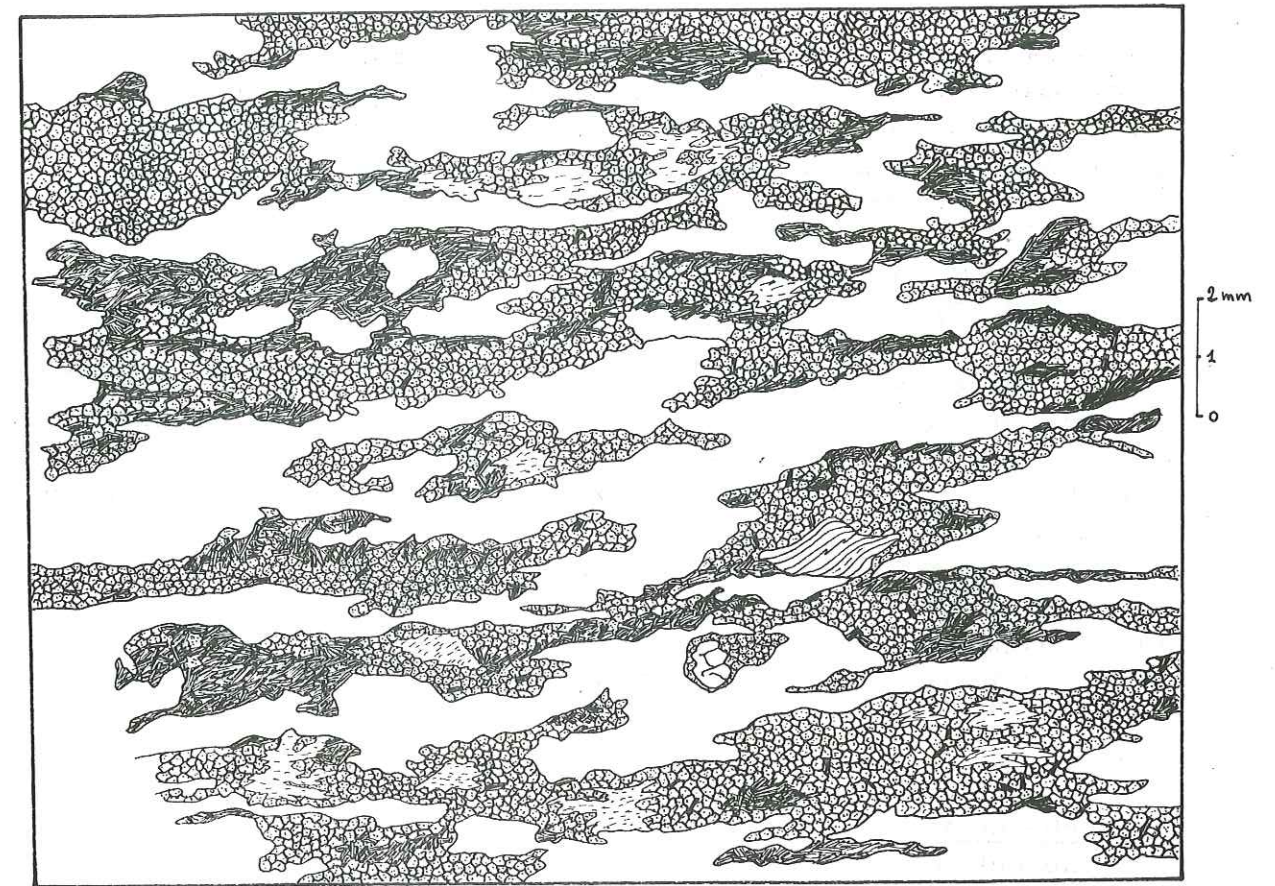


FIG 4

Commentaire de la planche 7

Fig. 1. Blastomylonite gneissique (lame C8-1)

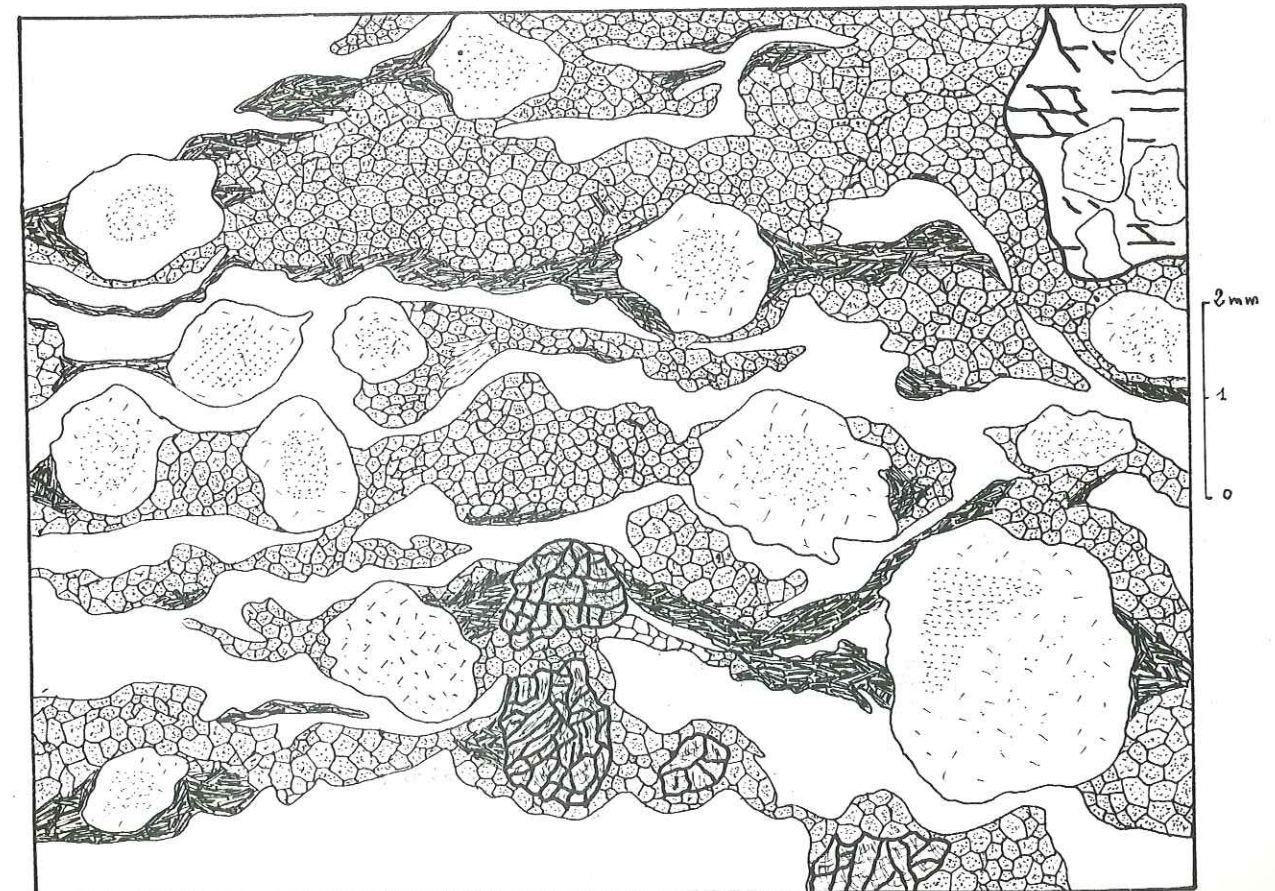
On remarque le quartz disposé en plaquettes dans une mésostase constituée essentiellement de plagioclases granulés et de biotite.



PL 7

Fig. 2. Blastomylonite basique (lame W3 ou L5-3)

Phénoclastes de hornblende brun vert (à inclusions) et de grenat moulés par des plaquettes de quartz. La mésostase est constituée de plagioclases granulés très séricitisés



brun clair. Elle se place toujours aux extrémités des yeux feldspathiques porphyroclastiques ; elle serait donc syncinématique. On rencontre également de très nombreuses associations "en sandwich" biotite-chlorite avec exsolutions de leucoxène et d'oxydes de fer.

. Les zircons sont très nombreux

II. 2 b - Blastomylonites basiques à mésostase leucocrate (cf fig. 2 pl. 17).

Les blastomylonites basiques sont assez peu courantes mais sont très remarquables au point de vue structural. Elles constituent des bandes métriques interstratifiées dans les "gneiss biotitiques à grenat" mais toujours en bordure ou aux extrémités d'enclaves amphiboliques à structure originelle conservée.

La roche est massive et sa couleur d'ensemble est beige clair. Toutefois, on note une structure planaire soulignée par des alternances de lits millimétriques leucocrates de matériel quartzofeldspathique et des alignements de minéraux résiduels - plus sombres. Les résidus dont la taille varie entre 5mm et 1cm sont : hornblende, grenat et plagioclase.

Au microscope la composition est la suivante :

<u>phénoclastes</u>	<u>mésostase</u>
hornblende brun vert	plagioclase
plagioclase	quartz
grenat	hornblende verte
quartz	biotite
sphène	zircon
zoïsite	

- Les phénoclastes.

. La hornblende phénoclastique est très colorée avec Ng brun vert, Np vert pâle.

La dimension des cristaux varie entre 5mm et 1cm. Ces amphiboles sont très poécilitiques : nombreuses inclusions de quartz, plagioclase, grenat, biotite ; ces minéraux ont été ainsi protégés de la cataclase. En effet, nous n'observons aucun phénomène de déformations des mâcles des plagioclases et les quartz sont à extinction franche. La hornblende constitue donc une sorte de "carapace" protectrice contre la cataclase. (cf fig. 1 pl. 6)

Les cristaux de hornblende présentent par contre fréquemment une extinction onduleuse souvent très nette à leur périphérie.

. Les grenats sont limpides mais très fracturés. Ils possèdent un double réseau de fractures : le principal perpendiculaire à la schistosité et l'autre, secondaire, lui est parallèle.

. Les plagioclases sont toujours très intensément déformés (mâcles incurvés), fracturés et souvent saussuritisés. (cf fig 2 pl. 6)

- La mésostase a une structure granolépidoblastique.

La dimension des différents éléments est de l'ordre de 100 μ .

. Le quartz constitue des rubans dont l'épaisseur a la taille d'un cristal. Ceux-ci moulent les phénoclastes résiduels et recourent les mosaï-

ques de plagioclases.

- . Les plagioclases se présentent sous deux habitus différents :
 - + en grains très séricitisés de forme polygonale (de 100 à 200 μ),
 - + en individus xénomorphes qui montrent les mâcles très nettes ;

les phénomènes d'altération sont peu prononcés et se réduisent à une très légère séricitisation.

. La hornblende verte en fines granulations situées dans le prolongement des phénoclastes de hornblende souligne la schistosité.

. La biotite forme de très fines baguettes à extinction onduleuse qui moulent les phénoclastes ou se placent à leurs extrémités.

II. 2 c - Conclusion

Les caractères pétrographiques essentiels des blastomylonites basiques sont les suivants :

+ abondance des phénoclastes qui constituent entre 40 et 50% de la roche ; il s'agit surtout de hornblende brun vert, de grenat, de clinosoïsite, d'apatite et de plagioclase. Il est important de noter que ces phénoclastes et leurs inclusions ne subissent aucune transformation lors de la dernière phase de recristallisation ;

+ recristallisation totale de la mésostase : celle-ci perd son caractère granuleux ; le broyat est remplacé par la paragénèse granoblastique suivante :

- quartz qui constitue des rubans formés d'individus imbriqués entourant les phénoclastes ;
- plagioclase xénomorphe et syntectonique ;
- hornblende verte cristallisant en petites plages isométriques situées entre les phénoclastes de hornblende brune ;
- biotite, elle aussi syntectonique, en petites baguettes situées surtout aux extrémités des phénoclastes.

B. ROCHES A STRUCTURE PRIMAIRE CONSERVEE

I. CARACTERES COMMUNS

Des fragments de roches métamorphiques à structure primaire conservée qui ont échappé à la microcataclase subsistent sous forme de lentilles ou d'enclaves discontinues interstratifiées dans les gneiss blastomylonitiques encaissants.

Ces enclaves sont de trois types :

- + enclaves de petite taille (centimétrique à métrique) de roches métamorphiques à structure granoblastique, de granularité très fine ; ces lentilles sont disposées en chapelets et étroitement moulées par la schistosité de l'encaissant blastomylonitique ;
- + enclaves de roches métamorphiques à gisement primaire lenticulaire (dimension métrique à hectométrique) ; ces lentilles sont de composition amphibolitique ; leurs bordures mais surtout leurs extrémités comportent des modifications texturales intermédiaires entre la roche intacte et la blastomylonite encaissante ;

Commentaire de la planche 8

Fig. 1 : Stratification entrecroisée observée dans les gneiss fins à structure conservée affleurant au-dessus du lac de Saint Guérin ; coordonnées : x = 930,06 ; y = 80,41 ; z = 1780

Fig. 2 . a et b : lentilles de gneiss fins à structure granoblastique banale, moulée par la schistosité blastomylonitique.
c : charnière de gneiss fins à schistosité blastomylonitique de plan axial.

Fig. 3 . Phénoclastes de feldspath potassique.

Fig. 4 . Phénomène de diffraction de la schistosité blastomylonitique dans une venue aplo-pegmatitique.
Observation faite sur les appuis du barrage de Saint Guérin.

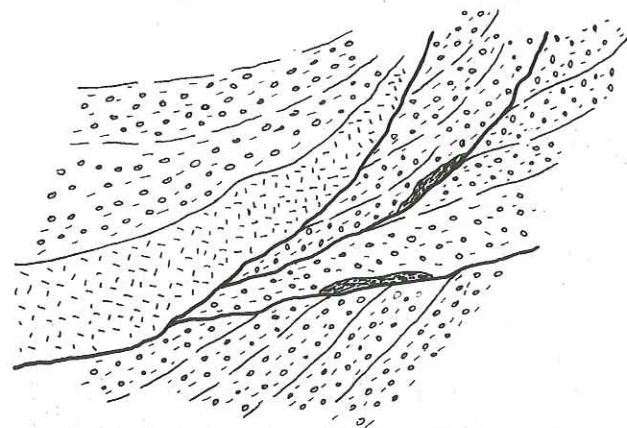
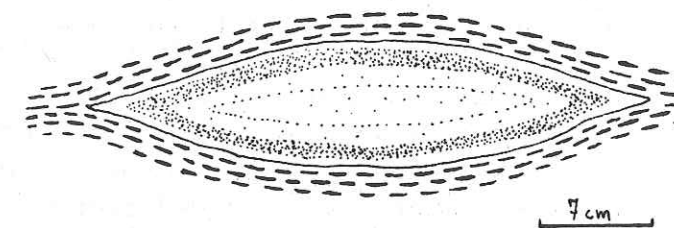
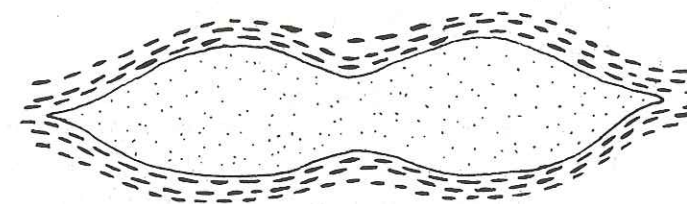


FIG 1



A



B

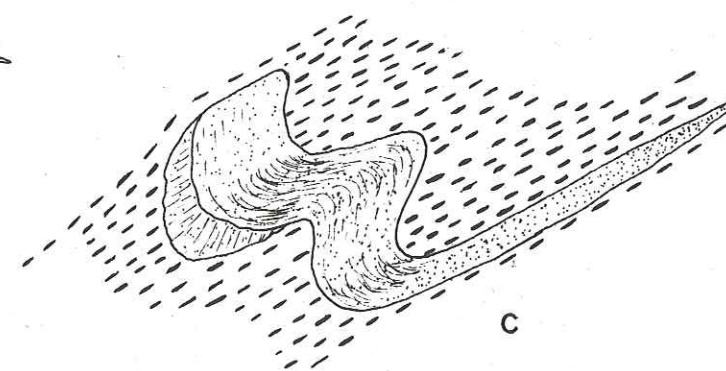
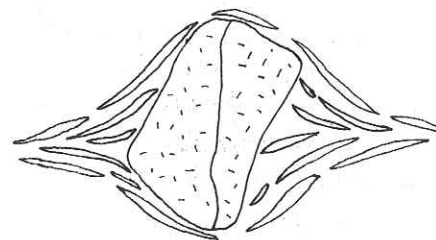
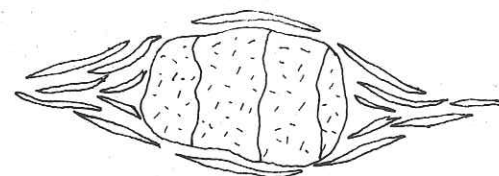
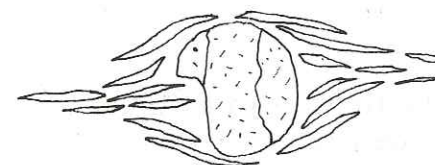


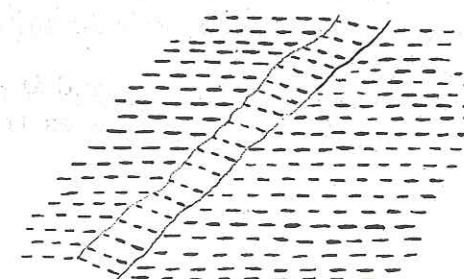
FIG 2



3cm

FIG 3

FIG 4



20 cm PL 8

+ enclaves hectométriques concordantes de gneiss et migmatites à structure granoblastique banale. Ces faciès sont étudiés dans le paragraphe D, "le substrat ou l'encaissant".

II. DESCRIPTION DES ROCHES A STRUCTURE PRIMAIRE CONSERVEE

II.1 Les gneiss fins (lame I - 9 - I)

Ils se présentent sur le terrain sous forme de chapelets de lentilles ou de charnières de plis dont l'épaisseur ne dépasse pas une vingtaine de centimètres. La schistosité les moule étroitement. Cette disposition particulière est certainement due à la phase de déformation souple qui a affecté tout cet ensemble après la microcataclase. Agissant sur un matériel hétérogène fait de roches de composition et de compétence différentes, il se produit lors de la formation de plis semblables un étirement des flancs de plis avec phénomène de boudinage et isolement des charnières. (cf fig. 2 pl. 8)

Ces lentilles se présentent comme des corps durs relativement indéformables, enrobés dans un milieu qui est plastique à l'échelle macroscopique.

L'aspect macroscopique est celui d'un quartzite fin grisâtre très riche en muscovite. Parfois on décèle un fin litage.

L'origine sédimentaire est attestée par des restes de stratification entrecroisée (cf fig 1 pl. 8)

Au microscope, la structure est granoblastique, la taille des grains est de l'ordre de 100 μ et le rubanement se marque par une alternance de lits hyperbiotitiques et de lits plus quartzofeldspathiques.

La composition minéralogique est la suivante :

quartz	grenat
plagioclase	apatite
biotite	zircon
muscovite	calcite
	oxydes

Le quartz se présente en grains allongés suivant la schistosité et engrenés avec les plagioclases ; il montre toujours une extinction onduleuse.

Les plagioclases sont entièrement séricitisés.

La biotite est verte en lumière naturelle avec un léger pléochroïsme elle polarise avec les couleurs normales de la biotite ; le leucoxène et les oxydes de fer sont fréquents le long des clivages ou à la périphérie du minéral ; elle se dispose en lamelles allongées suivant la schistosité ou complètement recoupantes. On peut ainsi penser qu'il y en a deux générations.

La muscovite se présente aussi sous deux formes :

+ une muscovite primaire en grandes plages disposées parallèlement à la schistosité ;

+ une muscovite secondaire en petits cristaux sans relation avec la direction de la schistosité ; ces muscovites semblent se former aux dépens du feldspath potassique.

Le grenat est peu abondant et, quand il est présent, il est souvent altéré en chlorite à la périphérie ou le long des fractures.

Du point de vue pétrographique différents assemblages minéralogiques ont été observés dans ces gneiss fins :

- + quartz-plagioclase-grenat-hornblende verte-tourmaline
- + quartz-plagioclase-biotite-muscovite
- + quartz-plagioclase-biotite-muscovite-microcline.

II. 2 Les amphibolites.

Les gisements d'amphibolites les plus remarquables se situent dans la région du Passage de la Tempête mais elles affleurent aussi au Nord et au Sud de la pointe de Comborsier, au NE et au Sud du Sécheron. Elles sont connues depuis fort longtemps. Dès 1894, Duparc et Ritter décrivaient ce type de roche dans cette région.

II.2 a - Caractères généraux.

Les amphibolites se présentent en bancs métriques discontinus et interstratifiés dans les gneiss blastomylonitiques. Les contacts avec l'encaissant sont diffus. Les bordures, mais surtout les extrémités, de ces lentilles comportent des modifications texturales intermédiaires entre la roche intacte et la blastomylonite. Ces amphibolites sont de plusieurs types suivant la prédominance ou l'absence de tel ou tel minéral ou suivant la structure. Le passage entre ces divers types est progressif tant à l'affleurement qu'à l'échelle de l'échantillon. Ce sont des roches sombres bien cristallisées ; la texture est zonaire ou rubanée. Elles sont très souvent parsemées de grenats centimétriques.

II.2 b - Description pétrographique

- Amphibolites à texture rubanée (lame K 6-1 sous le Grand Mont)

+ Aspect macroscopique. C'est une roche très compacte, bien cristallisée qui montre un rubanement déterminé par les variations des proportions de hornblende et de plagioclase.

+ Au microscope nous distinguons :

hornblende verte	quartz
plagioclase	sphène
grenat	épidote
	apatite
	oxydes disséminés

La hornblende verte en cristaux trapus, allongés suivant la schistosité a les caractères optiques suivants :

pour cinq cristaux $2V = -68^\circ$ à -80° ; moyenne -72°

$Ng \wedge C = 21^\circ$ à 26° ; moyenne 23°

Une altération en pennine se développe en bordure et suivant les clivages.

Le plagioclase est très saussuritisé ; il s'agit d'andésine (An=40%).

Le grenat est peu abondant avec un début de chloritisation.

L'épidote et la clinizoïsite se trouvent à l'intérieur des plagioclases aux dépens desquelles elles sont formées.

Le quartz est peu abondant

L'apatite et le sphène se présentent en grains.

- Amphibolites rubanées à diopside (lame L-6-1)
 + Aspect macroscopique. C'est une roche formée d'une alternance de rubans épais de 1 à 2cm d'amphibolite (s. str.) et de roche formée de plagioclase et calcite.

+ Au microscope la composition minéralogique est la suivante :

hornblende verte	quartz	apatite
diopside	épidote	séricite
plagioclase	sphène	calcite

On observe une alternance de bandes riches en amphibole et de zones à diopside.

- . Hornblende verte. Deux catégories peuvent être distinguées :
 - + une hornblende verte primaire en cristaux trapus et allongés à 2V = -70° à -80°;
 - + une hornblende secondaire presque incolore se formant aux dépens du diopside en petites plages, à contours irréguliers, incluses dans ce dernier.
- . Diopside. Il apparaît comme un élément résiduel qui est toujours plus ou moins corrodé.
- . Plagioclase. Ses plages sont très séricitisées.

- Amphibolites à structure symplectitique (lame L-5-7, lac vert). (cf pl. 9)

+ Aspect macroscopique. La roche est massive, de teinte vert clair où de nombreux grenats centimétriques sont disséminés.
 + Au microscope nous observons :

grenat	quartz
hornblende brun vert	sphène
diopside	
plagioclase	

. Les grenats, très nombreux, sont de grandes tailles (de l'ordre de 1 à 2cm) et de formes irrégulières. Ils sont très fracturés et poecilites nombreuses inclusions de quartz, sphène, hornblende, plagioclase.

. Le diopside est très fréquemment en associations symplectiques avec un plagioclase. Ces symplectites peuvent englober parfois de la hornblende.

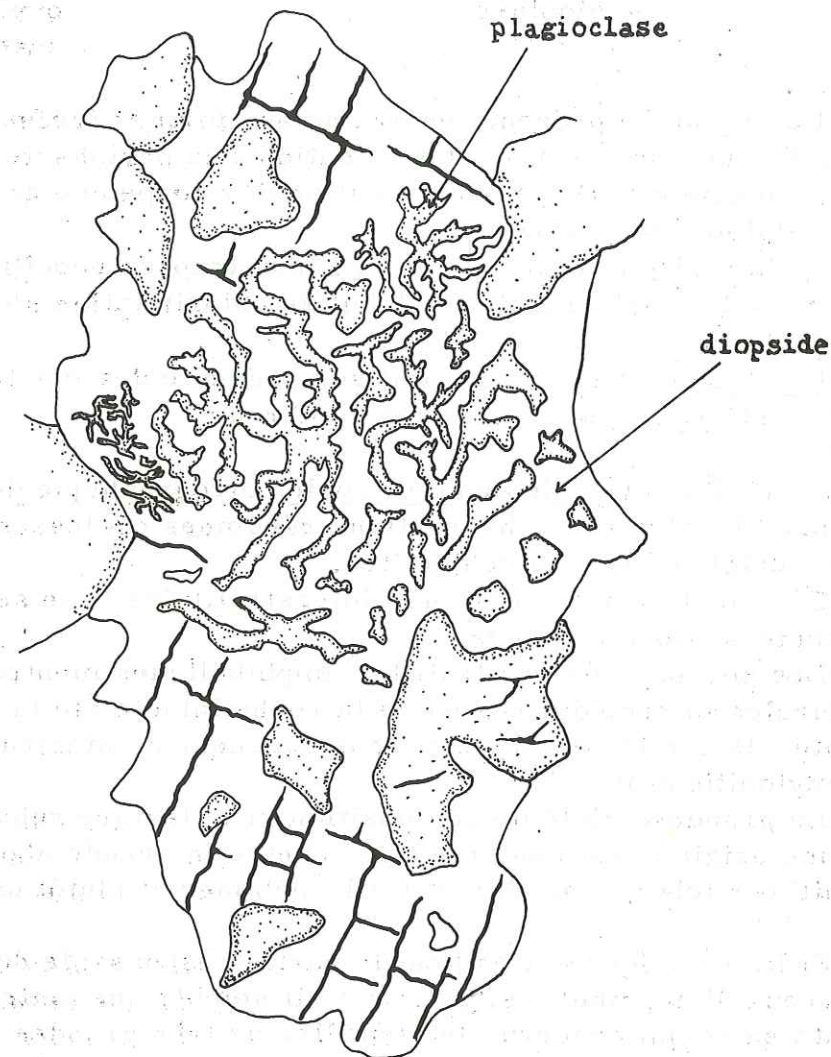
. La hornblende bleu-vert, en cristaux trapus très souvent poecilites, renferme de nombreuses plages de plagioclase. Au contact de ce dernier la hornblende prend très fréquemment une teinte vert-bleuté qui serait un indice d'enrichissement en sodium.

Au contact des grenats il se développe une auréole réactionnelle constituée d'albite et de séricite.

- . L'albite présente des mâcles déformées
- . Les sphènes sont très nombreux.
- . Le quartz est en inclusions dans les grenats.

- Amphibolites à grenat (L 5-1, lac vert).

+ Aspect macroscopique. C'est une roche sombre, compacte, très cristalline dans laquelle sont disséminés de nombreux grenats centimétriques.



Structure symplectitique.

Association symplectique entre le diopside et le plagioclase observée dans une amphibolite à diopside, hornblende brun-vert, grenat, plagioclase, provenant du Lac vert, région des lacs des Tempêtes au sud du Grand Mont.

Cette structure est typique d'une cristallisation synchrone des deux minéraux.

+ Au microscope, la composition minéralogique est la suivante :

grenat	sphène
hornblende verte	quartz
plagioclase	oxydes
	apatite

. Le grenat se présente en grains aux formes irrégulières, peu fracturés. On note un début de chloritisation à la périphérie ou le long des fractures. Au contact des amphiboles il se développe une auréole réactionnelle constituée d'albite et de séricite.

. La hornblende verte est en cristaux trapus, poecilitiques (nombreuses inclusions de plagioclase). Un début de chloritisation s'observe sur les bordures.

. Le plagioclase, très séricitisé, présente des mâcles déformées.

. Le sphène est en grains très nombreux.

II. 2 c - Conclusion de l'étude pétrographique des amphibolites

D'après les diverses observations résumées ci-dessus, on peut tenter de définir l'origine de ces amphibolites.

+ Ces amphibolites étant bien interstratifiées il ne semble pas pouvoir s'agir d'anciens filons basiques.

+ Les bordures de ces lentilles amphiboliques montrent des modifications texturales intermédiaires entre la roche intacte et la blastomylonite encaissante ; leur mise en place est par conséquent antérieure au phénomène de blastomylonitisation.

+ La grande variété de composition et la texture rubanée seraient en faveur d'une origine sédimentaire ; par contre la grande abondance de minéraux titanifères tels que sphène et rutile indiquerait plutôt une origine volcanique.

+ Si la tectonique est en grande partie responsable du tronçonnement de ces niveaux d'amphibolites, pourtant, il semble que cette explication soit insuffisante en ce qui concerne les lentilles de très grandes dimensions ou interrompues sur de grandes distances. Il serait plus logique alors d'admettre que de telles lentilles soient primaires.

En résumé, d'après leur mode de gisement, leurs paragenèses et leurs structures, il semble que les amphibolites du Beaufortin puissent avoir soit une origine sédimentaire (marnes), soit une origine volcano-sédimentaire (tufs), soit une origine éruptive (coulées de laves basiques interstratifiées ou sills gabbroïques).

Ne disposant pas d'analyses chimiques de ce type de roches nous ne pourrions pas trancher de façon catégorique sur l'une ou l'autre de ces origines.

C. CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES BLASTOMYLONITES

De l'étude pétrographique résumée précédemment on peut tout particulièrement mettre en évidence que tout un ensemble de roches du Beaufortin possède une double structure :

+ une structure cataclastique matérialisée par des phénoclastes, témoins résiduels d'une ancienne paragenèse,

+ une structure cristalloblastique présentée par la mésostase cimentant les phénoclastes et provenant en grande partie de recristallisations.

De tels caractères indiquent qu'une partie des formations cristallines de Belledonne est polymétamorphique. Nous reviendrons sur le problème du polymétamorphisme mais nous pouvons déjà ici tenter de préciser les processus qui ont conféré aux gneiss de la région cette double structure. Selon J. Bellière (1960) les blastomylonites résultent de la succession de trois événements :

+ une déformation rupturale

+ une déformation souple

+ une recristallisation.

1. La déformation rupturale.

Elle résulte de l'action d'un régime de contrainte anisotrope, s'appliquant sur une roche, soit éruptive, soit cristallophyllienne, appelée "substrat". Il s'agit de la phase mylonitique ; elle est responsable du morcellement des grains préexistants, soit régulier avec granulation, soit irrégulier avec fracturation. Elle se caractérise dans nos roches par

+ la granulation des plagioclases et des microclines ;

+ le déchiquetage et le morcellement des biotites et des muscovites ;

+ la fracturation des phénoclastes de grenat, hornblende, microcline, plagioclase ;

+ la déformation des mâcles des plagioclases résiduels.

Mais cette déformation rupturale n'agit pas partout avec la même intensité comme le prouvent les termes peu mylonitiques ou les fragments résiduels de "substrat" en enclaves ayant échappé à la cataclase. (Voir &B Roches à structure conservée p. 25). Elle varie en fonction :

+ de la minéralogie ou des associations minéralogiques ; ainsi certains minéraux tels que grenat, hornblende, muscovite résistent remarquablement bien à la microcataclase ; d'autres, tels que les plagioclases, ont un comportement qui varie en fonction des paragenèses dans lesquelles ils entrent : dans les roches acides, ils constituent des phénoclastes alors que dans les roches basiques ils sont granulés et ont pu dans certains cas recristalliser ;

+ de la granularité du substrat ; dans les roches métamorphiques à grain fin (100 à 200 μ) nous n'observons la formation ni de mosaïques de feldspaths granulés ni de quartz lamellaires discordants ; ces roches conservent leur structure granoblastique originelle ;

+ de l'hétérogénéité de l'encaissant ; c'est le cas des enclaves de gneiss

fins ou des lentilles amphiboliques. Cette hétérogénéité est à l'origine d'une compétence différentielle qui se traduit par des phénomènes de boudinage : certains lits se tronçonnent et donnent naissance à des fragments lenticulaires au sein desquels la structure originelle est conservée.

2. La déformation souple.

Elle sera étudiée dans le chapitre tectonique.

3. La recristallisation.

Nous avons vu qu'elle pouvait être partielle ou totale, mais les phénomènes ne subissaient aucun réajustement minéralogique. On peut, en gros, distinguer deux catégories de roches d'après le degré de recristallisation :

+ roches à mésostase peu recristallisée. Les blastomylonites acides riches en minéraux anhydres (quartz, feldspath alcalin et calcoalcalin, grenat) recristallisent peu et conservent un aspect granuleux. Seuls le quartz et le microcline subissent une certaine remobilisation. Le plagioclase, séricitisé, en grains anguleux, a subi une simple granulation et n'a pas recristallisé. La néocrystallisation consiste donc seulement dans la soudure des grains entre eux. Ces roches possèdent un caractère mylonitique très net ;

+ roches à mésostase recristallisée. Dans les roches basiques riches en minéraux hydroxylés tels que les amphiboles, la mésostase est entièrement recristallisée et perd son aspect granuleux. Le broyat plagioclasi- que est remplacé par une association granoblastique : le quartz constitue des rubans entourant les phénoclastes ; le plagioclase forme des plages xénomorphes ; la hornblende verte est isométrique. On peut donc penser que l'eau a joué un rôle important. Les recristallisations liées au métamorphisme blastomylonitique comportent des réactions d'hydratation, celles-ci ne sont réalisées que dans les roches contenant des minéraux hydroxylés en particulier l'amphibole.

D. "LE SUBSTRAT OU L'ENCAISSANT"

I. PRESENTATION

A l'intérieur de l'ensemble blastomylonitique, des gneiss et migmatites à structure granoblastique banale subsistent sous forme de lentilles hectométriques concordantes. Ces faciès ont par conséquent échappé à la microcataclase qui est générale dans les gneiss blastomylonitiques. Ces petits massifs isolés au sein des blastomylonites se rencontrent dans les secteurs du Grand Mont (entre le col de la Forcle et le sommet 2554), de la vallée de Poncellamont (région de l'Ami) et de la pointe de Comborsier.

On observe un passage continu entre les blastomylonites et les faciès banals de gneiss et de migmatites ; dans l'espace ce passage s'effectue parallèlement à la schistosité régionale, mais il peut très souvent être masqué par la présence de zones mylonitiques. Dans les blastomylonites cette transition s'effectue par une diminution de taille des phénoclastes et une

augmentation du grain de la mésostase

Il existe une continuité d'intensité métamorphique et structurale entre les deux ensembles. Comme les blastomylonites, les gneiss et migmatites "normaux" montrent une histoire structurale très complexe. En effet, on note la présence de nombreux plis semblables ou de plis d'écoulement hérités de la phase de métamorphisme ancien. A cette tectonique ancienne se surimpose une réorientation minéralogique due en particulier à des phyllites qui déterminent une linéation de direction N170° parallèle aux axes des plis syncristallins observés dans les blastomylonites. De toutes ces observations il ressort que blastomylonites et gneiss migmatitiques constituaient à l'origine un seul et même ensemble métamorphique qui a été plus ou moins affecté selon les zones par le métamorphisme "jeune". Actuellement on peut ainsi distinguer deux domaines :

+ un domaine blastomylonitique intensément réactivé. Les roches du bâti ancien, complètement restructurées, apparaissent comme des roches nouvelles.

+ un domaine non blastomylonitique, relique du métamorphisme "ancien", dont il a gardé l'essentiel des caractères.

Dans ces zones, seule la déformation souple a pu se réaliser et en l'absence de déformations rupturales les minéraux de ces roches n'ont pas été déstabilisés, le climat thermique du métamorphisme "jeune" différant assez peu de celui du métamorphisme "ancien". (cf J.P. Antho- nioz).

II. LE DOMAINE NON BLASTOMYLONITIQUE
OU "SUBSTRAT"

Il se compose essentiellement de roches quartzo-feldspathiques. La texture gneissique est très largement répandue mais elle peut évoluer suivant les zones vers des faciès mobilisés. Pour reprendre la classification de J. Jung et de M. Roques nous distinguerons :

+ des migmatites hétérogènes ; il s'agit d'épibolites où les filonnets de mobilisat sont disposés lits par lits ce qui confère à la roche un aspect rubané très caractéristique,

+ des migmatites homogènes dans lesquelles la distinction mobilisat- restite est très délicate ; ce sont des gneiss migmatitiques granitoïdes, des embréchites ocellées, des gneiss formés d'empilements d'amygdales de feldspath potassique séparées par des cloisons micacées.

II. 1 Les gneiss migmatitiques. (Echantillon K7-6)

Ce sont les roches les plus répandues ; les gneiss migmatitiques sont des roches essentiellement quartzo-feldspathiques où les lits biotiti- ques déterminent une structure gneissique. Ces lits sont très souvent perturbés et interrompus par le "gonflement" des niveaux quartzo-felds- pathiques.

Les roches décrites ici ont déjà été étudiées par Cl. Bordet (1961, p.75) sous le nom de migmatites à deux micas.

Au microscope la composition minéralogique est la suivante :

quartz	épidote
microcline	leucoxène
plagioclase	apatite
biotite	zircon
muscovite	oxyde

La roche présente dans son ensemble une structure granolépido-blastique à granoblastique.

. Le quartz se présente soit en cristaux globuleux de 0,5 à 1cm de diamètre engrenés avec les plagioclases, soit en amas parallèles à la foliation; ces amas sont formés par l'association d'un grand nombre de petits cristaux où apparaît parfois un début de granulation. Le quartz montre toujours une extinction onduleuse indiquant qu'il a subi des efforts tectoniques mais il apparaît également fréquemment dans les bourgeons myrmékites.

. Le plagioclase est toujours très abondant ; il en existe au moins deux générations :

+ le plagioclase en inclusions dans le microcline et le plagioclase constituant la trame; ils sont tous deux très séricitisés ; quelques mesures de 2V donnent +80°, +90°; il s'agirait donc d'oligoclase à 18-22% d'An. Très exceptionnellement ces plagioclases peuvent être entourés d'une couronne d'albite tardive, non mâlée ;

+ le plagioclase de recristallisation est très xénomorphe et très sain avec parfois des inclusions de quartz. D'après son angle d'extinction (13°) il s'agit d'albite.

. Le feldspath potassique est du microcline perthitique; il forme de grands porphyroblastes (1 à plusieurs millimètres), amiboïdes, répartis régulièrement dans la roche. Ce microcline est caractérisé par des mâcles polysynthétiques albite-péricline très fines, par la présence de cryptoperthites à extinction régulière et homogène ; il englobe fréquemment de nombreux petits cristaux de quartz et de plagioclase très séricitisés. Ce microcline est généralement assez sain.

. La biotite est abondante, en grandes baguettes de 0,5 à 1mm, brun rougeâtre orientées statistiquement suivant la foliation. Elle s'organise généralement en lits plus ou moins continus boursoufflés de noeuds et de ventre; il se forme ainsi un véritable cloisonnement des plagioclases par les micas (cf Gillot-Barbiéri 1970 et P. Le Fort 1973). On observe de fines traînées de leucoxène le long des clivages et de nombreux petits grains d'épidote à la périphérie.

. La muscovite se trouve en beaux cristaux souvent onduleux. Elle se présente sous deux formes :

+ éléments primaires associés à la biotite et possédant la même orientation que celle-ci ;

+ à l'intérieur ou à la périphérie du feldspath potassique, elle est alors tardive.

. L'apatite est souvent très abondante et associée à la biotite ; elle est subautomorphe.

Remarque : il faut encore noter l'absence de silicates de métamorphisme ; la rétro-morphose qui affecte toutes ces roches laisse peu de chances à ces minéraux de subsister sans être transformés en amas phylliteux.

Néanmoins, sur certains échantillons, on peut observer des tâches verdâtres ; il s'agit peut-être de cordiérite altérée en pinite, mais nous n'avons jamais pu la déterminer au microscope.

II. 2 Les gneiss ocellés (Echantillon J7-7)

Les gneiss ocellés se présentent en bancs décamétriques interstratifiés dans les gneiss migmatitiques ; on note un passage continu entre ces deux faciès par diminution du nombre des porphyroblastes.

Ces roches très leucocrates, à litage fruste, sont composées presque exclusivement d'yeux feldspathiques monocristallins de taille centimétrique ; la longueur du grand axe de l'ovoïde est de l'ordre de 7 à 8cm. Dans certains faciès ces yeux sont pratiquement juxtaposés et sont entourés de lits micacés.

Au microscope nous observons :

quartz	apatite
feldspath potassique	zircon
plagioclase	épidote
biotite -chlorite	
muscovite	

. Le quartz se présente en plages plus ou moins allongées composées de plusieurs cristaux jointifs qui constituent une mosaïque. Il a toujours une extinction onduleuse.

. Le feldspath potassique est toujours abondant; il constitue les yeux. Il se présente sous forme de grands porphyroblastes microperthitiques à contours très souvent amiboïdes. Ces porphyroblastes sont très poecilites avec inclusions de quartz et plagioclase. Ce plagioclase en inclusions est très altéré et s'entoure très souvent d'une auréole réactionnelle d'albite limpide.

. Le plagioclase est toujours très altéré, séricitisé ; on rencontre parfois en bordure des phénoclastes potassiques de petits cristaux d'albite mâlée peu altérée.

. La biotite est plus ou moins altérée en chlorite ; cette chloritisation s'accompagne d'une exsolution d'oxydes métalliques qui se placent le long des clivages ou à la périphérie du minéral.

. La muscovite est toujours associée à la biotite mais peut parfois recouper celle-ci.

En ce qui concerne l'origine de ces gneiss ocellés on peut dégager les deux traits essentiels suivants : ces gneiss constituent des horizons très localisés d'épaisseur métrique et très discontinus ; ils sont interstratifiés dans un ensemble possédant de nombreux caractères sédimentaires, en particulier des stratifications entrecroisées. De la sorte on peut penser que ces gneiss dérivent par simple métamorphisme, de formations sédimentaires ou volcano-sédimentaires c'est à dire de tufs acides ou d'arkoses. Ne possédant pas d'analyse chimique nous ne pouvons conclure avec certitude.

E. LES FACIES CATACLASTIQUES

1. Importance.

Dans tout le complexe blastomylonitique les faciès cataclastiques sont très nombreux et se rencontrent dans toutes les formations. Ils se localisent plus particulièrement en bordures des grands accidents qui hachent ou qui limitent cet ensemble. Ainsi, une bande mylonitique de plus de 600m de large jalonne l'accident séparant le complexe blastomylonitique du complexe leptyno-amphibolique depuis les Têtes de Cuvy au Nord jusqu'à la vallée de l'Isère au Sud, en passant par le passage du Dard et la pointe de Comborsier. Ces zones mylonitiques déterminent dans la topographie de profondes dépressions.

2. Description pétrographique des principaux faciès.

Nous distinguons deux faciès : les gneiss ocellaires et les phyllonites.

2 a - Les gneiss ocellaires ou schistes mylonitiques

(cf fig. 2 pl. 26)

Ils se caractérisent par une très grande abondance d'ocelles leucocrates de 1 à 2 mm de large pour 2 à 5 mm de long moulées ou contournées de façon fluidale par une trame biotitique ou chloriteuse. Cette disposition confère à ces gneiss une texture amygdalaire.

Au microscope les gneiss se composent de deux parties : des phénoclastes disséminés dans une trame ou mésostase finement cristallisée.

Les phénoclastes sont allongés et disposés suivant la schistosité; ils sont constitués essentiellement de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz.

Le plagioclase est cassé et fragmenté de manière irrégulière, il est toujours très intensément séricitisé; on note dans les "queues" d'ocelles un début de granulation.

Le quartz est très sensible à la cataclase; les ocelles se transforment en amas équigranulaires.

Le feldspath potassique résiste bien à la cataclase mais peut parfois être très fracturé.

Les biotites plus ou moins chloritisées sont fracturées et déchirées.

La mésostase entoure et contourne les phénoclastes. Elle est constituée d'un assemblage microcristallin composé de produits de la fracturation et de la granulation et de minéraux de néocristallisation (quartz, albite, calcite, séricite, chlorite) qui se placent dans les zones de tension minimale c'est à dire les queues d'ocelles ou dans les fractures qui découpent celles-ci.

Des faciès analogues ont été observés par F. Bartoli (1973) dans le Haut Vénéon. Ils proviennent de la cataclase de gneiss rubanés plus ou moins mobilisés.

2. b - Les phyllonites ou "micaschistes"

Ce sont des roches à la schistosité très marquée dans lesquelles les phyllites occupent un volume prépondérant par rapport aux autres minéraux. Leur couleur est verdâtre du fait de la chloritisation des biotites. Les lits de muscovite toujours très épais sont soulevés par des granules résiduels ou phénoclastes de grenat ou de microcline.

Au microscope la composition minéralogique de l'échantillon M4-2 est la suivante :

• les phénoclastes : grenat plus ou moins chloritisé, microcline en lentilles fracturées et moulées par les phyllites, quartz très granulé ;

• la mésostase est surtout faite de phyllites : muscovite et chlorite. Cette mésostase a entièrement recristallisé.

3. Conclusion.

Dans tous ces faciès nous voyons apparaître avec la cataclase des paragenèses nouvelles par la déstabilisation de minéraux anciens (chloritisation de la biotite et du grenat, saussuritisation du plagioclase) et par la néocristallisation de minéraux en grains (albite, épidote, séricite, chlorite, calcite). Il s'agit donc d'un véritable métamorphisme cataclastique.

ETUDE PETROGENETIQUE

I. ETUDE GEOCHIMIQUE

Après l'étude pétrographique au cours de laquelle nous avons vu surtout l'importance des phénomènes de blastomylonitisation, nous allons tenter, grâce à l'étude géochimique, de déterminer l'origine de ces roches. Ceci nous permettra de confirmer ou d'infirmer certaines différences établies lors de l'étude pétrographique. Nous avons fait effectuer 3 analyses chimiques et repris les analyses de CE, Ehrström, 1972, et Cl. Bordet (1961).

I. 1 Diagramme MgO, Na₂O, K₂O de H. de la Roche (cf pl. 11)

Ce diagramme permet d'individualiser deux groupes :

+ le premier comprend de nombreux faciès blastomylonitiques à granularité fine qui tombent en bordure du domaine des pélites. (745-R194-753-915)

+ le second rassemble des blastomylonites et des roches à structure granoblastique banale ayant échappé à la microcataclase et constituant certainement le substrat ou l'encaissant des blastomylonites. Ces roches à structure conservée présentent de très nombreux phénomènes migmatitiques. (761-760-R234-R243-914).

Toutes ces roches se groupent à proximité de la lignée magmatique près des pôles granodiorite et granite-rhyolite.

I. 2 Diagramme Al/3-K, Al/3-Na (cf pl. 10)

Ce diagramme permet de mettre en évidence le comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. Comme dans le diagramme précédent on peut distinguer deux groupes :

- + l'un comportant les échantillons (745-759-915-743-R194) correspond au domaine sédimentaire ;
- + l'autre regroupant les échantillons 760-742-914-761-916 tombe dans le secteur des roches éruptives.

I. 3 Conclusions.

Ces résultats sont en accord avec les observations lithologiques ou pétrographiques. Le complexe blastomylonitique correspondrait vraisemblablement à un ensemble volcano-sédimentaire composé surtout de pélites, d'arkoses et de tufs acides avec quelques venues basiques correspondant aux amphibolites.

Néanmoins il semble que la migmatisation tende à déplacer les points représentatifs des roches vers le domaine magmatique ; en effet, toutes les roches magmatique à structure banale conservée se situent en bordure de ce domaine ainsi que les blastomylonites leptynitiques qui correspondent certainement au mobilisat du "substrat".

Dans toutes ces roches il ne nous a pas été permis d'établir des relations entre des phénomènes de réactivation thermodynamique dûs au métamorphisme et la transformation chimique du matériel.

II. LE METAMORPHISME ANCIEN

OU ANTE-BLASTOMYLONITIQUE

Nous avons vu lors de l'étude pétrographique que les blastomylonites étaient composées de deux parties :

- + des phénoclastes résiduels, témoins d'une première paragénèse métamorphique ;
- + une mésostase plus ou moins recristallisée lors de la phase de métamorphisme jeune.

Pour définir le métamorphisme anté-blastomylonitique il est donc nécessaire de reconstituer l'ancien bâti métamorphique qui, par sa déformation générale a donné naissance aux blastomylonites.

Cet encaissant se déduit de l'étude d'une part des phénoclastes résiduels témoins des paragénèses primaires contenues dans ces roches, d'autre part des enclaves métamorphiques à structure primaire conservée, véritables reliques du métamorphisme ancien ; ces enclaves sont de taille variable, depuis la lentille décimétrique jusqu'au petit massif.

II. 1 Les paragénèses résiduelles observées.

II. 1 a - Dans les enclaves à structure primaire conservée.

Notons tout d'abord que ces roches sont partiellement mobilisées, les différentes paragénèses se caractérisent par l'absence apparente de silicates d'alumine : quartz-plagioclase (oligo-clase)-feldspath potassique-biotite-muscovite ;

quartz-plagioclase-biotite-muscovite-grenat ;
hornblende brun vert-plagioclase-grenat ;
hornblende brun vert-plagioclase-diopside.

II. 1 b- Les phénoclastes résiduels.

On retrouve les minéraux présents dans les enclaves ; ce sont le feldspath potassique, la hornblende brun vert, le quartz, la biotite, la muscovite, le grenat.

Toutes ces paragénèses ne sont pas significatives ; F. Carme (1970) a mis en évidence dans la coupe du synclinal d'Allemont, qui correspond au même ensemble que les blastomylonites la présence de deux paragénèses : "oligo-clase An 25-30, biotite I, grenat I, disthène, staurotide, albite, An 5-10, épidote, chlorite, biotite II, grenat II, muscovite blindant les reliques de disthène et de staurotide. D'autres auteurs tel Tobi (1959) et Clavel (1963) signalent la présence de disthène. Enfin dans l'étude des gneiss du Lac Cornu et des gneiss de Cheserys dans les Aiguilles Rouges, assimilés à nos blastomylonites, J. Bellière (1958) signale la présence de disthène et de sillimanite.

Dans tout ce qui précède on note la fréquence relative du disthène.

II. 2 Caractères du métamorphisme.

Que peut-on déduire de ces données quant à l'intensité et au type de métamorphisme ? Un seul minéral observé dans des ensembles analogues, le disthène pourrait donner des indications thermodynamiques précises sur ce métamorphisme "ancien" (malheureusement nous n'avons pu le mettre en évidence dans le Beaufortin ; en effet, les nombreux phénomènes rétro-morphiques qui affectent ces roches laissent peu de chances à ces minéraux de subsister sans être transformés en phyllites).

Il faut aussi noter que ces roches sont partiellement mobilisées. On peut tenter de fixer une "fourchette" des pressions et températures de ce métamorphisme en comparant les paragénèses observées aux données expérimentales de Winkler (1967) et Althaus (1967) (cf pl. 14) et en admettant que durant ce métamorphisme la pression des solides P_s a été égale à la pression des fluides P_f .

La présence de disthène nous place dans la zone des fortes pressions, au-dessus de la courbe 1 ; les roches rencontrées étant partiellement mobilisées, on se situera à droite de la courbe 2 (courbe d'anatexie minimale).

Le domaine P. T. ainsi défini est le suivant

$$P_s = P_f \quad 8 \text{ Kb}$$

$$T \quad 620^\circ\text{C}$$

A. Pécher (1970) et F. Bartoli (1973) ont mis en évidence dans le Pelvoux un métamorphisme anté-blastomylonitique. Les minéraux reliques observés sont : disthène et sillimanite prismatique, grenat riche en pyrope, hornblende brune, plagioclase antiperthitique. Les conditions de ce premier métamorphisme seraient : $P_s = 6,5 \text{ à } 7,6 \text{ Kb}$; $T = 600 - 620^\circ\text{C}$.

III. LE METAMORPHISME "BLASTOMYLONITIQUE"

Le substrat ou l'encaissant élaboré lors du métamorphisme "ancien" est complètement modifié tant au point de vue de la structure que de la minéralogie au cours d'une nouvelle phase de recristallisation (métamorphisme blastomylonitique). Nous avons déjà traité cet aspect du problème dans le paragraphe C : conclusion à l'étude pétrographique des blastomylonites.

Dans le Pelvoux "la coexistence de sillimanite et disthène, de sillimanite et séricite et la non-anatexie" ont permis à A. Pécher (1970), d'évaluer les conditions approchées du métamorphisme des "gneiss de Peyre-Arguet" assimilables à des blastomylonites. Ps = 6, 5 à 8, 5 Kb

PH2O = 2 à 4 KB

T = 600 à 650°C (cf Bartoli (1973) p. 45)

Le complexe blastomylonitique est donc formé de roches polymétamorphiques. Les roches formées au cours d'un premier métamorphisme ou métamorphisme ancien dans des conditions méso et catazonales ont été reprises dans une seconde phase à caractère dynamique. Cet encaissant a subi une restructuration avec formation de roches nouvelles : les blastomylonites dont la caractéristique essentielle est une structure particulière, double à la fois mylonitique et cristalloblastique.

IV. LE METAMORPHISME CATACLASTIQUE.

En plus des recristallisations liées au métamorphisme blastomylonitique on observe des phénomènes cataclastiques et une rétro-morphose. Cette rétro-morphose se traduit par une déstabilisation des minéraux anciens et l'apparition de paragenèses de faciès schistes verts (albite, quartz, calcite, chlorite, séricite, épidote).

On peut paralléliser ce métamorphisme au métamorphisme cataclastique affectant la série verte (cf série verte &V-3) et daté de l'alpin. Mais il semble que dans le complexe blastomylonitique la tectonique cassante soit plus ancienne car le micro-granite hercynien du Grand Mont est très peu affecté.

V. COMPARAISON AVEC LA SERIE DES AIGUILLES ROUGES.

Le complexe blastomylonitique correspond et peut-être assimilé à la série des Aiguilles Rouges de J. Bellière (1958). En effet, dans cette série nous retrouvons un ensemble analogue tant du point de vue pétrographique que structural ou chimique.

Les gneiss du lac Cornu correspondent à notre "substrat" ; ils sont formés de gneiss et gneiss migmatitiques dans lesquels sont "interstratifiées" des lentilles de "granulites" (équivalent de nos gneiss fins à structure conservée) et des bancs métriques d'amphibolites à grenat, hornblende et diopside.

Les gneiss de Chéserys, gneiss à quartz discordants imbriqués ayant subi une microcataclase et une recristallisation, sont l'équivalent de nos blastomylonites gneissiques.

Chapitre III : LE COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE.

I. INTRODUCTION.

I. 1 Situation géographique et géologique.

Le complexe leptyno-amphibolique constitue une bande orientée NNE-SSW "coincée" entre le complexe blastomylonitique à l'E et la série verte à l'W. Cette bande comprend du N au S, les massifs de la Légette du Grand Mont et de la Tournette. Les relations entre le complexe leptyno-amphibolique et les autres ensembles sont partout tectoniques (cf chapitre précédent).

Le complexe leptyno-amphibolique qui constitue une bande de quelques centaines de mètres de large dans le Beaufortin se développe considérablement plus au Sud dans les massifs de la Lauzière et des Sept Laux et forme en partie le groupe de Saint Colomban de D. Dondey (1960).

I. 2 Observations générales.

Le complexe leptyno-amphibolique est constitué essentiellement de roches dures (leptynites et amphibolites) qui donnent des hauts sommets très découpés (Légette du Grand Mont, Tournette), contrastant avec les roches tendres de la série verte qui forment de vastes croupes arrondies recouvertes de pâturages ou de forêts. Le secteur du col de la Bathie - Légette du Grand Mont donne un bon exemple de la morphologie de ces formations.

Le complexe leptyno-amphibolique est composé de leptynites, d'amphibolites, de gneiss plus ou moins amphiboliques et de micaschistes chloriteux. Sur le terrain ces roches se reconnaissent facilement car elles sont généralement rubanées, en lits centimétriques à métriques.

Les leptynites ont un faciès de gneiss fin à texture litée très nette et très régulière : des lits centimétriques blancs quartzo-feldspathiques alternent avec de minces niveaux micacés (1 à 5 cm) verts ou bronzés.

Les amphibolites sont des roches vert sombre disposées en bancs métriques et interstratifiées à l'intérieur des leptynites.

Les micaschistes chloriteux se localisent en bordure des accidents cassants qui limitent le complexe leptyno-amphibolique.

Ces ectinites passent dans la vallée de l'Isère à une zone migmatitique à grands porphyroblastes d'oligoclase contenant le granite de Cevins qui se prolonge au Sud par le granite de la pointe des Aveugles et le granite de Saint-Colomban. Ces granites très cataclasés constituent de véritables protogines : altération des plagioclases, richesse en épidote et chlorite.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES ECTINITES.

II. 1 Les leptynites.

Ce sont les roches les plus répandues dans le complexe leptyno-amphibolique. Ces faciès sont décrits par Cl. Bordet (1961) sous le nom de migmatites leptynitiques. Ces leptynites se présentent sous la forme de gneiss fins très leucocrates. La texture litée sédimentaire est encore parfaitement conservée ; elle consiste en une alternance de niveaux blancs quartzo-feldspathiques d'épaisseur centimétrique et de minces lits micacés (1 à 5cm) verts ou bronzés ; ces roches ont de fait un aspect varvé très caractéristique. Ce rubanement peut dans certains faciès devenir millimétrique. On note aussi la présence de nombreux quartz noirs.

Au microscope les minéraux sont les suivants :

quartz	chlorite
plagioclase	épidote
microcline	zircon
biotite	apatite
muscovite	oxydes métalliques

II. 1 a - Les niveaux leucocrates.

La structure détritique est encore parfaitement reconnaissable avec notamment la présence de nombreuses figures de surcharge au sommet des niveaux phylliteux. (cf fig. 2 pl. 12)

Le plagioclase se présente en porphyroblastes de grande taille (4mm) de forme arrondie et à mâcles multiples et complexes : albite et albite-péricline. La teneur en anorthite du plagioclase varie entre 2 et 11% ; la moyenne pour dix individus (étudiés dans les lames J5-2 et J5'-2) est 8% et la valeur la plus fréquente : 6%. Ces plagioclases sont souvent fortement altérés en séricite et épidote, surtout le long des plans de mâcles. Une auréole d'albite limpide, non mâclée, entoure très souvent ces porphyroblastes d'albite.

Le microcline perthitique est très abondant ; il se présente en plages diffuses, s'insinuant entre les autres minéraux ou les incluant. Les inclusions sont nombreuses : plagioclases très altérés en séricite et épidote, biotite, apatite.

Le quartz, abondant, est très engrené.

La biotite est plus ou moins chloritisée avec exsolution d'oxyde de fer et de leucoxène.

Les phénomènes cataclastiques sont très nombreux : plans de mâcles torsus, porphyroblastes fracturés avec fissures cimentées par du quartz, de l'albite limpide et des phyllites. La rétro-morphose est souvent très importante : séricitisation des plagioclases, chloritisation des biotites.

II. 1 b - Les niveaux phylliteux.

De granulométrie plus fine ils sont exclusivement formés de biotite plus ou moins chloritisée, de quartz, d'épidote et de plagioclases séricitisés.

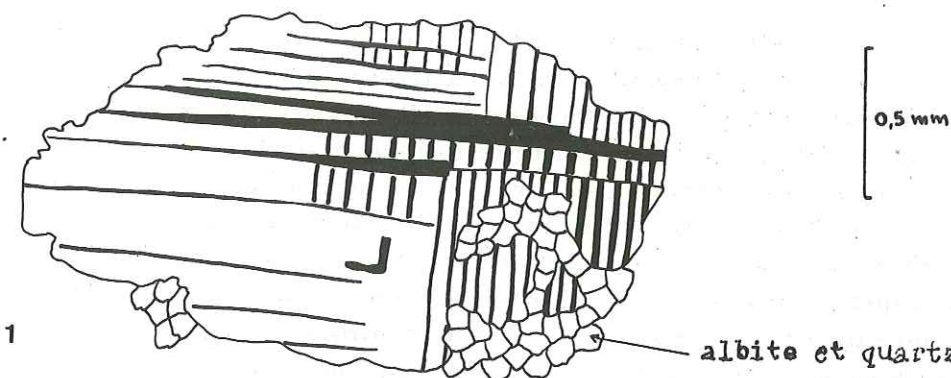


FIG 1

Figure de corrosion.

Le plagioclase est plus ou moins remplacé par la matrice, avec isolement de lambeaux plagioclasiques. Cette corrosion confère au plagioclase une forme très esquilleuse.

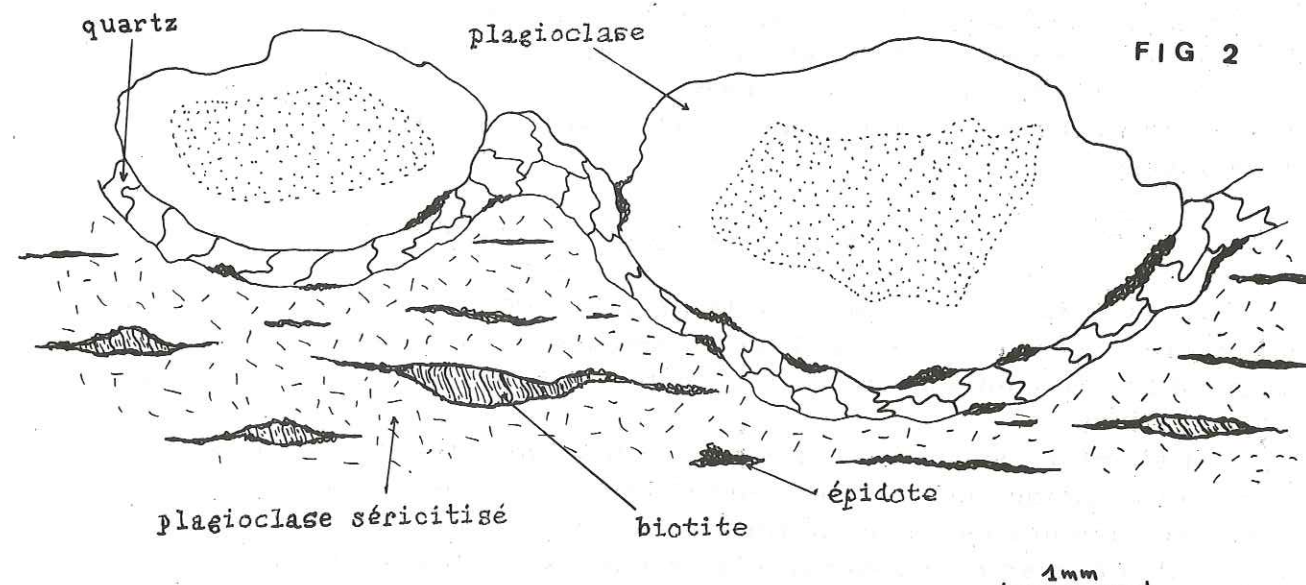


FIG 2

Figures de surcharge.

Elles sont observées dans les leptynites "varvées" du complexe leptyno-amphibolique (Légette du Grand Mont). Les plagioclases "détritiques situés à la base des niveaux leucocrates leptynitiques sont enchâssés dans les lits phylliteux.

II. 2 Les amphibolites.

On les rencontre dans le flanc ouest de la Légette du Grand Mont. Elles se présentent en bancs métriques interstratifiés dans les leptynites. On peut en distinguer de nombreux faciès suivant la disposition du matériel leucocrate au sein de la trame amphibolique : amphibolites massives, amphibolites rubanées, amphibolites à amandes leucocrates présentant un faciès d'agmatites. Tous ces termes peuvent exister au sein d'un même niveau amphibolique. Ces roches possèdent des faciès de migmatites hétérogènes ; cependant il semble que ces amphibolites ne font que mimer ces faciès et ne représentent pas de vraies migmatites. En effet, l'étude de leur gisement montre ces amphibolites intercalées entre des assises leptynitiques varvées qui ne présentent aucun phénomène migmatitique et conservent une texture et une structure originelles sédimentaires. De plus, il faut noter la rareté des orthoclases dans tous ces niveaux.

Au microscope les minéraux sont les suivants :

hornblende verte à 2V = 78-85°	sphène
oligoclase et andésine : An 15 à An 40	calcite
quartz	apatite
chlorite	séricite, épidote
	oxydes métalliques

La structure est granoblastique à granolépidoblastique ; la ségrégation en minéraux "blancs" et "colorés" se révèle au microscope très incomplète.

La hornblende verte est généralement de grande taille (1mm) à pléochroïsme Ng : vert-bleu et Np : vert-jaune ; ces cristaux sont souvent frangés d'épidote ; le plagioclase a une teneur en anorthite variant entre 15 et 40 %.

Les phénomènes rétro-morphiques sont souvent très importants : damouritisation des plagioclases, chloritisation des amphiboles.

Le quartz est très recristallisé et à extinction onduleuse.

Les sphènes sont très nombreux.

Contrairement aux leptynites, les amphibolites sont très peu affectées par la cataclase.

II. 3 Les gneiss et gneiss amphiboliques.

Ils constituent le sommet de la Légette du Grand Mont. Ces niveaux sont particulièrement affectés par les phénomènes tectoniques et la cataclase s'accompagne d'une rétro-morphose : chloritisation des biotites, damouritisation des plagioclases.

Il s'agit de roches granuleuses, à aspect dioritique, dans lesquelles l'orientation des cristaux est peu marquée et le mélange des minéraux ferro-magnésiens et felsiques est assez intime ; d'après D. Dondèy (1960) ce mélange résulterait d'un écrasement général de la roche suivi d'une recristallisation partielle des minéraux.

Au microscope la composition est la suivante :

quartz	séricite
plagioclase	épidote
albite	clinozoïsite
microcline	apatite
hornblende verte	calcite

biotite
chlorite

zircon (rare)

sphène très abondant

. Le quartz, peu abondant et très recristallisé, présente toujours une extinction onduleuse ; les plagioclases "nuageux" constituent le fond de la roche ; ils sont indéterminables car très altérés en calcite, séricite, épidote. Néanmoins leur altération et leur relief positif révèlent un pourcentage en anorthite assez élevé.

. Les microclines, microperthitiques, sont de grande taille et très poecilites ; ils englobent en effet de nombreux cristaux d'amphibole, de plagioclase et de biotite. Ils sont souvent fracturés avec cassures cimentées par de la calcite.

. La hornblende se présente en aiguilles allongées ou en prismes de 0,5cm de long renfermant de nombreuses inclusions de quartz, plagioclase, apatite.

. La biotite, brun-rougeâtre, est souvent chloritisée et parfois tordue et déchiquetée.

Dans certaines lames minces (15-4), le sphène, de grande taille est très abondant.

Les phénomènes cataclastiques sont très intenses et très nombreux (minéraux fracturés, tordus, déchirés) et s'accompagnent de recristallisations qui se localisent dans les microfractures : albite, calcite, quartz, chlorite.

II. 4 Les micaschistes et chloritoschistes.

Ces schistes mylonitiques jalonnent les accidents limitant le complexe leptyno-amphibolique. Les échantillons étudiés (H6-1, I5-2, I5-3) proviennent de la région du col de la Grand-Combe. Il s'agit de roches très feuilletées de couleur verte ou blanche dans lesquelles les phyllites occupent un volume prépondérant par rapport aux autres minéraux. On observe localement quelques ocelles leucocrates (1 à 2cm) allongées suivant le plan de schistosité qui confèrent à ces schistes une texture amygdalaire caractéristique. D'après les observations de terrain ces schistes dérivent soit de leptynites varvées (cf & II-1) et ils sont alors de couleur verte en raison de la présence de nombreuses biotites chloritisées dans la trame, soit de leptynites franches ; ils sont alors blanchâtres.

Au microscope la structure des micaschistes et la structure des schistes mylonitiques de la série verte sont identiques ; la seule différence notable entre ces deux faciès réside dans le nombre plus ou moins important de porphyroclastes : ceux-ci sont plus nombreux dans les schistes mylonitiques que dans les micaschistes.

III CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.

On remarquera tout d'abord la grande homogénéité de cette unité qui se compose essentiellement de deux termes disposés en alternance : des leptynites et des amphibolites.

III. 1 Minéralogie.

La minéralogie de ces roches est simple : les leptynites se composent essentiellement de porphyroblastes d'albite mâclés albite et albite péricline, de quartz, de microcline, de biotite, de muscovite ; par contre, les phénomènes de cataclase et de rétro-morphose sont très nombreux. Les amphibolites comprennent des plagioclases basiques (An de 15 à 40%), de la hornblende verte, du quartz, de la chlorite, de l'épidote et du sphène.

III. 2 Textures et structures.

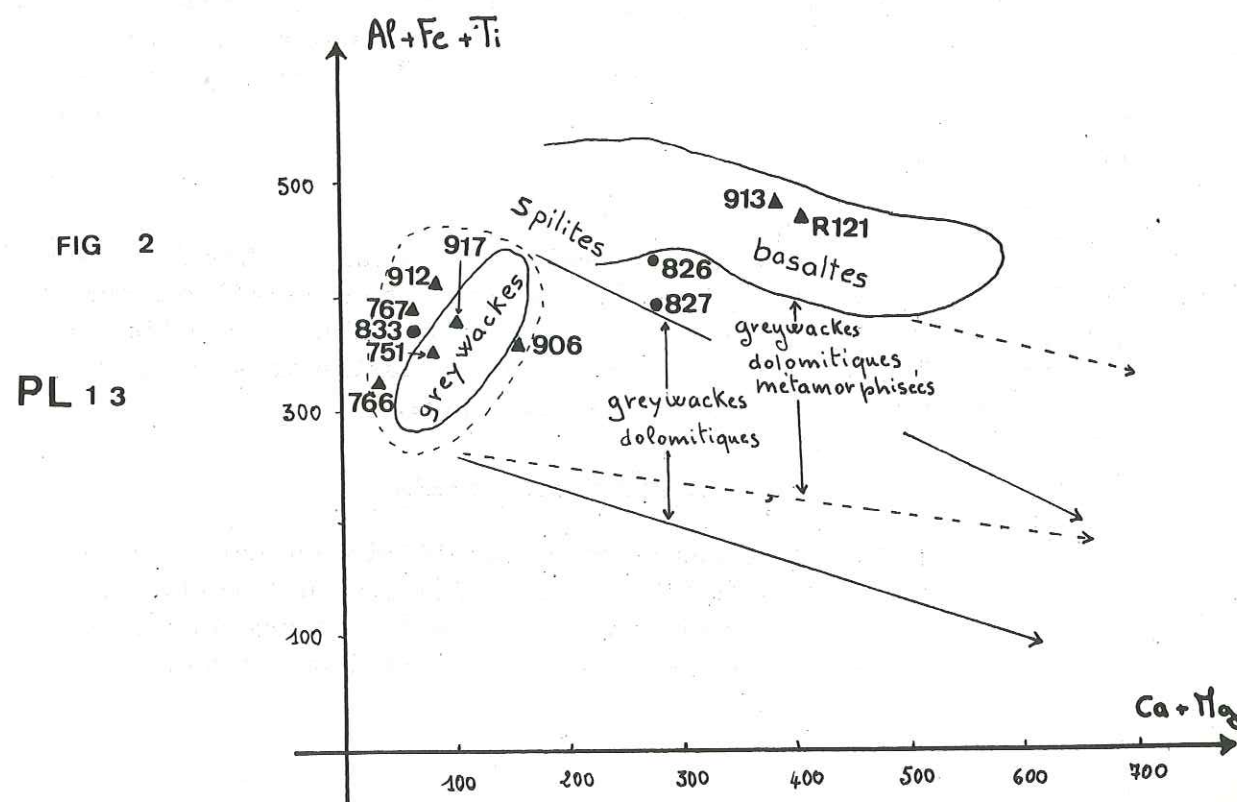
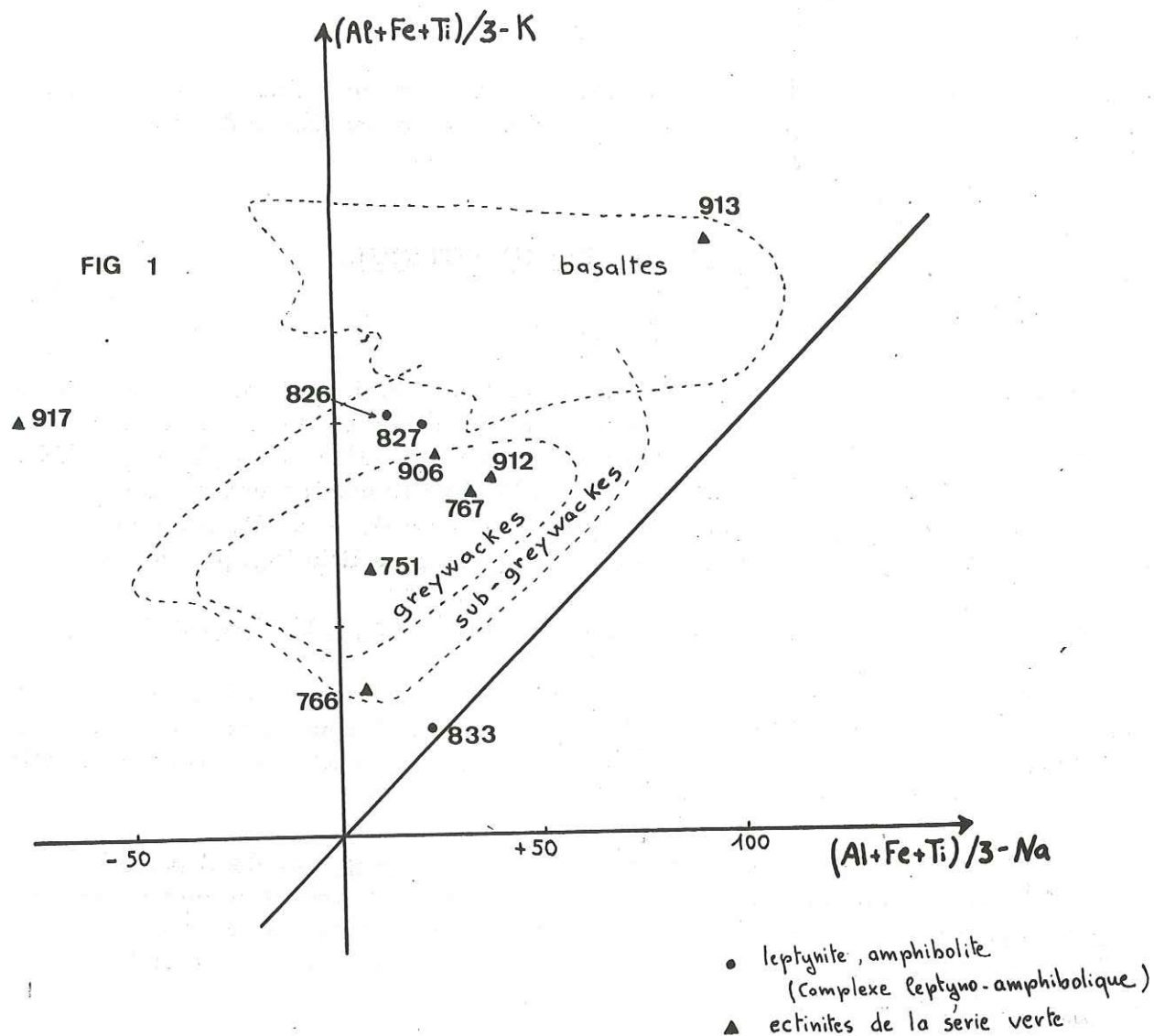
Les leptynites présentent une structure litée sédimentaire très caractéristique ; elle consiste en une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques blancs et de lits phylliteux verts ou bronzés. Ce rubanement donne à la roche un aspect varvé très typique. La structure détritique originelle est conservée ; elle se caractérise par la présence de mégacristsaux d'albite à mâcles complexes et de forme arrondie au sein d'une matrice quartzo-feldspathique microcristalline. Les figures sédimentaires de surcharge sont très nombreuses au sommet des niveaux phylliteux. Les amphibolites en bancs métriques sont interstratifiées dans les leptynites et présentent une extension latérale très discontinue.

III. 3 Déformations.

Toutes les lames minces montrent de nombreuses traces de cataclase : cristaux fracturés, tordus, déchirés, broyés et granulés. Dans les schistes mylonitiques (chloritoschistes) situés en bordure des accidents limitant le complexe leptyno-amphibolique une structure cataclastique fluidale se surimpose à la structure primitive. Des paragenèses nouvelles apparaissent par remplacement des minéraux anciens devenus instables (chloritisation des biotites, séricitisation des plagioclases) et par la néocrystallisation de minéraux en grains mêlés aux produits de la fracturation (albite, chlorite, quartz, calcite).

III. 4 Interprétation des faits.

Dans les leptynites les mégacristsaux d'albite à mâcles très complexes évoquent les albites des roches volcaniques dont ils possèdent à la fois les types de mâcles et la "silhouette". Ces roches à texture et structure sédimentaires et constituées de matériaux volcaniques correspondent certainement à d'anciens tufs ou grès pyroclastiques acides. Cette interprétation rend très bien compte des alternances observées : les niveaux phylliteux mélanocrates correspondent à des épisodes sédimentaires calmes, représentés par des dépôts argileux fins alors que les lits purement leptyniques sont synchrones d'éruptions volcaniques acides. Les figures de surcharge observées prouvent que le changement des conditions de sédimentation a été du fait des éruptions volcaniques, rapide. On peut rapprocher ces leptynites de celles décrites par D. Dondey (1960) dans le groupe de Saint Colomban (Belledonne méridionale) et surtout des "leptynites de Gavet" décrites par R. Michel et P. Berthet (1958) dans la vallée de la Romanche et interprétées par ces auteurs comme d'anciens tufs volcaniques acides remaniés ou comme d'anciens grès pyroclastiques. Dans un tel contexte



les niveaux amphiboliques correspondent certainement à des coulées volcaniques andésitiques ou basaltiques. Nous allons revoir ce problème dans l'étude géochimique.

IV. ETUDE PETROGENETIQUE.

IV. 1 Etude géochimique.

Pour tenter de confirmer ou d'infirmer les discriminations établies lors de l'étude pétrographique nous avons repris trois analyses de C. E. Ehrström effectuées à partir d'échantillons de leptynite (analyse 833) et d'amphibolites (analyses 826 et 827) prélevés dans la vallée de l'Isère (dans les environs de Cevins). Nous utiliserons les diagrammes géochimiques de H. de la Roche pour déterminer à partir du chimisme de ces roches leur origine lithologique initiale.

IV. 1 a - Diagramme (Al+Fe+Ti)/3 - K, (Al+Fe+Ti)/3 - Na (cf fig 1 pl. 13)

Dans ce diagramme les analyses des amphibolites 826 et 827 se projettent dans une zone intermédiaire entre le pôle des basaltes et le pôle des greywackes alors que l'analyse de la leptynite 833 se situe à la limite du domaine éruptif et du domaine sédimentaire.

IV. 1 b - Diagramme Al+Fe+Ti, Ca+Mg (cf fig 2 pl. 13)

Ce diagramme nous permet de faire les mêmes constatations que pour le diagramme précédent : le chimisme des amphibolites se situe à la limite du domaine des greywackes dolomitiques métamorphosées et celui des basaltes alors que la leptynite tombe dans la zone des greywackes.

IV. 1 c - Diagramme Al/3 - K, Al/3 - Na (cf pl. 10)

Les amphibolites dont les points représentatifs sont situés dans la zone de volcanisme intermédiaire (entre volcanisme alcalin sodique et volcanisme calco-alcalin) correspondent probablement à des données volcaniques andésitiques. La leptynite se place à la limite du domaine plutonique ou volcanique et de la zone sédimentaire.

IV. 1 d - Conclusions.

Bien que très fragmentaires, en raison du faible nombre d'analyses à notre disposition, les résultats de cette étude confirment et complètent ceux de l'étude pétrographique à savoir : le complexe leptyno-amphibolique est issu d'un ensemble volcano-sédimentaire constitué de grès pyroclastiques ou de tufs acides et de coulées volcaniques probablement andésitiques.

IV. 2 Le métamorphisme général.

L'étude pétrographique nous a permis de définir les associations minéralogiques des diverses formations cristallophylliennes de la région. Nous allons tenter de préciser grâce à ces diverses paragenèses et aux isogrades le stade et la zone de métamorphisme responsable de leur genèse (cf chap. III Série Verte).

IV. 2 a - Les paragenèses observées.

L'étude pétrographique a mis en évidence la présence de phénomènes cataclastiques qui ont produit une déstabilisation des minéraux anciens, et une néocristallisation de minéraux en grains.

Pour définir la paragenèse métamorphique primaire il est donc nécessaire de retrancher à l'assemblage minéralogique observé :

+ les minéraux de rétro-morphose : chlorite, damourite, séricite, épidote, calcite et quartz (en partie);

+ les minéraux de recristallisation situés dans les zones de pression minimale : albite de néoformation, quartz (en partie), calcite, chlorite et mica blanc.

On obtient les paragenèses suivantes :

+ quartz, albite, microcline, biotite, muscovite, épidote;

+ quartz, albite, biotite, microcline, muscovite;

+ quartz, hornblende verte, plagioclase, biotite, microcline, sphène;

+ quartz, hornblende verte, andésine, sphène, épidote.

De plus, F. Carme (1970) a mis en évidence dans la coupe du "synforme" d'Allemont correspondant à ce même ensemble la présence de disthène et de staurotide.

IV. 2 b - Classification du métamorphisme. (cf pl. 14)

Dans les amphibolites (anciennes roches basaltiques ou andésitiques) la composition du plagioclase coexistant avec la hornblende est d'environ An 30. L'isograde An 30 + hornblende verte est donc atteint.

La présence de staurotide et surtout de disthène dans une série assimilée à notre complexe leptyno-amphibolique (cf Carme 1970) et la non-anatexie de tout cet ensemble nous permettent d'évaluer les conditions approchées du métamorphisme du complexe leptyno-amphibolique.

En admettant Ps = PH₂O nous avons Ps 6,5 Kb

T = 600 à 630°C

Ces conditions de pression et de température sont très voisines de celles évaluées pour le métamorphisme blastomylonitique.

IV. 3 Le métamorphisme cataclastique.

La rétro-morphose liée au métamorphisme cataclastique est très importante dans tout cet ensemble, elle se localise surtout en bordure des accidents limitant le complexe leptyno-amphibolique. Cette rétro-morphose se traduit par la déstabilisation des minéraux anciens (chloritisation des biotites, séricitisation des plagioclases) et par l'apparition de paragenèses nouvelles de faciès schistes verts (albite, quartz, calcite, séricite, chlorite, épidote.). On peut rapprocher ce métamorphisme cataclastique de celui affectant le complexe blastomylonitique et probablement, du moins en partie, anté-Stéphaniens.

Chapitre IV : LA SERIE VERTE

I. INTRODUCTION.

I.1 Situation géographique et géologique.

Dans le Beaufortin la série verte affleure dans plusieurs massifs : Outray, Grande Côte de Boudin, Cret Bron, Ner Char. Elle forme une bande orientée NNE-SSW de 2 km de longueur maximale. Les relations entre la série verte et les autres ensembles sont partout tectoniques. En effet la limite ouest est constituée par le "synclinal médian", tandis qu'à l'Est un accident pinçant des terrains houillers et mésozoïques la sépare :

- au Nord du complexe blastomylonitique (secteur col du Pré, massif de l'Outray),
- au Sud du complexe leptyno amphibolique (cf. carte 27 (secteur de la Grande Combe, ardoisières de Cévins et de la Bathie).

En outre il existe une très grande discontinuité métamorphique et structurale entre la série verte et les autres formations.

I.2 Historique

La première synthèse sur cette formation fut établie par P. et Cl. Bordet 1953. A l'intérieur de celle-ci ces auteurs individualisèrent trois ensembles :

- la série verte inférieure qui n'affleure pas dans la région étudiée ;
- la série verte moyenne constituée d'amphibolites ou gneiss amphiboliques ;
- la série verte supérieure comprenant des faciès variés :
 - + schistes verts (prasinites, ovardites),
 - + schistes quartzeux gris,
 - + schistes noirs ardoisiers ou graphiteux.

Signalons tout de suite que ces auteurs ont montré l'origine volcano-sédimentaire de cette formation.

Récemment F. Carme (1965) dans l'étude du massif du Taillefer a mis en évidence une discordance cartographique, marquée par des conglomérats, entre la série verte au dessus et le complexe leptyno-amphibolique au dessous. De plus, d'après cet auteur, ces séries s'opposent par leurs caractères microstructuraux. De la sorte F. Carme est conduit à faire une coupure d'ordre stratigraphique entre série verte supérieure d'une part et série verte moyenne (ou complexe leptyno-amphibolique) qu'il considère comme anté-hercynien. Tout au long de ce travail nous entendrons par série verte la série verte supérieure de P. et Cl. Bordet (cf. tableau des corrélations entre les différentes nomenclatures, chapitre "Introduction et généralités").

I.3 Observations générales

Les observations qui vont suivre proviennent de diverses coupes E-W effectuées dans les secteurs suivants : Grande Côte de Boudin, signal de Bersend, vallée du Doron entre les Cernix et les Fontanus et surtout près du sommet 2174 entre le col de la Bathie et le col de la Grand Combe.

-a) Les ectinites

Sur le terrain cet ensemble se caractérise par sa très grande homogénéité, sa couleur verte dominante avec toutefois des niveaux gris interstratifiés.

Toutes ces roches ont une texture fine et se présentent sous l'aspect de schistes fins rubanés, de schistes quartzeux, de quartzites plus ou moins phylliteux et de silts varvés bleu-vert. Les faciès à caractère rythmique sont très abondants.

Nous distinguons parmi ces ectinites trois grands ensembles d'après leur origine :

+ les roches d'origine pyroclastique : ce sont les plus représentées : il s'agit de schistes verts plus ou moins rubanés, de schistes quartzeux gris, de silts varvés bleu-vert ;

+ les roches d'origine "purement" sédimentaire ne constituent que de petits niveaux ou lentilles disséminés dans la puissante formation volcano-sédimentaire ; il s'agit de schistes noirs ardoisiers ou graphiteux, de cipolins et de microconglomérats ;

+ les roches éruptives à structure conservée : on les rencontre en affleurements très ponctuels et de faible volume ; elles s'intercalent dans des niveaux de silts varvés bleu-vert. Il s'agit de sills doléritiques.

-b) Le granite du Roc Blanc :

Il constitue une bande de 500 m de large qui s'intercale à l'intérieur de la série verte et s'allonge suivant l'axe de la chaîne. Il s'agit d'un granite intrusif porphyroïde. Nous étudierons ce granite dans le chapitre des roches éruptives.

II. DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES D'ECTINITES :

Nous référons essentiellement aux études faites par Cl. Bordet (1961) et nous ne décrirons que les faciès dont les caractères pétrographiques apportent des éléments nouveaux pour préciser l'origine de ces roches.

II.1 Les roches d'origine pyroclastique

Elles constituent une puissante formation homogène de schistes verts et gris.

-la) Les schistes verts

Ce sont les plus représentés d'où le nom de série verte par opposition à la série satinée.

+ Caractères lithologiques. Ces schistes sont de plusieurs types : schistes fins, schistes rubanés, silts varvés.

Dans ces divers faciès les figures de sédimentation sont nombreuses, en particulier :

- granoclassement : il peut être utilisé comme un critère de polarité. Bancs polyséquentiels et calibrage restent les caractères les plus fréquents. Ce granoclassement caractérisé les alternances rythmiques ou cycliques (cf. fig. 1, pl. 15).

- galets silteux : il s'agit d'anciens bancs pélagiques remaniés, peut-être par intervention de courants de turbidité dont le déclenchement serait lié à des séismes accompagnant les éruptions volcaniques (cf. fig. 2, pl. 15).

- laminites : ce sont des figures "d'intérieur" de bancs dues à des phénomènes de glissements synchrones de la sédimentation (cf. fig. 3 pl. 15) ;

- litages : ils sont réguliers et aucun litage entrecroisé n'a été observé ;

- figures de base de bancs : nos recherches ont été infructueuses ;

- faciès pélagiques : les silts varvés de couleur bleu-vert, sans figures de sédimentation, marquent des épisodes calmes.

En définitive, par ses caractères lithologiques (grande uniformité de faciès, sédimentation rythmique avec figures de sédimentation dynamique) la série verte est comparable à un flysch.

+ aspect microscopique

- Les silts varvés : l'échantillon choisi (H5-1) provient du sommet 2174 près du col de la Bathie (cf. fig. 1 pl. 16).

Ces roches se révèlent au microscope entièrement constituées d'une matrice micro ou cryptocristalline chloriteuse ou épidotique au sein de laquelle il ne subsiste que des fragments esquilleux de quartz. L'origine sédimentaire est attestée par la présence d'alternances phylliteuses et quartzo feldspathique

La composition minéralogique est la suivante : quartz, chlorite, épidote, albite, mica blanc, tourmaline, oxydes métalliques.

- schistes verts feldspathiques : l'échantillon type (B3 a-1) provient des Fontanus en rive droite du Doron de Beaufort.

Ce type diffère de l'échantillon H5-1 par une structure plus nettement détritique et par la taille des éléments.

La composition est la suivante :

minéraux détritiques :	matrice :
quartz	chlorite
plagioclase	albite
microcline	épidote
apatite	stipnomélane
zircon	

Commentaire de la planche 15

Fig. 1 - Granoclasement observé dans des silts entre le Col de la Bathie et le sommet 2174. Ces alternances rythmiques confèrent à ces roches un aspect varvé très caractéristique.

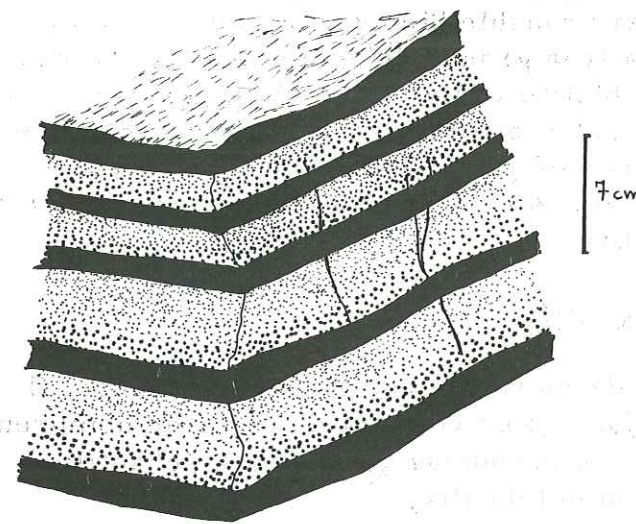


FIG 1

GRANOCLASSEMENTS

Fig. 2 - Galets silteux dans des silts varvés.

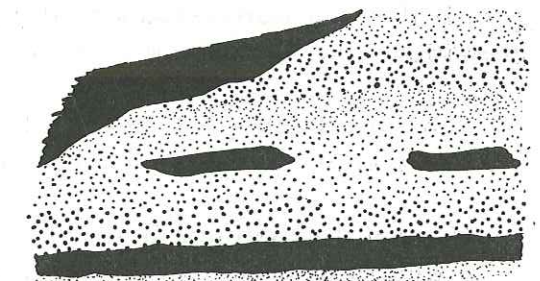


FIG 2

GALETS SILTEUX

Fig. 3 - Laminites, figures "d'intérieur" de bancs dues à des phénomènes de glissements synchrones de la sédimentation.

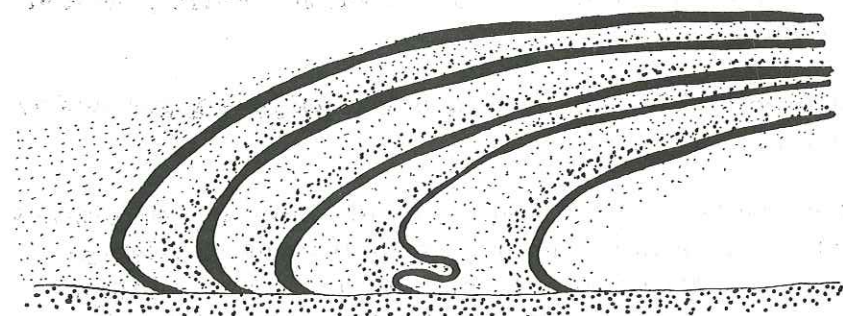


FIG 3

LAMINITES

Les plagioclases sont très séricitisés et très cataclasés.

Le quartz, bien que très recristallisé, garde encore des formes esquilleuses. La présence de stilpnomélane est probable bien que sa détermination reste sujette à caution en raison de la très grande difficulté qu'il y a à différencier optiquement ce minéral de la biotite verte. Dans la lame B3a-1 le stilpnomélane constitue des tables rectangulaires très réfringentes et fortement colorées dans les tons verts. Les clivages p (001) sont nets. En lumière polarisée la biréfringence est très forte, toutefois nous n'observons pas les irrégularités caractéristiques de la biotite.

-1b) Les schistes quartzeux gris

Ce faciès affleure largement à partir du Cret Bron jusqu'aux Cernix. Il est à remarquer que cette formation homogène contient en outre de nombreux niveaux graphiteux (cf. fig. 1 p 116). Nous prendrons pour type l'échantillon W1 prélevé à Le Darbet sur la route du col du Pré.

+ Macroscopiquement c'est une roche grise, friable, très schistifiée. On y voit de très nombreux nodules de quartz, ainsi que de petits cristaux noirs d'épidote qui soulignent l'orientation de la roche.

+ Au microscope, malgré l'importance des déformations et du métamorphisme, les structures détritiques sont très largement conservées.

Nous y distinguons deux parties :

- des éléments détritiques : minéraux et fragments de roches éruptives
- une matrice microcristalline.

+ Les minéraux détritiques sont de forme anguleuse et même esquilleuse. Il s'agit d'un caractère primaire, mais peut-être aussi acquis en partie par corrosion de la matrice. La proportion de ces éléments est supérieure à 50 % de la roche. Il s'agit de quartz, plagioclase, feldspath alcalin, limonite, hématite, apatite et zircon.

- Le quartz est en quantité variable ; les fragments grossiers à extinction onduleuse sont très nombreux.

- Les plagioclases acides (An 13 à 14 %) sont souvent limpides, à macles simples (albite et Carlsbad), et néanmoins riches en inclusions de séricite et d'épidote. Ils peuvent parfois être entourés par une couronne albitique claire et des phénoclastes d'épidote (cf. fig. 4 pl. 17). L'épidote débordé très souvent les plagioclases et constitue des phénoblastes de clinozoisite qui se comportent comme des "objets" antéschisteux avec "queue" de cristallisation de chlorite. D'après les observations de Martini (1968), faites sur les greywakes alpines, la plupart de ces plagioclases acides résultent de l'albitisation secondaire de plagioclases basiques préexistants. Il a observé en particulier des plagioclases basiques, zonés à l'origine, envahis par de l'albite limpide. Cette albitisation va de pair avec l'apparition de petits porphyroblastes d'épidote (clinzoisite et pistacite) disposés à l'intérieur, en bordure ou même à la limite des plagioclases albitisés. Cette blastèse d'épidote engendre aussi des phénoblastes qui miment des grains détritiques. Ces éléments se com-

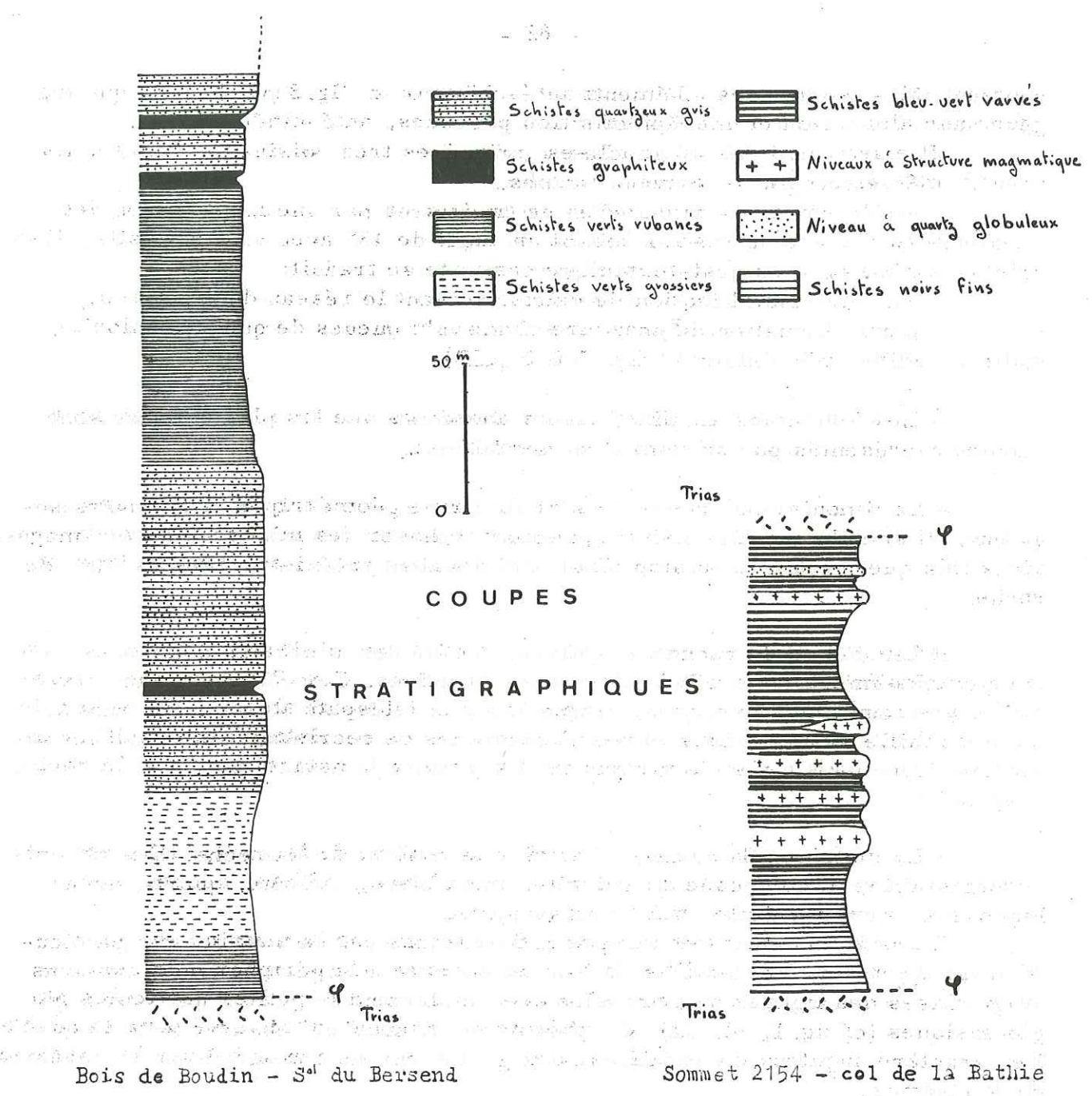


FIG 1

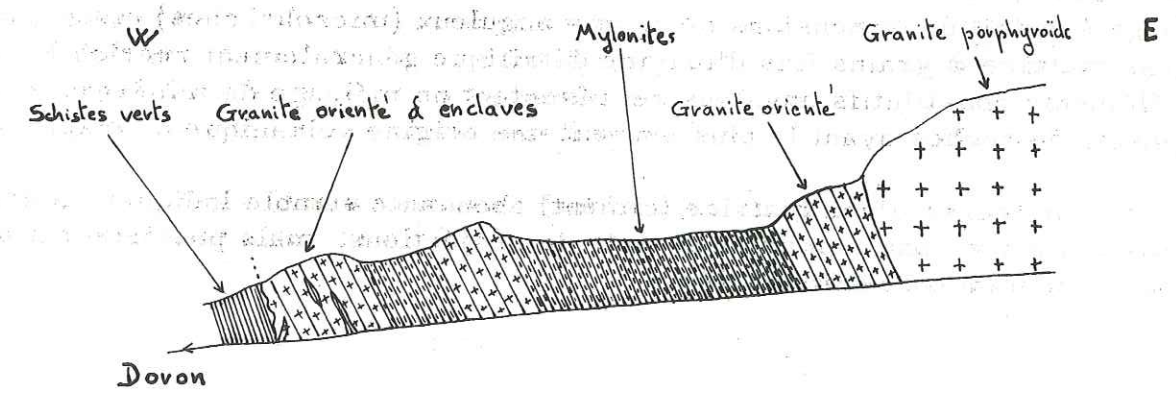


FIG 2 Coupe Schématique du Contact W granite du Roc Blanc. Séric Verte

portent alors comme des éléments antéschisteux (cf fig. 3 pl. 17), ce qui suggère une albitisation et une épidotisation précoces, anté-cinématiques.

Il existe aussi des plagioclases primaires très voisins de l'albite; ils sont à mâcles complexes souvent tordues.

Les déformations rupturales se traduisent par une fracturation des plagioclases suivant un réseau faisant un angle de 45° avec la schistosité. Une cristallisation syn- ou post-tectonique cassante se traduit:

- + par une cristallisation de calcite suivant le réseau de fractures,
- + par la formation de "pressure shadows": queues de quartz, chlorite, calcite, albite, mica blanc (cf fig. 1 & 2 p. 17).

- Les feldspaths alcalins, moins abondants que les plagioclases sont surtout représentés par du microcline perthitique.

- La limonite ou l'hématite sont de forme géométrique, à contours anguleux. Il semble qu'elles doivent pseudomorphoser des minéraux ferro-magnésiens tels que pyroxène ou amphibole qui devaient préexister dans ce type de roche.

+ Les débris de roches éruptives. A côté des minéraux détritiques, on trouve; disséminés, des débris de roches éruptives. Ces éléments sont essentiellement constitués de quartz, plagioclases et feldspath alcalin. En raison de la petite taille de ces débris et des phénomènes de recristallisation qui les affectent, il ne nous a pas été permis de déterminer la nature exacte de la roche originelle.

+ La matrice. Sa nature détermine la couleur de la roche. Elle est microcristalline et composée de chlorite, mica blanc, épidote, quartz, sphène leucoxène, rutile, calcite, minéraux opaques.

Le remplacement des minéraux détritiques par la matrice est particulièrement net dans l'échantillon D 9-3: on observe à la périphérie de certains plagioclases des figures de corrosion avec isolement de petites particules plagioclasiques (cf fig. 1, pl. 12). Ce phénomène a aussi été observé pour le quartz. Le caractère anguleux ou esquilleux des grains est donc exagéré par la corrosion de la matrice.

- 1c) Conclusion

Par leurs caractères pétrographiques la plupart des roches constituant la série verte se rapprochent des greywakes, qui, selon S. Dzulinski et Ek. Walton (1965), sont "des roches détritiques, exclusivement marines comportant un large éventail de dimensions de grains anguleux (microbrèches) cimentés par une matrice à grains fins d'origine détritique généralement recristallisée. Les éléments constitutifs anguleux représentent un mélange de minéraux et de fragments de roches ayant le plus souvent une origine volcanique ou magmatique".

La présence d'une matrice (ciment) abondante semble indiquer un dépôt non pas primaire, par retombée directe de projections, mais postérieur à un certain remaniement sédimentaire.

II-2 Les roches "purement" sédimentaires:

Si ces roches sont négligeables du point de vue volumétrique, par contre leur présence nous renseigne sur les conditions de milieu qui régnaient lors de tous ces dépôts.

Elles comprennent des calcaires cristallins, des schistes ardoisiers et graphiteux, des conglomérats et des quartzites.

- 2a) Les calcaires cristallins: Ils ne se rencontrent pas dans le Beaufortin, mais Cl. Bordet (1961) en décrit plus au Sud (galerie Isère-Arc).

Ils se présentent en bancs ou lentilles interstratifiés dans les schistes verts. Ces roches carbonatées paraissent être des accidents stratigraphiques à extension latérale réduite. Ce sont des roches blanchâtres très cristallines. p 112

- 2b) Les schistes graphiteux et ardoisiers:

On les trouve dans la grande côte de Boudin, le signal du Bersend. Ces niveaux graphiteux se présentent en bancs métriques interstratifiés dans les schistes verts ou gris. Ils sont très tectonisés et ont souvent joué en niveaux de décollement.

Très souvent, il se produit à la surface de ces schistes une exsolution de soufre. Nous renvoyons aux études de Cl. Bordet (1961 p. 48-49-50) pour la description des principaux faciès.

- 2c) Les conglomérats: Ils sont très localisés; on les rencontre au lieu dit les Envers (à 400m au SE d'Arèches).

La roche peut être compacte ou friable, les galets se déchaussant facilement. Le ciment a tous les caractères d'une arkose grossièrement détritique, les galets de taille centimétrique sont allongés suivant la schistosité et intimement moulés par celle-ci.

Il est intéressant de recenser les types pétrographiques représentés par ces galets; ce sont par ordre d'importance:

- + des granites fins à deux micas;
- + des quartz blancs ou parfois noirs;
- + des quartzites.

Nous n'avons pas mis en évidence la présence des galets de roches volcaniques.

- 2d) Les quartzites: ils se rencontrent au voisinage des conglomérats ils sont grossiers, plus ou moins phylliteux, et contiennent un peu de calcite, ainsi que de nombreux cubes de pyrite.

Commentaire de la planche 17

Fig. 1 & Fig. 2 - Fracturation dans le plagioclase

Les débris sont déplacés, inclinés et ils font un angle de 45° avec la schistosité. Une recristallisation de calcite soude ces divers éléments.

Fig. 3 - Epidote

Elle se comporte comme un minéral antéschisteux, avec "queue" de recristallisation de chlorite et de séricite.

Fig. 4 - Plagioclase frangé d'une auréole d'albite limpide

Cette albitisation va de paire avec l'apparition de nombreux porphyroblastes d'épidote à sa périphérie.

FRACTURATION ET ALBITISATION DANS LE PLAGIOCLASE

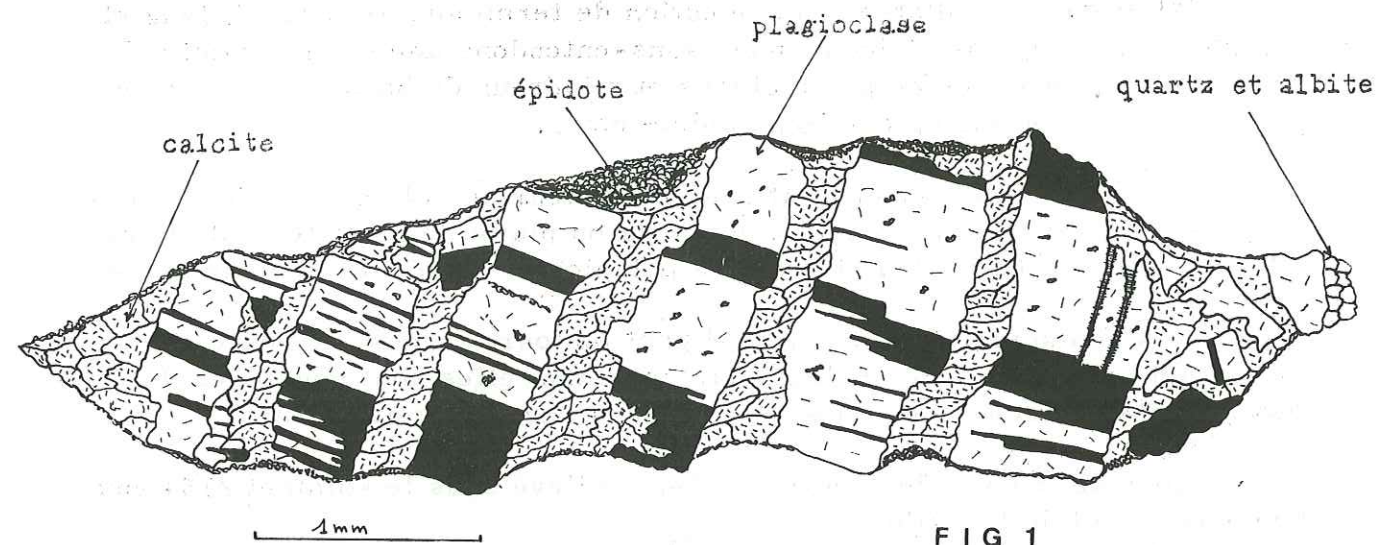


FIG 1

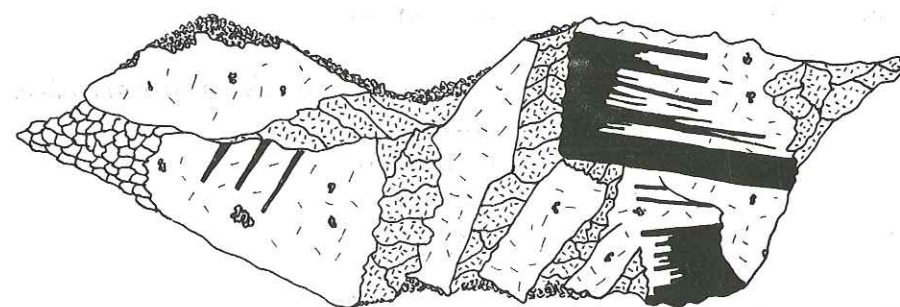


FIG 2

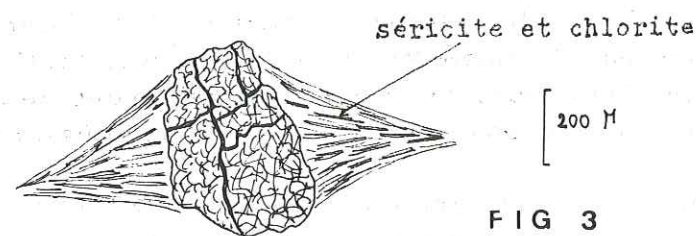


FIG 3

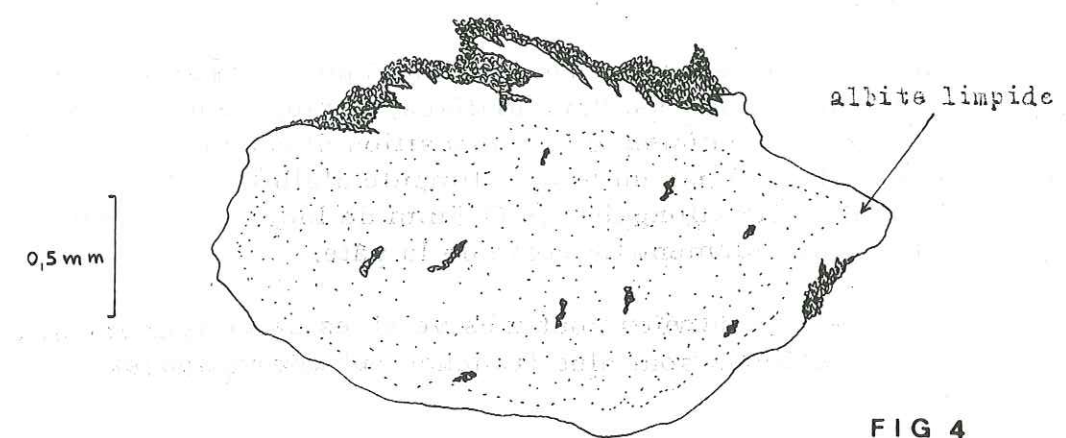


FIG 4

II-3: "Les roches éruptives à structure conservée":

Les diabases

Il se pose tout d'abord une question de terminologie: avec J. Jung et R. Brousse (1959), par diabase, nous nous entendons une roche éruptive à plagioclase et pyroxène ou plagioclases et minéraux de basse température tels que : chlorite, actinote, calcite, épidote etc...

Ces roches se rencontrent dans le secteur du col de la Bathie, col de la Grand Combe; elles constituent des sills ou plutôt des lentilles, de faible volume, interstratifiés dans les faciès pélagiques varvés de la série verte.

Les contacts avec l'encaissant sont toujours francs. A l'oeil nu ces roches sont massives, de couleur gris verdâtre; elles sont ponctuées de cristaux soit clairs, soit foncés disséminés dans une pâte à grain fin.

Nous décrivons l'échantillon H5-2 prélevé sous le sommet 2154 aux environs du col de la Bathie.

Au microscope, la structure est microlithique porphyrique: la composition est la suivante:

Les phénocristaux	mésostase
- biotite	- plagioclase très damouratisé
- actinote	- actinote
	- épidote
	- calcite
	- apatite

Les phénocristaux

+ La biotite en grands cristaux bruns-rouge à pléochroïsme faible contient de très nombreuses inclusions de rutilé mâclé sagénite. Ces biotites sont souvent décolorées à leur périphérie, avec exsolution d'oxydes de fer. On note la présence de golfes de corrosion sur les bords de certains cristaux;

+ L'actinote se présente en grands cristaux incolores en LN et à biréfringence faible. Les contours sont très souvent diffus et corrodés par la pâte feldspathique. Certains cristaux sont complètement transformés en calcite, chlorite et oxydes de fer.

+ La mésostase est essentiellement feldspathique et consiste en un enchevêtrement de feldspaths flous très damouratisés, parfois zonés. Les rares mesures effectuées semblent indiquer une composition d'andésine. Ces feldspaths sont généralement bordés par un liseré limpide d'albite. L'actinote forme de nombreuses aiguilles allongées de 0,5 mm de long. La chlorite, la calcite, l'épidote et l'apatite forment le reste de la pâte.

Toutes les roches rencontrées sont très voisines de ce type; seule la structure peut varier; certaines sont plus franchement microgrenues

tandis que d'autres sont plus microlithiques.

Ces roches très localisées, à structure microgrenue ou microlithique porphyrique sont vraisemblablement des roches intrusives filoniennes: dolérites ou ophites.

III - ETUDE GEOCHIMIQUE

Pour tenter de confirmer ou d'infirmer les discriminations établies lors de l'étude pétrographique et pour préciser certains caractères sédimentologiques nous avons fait exécuter 4 analyses chimiques et repris certaines analyses de CE. Ehrström (1972) et Cl. Bordet (1961).

III-1: Utilisation des diagrammes géochimiques de H. de la Roche

Ces diagrammes seront utilisés pour déterminer à partir du chimisme de la roche son origine. Ceci n'est possible que si l'on accepte la notion d'isochimisme des roches au cours de leur évolution métamorphique.

III-1-a) diagramme: (Al + Fe + Ti)/ 3-K, (Al + Fe + Ti)/ 3-Na
(pl. 13 - fig. 1)

Il permet d'individualiser deux groupes:

- le premier rassemble tous les faciès de schistes verts et gris, qui tombent dans le domaine des graywakes;
- le second comprend les faciès de roches éruptives à structure conservée et s'inscrit dans le champ des basaltes. Seul l'échantillon 917 se singularise par un excès de soude; pétrographiquement, il correspond à un faciès où les phénomènes d'albitisation sont très importants (cf. description échantillon W1).

III-1-b) diagramme: (Al + Fe + Ti, Ca + Mg) (cf. fig. 2, pl. 13)

Il permet de faire les mêmes constatations que sur le diagramme précédent.

III-2: Les greywackes :

Ces roches sont particulièrement riches en silice (65% en moyenne), pauvres en alcalins (pourcentage proche de 5%) et toujours plus sodiques que potassiques.

L'absence ou la pauvreté en corindon normatif des échantillons 917 et 906 témoigne de l'absence d'une phase argileuse sédimentée, ce qui fait présumer un milieu peu profond. D'ailleurs ces faciès sont situés au voisinage des schistes graphiteux.

Par contre, dans les autres échantillons, le pourcentage de corindon normatif dépasse 5%, ce qui indique une phase argileuse sédimentée très importante. Ces résultats sont en accord avec nos observations lithologiques et pétrographiques: il s'agit de silts fins, plus ou moins varvés indiquant des horizons pélagiques; la matrice ou le ciment y sont très abondants.

III-3) Les diabases

Ces roches tombent dans le domaine des basaltes (cf. diagrammes) Le pourcentage de silice est faible; par contre, la norme fait apparaître un peu de quartz virtuel (3,6%), ce qui est caractéristique des dolérites. Il s'agit des roches les plus basiques que l'on rencontre au sein de cette formation. La teneur en MgO est forte (9%) tandis que celle en Na₂O reste faible. Tous ces caractères sont typiques de roches de filons.

Les résultats de cette étude géochimique confirment et complètent ceux de l'étude pétrographique. Les roches éruptives à structure conservée correspondent donc à des venues de roches intrusives filoniennes: dolérites ou ophites.

IV - CONCLUSIONS - ASPECT PETROGENETIQUE

Il convient maintenant, après les descriptions des pages précédentes, d'une part, de faire le bilan des caractères pétrographiques et géologiques de la série verte, d'autre part de retracer son évolution.

IV-1 - Nature des roches

Dans le Beaufortin, la série verte constitue un ensemble monotone, à caractère flyschoidé, de produits essentiellement détritiques et constitués de dépôts rythmiques de schistes rubanés, de cinérites, de tufs et de greywackes bien granoclassées. Seuls quelques niveaux conglomératiques et de schistes noirs graphiteux viennent rompre cette monotonie. A ces roches détritiques à faciès culm sont associées des roches intrusives de type filonien: diabases ou dolérites microlitiques à microgrenues porphyriques.

IV-2 - Le métamorphisme général antéwestphalien

Ce métamorphisme est qualifié de "général" car il s'applique sur une région entière, c'est à dire sur des masses de matériaux bien plus importantes que ne le fera par la suite le métamorphisme cataclastique post-hercynien.

Nous allons tenter de déterminer, grâce aux différentes paragénèses observées et à l'aide des isogradés, les caractères de ce métamorphisme, c'est à dire à fixer le champ des températures et pressions dans lequel il s'est déroulé.

Nous utiliserons pour cela les stades de métamorphisme de H. G. F. Winkler (1970). Cette classification est fondée sur les isogradés; ces isogradés définissent quatre grandes divisions de température et de pression de stade métamorphisme: très faible, faible, moyen et fort. Dans chaque stade de métamorphisme les isogradés des roches de compositions diverses constituent un canevas de métamorphisme (cf. pl. 14).

IV-2a - Etude des paragénèses

La série verte constitue un ensemble chimiquement homogène, formé à partir de roches volcaniques qui ont cristallisé à haute température. D'après Turner (1968) in Caby p. 381 (1970), de telles roches se transforment lors du métamorphisme à la suite de réactions exothermiques qui permettraient au métamorphisme de progresser sans apport de chaleur.

IV- 2a1 - Modifications minéralogiques entraînées par le métamorphisme

Le métamorphisme général se traduit de diverses façons:

- dans les roches pyroclastiques par:

+ une cristallisation de la matrice en un assemblage microcristallin composé de quartz, albite, calcite, séricite, épidote, stilpnomélane;

+ une albitisation des plagioclases primaires; ceux-ci sont envahis par des phénoblastes bourgeonnants d'albite limpide et des phénoblastes millimétriques d'épidote. Cette épidote peut parfois déborder les plagioclases et se comporter alors comme des éléments anté-schisteux avec "queues" de cristallisation de chlorite.

Toutes ces roches ne possèdent pas de foliation nette; les micas restent microscopiques et nous n'observons pas de ségrégations lit par lit. Ces roches gardent leur texture litée primaire et la structure sédimentaire détritique est très largement conservée;

- dans les roches magmatiques par une réomorphose:

+ décoloration ou chloritisation des biotites avec exsolution de titane sous forme de sphène et / ou de rutile mâclé sagénite en épitaxie sur les biotites.

+ la clinzoïsite se développe en petits porphyroblastes dans toute la roche;

+ les microlites feldspathiques sont albitisés. Toutefois ces roches conservent une texture et une structure de roches éruptives.

IV - 2a2 - Les différentes paragenèses

Pour définir les paragenèses métamorphiques, il est nécessaire de retrancher à l'assemblage minéralogique de ces roches:

- les minéraux primaires d'une part: plagioclases, feldspath alcalin, quartz (en partie) dans les roches pyroclastiques, d'autre part plagioclases, biotite, amphibole pour les roches magmatiques.

- les minéraux de rétroformation ou de néoformation post-cataclastique et en particulier calcite, chlorite et albite.

On obtient alors les associations suivantes:

- quartz - albite - calcite - mica blanc - chlorite
- quartz - albite - épidote - mica blanc - chlorite-stilpnomélane
- quartz - albite - mica blanc - chlorite
- quartz - albite - épidote
- quartz - albite - épidote - actinote - chlorite

IV - 2 b - Classification du métamorphisme au moyen des isogrades

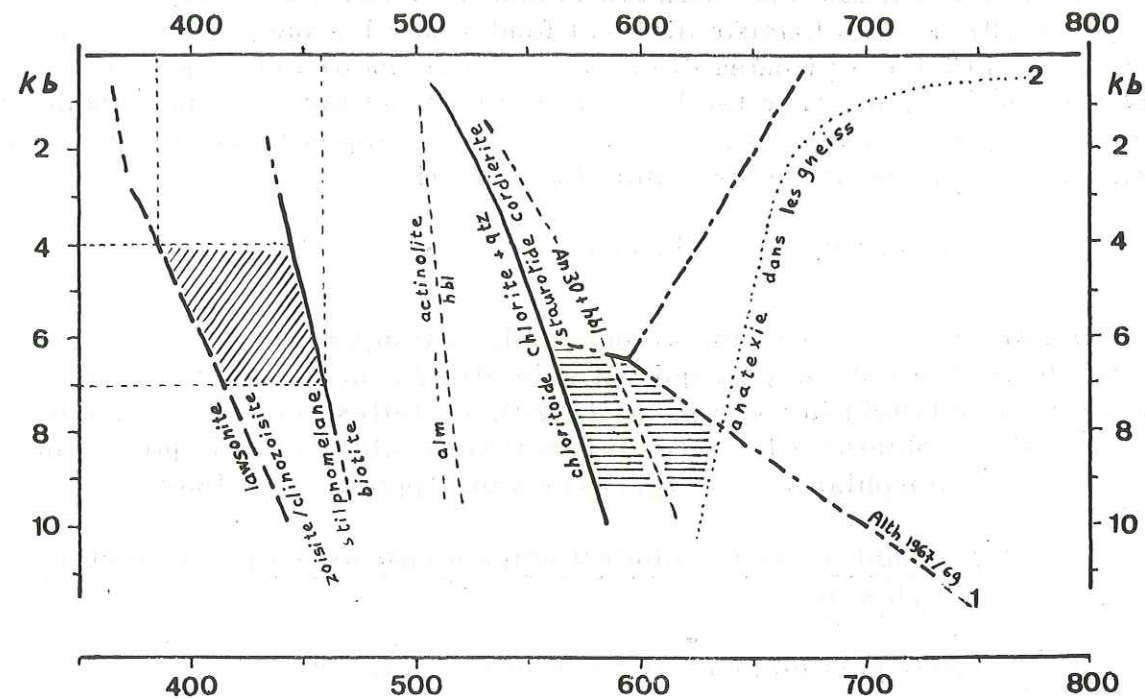
Les diverses paragenèses observées nous montrent:

- une présence constante de clinozoïsite ou zoïsite;
- l'absence de biotite remplacée par le stilpnomélane.

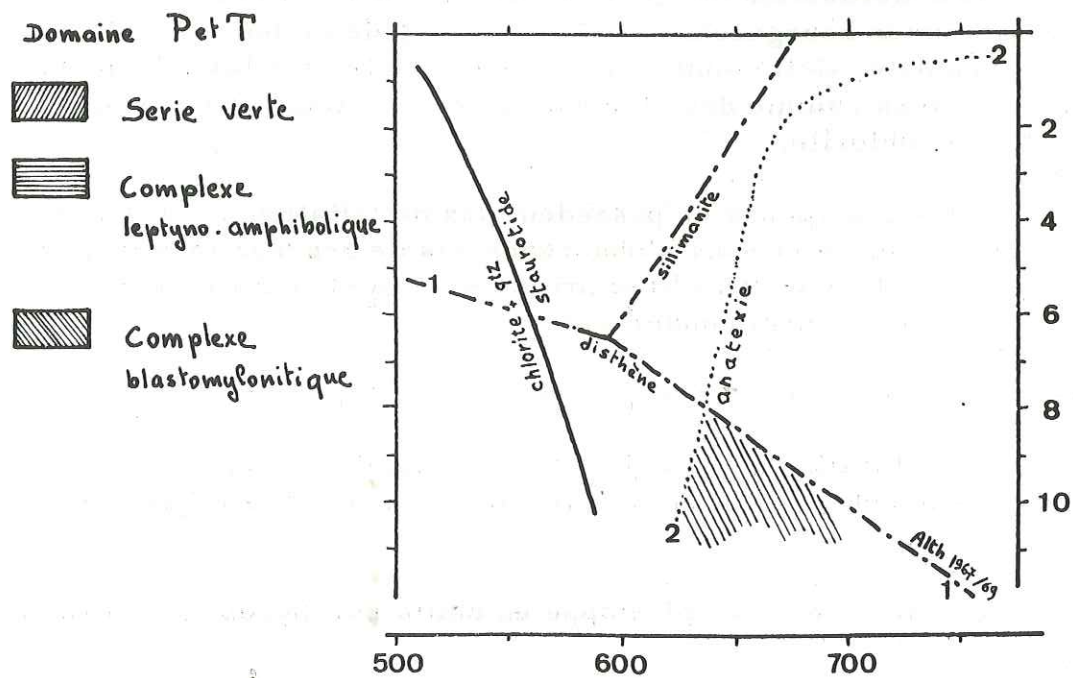
Ceci implique que la clinozoïsite / zoïsite est formée de façon stable alors que la biotite ne l'est pas encore. L'isograde + clinozoïsite / zoïsite est atteint, alors que l'isograde + biotite représente la limite de cette zone à une température quelque peu supérieure. Il découle de ces observations et de leur report sur le graphique de la pl. 14 que nous nous trouvons dans un stade de métamorphisme faible et plus particulièrement dans la zone entre "clinozoïsite et biotite" (entre l'isograde + clinozoïsite / zoïsite et l'isograde + biotite).

Cette zone correspond dans l'ancienne classification au sous-faciès à quartz - albite - muscovite et chlorite du faciès schistes-verts.

Le domaine P. T. peut-être défini de la façon suivante (fig. 1 pl. 14). La température est comprise entre 385° et 460° tandis que la pression est plus difficile à déterminer. La présence de stilpnomélane implique probablement l'existence de fortes pressions, car expérimentalement, il n'a pas été possible de produire du stilpnomélane à basses pressions. Nitch (1970) situe la formation de ce minéral sous une pression de 4 à 7 kb.



ISOGRADÉS DANS LES STADES FAIBLE, MOYEN ET ÉLEVÉ DU MÉTAMORPHISME



IV- 3: Le métamorphisme cataclastique

En plus de recristallisations liées au métamorphisme général antéwest-phalien, on observe des phénomènes cataclastiques et de nouvelles recristallisations qui affectent aussi bien le granite du Roc Blanc que les schistes verts encaissants. On peut donc déjà en conclure que ce métamorphisme et la mylonitisation qui lui est pratiquement synchrone sont postérieurs à la mise en place du granite.

Ce métamorphisme cataclastique produit:

- une déstabilisation des minéraux anciens: saussuritisation des plaioclases, chloritisation des biotites; cette rétro-morphose est d'autant plus intense que le degré de cataclase est élevé;

- une néocrystallisation de minéraux en grains qui se placent dans les zones de contrainte minimale (queue d'ocelles) ou qui cimentent les résidus éclatés.

Les cristallogénèses observées: albite, quartz, séricite, calcite, chlorite, épidote permettent de cerner l'importance de ce métamorphisme qui se situe dans un stade de métamorphisme faible.

Cette mylonitisation s'accompagne en outre d'une importante calcification des roches qui peut parfois modifier profondément le faciès originel.

V - AGE GEOLOGIQUE DE LA SERIE VERTE

Seules les formations houillères ont pu être datées par des fossiles; à savoir du Stéphanien inférieur et moyen (in C. Bordet (1961). Ce Stéphanien étant discordant sur le granite de l'Outray (granite intrusif dans la série verte au Nord du granite du Roc Blanc), la série verte est donc anté-stéphanienne.

Ne possédant pas de datations radiométriques, nous allons tenter de fixer indirectement l'âge de ces formations de deux façons:

+ en recherchant dans les régions voisines une série datée présentant des faciès analogues, et en admettant une similitude d'âge;

+ en déterminant les âges probables du métamorphisme ayant affecté la série verte, et de la mise en place des granites; ces phénomènes étant relativement limités dans le temps et synchrones de phases orogéniques bien individualisées ailleurs. Les séries affectées par ce métamorphisme et cette granitisation seront, évidemment, plus anciennes que ceux-ci.

V-1 - Les faciès analogues

Les massifs cristallins les plus proches des massifs cristallins

externes sont les Vosges et le Massif Central.

- Les Vosges septentrionales, mais surtout les Vosges méridionales - J. Hameurt (1968) - T. Juteau et G. Rocci (1965) sont constituées de roches détritiques à faciès culm auxquelles sont associées des roches pyroclastiques et volcaniques; ce sont des schistes noirs à plantes, des grauwackes fines, des cinérites albitophyriques. Les émissions qui s'y rapportent sont constituées de diabases principalement microlitiques, d'albitophyres et d'orthophyres.

Ces séries datées du Viséen inférieur et de la base du Viséen supérieur présentent donc des faciès très analogues à la série verte.

- Dans le Massif Central, nous retrouvons les mêmes faciès culm attribués eux aussi au Viséen, et très semblables à la série verte.

V-2 - Age probable du métamorphisme général et de la mise en place des granites

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent la série verte est affectée par un métamorphisme de stade faible avec de nombreuses venues granitiques intrusives qui recoupent les métamorphites. Une première phase de granitisation apparemment post-cinématique a du suivre de peu la fin du métamorphisme et du plissement alors qu'une seconde phase, plus épizonale, a pu développer des faciès hypovolcaniques.

Nous retrouvons un schéma analogue dans les Aiguilles Rouges avec les séries Prarion-Pormenaz de R. Laurent (1968); dans des métamorphites très semblables aux ectinites de la série verte, tant pétrographiquement que chimiquement, se sont mis en place des granites (granite de Pormenaz et de la montée de Pélissier) qui présentent des caractères identiques aux granites du Roc Blanc ou de l'Outray (granite porphyroïde à texture grossièrement plane et à deux stades de mise en place). Ces granites ont été datés (R. Laurent (1968)) de 330 millions d'années, ce qui leur donne un âge viséen supérieur. Les granites du Beaufortin leur sont très vraisemblablement contemporains.

Le métamorphisme de la série verte présente les mêmes caractères que le métamorphisme hercynien du massif Ecrins-Pelvoux, c'est à dire qu'il s'agit d'un métamorphisme épizonal; on y trouve également des granites à caractères hypovolcaniques se mettant en place dans un encaissant relativement froid. De plus, le type de métamorphisme et le style structural de la série verte sont tout à fait différents de ceux présentés par les séries cadomiennes ou calédoniennes connues.

V-3 - Age probable du "métamorphisme cataclastique"

Etant donné que ce dernier phénomène affecte aussi bien les formations de la série verte, que le granite du Roc Blanc d'âge hercynien, il y a de bonnes raisons de penser qu'il est alpin. Un phénomène semblable a été observé dans la vallée du Haut Vénéon par F. Bartoli (1973), il s'agit de la phase "schistosité S3 des faciès ocellaires".

V-4 Conclusions

L'ensemble de tous ces résultats et comparaisons nous conduit à considérer que la série verte appartient au cycle hercynien et plus précisément que son âge est viséen. Quant au granites intrusifs post-tectoniques, granite du Roc Blanc et granite de l'Outray, il seraient d'âge Viséen supérieur à Westphalien inférieur.

CHAPITRE V - LES ROCHES ERUPTIVES

I - INTRODUCTION

Parmi les diverses études consacrées aux granites de Belledonne nous en retiendrons particulièrement deux:

- d'une part P & Cl. Bordet (1961) ont assimilés les granites du Beaufortin à des plutons syntectoniques flanqués de bordures migmatitiques, et mis en place dans l'axe de grands plis hercyniens NNE-SSW. D'autre part, F. Carme (1970) introduit des éléments nouveaux en mettant localement en évidence une surimposition de structures récentes sur des structures résiduelles; il émet ainsi l'hypothèse de plusieurs granitisations successives dans le massif de Belledonne.

Nos études de terrain nous ont effectivement permis de constater que les granites du Beaufortin présentaient des différences telles dans leur mode de gisement, qu'il n'était pas possible de les assimiler. Nous avons donc été amené à distinguer deux sortes de granites:

- le granite intrusif postectonique du Roc Blanc et le microgranite du Grand Mont;
- le granite syntectonique de Beaufort.

II - DESCRIPTION DU GRANITE DU ROC BLANC

II-1 - Mode de gisement

Le granite du Roc Blanc forme une bande NNE-SSW de 500 m de largeur sur 3km de long, qui s'étend depuis la Grande Côte de Boudin jusqu'au col du Sallestet. Cette lame granitique est recoupée perpendiculairement à son allongement par la vallée du Doron de Beaufort.

Le contact avec les schistes encaissants de la série verte se fait:

- à l'W par l'intermédiaire d'une puissante zone mylonitique de direction N-S. Ces mylonites se marquent dans la topographie par une profonde dépression;
- à l'E il est brutal, au "couteau". Dans le secteur du Col du Pré, nous avons un contact granite schistes graphiteux avec développement d'un léger métamorphisme de contact dans ces niveaux graphiteux. Ces schistes prennent un reflet bleuté et sont, en outre, remplis de nombreuses petites

cavités millimétriques tapissées d'une pellicule blanchâtre.

Pour Cl. Bordet (1961), il s'agirait d'une cokéification de la partie charbonneuse de ces schistes.

Le granite du Roc Blanc ne constitue pas un massif homogène; on peut en effet distinguer:

- un faciès marginal à grains fins, et à texture marquée par des alternances frustes de lits chloriteux et biotitiques et de niveaux quartzo-feldspathiques. Ce granite fin contient de nombreuses enclaves de schistes verts;
- un faciès central porphyroïde; le feldspath potassique forme des phénoblastes qui peuvent atteindre 5cm; par leur alignement ces phénoblastes déterminent une texture planaire;
- des venues filoniennes tardives, de faible volume, de microgranite.

II-2 - Caractères pétrographiques et minéralogiques:

Nous étudierons successivement le granite de Roc Blanc et les mylonites du contact W.

II-2a - Le granite de Roc Blanc: lame B2 al.

Macroscopiquement, c'est une roche homogène, leucocrate, à grains fins. Néanmoins une texture planaire fruste est soulignée par des alignements de biotite ou de chlorite. Au microscope la composition est la suivante:

quartz	spène
microcline	zircon
plagioclase	rutile
biotite ⁺ chloritisée	calcite

La structure est isogranulaire avec début de cataclase qui se marque par une fracturation anarchique de tous les minéraux.

- le quartz présente une extinction onduleuse, avec très souvent un début de "granulation". Ce quartz contient de nombreuses trainées de "poussières noires".

- le plagioclase: il en existe au moins trois générations:

+ plagioclase ancien en inclusions dans le feldspath potassique; ces plagioclases sont fortement damouritisés avec exsudation de calcite et de quartz. Quelques mesures de 2V donnent +80 à + 90°; l'angle maximum d'extinction des sections normales à g1 (010) est de + 45°. Il s'agirait donc d'oligoclase.

+ oligoclase en grandes plages constituent la trame; il est fortement altéré, damouritisé, fracturé avec mâcles incurvées.

+ albite fraîche de néoformation constituant une couronne limpide autour de certains plagioclases;

- le microcline microperthitique: il forme de grands cristaux souvent fracturés, répartis régulièrement dans la roche. Ce microcline, rarement altéré, est caractérisé par ses macles polysynthétiques albite-péricline très fines, par la présence de cryptoperthites à extinction régulière, et par les nombreuses inclusions de plagioclase. Les myrmékites sont très fréquentes à sa périphérie.

- la biotite est très cataclasée: cristaux tordus, brisés, parfois déchirés. Cette cataclase s'accompagne d'une chloritisation avec exsolution d'oxydes de fer et de leucoxène. Cette chloritisation peut-être plus ou moins intense suivant le degré de cataclase. Enfin, les inclusions poecilites d'apatite sont nombreuses;

- le rutile est en fines aiguilles mâclées sagénite et greffées en épitaxie sur la biotite.

- la calcite en filonnets ou disséminée dans la roche.

II-2b - Les faciès cataclastiques

Ils se développent sur le bord W du granite du Roc Blanc, mais peuvent aussi exister dans les schistes gris encaissants. Ces faciès ont été décrits par Schoeller (1928) sous le nom de schistes granitisés et par Cl. Bordet sous le nom de "migmatites".

Dans ces faciès cataclastiques on peut reconnaître différents stades d'écrasement; nous décrivons deux stades extrêmes: les cataclasites et les schistes mylonitiques; il existe, bien sûr un passage continu entre ces différents stades.

- les cataclasites: la texture de la roche est grossièrement planaire, marquée par des alternances frustes de lits quartzo-feldspathiques et chlorito-biotitiques. Dans ce premier stade de la déformation les minéraux du granite ne sont que légèrement tordus et brisés et sont entourés d'une couronne de débris granuleux.

Il s'agit là typiquement d'une structure en mortier;

+ le quartz présente une extinction onduleuse, celle-ci se déplaçant progressivement du coeur du minéral vers sa périphérie;

+ le plagioclase très séricitisé est fracturé de manière confuse et irrégulière.

+ la biotite est tordue, chloritisée;

+ le microcline résiste bien à la cataclase; il est peu fracturé et peu altéré.

La cohérence très grande de ce type de roche laisse supposer que parmi les cristaux très fins qui entourent les phénoblastes, certains résultent de la fracturation de ceux-ci et d'autres proviennent de recristallisation.

- les schistes mylonitiques (cf. pl. 26): ces roches sont caractérisées par une texture schisteuse. Dans ce stade de broyage plus avancé les "débris" se détachent les uns des autres. Les phénoclastes montrent des formes ocellées contournées de façon fluidale par la schistosité, ce qui donne une structure amygdalaire très typique. Au microscope, nous distinguons deux parties:

- des phénoclastes;
- une mésostase ou trame finement cristalline.

+ Les phénoclastes: ils font figure d'épaves entraînées dans un flot, de granules. Leur nature est variée:

° le plagioclase, est en grande partie cassé ou fragmenté, mais souvent cette destruction est incomplète et il subsiste des résidus phénoclastiques très séricitisés. Ces phénoclastes présentent souvent des mâcles tordues et une extinction onduleuse peut apparaître. On note aussi, un début de "granulation" dans les queues d'ocelles.

° le feldspath potassique est peu altéré; le réseau de fractures est d'autant plus dense que le degré de cataclase est élevé.

° le quartz est très sensible à la cataclase de telle sorte que les phénoclastes sont rares; il se présente en amas équigranulaires: assemblages de petits polygones jointifs d'une dimension de 100 à 150 μ . Ce processus est désigné par J. Bellière (1971) sous le terme de "granulation";

° la biotite: les déformations cataclastiques affectent particulièrement les biotites; celles-ci sont déchirées, fragmentées, chloritisées. Une grande partie de cette biotite est complètement laminée et constitue une fraction de la trame ou mésostase.

‡ la mésostase. Elle forme un assemblage micro ou cryptocristallin qui moule les phénoclastes. La dimension des grains est de l'ordre d'une centaine de microns. L'importance de cette mésostase varie en fonction du degré de cataclase et peut constituer jusqu'à 70% de la roche dans les faciès très tectonisés. Cette trame est formée de quartz, plagioclase, biotite, chlorite, et séricite extrêmement laminés et dont la détermination est parfois difficile. On note en outre, mêlés à ces produits de broyage, des minéraux de néocrystallisation. Ces minéraux se localisent dans les "queues d'ocelles" ou les fractures qui sont les zones de pression minimale. Ces cristaux sont allongés et très fréquemment poecilites; il s'agit de quartz, d'albite, de calcite, de chlorite et de séricite.

REMARQUE dans les enclaves de schistes verts à grains fins contenues dans ces faciès cataclastiques, nous n'observons ni formation d'une texture schisteuse, ni apparition d'une structure cataclastique; ces roches conservent leur texture litée et leur structure granoblastique originelles. Une compétence

différentielle avec le granite peut toutefois se marquer par des phénomènes de boudinage.

II-2 c - Conclusions Le granite du Roc Blanc présente certains caractères d'un granite intrusif (contact au couteau, développement d'un léger métamorphisme de contact). Par ailleurs sa forme en lentille étirée parallèlement à l'allongement de la chaîne inciterait à le ranger dans la catégorie des granites syntectoniques. Mais des levés détaillés nous ont permis de mettre en évidence l'obliquité constante de la direction d'allongement de ce granite par rapport aux structures de l'encaissant. Il n'est donc pas contemporain de la phase tectonique souple qui a affecté l'encaissant, mais il paraît lié aux grandes fractures qui ont découpé le massif et qui lui sont d'ailleurs parallèles.

Ce granite présente donc tous les caractères d'un granite intrusif post-cinématique (dans le sens de postérieur aux déformations souples). Sa genèse se serait faite de la façon suivante:

- dans un premier stade: à la faveur de grands accidents ou plutôt de grands coulissements qui disloquent le massif, le magma granitique se met en place dans l'épizone sous la forme d'une bande allongée à bords francs;

- dans un deuxième stade ces grands accidents "rejouent" en fracturant le granite et en permettant l'injection de venues filoniennes microgranitiques à caractère rhyolithoïde qui constituent les dernières manifestations de cette activité magmatique. Ces déformations cassantes produisent en outre une cataclase qui se traduit par la perte totale de la texture granitique typique et par l'acquisition d'une texture plus ou moins schisteuse. Cette cataclase s'accompagne également de l'apparition d'une nouvelle paragenèse caractérisée d'une part par l'épigénie des minéraux anciens (séricitisation des plagioclases, chloritisation des biotites) et d'autre part par la néocrystallisation de minéraux mêlés aux produits de la fracturation (albite, calcite, chlorite, séricite, épidote, quartz).

III - DESCRIPTION DU GRANITE DE BEAUFORT

III-1 - Le mode de gisement

Le granite de Beaufort constitue une bande de 1,200 km de large qui s'allonge sur 4km suivant une direction NNE-SSW. Ce granite a été décapé par l'érosion glaciaire, et forme un magnifique verrou sur lequel s'est implanté le village de Bersend. Le Doron de Beaufort a entaillé ce verrou sur une hauteur de plus de 200 mètres. Cette gorge constitue une excellente coupe.

A l'Est au niveau du ravin des îles, on observe la surface antétriasique de ce granite. Le contact granite-grès de base du Trias se fait par l'intermédiaire d'un niveau de composition grossièrement dolomitique et d'épaisseur métrique. Le passage entre cette zone "dolomitique" et le granite est très diffus; la transition se fait par une altération de plus en plus importante du granite. Au début, seules les phyllites sont "touchées", puis les plagioclases et en fin les minéraux. Seul le quartz échappe à cette altération. Des éléments de cette zone

d'altération sont repris sous forme de galets dans les grès de base du Trias, ce qui implique un âge antétriasique pour cette zone d'altération et non pas des venues per descensum depuis les dolomies triasiques.

Dans la vallée du Doron le granite est découpé en lames par un réseau de fractures NNE-SSW. Sa terminaison W au niveau de Beaufort se fait par l'intermédiaire d'une zone migmatitique. Celle-ci présente une schistosité très marquée, une texture litée légèrement ocellée. Les lits de biotite sont toujours très épais et parfois soulevés par des granules irréguliers de quartz et de feldspath. Les structures d'écrasement sont partout présentes: granulation du quartz, formation de "pressure-shadows". En bordure immédiate du granite, les faciès d'anatexites sont nombreux. Les migmatites sont séparées de la série satinée externe par un accident pinçant du Trias (voir Pl. 25).

III-2 - Caractères pétrographiques et minéralogiques du granite de Beaufort

Le granite de Beaufort est une roche à grain moyen de couleur rose ou verdâtre, parfois très leucocrate. Au niveau des Curtilletts apparaît une texture litée N 50 à N 60° E, marquée par des alignements de feldspath séparés par des lits micacés. Une schistosité fruste, cataclastique (écrasement tardif) N 20 à N 30 E se surimpose à cette texture litée et entraîne souvent la formation de véritable schistes mylonitiques (cf. II 2b - granite du Roc Blanc).

Les enclaves sont très nombreuses et de deux types :

- + grosses enclaves (2 à 20cm) de biotite évoquant des textures d'agmatites ;
- + enclaves décimétriques à métriques de schistes cristallins à texture litée, non digérés.

Au microscope la composition est la suivante (lames B8-1, A9-5, A9-6, A9-8) :

quartz	calcite
feldspath potassique	séricite
plagioclase 10 à 18% An	sphène
biotite + chloritisée	apatite
	zircon

La structure est granoblastique.

Le quartz, très abondant forme de grandes plages à extinction onduleuse .

- Le feldspath potassique, à structure micro-perthitique, est toujours très abondant ; il forme de grandes plages poecilitiques avec de nombreuses inclusions de quartz, plagioclase, biotite chloritisée, apatite.
- Le plagioclase, parfois de grande taille est très souvent altéré en séricite et calcite ; sa teneur en anorthite varie entre 10 et 18% ; les mâcles les plus fréquemment observées sont celles de l'albite et du péricline.
- La biotite en lamelles plus ou moins tordues est plus ou moins chloritisée avec exsolution d'oxydes de fer qui se placent à la périphérie du minéral ou

suyant ses clivages.

- Les autres minéraux sont épidote, sphène, leucoxène, apatite (très abondante), calcite, séricite et zircon.

III- 3 Conclusions.

Le granite de Beaufort constitue une masse elliptique concordante, entourée d'une auréole migmatitique. Ce granite calco-sodi-potassique est leucocrate et très riche en enclaves : loupes biotitiques et schistes cristallins non digérés. Il présente en outre deux orientations qui peuvent se superposer : une "foliation" marquée par des alignements de feldspath et de niveaux biotitiques de direction ENE et une texture orientée, plus récente, de direction NNE. Il est à remarquer le parallélisme de ces textures planaires avec les plans axiaux des plis principaux antéblastomylonitiques ENE et blastomylonitiques NNE.

De son côté F. Carme (1965, 1970) a mis en évidence la même double texture dans le granite des Sept Laux. Cet auteur en déduit pour ce granite une histoire complexe marquée par deux épisodes tectono-métamorphiques :

- + un cycle évolutif ancien caractérisé par une migmatisation avec localement, formation de granites syntectoniques, synchrones d'une phase de plissement ENE ;
- + ultérieurement un nouveau plissement NNE produit un écrasement généralisé des formations anciennes accompagné d'une granitisation diffuse essentiellement métagénétique.

Au point de vue géochimique CE. Ehrström (1972) a montré que la composition chimique du granite de Beaufort était très proche de celle du granite des Sept Laux ; cette similitude incite à assimiler le granite de Beaufort à celui des Sept Laux.

Ainsi, par ses caractères génétiques, pétrographiques, structuraux et géochimiques le granite de Beaufort est semblable au granite des Sept Laux. Il en constitue probablement l'extrémité ouest, décrochée par l'accident constituant le synclinal médian (cf chapitre tectonique cassante).

=====

IV - LE MICROGRANITE DU GRAND MONT.

IV - 1 Mode de gisement.

Le microgranite du Grand Mont affleure dans le complexe blastomylonitique sur le flanc E du Grand Mont à quelques centaines de mètres du sommet. Le gisement plus ou moins circulaire de 400 mètres de diamètre est très difficile à délimiter : à l'E le microgranite semble concordant avec les gneiss et se présente souvent en filons interstratifiés dans ceux-ci ; au S il recoupe nettement les gneiss.

Ce microgranite contient de nombreuses enclaves décimétriques de gneiss encaissants à texture litée conservée et principalement de gneiss ocellés. Il est peu affecté par la cataclase et se découpe en gros blocs aux formes géométriques.

IV - 2 Description pétrographique.

Il s'agit d'une roche très leucocrate à aspect rhyolitoïde. Sur les surfaces altérées on distingue une "pâte" jaunâtre dans laquelle sont disséminés des cristaux (de 1 à 6mm) de quartz à aspect vitreux, de feldspath blanc laiteux et de lamelles à aspect chloriteux.

Au microscope nous distinguons deux parties : des phénocristaux et une mésostase finement cristallisée. Il s'agit typiquement d'une structure à deux temps de cristallisation.

La composition minéralogique est la suivante : phénocristaux de quartz, plagioclase, feldspath potassique, grenat, biotite plus ou moins chloritisée ; mésostase : quartz, feldspath, mica blanc, chlorite, épidote, apatite, zircon.

Les phénocristaux.

- Le quartz se présente en grands cristaux à angles arrondis avec de très belles structures de corrosion. Ces quartz sont souvent recristallisés à leur périphérie.
- Le feldspath potassique, microperthitique, est plus ou moins corrodé par la mésostase.
- Le plagioclase est très séricitisé et souvent indéterminable ; les rares mesures que nous avons pu effectuer donnent une composition d'oligoclase.
- Le grenat se présente en grains ; il semble se former aux dépens de la biotite. En effet il ne se rencontre qu'en bordure ou à l'intérieur des cristaux de biotite.
- La biotite est plus ou moins transformée en chlorite ; elle contient de nombreuses inclusions de zircon.

La mésostase.

Elle est complètement cristallisée : quartz en damier, plagioclase séricitisé, chlorite, épidote, apatite, zircon. Les phénomènes cataclastiques sont peu nombreux.

IV - 3 Conclusion .

Par son mode de gisement et sa structure le microgranite du Grand Mont constitue typiquement un massif granitique intrusif. La formation et le développement des faciès porphyriques impliquent probablement une faible épaisseur de toit. R. Laurent (1968) cite certains granites des "Basin Ranges" aux USA qui semblent s'être consolidés à moins de 1000m de la surface.

En ce qui concerne son âge on peut penser que ce microgranite s'est mis en place durant une phase tardive de l'orogénèse hercynienne.

=====

Chapitre VI : LES DEFORMATIONS SOUPLES.

A - DANS LE COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE.

I - LES ELEMENTS PLANAIRES ET LINEAIRES.

- La stratification ou litage sédimentaire.

Elle est très peu nette. L'aspect de cet ensemble reste très homogène (uniforme) et il n'existe pratiquement pas de rubanement à petite échelle. Toutefois cette stratification reste visible par les alternances, à l'échelle cartographique, de gneiss blastomylonitiques et d'amphibolites, ainsi que par la présence, dans les amandes de "gneiss fins", de stratifications obliques (cf pl. 8 fig. 1). Ces litages entrecroisés ne sont, par contre, pas de bons critères de polarité en raison de la forte dispersion due à des boudinages tectoniques.

- La foliation métamorphique.

Nous entendons par foliation la définition qu'en donnent T. Grolier et P. Vialon (1964) : la foliation métamorphique est une schistosité cristallophyllienne rendant compte d'une ségrégation cristallochimique liée au métamorphisme.

Dans les gneiss blastomylonitiques la foliation est en général peu marquée. Elle consiste surtout dans la juxtaposition alternée de linéoles discontinues de nature différente : quartzreuse, feldspathique, ou phylliteuse.

Dans les blastomylonites basiques la foliation métamorphique est représentée par une alternance de lits sombres constitués de minéraux résiduels (hornblende, grenat, plagioclase) et de lits millimétriques blancs quartzofeldspathiques, finement cristallisés.

- Les linéations.

Elles sont variées :

+ linéation minérale : elle est surtout matérialisée par la disposition du quartz qui forme des rubans continus, de 1 à 2mm de largeur pour 4 à 5cm de longueur, et allongés parallèlement à l'axe tectonique, b ;

+ linéations tectoniques :

- axes de plis : ceux-ci sont très nombreux et parallèles à la linéation minérale ;

- boudins de "gneiss fin" ou d'amphibolite à structure conservée à l'intérieur de gneiss blastomylonitiques (cf chapitre II complexe blastomylonitique).

Ils forment des amandes à axe d'allongement parallèle à la schistosité blastomylonitique.

II - ANALYSE DES DEFORMATIONS.

Dans tout le complexe blastomylonitique les plans de foliation offrent une bonne uniformité et se regroupent autour de la direction N30°.

Cartographiquement l'ensemble affecte l'allure d'une structure synclinale de direction NNE-SSW. En fait, les levés détaillés font apparaître une structure beaucoup plus complexe.

II - 1 Plis anté-stéphaniens.

II - 1 a Les plis "anciens" (1) hérités de la première phase tectono-métamorphique.

De tels plis sont relativement rares, car la déformation "jeune" (2) est souvent suffisamment intense pour faire disparaître les structures anciennes. Toutefois il nous a été permis, dans certaines lentilles de gneiss granitoïdes ayant échappé à la blastomylonitisation, d'observer de tels plis. Il en est ainsi tout particulièrement dans le secteur du sommet 2554 à l'E du Grand Mont. Ces plis sont post-mobilisat ; il s'agit surtout

- + de plis d'écoulement à axes d'orientation anarchique ;
- + de plis isoclinaux "semblables", souvent affectés par de nombreux microplis d'entraînement ; une schistosité de plan axial marquée par l'agencement des biotites les caractérise.

Ces plis semblables sont dans le secteur étudié de direction ENE à E-W. Mais en raison de la rareté de ces plis nous n'avons pas pu effectuer une étude microstructurale complète. Il paraît très probable que la foliation antérieure à ces plis soit issue d'une phase de plissement isoclinal comme l'indique la présence de nombreux plis synschisteux.

II - 1 b Les plis "contemporains" du métamorphisme blastomylonitique.

Cette phase de déformation souple succède à la microcataclase (mise en évidence lors de l'étude pétrographique) sans qu'il soit possible de préciser s'il y a eu passage continu de l'une à l'autre dans le temps.

II - 1 b 1 Les plis syblastomylonitiques. (cf pl. 18 fig. 2)

D'après J. M. Anthonioz (1971), le passage d'une déformation souple à une phase rupturale peut s'expliquer par le changement des propriétés mécaniques du matériel sous une pression de confinement élevée.

Au cours de la rupture les tensions sont d'abord absorbées par la granulation. Une fois cette granulation achevée les tensions s'exercent sur la fraction microgranulée dont le rôle est comparable à celui d'un lubrifiant. Les lentilles de gneiss fins à structure conservée, très compétentes, se comportent comme des éléments rigides au sein d'un milieu ayant les caractères

(1) Par plis "anciens" nous entendons les plis hérités de la phase tectono-métamorphique avant la blastomylonitisation.

(2) Par "déformation jeune" nous entendons les phénomènes tectoniques dus à la blastomylonitisation c'est à dire une phase rupturale suivie de déformations souples.

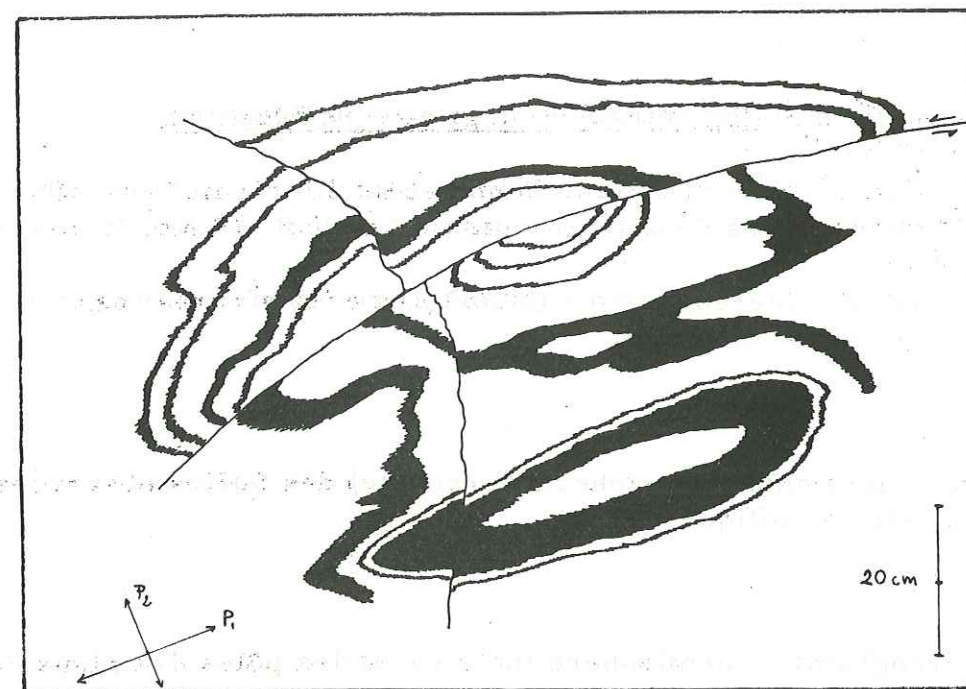


FIG 1

Schéma d'après photographie.

Structure en dôme : intersection de plis P1 (synschisteux) et P2 d'axe est-ouest. (plis glaciaires en bordure de la route de Roselend légèrement en dessous du col du Méraillet).

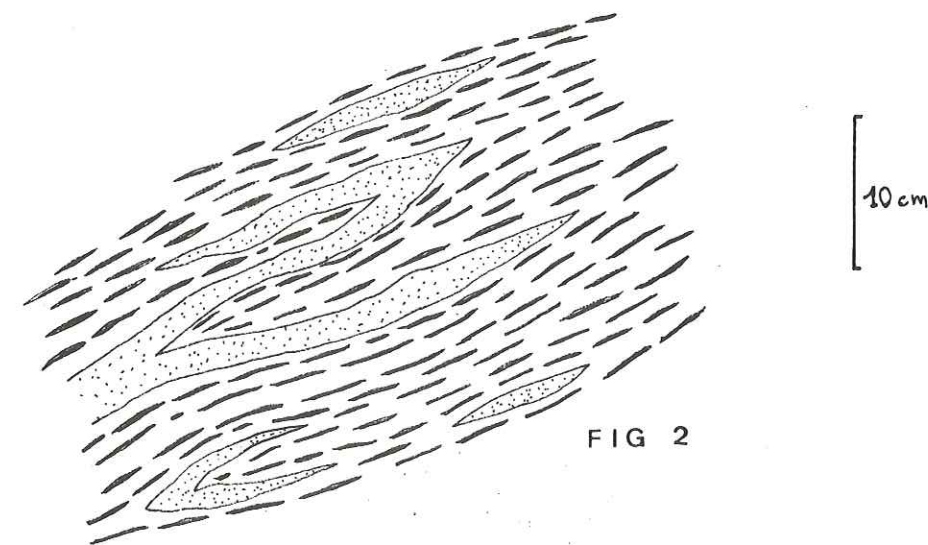


FIG 2

Plis P1 "synschisteux" dans les gneiss blastomylonitiques PL 18 (Grand Rognioux).

Commentaire de la planche 19

Fig 1 et 2. Etude de la fracturation du granite de Beaufort.
(méthode Arthaud).

Fig. 1. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des pôles de plans de mouvements observés dans le granite de Beaufort (Route de Roselend et du Bersend).

Fig. 2. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des stries observées sur les plans de fractures.

Fig. 3. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des failles observées dans le complexe blastomylonitique.

Fig. 4. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des pôles des plans de foliation observés dans le complexe blastomylonitique.

Fig. 5. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des plans de foliation dessinant l'enveloppe d'un pli P₃ dans le complexe blastomylonitique ; affleurement situé entre le lac de St Guérin et le col de la Louze.

Fig. 6. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des axes P₂ et P₃ observés dans le complexe blastomylonitique.

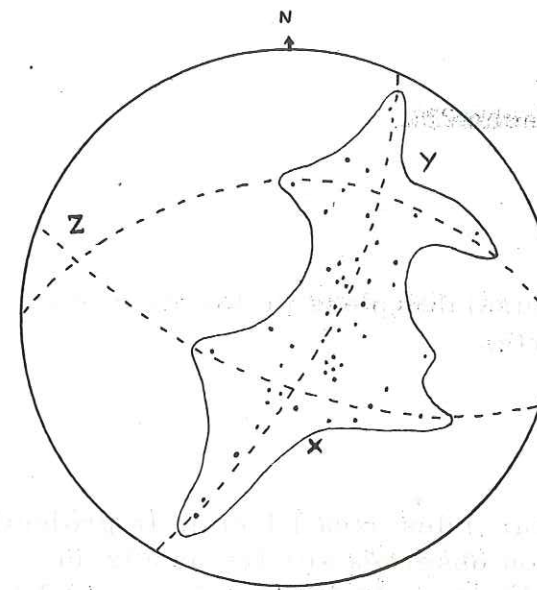


FIG 1

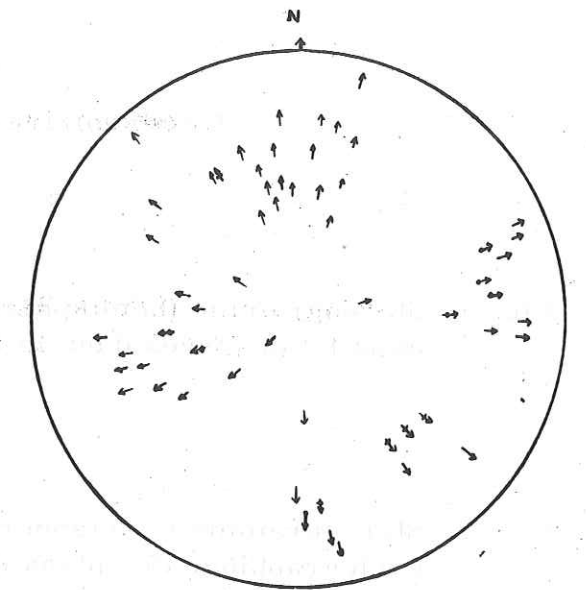


FIG 2

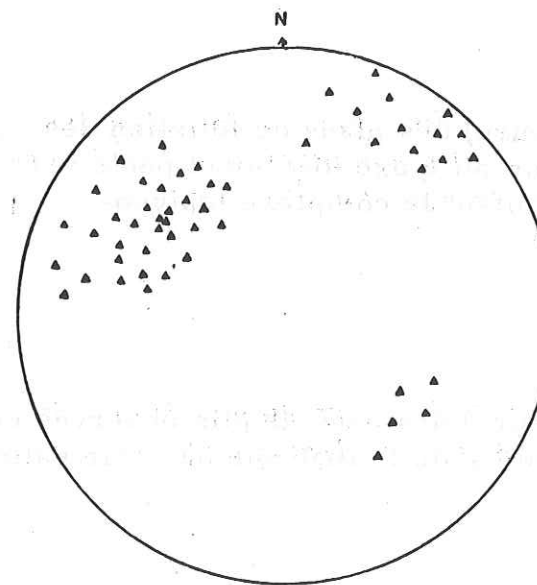


FIG 3

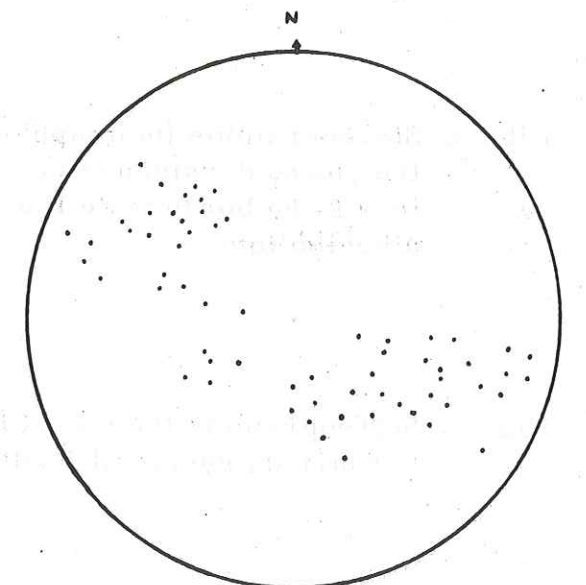


FIG 4

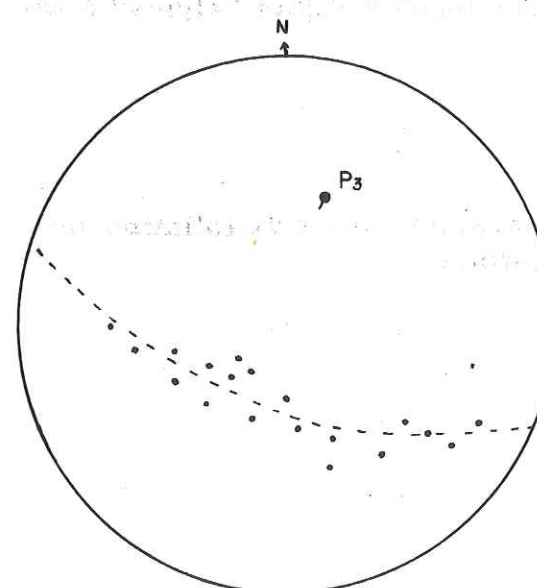


FIG 5

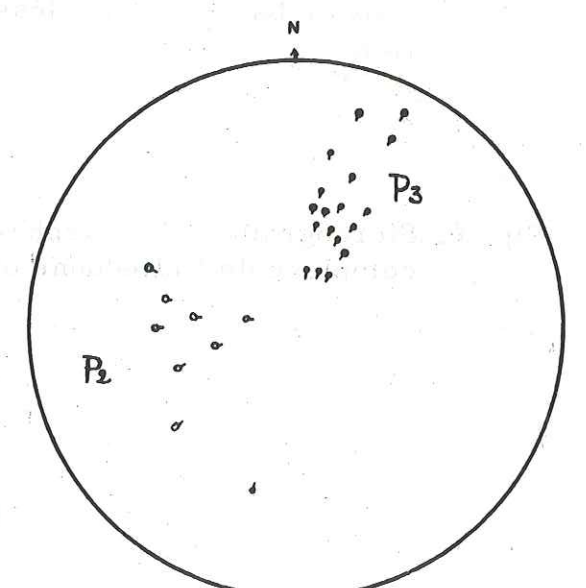


FIG 6

PL 19

Commentaire de la planche 20.

Fig. 1. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des plans de foliation et des axes P4 observés dans la série verte.

Fig. 2. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des axes P1 et de la projection cyclographique des plans de foliation observés sur les appuis du barrage de Saint Guérin (complexe blastomylonitique). Les axes P1 sont contenus dans ces plans. La foliation est donc de plan axial.

Fig. 3. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des plans de foliation des leptynites dessinant l'enveloppe d'un pli à axe fortement penté vers le N-E en bordure de l'accident limitant le complexe leptyno-amphibolique.

Fig. 4. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des axes de plis observés en bordure du synclinal médian (complexe de Belledonne ou série satinée).

Fig. 5. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des plans de stratification des grès de base du trias dessinant l'enveloppe des plis "alpins" à axe E-W.

Fig. 6. Stéréogramme (hémisphère inférieure) des plans de foliation du complexe de Belledonne ou série satinée.

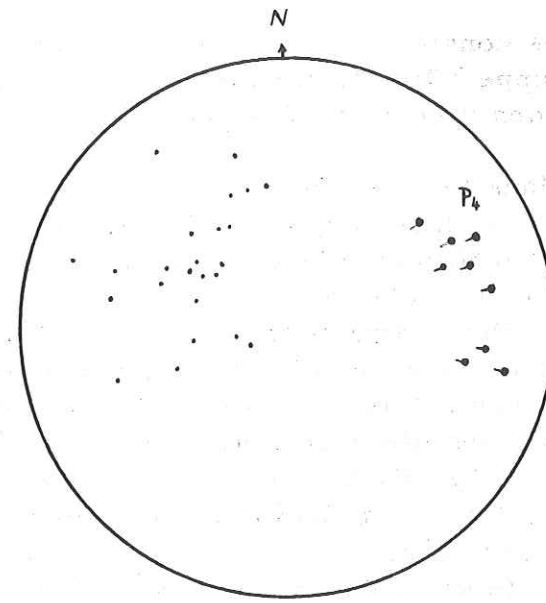


FIG 1

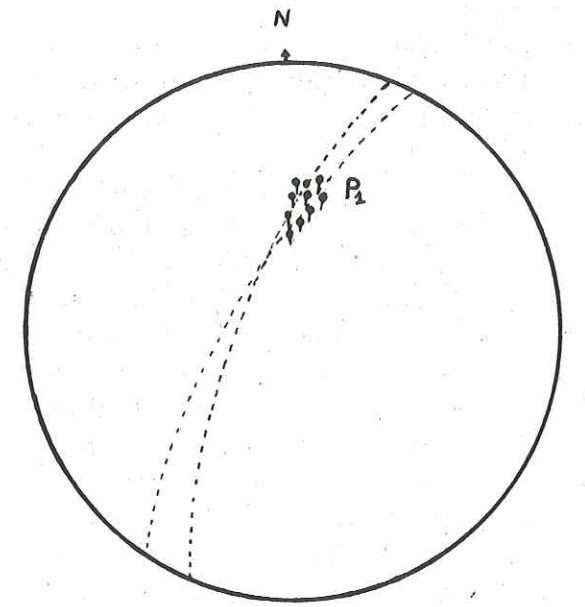


FIG 2

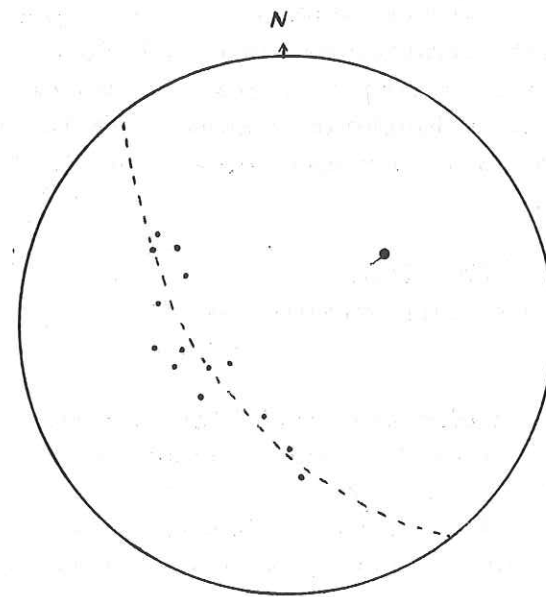


FIG 3

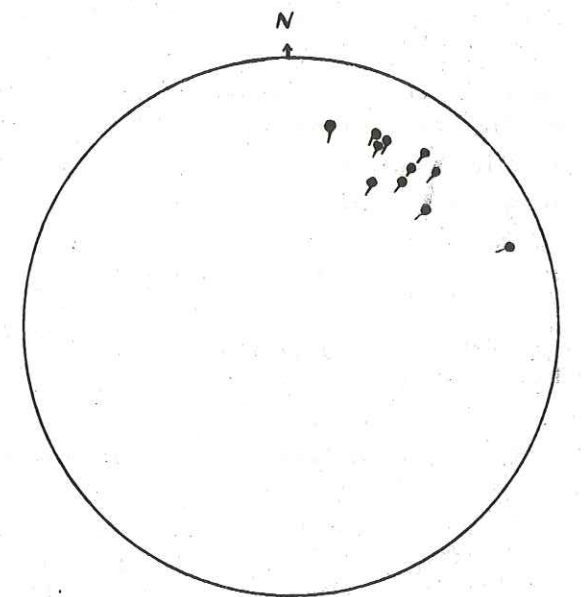


FIG 4

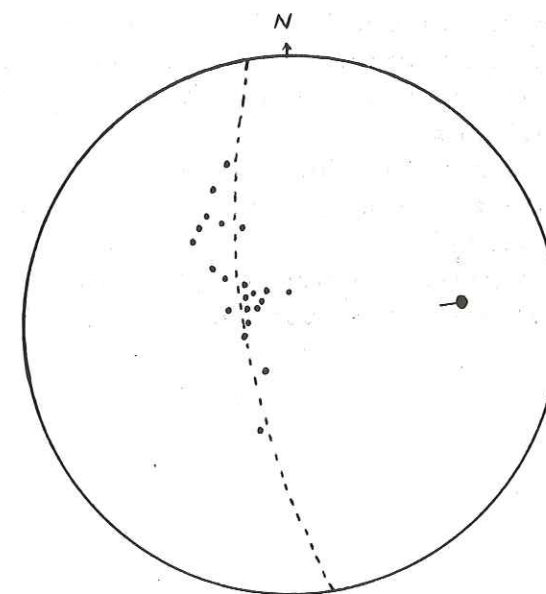
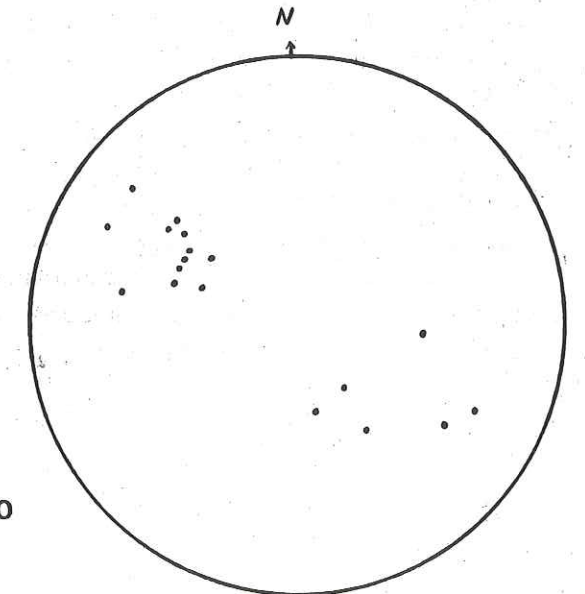


FIG 5



PL 20

FIG 6

d'un "fluide" plus ou moins visqueux. Elles constituent les charnières de ces plis synschisteux. Néanmoins, il se développe à l'intérieur de ces charnières une schistosité de plan axial marquée par des alignements de biotite et de muscovite.

De tels plis ont été mis en évidence dans tout le massif, mais notre étude s'est surtout concentrée dans les secteurs des Rognioux, du lac de St Guérin et du col du Méraillet en raison des bonnes conditions d'affleurement.

Dans le secteur du barrage de Saint Guérin on note la présence de nombreuses charnières ou d'amandes de gneiss fins à structure primaire conservée (cf chapitre pétrographique) disséminées dans les gneiss blastomylonitiques.

Les charnières de ces plis P1 se trouvent à l'état de reliques sous forme d'un empilement de plis couchés isoclinaux. Ces plis sont caractérisés par le parallélisme de leurs plans axiaux avec la schistosité blastomylonitique S1 (cf fig. 2 pl. 20) ; la structure linéaire caractérisée par l'allongement des rubans de quartz est toujours parallèle à leurs axes.

Il ne s'agit pas de plis anciens hérités de la première phase tectono-métamorphique car, dans ce cas, les éléments géométriques de ces plis (axes et plans axiaux) seraient évidemment indépendants des structures nouvelles et coupés suivant des angles quelconques par la schistosité mylonitique.

Les amandes de gneiss fins proviennent certainement de l'évolution tectonique ultime des charnières de plis. Elles sont caractérisées par un axe d'allongement parallèle à la schistosité blastomylonitique et sont intimement moulées par celle-ci. La déformation souple s'accompagne donc d'un étirement très intense.

II - 1 b 2 Les plis post-schisteux. (P2 P3).

Ils correspondent aux derniers stades de la déformation souple et déforment les surfaces de schistosité.

+ Les plis P2 d'axe E-W.

Cette phase tectonique est peu marquée ; elle se caractérise par des ondulations métriques à infra métriques, d'axe de direction variant entre N65° et N120° à plongement souvent important vers l'W.

Sur des polis glaciaires du secteur du col du Méraillet (coord. 8756-3418) nous avons pu observer des structures en dômes correspondant à l'interférence des plis P1 et P2 (cf fig 1 pl. 18).

+ Les plis P3 d'axe NNE-SSW.

Ces plis P3 "ouverts", d'axe N30° et à plongement faible vers le N, sont très abondants, tant à l'échelle de la microstructure qu'à l'échelle de la méga-structure. Ils se caractérisent par une grande uniformité dans la direction de leurs plans axiaux. Cette uniformité contraste avec la grande variabilité des axes de plis P2 qui leur semblent donc antérieurs.

La superposition des deux phases n'a du reste jamais été observée directement à l'échelle de l'affleurement ; elle n'est qu'une déduction des données reportées sur le canevas de Wülf. (cf fig. 6 pl. 19).

Il est à noter aussi le remarquable parallélisme entre les plans axiaux de ces plis, les couches gneissiques de leurs flancs et les nombreuses failles qui découpent le secteur.

II - 1c Conclusion.

Trois phases de plissement sont décelables avec plus ou moins de netteté dans le complexe blastomylonitique en plus des phases antéblastomylonitiques déduites de l'observation de rares plis d'écoulement dans des faciès ayant échappé à la blastomylonitisation.

Ces plis "anciens" hérités de la première phase tectono-métamorphique sont le plus souvent "effacés", la déformation "jeune" étant suffisamment intense pour faire disparaître les structures anciennes.

- Les plis synschisteux ; les plis de première phase (P1) engendrés lors de la déformation "jeune" et caractérisés par le parallélisme de leurs plans axiaux avec la foliation mylonitique sont presque toujours isoclinaux, ce qui rend leur observation malaisée.

- Les plis postschisteux qui correspondent aux derniers stades de la déformation souple déforment les surfaces de schistosité. Il y en a 2 générations :

+ plis de deuxième phase (P2), il s'agit d'ondulations métriques à inframétriques dont la direction oscille autour de l'azimut E-W (N65 à N110). Ils se caractérisent par un axe souvent très fortement penté vers l'W.

+ plis de troisième phase (P3) : ils se caractérisent par des axes à pendage faible vers le N et de direction moyenne N30. Ils déterminent les grandes structures actuelles. (cf fig. 5 pl. 19).

Ces P3, ouverts, s'accompagnent d'une linéation parallèle à leur axe, et d'une fracturation donnant lieu à des failles de même direction.

II - 2 Plis post triasiques : l'alpin.

Les déformations alpines sont-elles souples ou cassantes ? Il s'agit là "d'une question de tournure d'esprit et d'échelle". (P. Le Fort 1973).

II - 2a Grands bombements d'axe E-W.

Entre les massifs des Enclaves et du Grand Mont, la surface anté-triasique, qui culmine respectivement aux côtes 2400 et 2600 mètres dans ces deux massifs, s'abaisse jusque vers la côte 1500 et forme un large ensellement sous la Roche Parstire. Plus au N le massif des Enclaves s'enneige sous la série dauphinoise.

L'étude structurale de cette surface anté-triasique et le report de toutes les mesures sur canevas de Wülf nous ont permis de mettre en évidence de grandes voûtures d'axe N80° affectant le socle (cf fig. 5 pl. 20).

Ces plis, d'amplitude régionale, paraissent identiques aux plis P1 de P. Vialon (1973) datés de 100 à 80 MA qui affectent les terrains sédimentaires de la bordure de Belledonne. De tels plis se retrouvent dans le Pelvoux (Ht Vénéon) : (cf F. Bartoli, 1973).

II - 2b Grands bombements d'axe N-S.

Sur toute la bordure W du rameau externe le trias présente un pendage vers l'W, alors qu'à l'E, en bordure du synclinal médian, tous les lambeaux de grès de base du Trias pendent vers l'E. La surface triasique décrit donc une magnifique voûte anticlinale d'axe N-S, que l'on suit d'ailleurs très bien plus au N au niveau du signal de Bisanne. Dans le rameau interne la tectonique cassante alpine a complètement détruit ces structures anciennes. On pourrait là encore rapprocher ces plis N-S des plis P2 de P. Vialon (1973) observés dans toute la

bordure W du massif de Belledonne.

B DANS LE COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE.

I - LES ELEMENTS PLANAIRES ET LINEAIRES.

- La stratification est le plus souvent nette, sauf dans les gneiss amphiboliques ou les chloritoschistes qui sont des faciès très tectonisés. Elle se marque :

+ à l'échelle centimétrique par des alternances fréquentes de leptynites leucocrates et de niveaux phylliteux bronzés ;

+ à l'échelle décimétrique par la présence de lits amphiboliques interstratifiés dans les leptynites.

- La foliation est très fruste dans les leptynites et les gneiss amphiboliques qui possèdent un aspect granitoïde. Cet aspect est dû, en partie, aux nombreux phénomènes cataclastiques qui ont affecté ces roches. Mentionnons, pour mémoire, la texture schisteuse très nette des micaschistes et chloritoschistes (schistes mylonitiques). Cette schistosité est définie à la fois par l'orientation des minéraux de néoformation et par la direction d'allongement des ocelles résiduelles.

- Les linéations;elles, sont surtout de nature tectonique : boudins, axes de plis.

II - ANALYSE DES DEFORMATIONS.

II - 1 Les virgations.

Aux directions constantes N30° des gneiss du complexe blastomylonitique les ectinites du complexe leptyno-amphibolique, qui n'en sont séparées que par une puissante zone mylonitique, opposent une direction N150. Cette direction tourne en bordure des grandes fractures, lesquelles limitent cet ensemble ; elle devient alors parallèle à celles-ci, soit orientée N30°. La présence de ces virgations confirme l'existence de grands décrochements séparant ces ensembles. La courbure et le sens de convexité de la foliation métamorphique permettent de déterminer le sens de coulissement : ces décrochements sont dextres (cf schéma structural fig. 2 pl. 21). Le report sur canevas de Wulf des mesures de foliation de cette zone du complexe leptyno-amphibolique nous permet de préciser la direction axiale de cette virgation qui est N50° avec plongement axial de 44°N. (cf fig. 3 pl. 20). Nous reverrons plus en détail la nature et le rôle de ces décrochements dans le chapitre suivant : la tectonique cassante.

II - 2 Les plis d'axe E-W.

Ces plis sont de type semblable et très souvent affectés par de nombreux microplis d'entraînement.

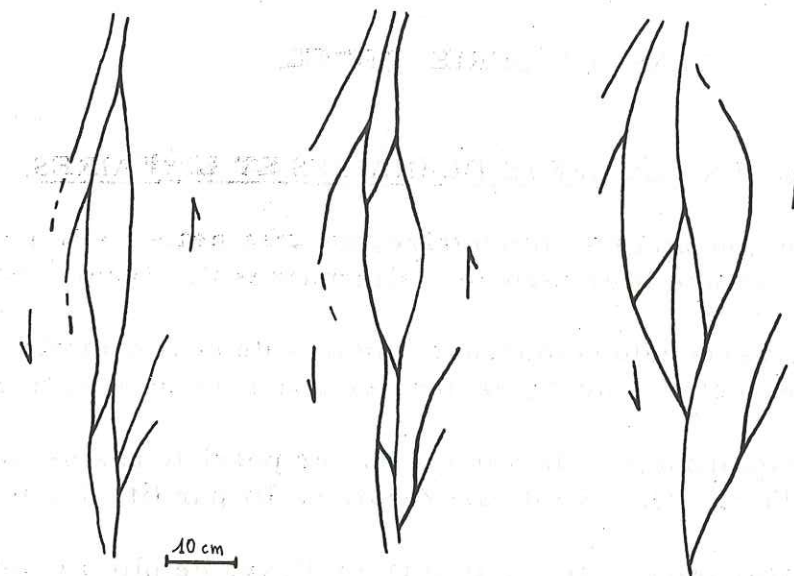


FIG 1

Mini - décrochements expérimentaux dans des sables cimentés d'après Emmons (1969).

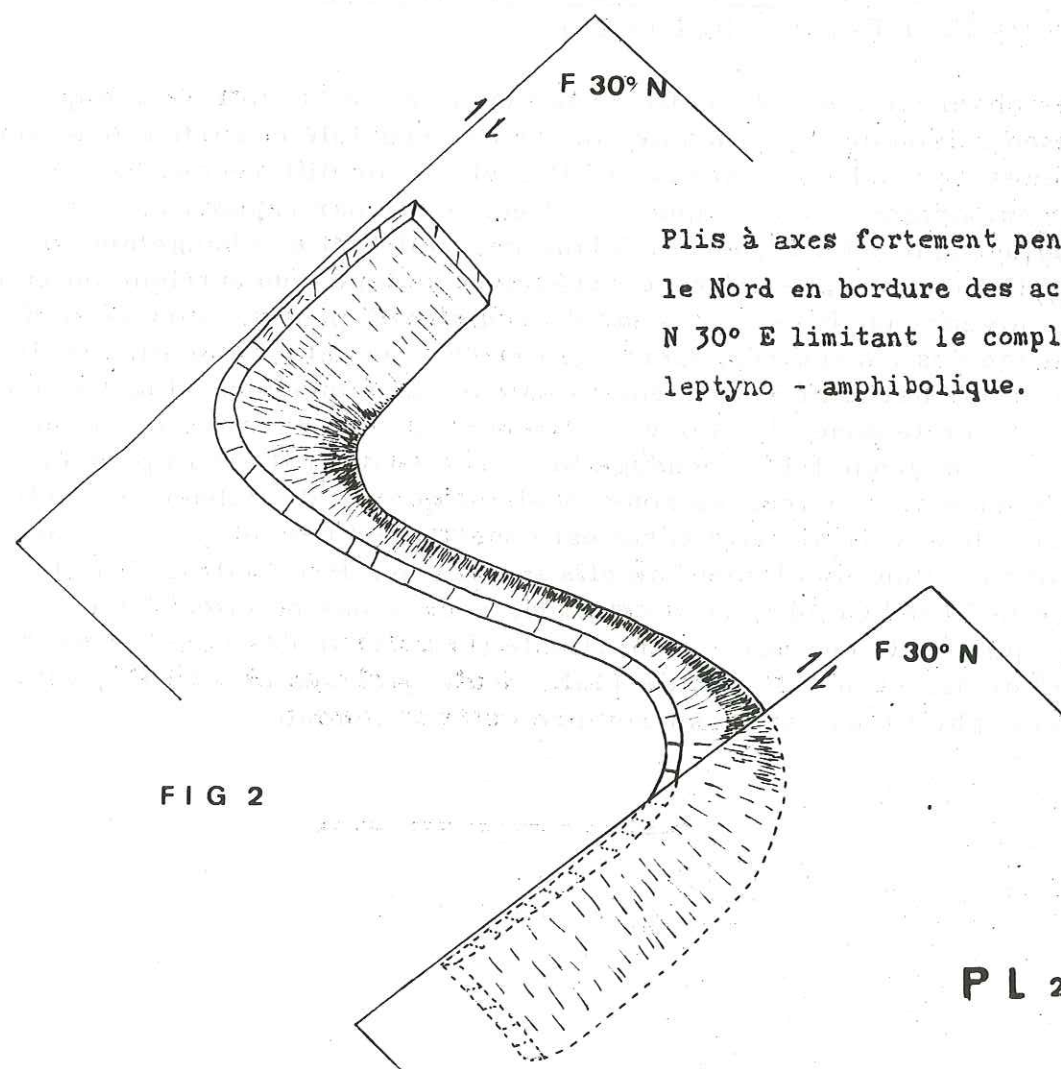


FIG 2

Plis à axes fortement pentés vers le Nord en bordure des accidents N 30° E limitant le complexe leptyno - amphibolique.

C DANS LA SERIE VERTE.

I - LES ELEMENTS PLANAIRES ET LINEAIRES.

- La stratification (ou litage sédimentaire) est très nette ; elle se marque :
 - + par une texture litée formée d'alternances de niveaux détritiques et de niveaux phylliteux ;
 - + par la présence de nombreuses figures de sédimentation : laminites, galets silteux, granoclassement ; ce dernier constitue un très bon critère de polarité.
- La foliation métamorphique : la série verte ne possède pas de foliation nette ; nulle part nous n'avons observé de ségrégations lit par lit ; les micas restent microscopiques.
- Les linéations tectoniques. Il s'agit surtout d'axes de plis : ceux-ci sont beaucoup moins nombreux que dans le complexe blastomylonitique ; toutefois, ils sont nettement exprimés dans certains niveaux rubanés ou phylliteux.
- Les linéations minérales sont matérialisées par des alignements frustes de chlorite ou d'épidote.

II - ANALYSE DES DEFORMATIONS.

Les plis P4 d'axe E-W (cf fig. 1 pl. 20).

Les observations à l'échelle de la méso- et de la microtectonique, bien que difficiles en raison de l'importante couverture végétale et surtout des nombreux phénomènes de fauchage, ont montré l'existence de différences fondamentales dans le comportement tectonique de cet ensemble par rapport aux complexes blastomylonitique et leptyno-amphibolique, reflétant un changement de niveau structural. Tous les plis P4 rencontrés sont de type concentrique ou en chevrons. Dans les niveaux phylliteux un début de schistosité peut néanmoins se développer au voisinage des charnières. Certains cristaux de chlorite soulignent le plan axial S4 de la charnière et rendent compte du développement d'une schistosité de flux dans cette zone. La série verte constitue un ensemble monotone isoclinal de direction moyenne N40 à pendage SE ; très souvent il est impossible en raison de la présence de nombreuses zones mylonitiques et de l'absence d'indicateurs de polarité de savoir si cette série est constituée d'une unique séquence épaisse ou est formée d'un empilement de plis isoclinaux. Par contre, dans la région du col de la Grand Combe, sommet 2154, nous avons pu effectuer une coupe continue qui révèle une série monoclinale (la polarité des couches est toujours normale) de direction N30 pentée 45SE. Seuls quelques plis N100°, situés dans les niveaux phylliteux, viennent rompre cette monotonie.

=====

Chapitre VII : LA TECTONIQUE CASSANTE.

A LES DECROCHEMENTS (GRANDES FRACTURES).

Ces grands accidents délimitent des compartiments assez dissemblables tant par leur lithologie que par leur style tectonique et leur métamorphisme (cf chapitres précédents). Ils sont responsables en grande partie de l'architecture d'ensemble de la chaîne de Belledonne. Leur existence et leur localisation sont connues depuis très longtemps mais la question qui se pose est de savoir quels sont la nature, le rôle et l'âge de ces accidents ou surfaces repères.

I - HISTORIQUE SOMMAIRE.

Pour P. et Cl. Bordet ces accidents seraient essentiellement à rejeu vertical. Cl. Bordet (1961) a largement insisté sur les effets de la tectonique verticale dans Belledonne et propose de désigner par le terme de "cliveau" les vastes panneaux limités par deux ou plusieurs failles parallèles. Plus récemment F. Carme (1970) a mis en évidence l'existence de coulissements le long de ces accidents longitudinaux. Pour cet auteur ces décrochements ont joué un rôle important dans l'élaboration du bâti anté-stéphanien. De plus F. Carme a montré l'homologie parfaite, en ce qui concerne tant la pétrologie que le réseau de fractures majeures, entre Belledonne et les Cévennes. D'après cet auteur les orientations des trois grands systèmes de fractures hercyniennes sont les suivantes :

- + les accidents N35° jalonnés par des sédiments carbonifères (accidents de type sillon houiller) ;
- + les systèmes conjugués N50° à N70° de type Cévenol et la faille de Villefort (N170°).

Nos propres observations sur le terrain, ainsi que certaines déductions personnelles tirées de ces observations, nous ont conduit à une interprétation identique des faits. Ce sont par conséquent les conclusions de cet auteur qui, étayées par notre propre argumentation, seront en partie reprises.

II - ETUDE ANALYTIQUE DES DECROCHEMENTS.

Dans le Beaufortin les grands accidents sont de direction moyenne N35° avec un réseau conjugué N70°. Ces fractures sont jalonnées par de puissantes zones mylonitiques ou par des lambeaux de terrains carbonifères ou mésozoïques. A l'échelle de la chaîne de Belledonne tous ces accidents se groupent en familles ou faisceaux de fractures courbes ou anastomosées (cf carte structurale de Belledonne de F. Carme pl. 3). Les figures obtenues sont identiques à celles observées par RC. Emmons (1969) en produisant expérimentalement de mini-décrochements dans des modèles sableux cimentés (cf fig. 1 pl. 21). D'après cet auteur de telles figures sont typiques de décrochements se produisant dans un bâti encore relativement plastique.

II - 1 Le synclinal médian.

Il constitue un des éléments essentiels de la structure de Belledonne. Cet accident de direction moyenne N35° penté E se suit depuis le Beaufortin au Nord jusqu'à la vallée de la Romanche au Sud. Il est jalonné par des lambeaux de terrains houillers ou mésozoïques. Dans le Beaufortin le synclinal médian sépare le complexe de Belledonne (ou série satinée externe) de la série verte. (cf pl. 24 et 25).

II- 1a Etude analytique de la bordure W du synclinal médian.

Le bord W est constitué de micaschistes et de leptynites à pendage variant entre 40 et 70 ESE. F. Carme a mis en évidence sur toute cette bordure W la présence de plis droits "post schisteux", peu serrés, d'axe N10 à 20° faiblement pentés vers le Nord (cf fig. 4 pl. 20). Ces plis sont typiquement des plis en échelons ; ceux-ci sont réputés pour être associés à des décrochements ; le dispositif observé correspond à un coulissement dextre le long du synclinal médian.

De nombreuses failles N60° à N70° découpent cette zone et viennent se greffer sur le synclinal médian. Il s'agit typiquement d'un réseau de failles conjuguées.

II - 1b Les décrochements dans le granite de Beaufort.

Ce granite situé en bordure du synclinal médian est haché par de nombreuses failles annexes N60° à N70° qui viennent se greffer sur l'accident principal. Dans cette zone le granite acquiert une texture planaire.

Nous avons effectué une étude des plans de mouvement d'après la méthode d'Arthaud (1969). On peut considérer que ce granite, probablement cadomien, (cf conclusions générales) a subi des déformations hercyniennes et alpines. Nos mesures proviennent des environs de Beaufort : route de Bersend et route de Roselend. Sur le diagramme stéréographique (fig. 1 et 2 pl. 19) les pôles des plans de mouvement se répartissent en 3 bandes nettes. Elles déterminent donc trois directions principales de déformation. Pour déterminer les axes X, Y, Z il nous faut consulter le diagramme des stries : une direction de contraction est possible, associée à des failles décrochantes conjuguées N60° à N90° dextres et N120° et N165° sénestres.

Nous attribuons donc à Z la direction N104°, à Y la direction N44° et à X la direction N175°.

D'après ces directions de déformation nous nous trouvons en présence d'un décrochement dextre.

II - 2 Décrochements parallèles au synclinal médian.

II - 2a Accidents séparant le complexe leptyno-amphibolique et le complexe blastomylonitique.

Dans le Beaufortin cet accident très "spectaculaire" se suit depuis le col du Sallestet au Nord jusqu'à la vallée de l'Isère au Sud en passant par le col du Pré, les Têtes de Cuvy, le passage du Dard, la pointe de Comborsier. Il est jalonné par des lambeaux de houiller ou de terrains mésozoïques pincés.

Son flanc E est entièrement laminé sur plusieurs centaines de mètres avec formation de micaschistes ou de phyllonites. De nombreuses failles satellites parallèles à l'accident principal (résultant du même système de contraintes)

découpent cette bordure E.

Dans le flanc W la foliation des leptynites du complexe leptyno-amphibolique qui était de N150° passe en bordure de l'accident à N30° et dessine ainsi un pli vertical et à convexité sud. La courbure et le sens de convexité de la foliation nous permettent de lier la genèse de ce pli ou virgation à un décrochement dextre. De plus, en bordure immédiate de ce décrochement, les fractures en échelons, très rapprochées, évoluent en cisaillements. Par multiplication de ces plans de cisaillement il se forme au voisinage de la faille un feuilletage de la roche ou schistosité de fracture N55° (cf fig. 5 pl. 22) (pinnate cleavage). Il est à noter que cette schistosité de fracture est strictement limitée à la bordure immédiate de la faille.

II - 2b Accident séparant le complexe leptyno-amphibolique et la série verte.

Ce décrochement, souligné par les lambeaux de houiller des ardoisières de Cevins et de la Bathie, se greffe sur l'accident précédemment décrit au niveau de Chornais. Dans son flanc est la foliation des leptynites du complexe leptyno-amphibolique passe de la direction N50 à N30° ; elle dessine un pli à axe vertical et à convexité N. Là encore la genèse de ce pli ou virgation est à lier à un décrochement dextre.

La foliation du complexe leptyno-amphibolique dessine une flexure sigmoïdale typique des zones de décrochements (cf schéma structural fig. 2 pl. 21)

II - 2c Décrochements à l'échelle métrique observés sur les polis glaciaires du col du Méraillet et du barrage de Roselend (complexe blastomylonitique).

La géométrie de ces structures métriques reproduit très exactement les observations que l'on peut faire à l'échelle cartographique dans le massif de Belledonne s. lat. En effet, à l'échelle métrique on retrouve le faisceau de fractures N35° avec son réseau conjugué N60° ; ce réseau peut soit se greffer sur l'accident principal, soit le décrocher dans le sens dextre. Ces accidents peuvent être jalonnés par de véritables brèches tectoniques. Les figures typiques de décrochements associées à ces fractures sont nombreuses. Ce sont :

- + les flexures sigmoïdes qui évoluent en décrochements (fig. 4 pl. 22),
- + les plis à axes verticaux en S ou en Z (fig. 3 pl. 22),
- + les fractures annexes en échelons.

Ces fractures se groupent en constituant de véritables zones broyées. Tous ces méso-décrochements sont généralement dextres, sauf dans la région de Roselend où ils sont sénestres.

B LES ECAILLAGES OU CHEVAUCHEMENT DE SOCLE.

1 - Etude du plateau des Rognioux.

Ce plateau ou graben est limité et haché par deux réseaux de fractures.

- un réseau NE - SW penté W,
- un réseau NNE - SSW parallèle aux grands décrochements et général dans tout le complexe blastomylonitique.

Le réseau NE-SW affecte le Trias ; il consiste en un écaillage du socle avec

Commentaire de la planche 22.

Fig. 1-2-3-4. Mini-décrochements observés sur des polis glaciaires dans la région de Roselend (complexe blastomylonitique).

Fig. 1. Fissures d'extension sigmoïdes indiquant une déformation progressive.

Fig. 2. Brèche tectonique accompagnant les décrochements.

Fig. 3. Replis en "S" à axes verticaux observés dans les gneiss blastomylonitiques. Ces microplis sont caractéristiques des décrochements sénestres.

Fig. 4. Flexure sigmoïde évoluant en décrochement.

Fig. 5. Schistosité de pli fracture.

Elle est observée en bordure immédiate des décrochements limitant le complexe leptyno-amphibolique (Massif de la Légette du Grand Mont). Cette schistosité N50°E reprend la foliation métamorphique de direction N30°. Cette schistosité de fracture est typique d'un décrochement dextre (cf élipsoïde des déformations fig 5bis).

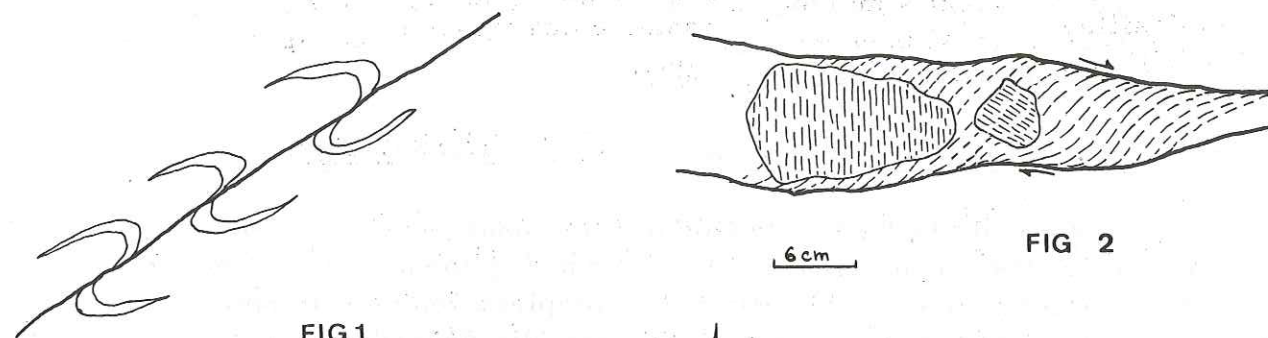


FIG.1

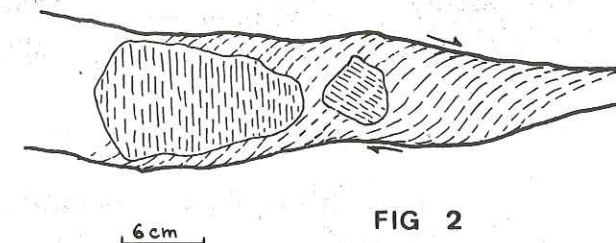


FIG 2



FIG 3



FIG 4

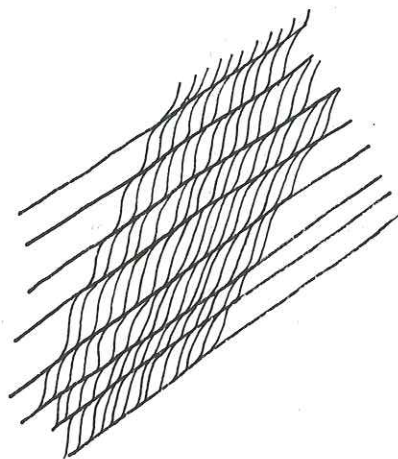


FIG 5

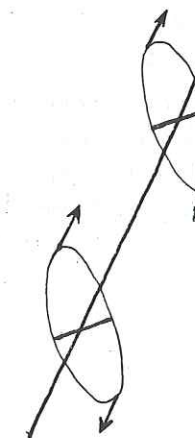


FIG 5bis

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE

chevauchement de celui-ci sur le Trias ; les crochons de faille observés indiquent un mouvement vertical. Tous ces mouvements sont d'amplitude métrique. On assiste fréquemment à un contrôle structural des accidents anciens vis à vis de ces écaillages. Ainsi prennent naissance ces fractures en lignes brisées très caractéristiques du plateau des Rognioux.

2 - Etude de la zone de la Pointe de Comborsier.

Dans la région de la Pointe de Comborsier nous avons pu mettre en évidence des plis déversés à l'intérieur du Lias "pincé" jalonnant le décrochement séparant le complexe blastomylonitique du complexe leptyno-amphibolique. La direction perpendiculaire aux plans axiaux des plis déversés, considérée comme la direction du chevauchement est de N100°.

Donc, postérieurement aux coulissements, nous avons eu une phase d'écaillage avec déversement vers l'W.

C LA FRACTURATION.

1 - Mesures de terrain.

La fracturation est très dense. Parmi toutes les fractures relevées on a pu en mettre en évidence une grande famille que l'on retrouve à peu près partout dans le secteur parcouru. Le sens de mouvement relatif a pu être déduit de la présence soit de stries portées par le remplissage de la cassure, soit de fentes d'extension en échelon. Toute cette région présente des fentes d'extension N110 traduisant un allongement suivant la direction N20° avec parfois un léger décrochement dextre (cf carte structurale pl. 27)

2 - Relevé des fentes à quartz.

Ces fractures sont typiquement alpines car elles se poursuivent dans le Trias. Nous avons repris la carte des filons de quartz établie par H. Dabrowski (1965) dans la région des Rognioux, Grand Mont. Ces fractures ou fentes à quartz étant subverticales nous avons pu ainsi mesurer l'importance d'une famille de failles par l'importance de ses traces. (Méthode utilisée par H. Arnaud, 1972, et F. Bartoli, 1973). Nous avons noté la longueur des failles de 10 familles choisies

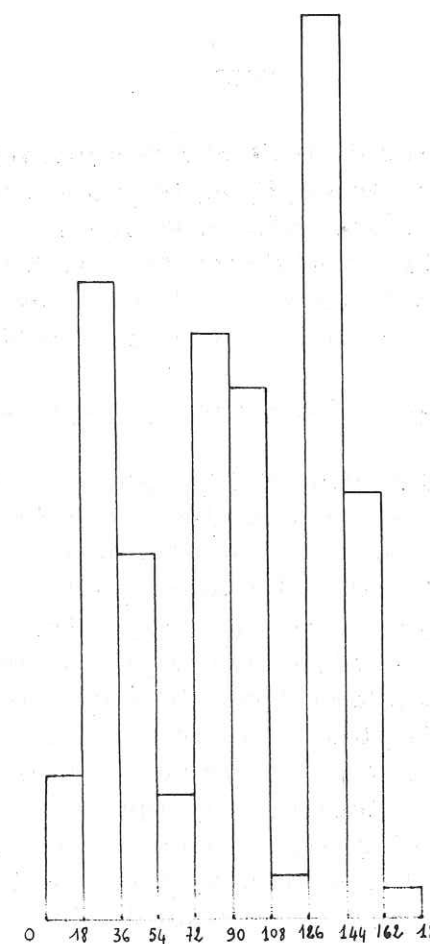
La figure (cf fig. 1 pl. 23) met en évidence 3 familles de densité de fracturation.

+ La famille de fracturation d'orientation NNE-SSW est prépondérante ; elle correspond certainement à un contrôle structural d'accidents anciens (N30° hercynien) vis à vis de la fracturation.

+ La famille de fracturation E-W correspond à celle observée sur le terrain, traduisant un allongement N20°.

+ La famille de fracturation d'orientation N140 à N170 provient, elle aussi probablement du rejeu d'accidents plus anciens.

FIG 1



HISTOGRAMME DES FAMILLES DE FRACTURES ALPINES

NW

SE

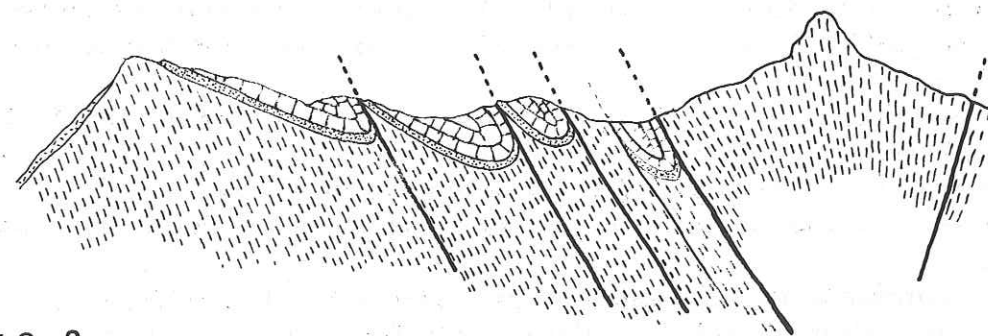
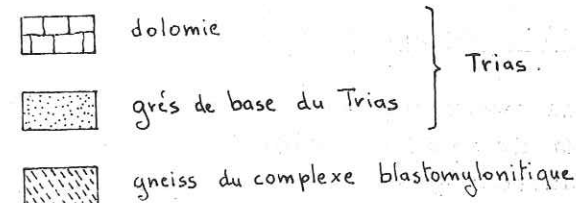


FIG 2



COUPE DU PLATEAU DES ROGNIOUX

D - CONCLUSIONS

Les grands accidents délimitent des compartiments dissemblables par leur lithologie, leur évolution orogénique, leur style tectonique et leur métamorphisme. De nombreux arguments militent en faveur de l'interprétation de ces grands accidents comme des linéaments permanents. Nous allons essayer de retracer leur histoire, mais dans l'état actuel de nos connaissances, il nous est impossible d'établir avec certitude une chronologie absolue des divers événements.

1 - Le style et l'importance des accidents.

Ces accidents de direction N35° à N60° se suivent sur de grandes distances; ainsi le "synclinal médian" recoupe le massif de Belledonne s. lat. du Nord au Sud soit une longueur de plus de cent kilomètres. Toutes ces fractures se groupent en familles qui se greffent les unes sur les autres avec de nombreuses branches et zones de ramifications (cf carte structurale de F. Carme pl. 3); tous ces caractères sinueux sont typiques de très grandes zones de décrochements.

Ces accidents sont jalonnés par de puissantes formations mylonitiques qui peuvent atteindre parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur avec développement d'une schistosité parallèle aux fractures, une rétro-morphose et une recristallisation de basse température (quartz, chlorite, albite, calcite, séricite). Ces grands accidents de type "synclinal médian" se retrouvent dans la plupart des massifs cristallins externes : Grandes Rousses (synclinal des Lacs), Mont Blanc - Aiguilles Rouges (synclinal de Chamonix), Pelvoux, massif de l'Aar.

D'après les récents travaux de P. Vialon (1973) et F. Carme (1970) ces accidents se prolongeraient vers le SW grâce à divers relais, par les failles Cévenoles de Privas et d'Alès.

Toutes ces fractures présentent donc une amplitude, une extension régionales. Il nous paraît même possible de fixer l'amplitude du décrochement dextre à l'origine du synclinal médian. En effet on peut admettre que le "synclinal médian" de Belledonne est le prolongement du "synclinal" de Chamonix. Ensuite l'examen de la carte géologique (cf. pl. 27) et la comparaison des faciès pétrographiques de part et d'autre des "synclinaux" suggèrent certaines continuités entre

- + le complexe blastomylonitique du Beaufortin et les gneiss de Cheserys des Aiguilles Rouges,
- + le granite de Beaufort et le granite des Sept Laux,
- + la série verte du Beaufortin et la série Prarion-Pormenaz des Aiguilles Rouges.

Si donc comme nous le pensons, ces unités structuro-pétrographiques se raccorderaient initialement deux par deux, l'ampleur du décrochement, du coulisage aurait été de 30km.

2 - Individualisation précoce des fractures.

Lors de l'étude pétrographique nous avons mis en évidence la présence de masses de blastomylonites; la formation de ces faciès implique certainement l'existence d'un régime de contraintes anisotropes responsable de la microcata-

clase. Ces blastomylonites ont une schistosité parallèle à leur encaissant; les plis "syncristallins" du domaine blastomylonitique admettent pour plan axial le plan de schistosité et les minéraux résiduels sont orientés parallèlement à l'axe des plis; tous ces critères sont caractéristiques d'un régime de contraintes tangentielles ou cisailantes.

Des faciès analogues se retrouvent dans les autres massifs cristallins externes. Dans le Pelvoux les zones de faiblesse sont orientées Nord-Sud :

- + grande bande de blastomylonites anté-mobilisat du glacier Blanc A. Pécher (1973);
- + grande bande de blastomylonites anté-mobilisat de Peyre-Arguet A. Pécher (1970).

Dans les Aiguilles Rouges on trouve des blastomylonites post-mobilisat : ce sont les gneiss Cheserys de J. Bellière (1958).

3 - Fonctionnement des fractures lors de la formation des plis P3

Une phase de fracturation importante accompagne la formation des plis P3 NNE-SSW; elle se marque par l'apparition de grandes failles inverses parallèles aux plans axiaux des plis P3.

4 - Mouvements durant le dépôt de la série verte.

Les caractères pétrographiques et géochimiques des roches de la série verte, et leur âge probable dévono-dinantien permettent de penser que cet ensemble représente les produits d'un "volcanisme initial" caractérisé par l'association "spilite-kératophyre" (Turner-Verhoogen 1951-1960). Ce volcanisme serait essentiellement sous-marin, contemporain de l'approfondissement de la fosse : les dolérites représenteraient les faciès les plus proches du magma originel.

Actuellement, la série verte constitue une bande qui s'étire parallèlement à l'allongement de la chaîne; de plus les venues plutoniques ou volcaniques ont une répartition linéaire longitudinale. Il est certes difficile et un peu illusoire de vouloir reconstituer la paléogéographie dévono-dinantienne, néanmoins il semble que le dépôt de la série verte se répartit suivant une bande grossièrement N-S. Dans un tel contexte, et bien que ne possédant pas d'arguments péremptifs, il nous paraît très probable que les grands accidents aient orienté la paléogéographie et permis la mise en place de roches éruptives proches du magma originel.

5 - Rejeu post-métamorphique hercynien.

Les granites hercyniens du Roc Blanc et de l'Outray présentent un allongement parallèle aux accidents; ceux-ci semblent donc avoir guidé leur mise en place. Tous ces granites ont une texture orientée et même parfois une véritable foliation dans les accidents. Cette texture planaire semble avoir été acquise

- + dans un stade magmatique :
 - plagioclases en lattes orientées,
 - microclines en méga-cristaux parallèles à la linéation;
- + dans un stade post-magmatique :
 - on observe de nombreux phénomènes cataclastiques (fracturations, broyage

Commentaire de la planche 24.

Fig. 1. Schiste mylonitique (lame J5-9) élaboré à partir d'un substrat de gneiss grenu. Nombreux porphyroclastes de feldspath et de quartz dans une mésostase très séricitisée.

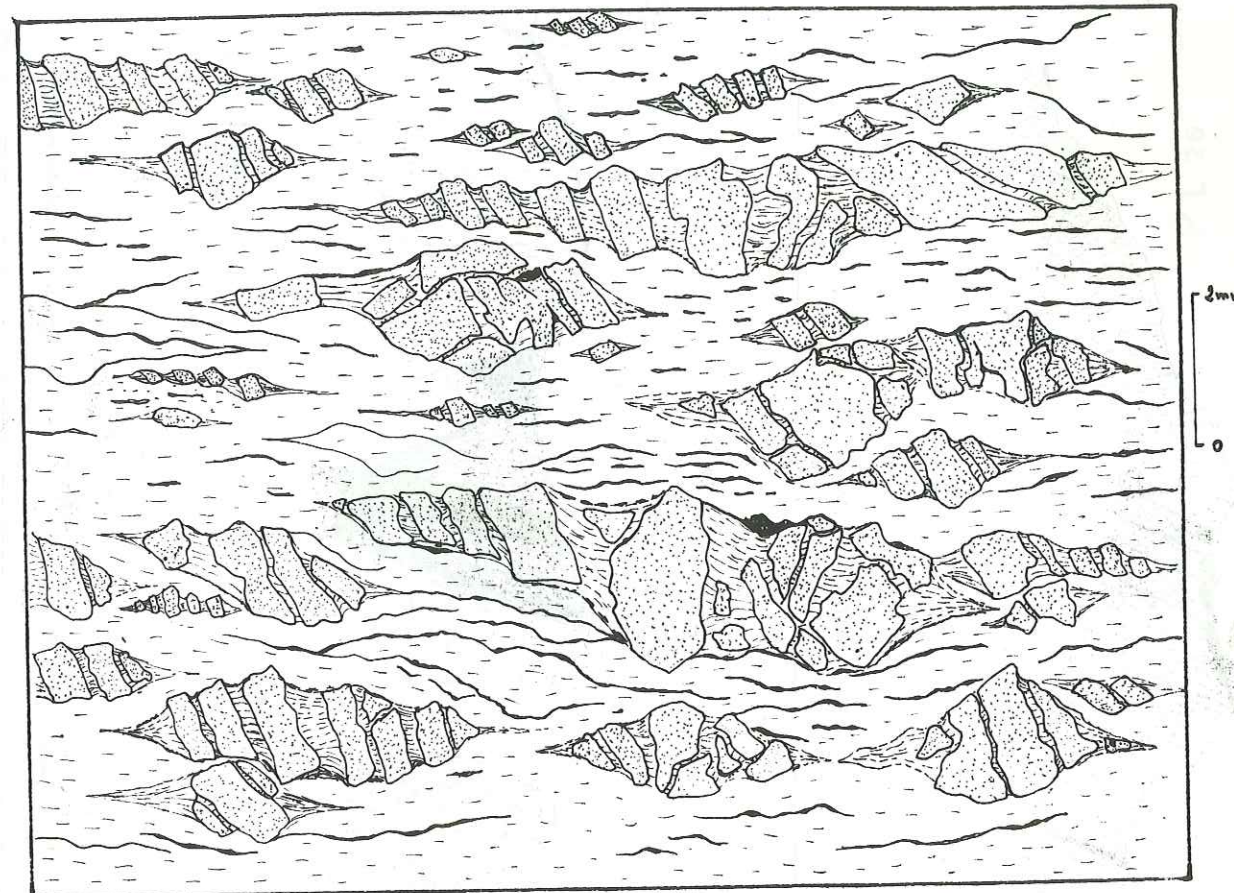
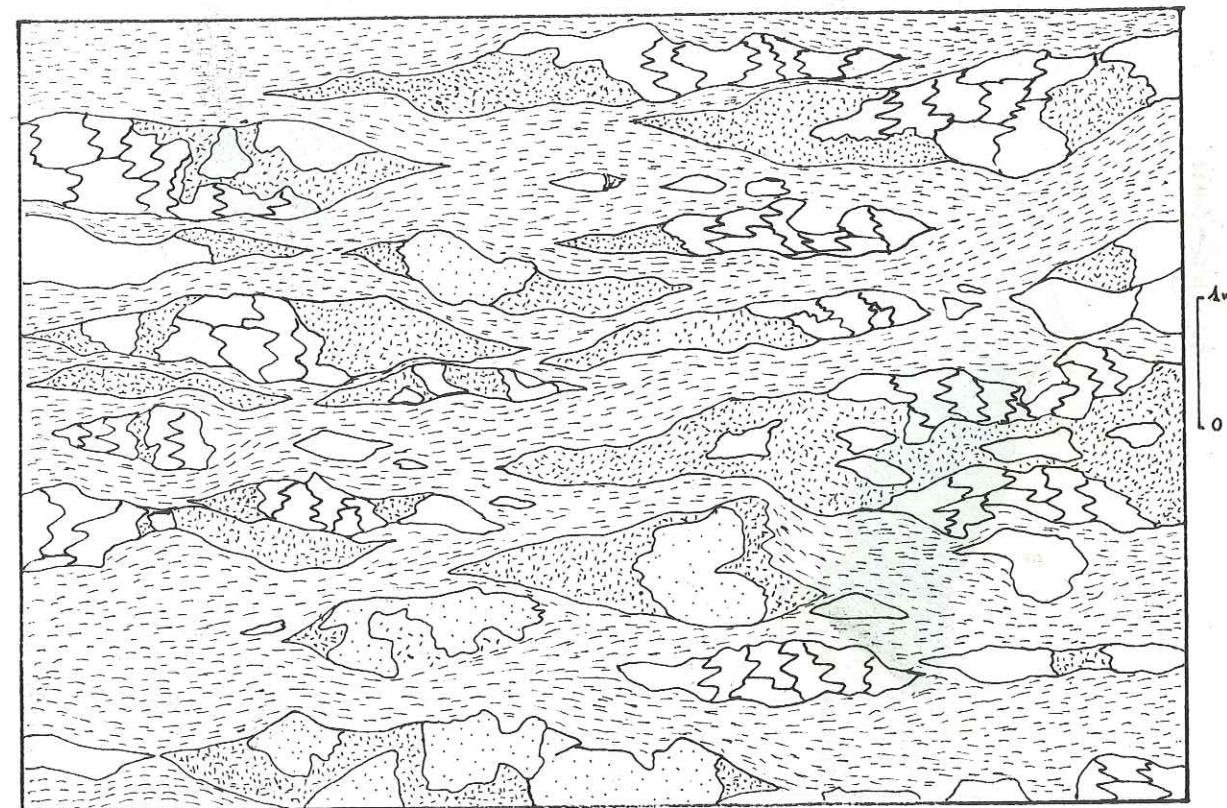


Fig. 2. Début de cataclase (lame W₁). Grands feldspaths fracturés suivant un réseau faisant un angle de 45° avec la schistosité. Cristallisation de quartz, albite, séricite, chlorite et calcite dans les zones de "pressure-shadow".



PL 24

SE

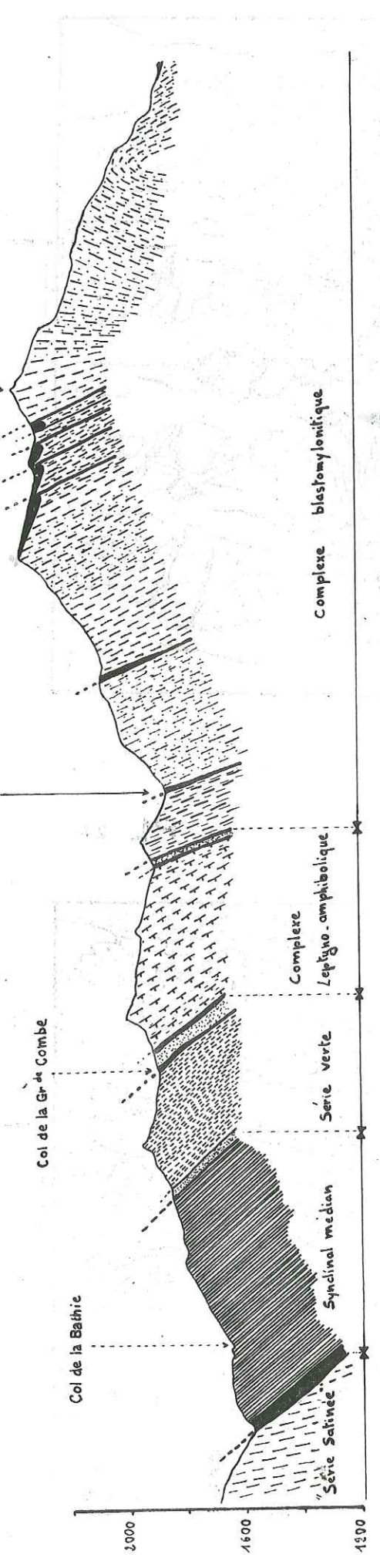
le Grd Rognioux

Fornet (ruis)

Col de la Gr^{de} Combe

Col de la Bathic

NW



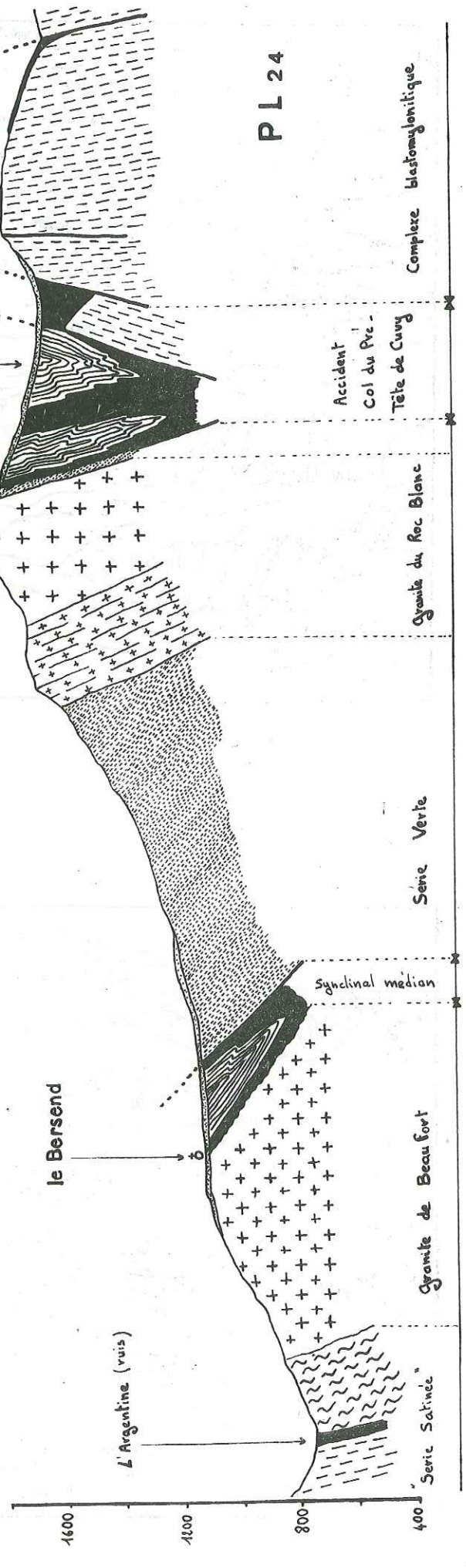
SE

Col du Pré

le Bersend

L'Argentine (ruis)

NW



PL 24

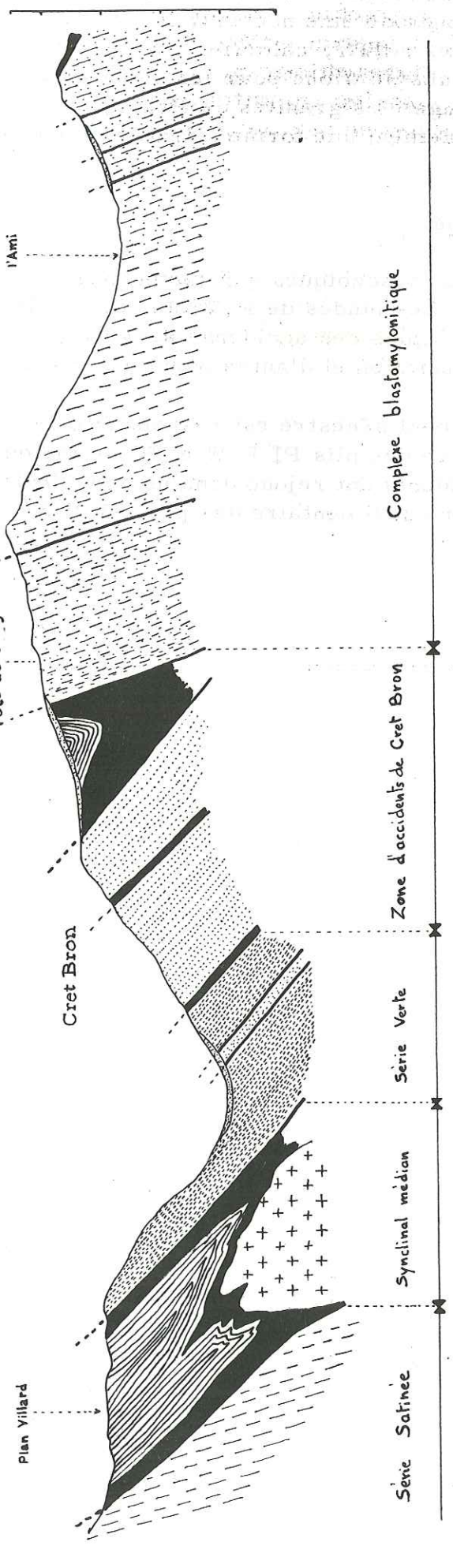
SE

Tête de Cuvy

Tête de Cuvy

Cret Bron

Série Satinée



LEGENDE DES COUPES GEOLOGIQUES

	Moraine		Complexe blastomylonitique		"Série Satinée"
	Jurassique		gneiss blastomylonitiques		micaschistes
	Trias		"substrat" des blastomylonites		migmatites
	Houiller		mylonites		granite de Beaufort
	Série Verte		ectinites		
	granite cataclase		Complexe leptyno-amphibolique		
	granite du Roc Blanc		ectinites		
	Complexe leptyno-amphibolique		mylonites		

ECHELLE 1/20000

PL 26

des minéraux, acquisition d'une structure amygdalaire très caractéristique). A cette cataclase s'ajoute une rétro-morphose et une néocrystallisation de minéraux de basse température tels que albite, quartz, chlorite, calcite, séricite.

F. Bartoli (1973) fait les mêmes observations pour les granites hercy-niens du Pelvoux. Dans les Aiguilles Rouges les granites de Prarion-Pormenaz et de la montée Pélissier présentent également une forme allongée et une texture orientée.

6 - Les mouvements alpins.

Les nombreux lambeaux de terrains mésozoïques qui jalonnent ces acci-dents en soulignent le rejeu très récent. Les études de P. Vialon et coll. 1973 tendent à attribuer un rôle prépondérant à tous ces accidents dans l'orogénèse alpine pour d'une part orienter la sédimentation et d'autre part guider les dé-formations.

Dans un premier stade un coulissement sénestre est responsable de la formation dans la couverture sédimentaire des plis P1 E-W et P2 de même direction ; dans un second stade les accidents ont rejoué dans un sens dextre entraînant la formation dans la couverture sédimentaire des plis P3 N-S.

=====

CHAPITRE VIII - CONCLUSIONS GENERALES

Nous rappellerons tout d'abord les résultats fournis par l'étude pétro-logique, géochimique et structurale de notre région; la comparaison de nos tra-vaux avec ceux effectués par d'autres auteurs sur des régions avoisinantes nous ont conduit à proposer un schéma d'évolution structuro-métamorphique. Ce schéma constituera l'objet du second paragraphe.

I - RAPPEL DES RESULTATS FOURNIS PAR L'ETUDE PETRO-LOGIQUE-GEOCHIMIQUE & STRUCTURALE

Dans le Beaufortin, nous avons distingué quatre grands ensembles dif-férant par leur lithologie, leur style structural et leur métamorphisme. Mal-heureusement, leurs rapports stratigraphiques sont difficiles à établir car ils sont toujours masqués par des phénomènes disharmoniques dus à leurs proprié-tés mécaniques différentes et leurs contacts correspondent toujours à d'import-antes failles de décrochement; celle du "Synclinal médian" par exemple a un rejet horizontal dextre de l'ordre de 30 km.

Ces ensembles sont d'Est en Ouest: le complexe blastomylonitique, le complexe leptyno-amphibolique, la série verte, la "série satinée externe".

1) Le complexe blastomylonitique

Il s'agit d'une ancienne série sédimentaire aux faciès pétrographiques variés: arkosés, grès schistes auxquels sont associés des roches basiques. L'ensemble a été soumis à divers phénomènes tectoniques et métamorphiques.

1 a) Un premier métamorphisme, de type haute pression s'est accompagné d'une migmatisation. Ce premier métamorphisme est contemporain d'une phase de plissements caractérisée par des plis d'écoulement anarchiques et des plis isoclinaux semblables de direction ENE-WSW. Ce métamorphisme n'est décelable que par des reliques minérales (grenat, hornblende brun-vert, microline, plagioclase) et des lentilles hectométriques de gneiss, amphibolites et migma-tites ayant échappé à la microcataclase. On peut rapprocher cet épisode tectono-métamorphique du "métamorphisme de type Barrow à disthène et migmatisation générale synchrone d'une première phase de plissement de direction ENE" mis en évidence par F. CARME (1970) dans la coupe du synforme d'Allemont.

1 b) Un second métamorphisme a affecté profondément toutes les formations cristallophylliennes formées lors du premier épisode tectono-métamorphique; celles-ci ont acquis l'essentiel de leurs caractères structuraux. Ce métamor-phisme blastomylonitique intéressant un domaine d'extension régionale s'est développé dans un climat métamorphique mésozonal. Il se matérialise par les phénomènes suivants:

1 b 1 - Une déformation rupturale: responsable de la microcataclase: granulation du plagioclase et du microline, formation et fracturation de phéno-

clastes résiduels. Cette microcataclase s'accompagne d'une séricitisation des plagioclases.

1 b2 - Une déformation souple succède à la déformation rupturale; mais il n'est pas possible de préciser s'il y a passage continu de l'une à l'autre dans le temps. Elle se caractérise par la formation de deux types de plis:

- plis "synchrystallins" P1, isoclinaux dont les plans axiaux sont parallèles à la schistosité blastomylonitique;

- plis post-schisteux qui correspondent aux derniers stades de la déformation souple et sont responsables de l'architecture actuelle de l'ensemble. Ils sont de deux directions: des plis P2 E-W, et des plis P3 NNE-SSW; ils s'accompagnent d'une nouvelle linéarité parallèle à leur axe.

1 b3 - Une recristallisation synchrone de la formation des plis P1; elle n'affecte que la fraction broyée et consiste en une blastèse de plaquettes de quartz (celles-ci soulignant la schistosité blastomylonitique en contournant notamment les minéraux reliques) et une recristallisation plus ou moins complète de la mésostase ou fraction broyée: recristallisation de plagioclase, biotite, hornblende verte, etc.....

Les gneiss du complexe blastomylonitique résultent donc de la superposition de deux phases tectono-métamorphiques; la question se pose de savoir si ces deux épisodes se placent à l'intérieur d'un même cycle orogénique ou appartiennent à deux cycles distincts. Le problème est très complexe, car l'histoire de Belledonne comporte encore de nombreux points obscurs. Si nous nous référons à d'autres études nous pouvons remarquer que pour la majorité des auteurs les blastomylonites sont polycycliques et antécambriennes. Dans le Beaufortin le second métamorphisme, "blastomylonitique", de degré mésozonal intéresse un domaine d'extension régionale et s'accompagne de plusieurs phases de plissements; tous ces caractères militent pour considérer que cet épisode structuro-métamorphique s'est déroulé durant un cycle orogénique propre.

1 c - Granite intrusif Hercynien : au sein des formations du complexe blastomylonitique et les recoupant, affleure le microgranite intrusif du Grand Mont. Il a été daté de l'Hercynien par comparaison en particulier avec les granites du Pelvoux très bien connus.

1 d - Le métamorphisme cataclastique - Les phases tectoniques cassantes hercyniennes et alpines ont fortement disloqué le complexe blastomylonitique que nous considérons d'âge précambrien (voir infra). Elles ont notamment entraîné des phénomènes cataclastiques, accompagnés d'une importante rétro-morphose. Cette rétro-morphose se traduit par des phénomènes de déstabilisation de minéraux anciens (saussuritisation du plagioclase, chloritisation de la biotite) et par l'apparition de paragenèses nouvelles de faciès schistes verts (albite, calcite, quartz, séricite, chlorite, épidote). Ce métamorphisme cataclastique prend une grande importance en bordure des accidents qui limitent cet ensemble et notamment le long du décrochement dextre N 35°, Pointe de Comborsier, Passage du Dard, Tête de Cuvy.

2) Le complexe leptyno-amphibolique

Comme son nom l'indique ce complexe est essentiellement formé de leptynites et d'amphibolites auxquelles sont également associés quelques niveaux de gneiss à biotite et gneiss amphiboliques. A l'origine, il s'agissait surtout de grès pyroclastiques ou d'anciens tufs remaniés dans lesquels étaient interstratifiés des coulées volcaniques basiques, probablement andésitiques.

Cet ensemble a été affecté par un métamorphisme de type haute pression (présence de disthène au Sud de notre secteur d'étude). Les conditions approchées sont les suivantes, en admettant $P_s = Ph_{20}$

P_s 6,4 Kb
 T° de 600 à 630° c.

Une phase tectonique, synchrone de ce métamorphisme, a donné des plis semblables de direction ENE-WSW. Enfin, une très forte cataclase accompagnée de recristallisations (albite, calcite, chlorite, séricite, quartz et épidote) a fortement transformé cet ensemble.

3) La série verte

Dans le Beaufortin, la série verte constitue un ensemble monotone à caractère flyschoidé, de produits essentiellement détritiques. Il s'agit de dépôts rythmiques de schistes rubanés, de cinérites, de tufs et de greywackes. Quelques niveaux conglomératiques et de schistes noirs graphiteux viennent rompre cette monotonie. A ces roches, de faciès Culm, sont associées des roches intrusives de type filonien: diabases et dolérites.

Cet ensemble est affecté par un métamorphisme épizonal de faciès schistes verts - Les conditions approximatives de ce métamorphisme ont été estimées à:

$P_s = Ph_{20} = 4$ à 7 Kb;
 T° de 385 à 460° c.

Postérieurement à ce métamorphisme général et certainement synchrones de mouvements tectoniques cassants, se sont mis en place dans la série verte, les granites intrusifs du Roc Blanc et de l'Outray que nous rattachons au cycle Hercynien (Viséen sup.) par comparaison avec les granites de Pormenaz dans les Aiguilles Rouges et du Pelvoux datés de 280 à 350 millions d'années.

Enfin, des phénomènes rétro-morphiques et cataclastiques affectent aussi bien la série verte que le granite du Roc Blanc et les complexes blastomylonitique et leptyno-amphibolique. Certains se sont produits à l'Hercynien après la mise en place du granite du Roc Blanc et avant le Stéphanién, d'autres sont à relier à l'orogénèse alpine.

4) La "série satinée externe"

Nous n'avons pas entrepris l'étude détaillée de cet ensemble, mais quelques coupes effectuées au niveau de la Grande Journée du Mont Mirantin et de la vallée du Doron de Beaufort nous ont permis de mettre en évidence dans cet ensemble de micaschistes une histoire microstructurale très complexe marquée par l'interférence de nombreuses phases de plissements dont les deux plus importantes ont les directions suivantes: N 70° et N 10° à N 30°. La mise en place du Granite de Beaufort se faisant durant la phase de plissement N 70°. Or, nous retrouvons ces deux phases dans le complexe blastomylonitique. En outre, d'après les travaux de F. CARME (1970), il existe un passage continu entre les gneiss à disthène et staurotide assimilables à notre complexe blastomylonitique et les micaschistes de la "série satinée" par l'intermédiaire d'une "zone de transition où l'on observe une rétro-morphose du grenat, de la biotite et des silicates d'alumine et le développement des porphyroblastes surimposés d'albite et de la tourmaline". De plus, toujours d'après F. CARME, cette série satinée possède une histoire "microstructurale très complexe avec au moins deux foliations successives et deux phases de plissements postérieures" - En conséquence, d'après les travaux de cet auteur et d'après nos observations, certes bien fragmentaires, on peut envisager que le complexe blastomylonitique et la "série satinée externe" appartiennent à un seul et même ensemble. Si cela était effectivement le cas, il faudrait expliquer pourquoi ces deux unités structurales sont pétrographiquement si dissemblables.

II - SCHEMA SYNTHETIQUE DE L'EVOLUTION DU SOCLE DE BELLEDONNE

La comparaison de nos travaux avec ceux effectués par d'autres auteurs sur des régions avoisinantes nous a conduit à proposer un schéma d'évolution structurale-métamorphique de la chaîne de Belledonne. Dans l'état actuel de nos connaissances, ce schéma nous paraît le plus vraisemblable mais il ne demeure néanmoins qu'une hypothèse de travail.

Les formations les plus anciennes qui peuvent être datées par des fossiles sont celles d'âge Stéphanien inférieur et moyen (in C. BORDET 1961). Quant aux terrains cristallins sous-jacents, la seule donnée qui nous paraisse évidente est la postériorité de la série verte par rapport aux complexes leptyno-amphibolique et blastomylonitique. En outre, un âge dévono-dinantien peut très raisonnablement être avancé pour cette série verte compte-tenu de sa très grande analogie avec les faciès Culm des Vosges. Par contre, les relations entre le complexe blastomylonitique, et le complexe leptyno-amphibolique ne sont pas évidentes et leur âge respectif est difficile à préciser.

En ce qui concerne le complexe leptyno-amphibolique, étant peu représenté dans le Beaufortin, et étant en outre très affecté par la tectonique cassante fin hercynienne et alpine, il nous est difficile de le situer dans le schéma évolutif de Belledonne. Si nous nous référons aux travaux de F. CARME (1970) sur la zone du synforme d'Allemont au Sud du Beaufortin, il ne constituerait qu'un des

termes du complexe de Belledonne, l'autre terme étant le complexe blastomylonitique. Toutefois le complexe leptyno-amphibolique étant lithologiquement différent du complexe blastomylonitique et structuralement plus simple, il semble qu'on puisse envisager l'hypothèse suivante:

- le complexe leptyno-amphibolique est stratigraphiquement postérieur au complexe blastomylonitique, et le métamorphisme qui l'a affecté est également responsable de la blastomylonitisation.

Le complexe blastomylonitique quant à lui possède une histoire structurale-métamorphique très complexe qui résulte de la succession de deux événements majeurs: à un métamorphisme de type haute pression accompagné de migmatitisation et synchrone d'une phase de plissement ENE succède un métamorphisme blastomylonitique accompagné de plusieurs phases de plissements. "Le style structural et les types de métamorphismes de cet ensemble l'opposent à toutes les séries de Culm connues" et un âge plus ancien certainement précambrien doit être envisagé.

A titre d'hypothèse, nous pouvons dans l'état actuel de nos connaissances résumer ainsi l'histoire du socle de Belledonne (cf. tableau synthétique).

a) Dépôt d'une série sédimentaire aux faciès variés, arkoses, grès, schistes, calcaires auxquels sont associés des coulées basiques.

b) Phase de plis ENE accompagnée d'un métamorphisme de type H. P., d'une migmatitisation et de la mise en place des granites des Sept Laux et de Beaufort. On pourrait rapporter de façon très hypothétique évidemment ces deux événements au cycle moldanubien.

c) Dépôts de tufs et grès pyroclastiques acides auxquels sont associés des coulées basiques.

d) Métamorphisme général de degré mésozonal accompagné de plusieurs phases de plissement. Il transforme les formations volcano-détritiques et volcaniques en leptynites et amphibolites et provoque la blastomylonitisation des terrains sous-jacents.

Ces événements c et d pourraient appartenir au cycle cadomien.

e) Dépôt de la série verte ensemble volcano sédimentaire à faciès culm très net (Dévono-dinantien).

f) Métamorphisme général épizonal, probablement de haute pression. Il entraîne dans le socle une rétro-morphose et une forte cataclase.

g) Fracturation du socle et coulissement le long des accidents longitudinaux. Le jeu disharmonique des différents ensembles structurale-métamorphiques fait disparaître les relations stratigraphiques qui pouvaient exister entre eux. Il se produit, en outre, un métamorphisme cataclastique au voisinage immédiat de ces accidents. Ceux-ci favorisent la mise en place des granites intrusifs hercyniens (viséen).

h) Dépôt de grès et de silts houillers. Ces formations achèvent le cycle hercynien.

i) Dépôt de la série mésozoïque qui débute par les grès de base du Trias.

j) Bombements alpins EW et NS synchrones des rejeux des grands décrochements; métamorphisme à faciès zéolite.

Ainsi, nous venons de proposer un schéma d'évolution géologique du Beaufortin. Si la chronologie relative des divers événements nous paraît le plus souvent assez bien étayée, il n'en est par contre pas de même en ce qui concerne leur âge absolu. On dispose, certes, d'un certain nombre de datations radiométriques mais, celles-ci ne sont pas encore assez systématiques et trop sujettes à des critères interprétatifs pour être utilisées.

NOM DE FORMATION	ORIGINE		METAMORPHISMES & DEFORMATIONS
	Alpin	gros grès et schistes	
HERCYNIEN	SERIE VERTE	Série Volcano-sédimentaire tufs craie et gypsocraie conglomérats schistes à plants quartzites désérites calcaires	<p>PLIS ENE</p> <p>Stade moyen</p> <p>PLIS ENE</p> <p>↑ NNE E-W Synchisme</p> <p>granite de S^e Colomban et réactivation de granites anciens?</p> <p>METAMORPHISME HERCYNIEN P ≈ 385 à 460 °C T ≈ 4 à 7 Kb</p> <p>Rétromorphose et cataclase</p> <p>Stade faible</p> <p>dépôt houiller Décrochements</p>
	LEPTYNO AMPHIBOLIQUE	Série Volcano-sédimentaire tufs et grès pyroclastiques venues basiques (andesitiques)	
CADOMIEN	COMPLEXE AMPHIBOLIQUE	amphibolites gneiss amphiboliques	<p>METAMORPHISME H P</p> <p>P > 8 Kb T > 620 °C Migmatisation</p> <p>8 Sept Laux } 8 Beaufort }</p> <p>PLIS ENE</p>
MOLDAUBIEN	COMPLEXE BLASTOMYLONITIQUE & SERIE SATINEE	gneiss acides gneiss fins gneiss coiffés cipolites amphibolites à grenat et diopside	

Analyses Chimiques

n°s des analyses	906	912	913	914	915	916	917
SiO ₂	65,75	64,10	47,80	64,75	61,50	63,90	65,50
Al ₂ O ₃	15,70	16,45	17,00	14,95	17,65	15,95	16,95
Fe ₂ O ₃	1,70	2,20	4,00	2,50	2,60	2,05	1,15
FeO	0,80	3,75	6,25	2,35	4,05	3,70	1,70
MgO	3,40	2,80	8,70	2,30	2,90	2,40	2,75
CaO	3,95	1	9,50	1,90	1,10	1,55	1,65
Na ₂ O	4,30	3,05	2,20	3,75	1,15	3,30	6,25
K ₂ O	1,05	2,45	1,00	4,50	5,25	3,10	1,05
TiO ₂	0,25	0,75	1,50	0,80	0,85	1,05	0,40
P ₂ O ₅	0,15	0,40	0,15	0,20	0,25	0,25	0,20
MnO	0,05	0,10	0,20	0,05	0,10	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	3,05	2,65	2,25	1,80	2,60	2,25	2,05
H ₂ O ⁻	0	0,10	0,40	0,05	0,05	0,05	0,05
Total	100,40	99,50	100,65	99,90	100,05	99,65	99,85
Y	85,23	81,20	81,18	87,08	87,08	87,08	85,23
X	930,32	926,18	926,22	935,28	935,28	935,28	930,32

BIBLIOGRAPHIE

ANTHONIOZ (P. M.) - 1971

Les mylonites profondes - Etude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique. sc. de la Terre, t. XVI, n°2, p.109-155.

ARNAUD (H) 1971

Le plateau de Glandasse - Structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique du Vercors sud oriental - Géol. Alpine, t. 47.

ARTHAUD (F) - (1969)

Méthode de détermination graphique des directions d'allongement, de raccourcissement et intermédiaire d'une population de failles - Bull. soc. géol. France 7, n°11 p.729-737.

ARTHAUD (F), BARD (JP), CAPDEVILLA et al - 1973

Décrochements tardi-hercyniens en Europe occidentale. 1ere réunion annuelle des sc. de la Terre p. 50.

AUBOUIN (J) -1961

Propos sur les géosynclinaux. Bull. soc. géol. de France série 7, 3 pp. 629-728.

AUBOUIN (J) - 1967

Quelques problèmes de tectonique et d'orogénèse. Memorie géopaléontologique dell'università di Ferrara, VI fasc III n°10 pp. 229-249.

AUBOUIN (J) 1971

Réflexion sur la tectonique de faille plio quaternaire. Géol. Rundschau (60), 3 pp. 833-848 Stuttgart.

BARTOLI (F) - 1973

Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (massif du Pelvoux) 121p. Thèse de 3eme cycle Fac sci. Grenoble.

BELLIÈRE (J) 1956

Caractères de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont Blanc. Bull. soc. géol. de France série 6, 6 pp. 691-698

BELLIÈRE (J) - 1958

Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins des massifs des Aiguilles Rouges (Hte Savoie) Thèse, mém. soc. géol. de Belgique, 81 fasc 1 198p.

BELLIÈRE (J) - 1967

Le métamorphisme blastomylonitique, source possible de jus pegmatitique migrant. Ann. Soc. Géol. de Belgique, vol. 90, fasc. 1-3, pp. 185-199

BELLIÈRE (J) - 1971

Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. Ann. Soc. Géol. de Belgique, T. 94, 1971, pp. 249-263

BERTHET (P) - 1957

Les schistes cristallins des versants de la vallée de la Romanche dans la traversée de Belledonne. D. E. S. Pétrographie Grenoble

BLAISE (J) - 1961

Etude des formations cristallines de la chaîne de la Lauzière (massif de Belledonne). Bull. Serv. de la carte géol. de France n° 269, T. 509

BORDET (Cl) - 1952

Sur l'interprétation comme diapirs descendants de certaines des bandes de terrains secondaires pincés dans les massifs cristallins externes des Alpes. C. R. Acc. Sc., p. 732

BORDET (Cl) - 1961

Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. Serv. carte géol. de France 218 p.

BORDET (P) - 1961

Sur la géologie du massif de Belledonne. C. R. Acc. Sc. T. 252, p. 434

BORDET (P) - BORDET (Cl) - 1960-1963

Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT, mémoire hors série - Soc. Géol. de France, 2 p. 309-316

BORDET (P) - 1963

Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. Trav. Lab. géol. Fac. Sc. de Grenoble, 39, pp. 173, 198

BRUCE-VELDE (M) - 1973

Essai d'analyse pétrologique des séries cristallophylliennes de France, mise en évidence de deux épisodes métamorphiques anté-hercyniens. C. R. Ac. Sc. T. 271, série D., pp. 2247-2250

CABROL (B) - 1967

Etude géologique et minière du massif des Hurtières, chaîne de Belledonne. Thèse 3ème cycle Fac. Sc. de Grenoble.

CABY (R) - 1970

La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central Algérie). Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse d'état Fac. Sc. de Montpellier

CARME (F) - 1965 (a)

Sur deux formations d'origine volcanique des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne. C. R. Acc. Sc. 260, groupe 9, pp. 6401-6404

CARME (F) - 1965 (b)

Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes anté-houillers du Taillefer (chaîne de Belledonne). C. R. Acc. Sc. 260, groupe 9, pp. 6656-6659.

CARME (F) - 1970 (a)

Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien sans doute Cadomien dans la chaîne de Belledonne. C. R. Acc. Sc. 271 série D, pp. 631-633

CARME (F) - 1970 (b)

Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C. R. Acc. Sc. 271, série D, pp. 696-699

CARME (F) - 1970 (c)

Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes, arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C. R. Acc. Sc. 271, série D, pp. 1733-1736

CARME (F) - 1970 (d)

Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C. R. Acc. Sc. 271, série D, pp. 2232-2235

CARME (F)

Problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes: corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut-Dauphiné cristallin. C. R. Acc. Sc., T. 273, série D, pp. 1671-1673

CARME (F)

Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes des Alpes et les Cévennes septentrionales. C. R. Acc. Sc., T. 273, série D, pp. 2038-2041.

DEBELMAS (J) - 1970

Alpes (Savoie et Dauphiné) - Guides géologiques régionaux
Masson - Paris - 213 p.

DHELLEMMES (R) - 1956

Etude géologique du massif cristallin des Aiguilles Rouges (Hte Savoie)
Trav. lab. géol. Fac. Sc. Grenoble, T. 32

DONDEY (D) - 1960

Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture
sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises)
Trav. lab. Géol. Fac. Sc. de Grenoble, T. 36, pp. 285-368

EHRSTROM (CE) - 1967

Sur l'existence d'un accident important à la bordure occidentale du
granite des Sept Laux (massif de Belledonne). Note préliminaire Géol.
alpine de Grenoble, T. 43, pp. 71-78

EHRSTROM (CE) - 1972

Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cris-
tallines de la chaîne de Belledonne. Thèse d'Etat Grenoble

ELLER (JP von) - 1961

Les gneiss de Sainte- Marie aux Mines et les séries voisines des
Vosges moyennes. Etude géologique et pétrographique. Thèse
Strasbourg, Mém. Serv. carte géol. de la France Alsace-Lorraine
n°13, 155 p.

ELLER (JP von) - 1969

Granitisation, dioritisation et métamorphisme dans les Vosges cris-
tallines du Nord - V Le massif d' Etival. Bull. serv. carte géol. Alsa-
ce Lorraine, p. 185-198 -S trasbourg

ELLER (JP von), HAMEURT (J), RUHLAUD (M) - 1971

Réunion extraordinaire de la société géologique de France dans les
Vosges. Extrait du C. R. sommaire des séances de la Soc. Géol. de
France, fasc. 6, séance du 23 au 28 sept. 1971, p. 295

FLUCK (P) - ELLER (JP von) - 1971

Contribution à l'étude tectonique des gneiss de Sainte-Marie aux Mines
(Vosges). Bull. serv. carte géol. Alsace Lorraine, T. 24, 2-3, pp.
149-178

FOURQUIN (Cl) - 1973

Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges
méridionales. Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, T. 26, 1,
pp. 3-42

GANG (G) - 1973

Contribution à l'étude géologique des formations permotriasiques de
la partie septentrionale de Belledonne (Arly lac de la Girotte).
Thèse de 3ème cycle Grenoble

GIBERGY (P) - 1968

Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes
dans les schistes noirs du V albonnais (série cristallophyllienne des
massifs cristallins externes dans les Alpes françaises). C. R. Acc.
Sc. T. 267, série D., pp. 1251-1254

GIBERGY (P), LACOMBE (JC), VIALON (P) - 1970

Caractères des faciès attribuables au dévono-dinantien et de leur mé-
tamorphisme dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné
France) C. R. Acc. Sc., T. 270, série D, pp. 756-759

GIDON (P) - 1954

Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimen-
taire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux
Thèse Grenoble

GIGNOUX (M) - 1960

Géologie stratigraphique - Editions Masson et Cie - Paris

GILLOT - BARBIERIE (C)

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-
Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3ème cycle Grenoble
130 p.

GIRAUD (P) - 1952

Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses
(Isère). Bull. soc. géol. de France, série 6, 2 p. 379-402.

GRATIER (JP) - LE JEUNE (B) - VERGNE (JL) - 1973

Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentai-
res des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes
Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de
Remollon)- Thèse de 3ème cycle - Grenoble 289 p.

GROLIER (T), VIALON (P) - 1964

La foliation des schistes cristallins - étude de sa genèse à l'aide de
quelques exemples. Bull. Soc. géol. de France, série 7 n° 6, pp.
309-321

HAMEURT (J) - 1968

Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental
des Vosges moyennes. Etudes géologiques et pétrographiques. I- Les
terrains cristallophylliens. II- Les granites et conclusions générales-
Annexes. Thèse de Doct. Sc. Nat. Nancy Auch orig. Centre documen-
tation C. N. R. S. n° 2629-578 p.

HOUCHMAND-ZADEH (A) - 1969

Métamorphisme et granitisation du massif du Chapédouy (Iran Central)
Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble

JUNG (J) - 1958

Précis de pétrographie - Masson Paris, 314 pages

JUTEAU (T) - 1965

Etude pétrographique et géochimique des roches volcaniques dévono-dinantiennes du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales)
Thèse de 3ème cycle-Nancy 164 pages

JUTEAU (T) - ROCCI (G) - 1965

Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Bas Rhin); Serv. carte géol. d'Alsace-Lorraine, T. 18 fasc. 3, pp. 145-176

KRUMMENACHER (D) - BORDET (P) - LE FORT (P) - 1965

Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccord stratigraphiques et géochronologiques. Schweiz mineral pétrographique 45, pp. 855-874

LACOMBE (JC) - 1970

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux, le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3ème cycle Grenoble.

LA ROCHE (H. de) - 1965

Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées orientales. Géol. Rdsch Deutsch 55n°2 pp. 274-301

LA ROCHE (H. de) - 1968

Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al. dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acc. Sc. 267 série D, pp. 39-42

LAURENT (R) - 1968

Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie) - Arch. Sc. Suisse 20 p 223-353

LAURENT (R) - CHESSEX (R) - 1968

Considérations sur le paléozoïque dans les Alpes occidentales. Eclologiae géol. Helv. 61 pp. 1-18

LE FORT (P) - 1971

Géologie du Haut Dauphiné cristallin-Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse Nancy, 4 vol. Arch. centre doc. C.N.R. S. n° A0 5301

LE FORT (P) - PECHER (A) - 1971 (b)

Présentation d'un schéma structural du Ht Dauphiné cristallin. C.R. Acc. Sc. 273 série D. p. 3-5

LOMBARD (A) - 1958

Sédimentation du flysch - Eclologiae Géol. Helv., Vol. 51, n° 3, pp. 1022-1026

MALARODA (R) - 1966

Mylonites et paléomylonites dans le massif de l'Argentera (Alpes maritimes). Atti Acad. nazion. Lincei R.C. Cl. Sci. fis mat nat Ital 41, série 8, pp. 155-162

MALARODA (R) - 1968

Atlante delle facies petrografiche del Manicio cristallino dell'Argentera - Mem. soc. géol. Ital. 7 pp. 29-36

MARTINI (J) - 1968

Etude pétrographique des grès de Taveyane entre Arve et Giffre (Haute Savoie)

MICHEL (R) - 1953

Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) Thèse Clermont Ferrand Sc. de la Terre 1, n° 3-4, 287 p

MICHEL (R) et BERTHET (P) - 1958

Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). C.R. Ac. Sc. 246 p. 1888-1890

MOINE (B), LA ROCHE (H. de) 1968

Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Ac. Sc. 267 série Dp. 2084-2087.

MORET (L) - 1951

Un nouveau style tectonique, les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. C.R. Ac. Sc t233 p. 1404

MORET (L) 1952a

Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. Trav. lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble t 29 p. 97

MORET (L) - 1952 b

A propos de l'origine de la bande d'anhydrite rencontrée près de Randens (Savoie) dans le cristallin du souterrain Isère -Arc. C.R. S. G. F. 3 novembre

OZOUK (R) - 1965

Etude pétrographique des schistes cristallins et des granites de la haute vallée du Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse doct. 3ème cycle Grenoble 58p.

PECHER (A) - 1970

Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins - Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3eme cycle Grenoble

PERRIN (R) et ROUBAULT (M) - 1945

Observations sur le métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte. Bull. soc. Géol. France 5eme série t 15

RAMSAY (J. G.) 1967

Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill New York 568p.

ROUBAULT (M) - 1963

Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant Editions Lamarre - Poinat Paris.

SALLOT (P) et GUITARD (G) - 1970

Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie. C. R. Ac. Sc. 271 série D p. 8-11

SCHOELLER (H) - 1930

Notice explicative de la feuille Bourg Saint Maurice au 1/50000ème

TOURET (J) - 1969

Le socle précambrien de la Norvège méridionale Thèse Nancy

TROGER (WE) - 1959

Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Ed. E Scheveizerbart'sche Stuttgart.

VIALON (P) - 1966

Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes Cottiennes internes italiennes) Thèse Grenoble n° AO 1095

VITEL (G) - 1965

Etude pétrographique du Tunnel du Mt Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif du Mont Blanc Aiguilles Rouges Thèse fac Sc. Grenoble

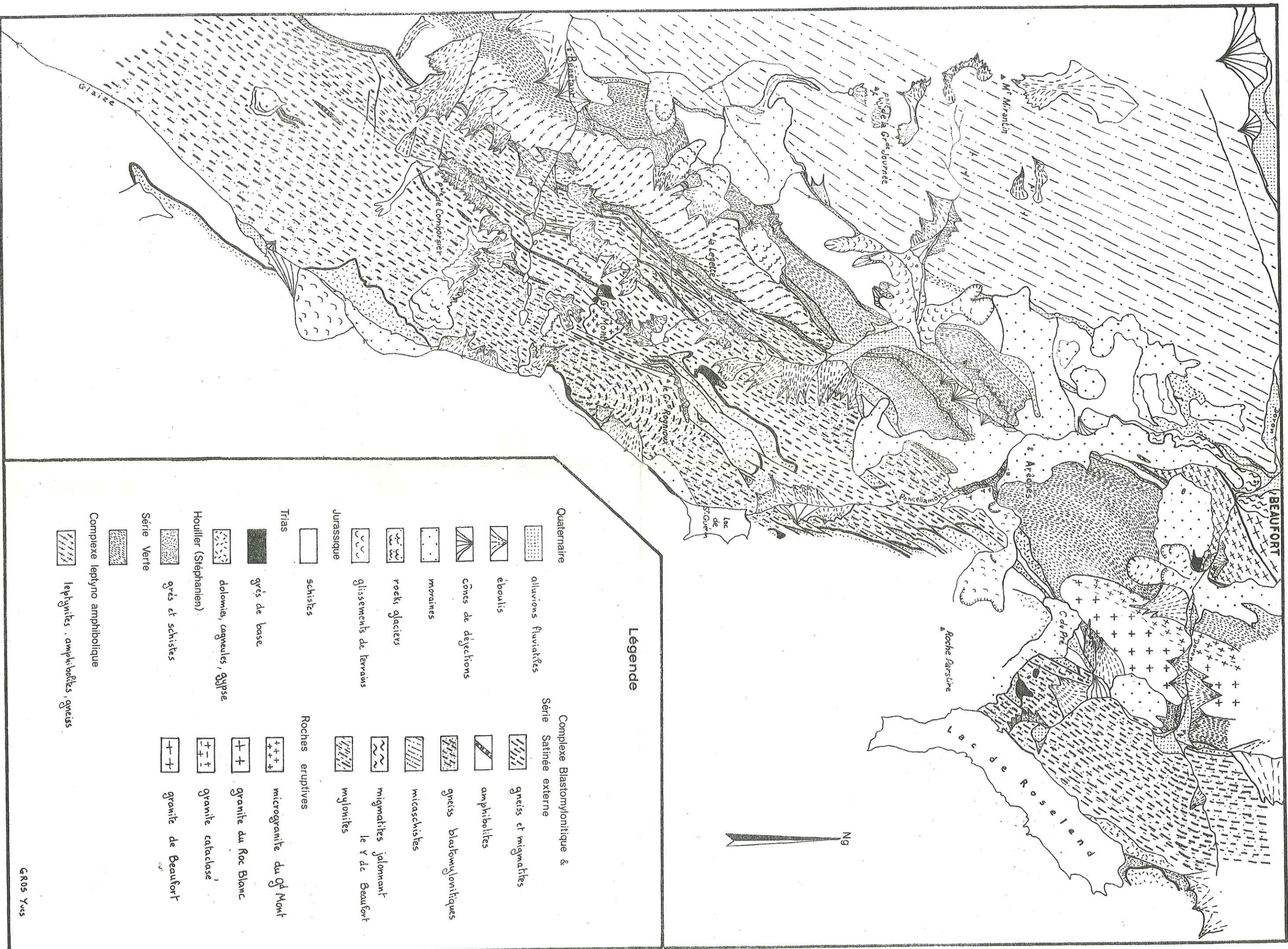
WINKLER (HGF) - 1967

Petrogenesis of metamorphic rocks 2eme édition Springer-Verlag New York.

WINKLER (HGF) - 1970

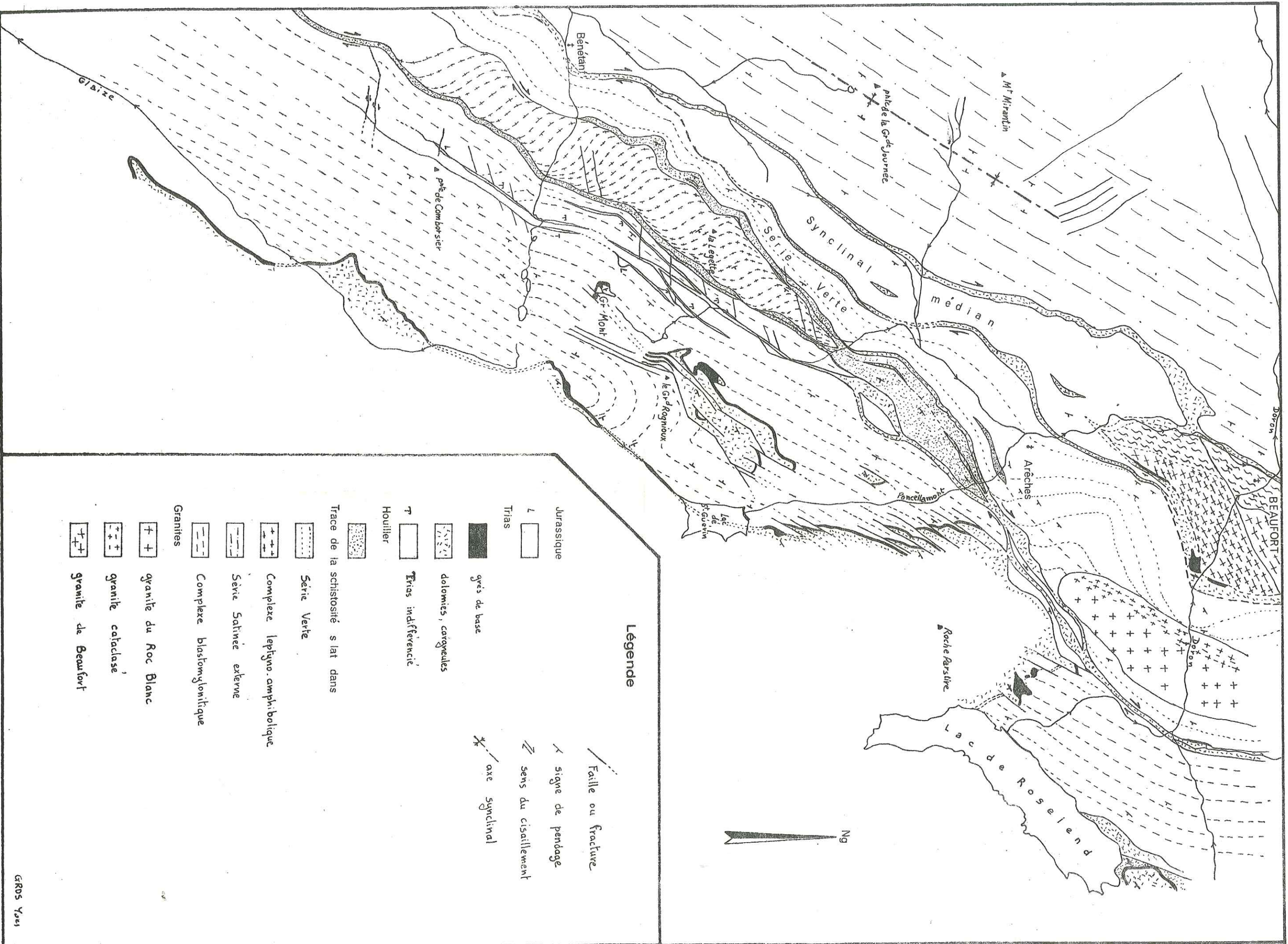
Suppression des faciès métamorphiques ; présentation des quatre divisions de stade de métamorphisme et d'une classification fondée sur les isogrades dans les roches anciennes. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte Jg 1970 H5 p. 189-248 Stuttgart. Traduction de P. Giraud et J. Girault série documentation interne n° 71 D20.

BIBLIOTHEQUE
GRENOBLE - SCIENCES
UNIVERSITAIRE



Légende

- | | | |
|------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|
| Quaternaire | alluvions fluviales | gneiss et migmatites |
| | éboulis | amphibolites |
| | cônes de déjections | gneiss blastomylonitiques |
| | moraines | micaschistes |
| | roeki glaciers | migmatites jalonnant le Y de Beaufort |
| | glissements de terrain | mylonites |
| Jurassique | schistes | Roches eruptives |
| Trias | grès de base | microgranite du G ^d Mont |
| | dolomies, coquilles, gypse | granite du Roc Blanc |
| Houiller (Stephanien) | grès et schistes | granite cataclase |
| Série Verte | Complexe leptyno amphibolique | granite de Beaufort |
| | leptynites, amphibolites, gneiss | |



Légende

- Jurassique
 - J
 - Trias
 - grès de base
 - dolomies, cargneules
 - Trias indifférencié
 - Houillier
 - Trace de la schistosité s lat dans
 - Série Verte
 - Complexe leptigno-amphibolique
 - Série Satinée externe
 - Complexe blastomyonitique
 - Granites
 - granite du Roc Blanc
 - granite cataclase
 - granite de Beaufort
-
- / — Faille ou fracture
 - X signe de pendage
 - Z sens du cisaillement
 - * axe synclinal