CONTRIBUTION A L'ÉTUDE
DE LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE ET DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA CHAINE DE BELLEDONNE MÉRIDIONALE
(ALPES FRANÇAISES)

par Daniel DONDEY [1]

SOMMAIRE

INTRODUCTION ET GENERALITES.
- A) Situation.
- B) Historique sommaire.
- C) Structure de la Chaîne de Belledonne.

PREMIÈRE PARTIE — LA SERIE METAMORPHIQUE DU SOCLE DE BELLEDONNE, ENTRE LA VALLEE DU GLEYSIN (ISERE) ET SAINT-ETIENNE-DE-CUINES (SAVOIE).

I. INTRODUCTION A L'ÉTUDE DES GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS.
- A) Les groupes cristallophylliens.
- B) Les principaux faciès du groupe des Sept-Laux et leur incidence sur la morphologie.
- C) Les principaux faciès du groupe de Saint-Colomban et leur incidence sur la morphologie.

II. LE GROUPE DES SEPT-LAUX.
- A) Coupe géologique du groupe des Sept-Laux.
  1. La galerie du Veyton.
  2. Des chalets du Carré au groupe de Saint-Colomban.

[1] Mémoire présenté devant la Faculté des Sciences de Grenoble, pour l'obtention du Diplôme d'Etudes Supérieures de Géologie.

B) Etude pétrographique.
1. Les Micaschistes et Leptynites.
2. Les Amphibolites et les Schistes amphiboliques.
3. Le Granite des Sept-Laux.
4. La Granulite.
5. Les Migmatites subordonnées au Granite des Sept-Laux.

C) Interprétation génétique et Zonéographie ancienne.
1. Les Micaschistes et Leptynites.
2. Les Amphibolites et les Schistes amphiboliques.
3. Le Granite des Sept-Laux.
4. La Granulite.
5. Les Migmatites.

D) Analyses chimiques

III. Le groupe de Saint-Colomban.

A) Coupe géologique du groupe de Saint-Colomban.

B) Etude pétrographique.
1. Les roches essentiellement amphiboliques.
2. Les Leptynites et les Micaschistes.
3. Le Granite de Saint-Colomban.
4. L'Aplite.
5. Les Migmatites.

C) Interprétation génétique et Zonéographie ancienne.
1. Les Micaschistes amphiboliques et les Amphiboloschistes.
2. Les Leptynites franches.
3. Les Amphibolites franches et les Amphibolites quartzofeldspathiques.
4. Le Granite de Saint-Colomban et les Migmatites subordonnées.
5. L'Aplite.

IV. Interprétation générale de la série cristallophyllienne.

A) Les problèmes posés. — Historique sommaire.

B) Les faits.
1. Les relations entre les deux groupes cristallophylliens : leur disposition tectonique actuelle.
2. Le style tectonique isoclinal.
3. Les granites et la migmatisation.
4. Le gisement des Granites : relations avec la tectonique.
5. Les feldspaths du socle, les albitisations.

C) L'enchaînement hypothétique des faits.
1. Le dépôt de la série sédimentaire originelle.
2. Les divers actes du métamorphisme.

Deuxième Partie. — LA COUVERTURE ET LES « COINS » SEDIMENTAIRES.

I. Le Houiller.

II. Le Permien.

A) Faciès et âge des « Grès d'Allevard ».

B) Le Permien du Collet d'Allevard.

III. Le Trias.

A) Le Trias de la galerie du Veyton, le synclinal médian.

B) Le Trias de la crête de l'Evêque (Collet d'Allevard).

C) Conclusion.

IV. Le Métamorphisme alpin.

A) Historique sommaire.

B) La Paragénèse minérale alpine.

C) L'action du Métamorphisme alpin sur le socle.

1. Les effets de la rétromorphose.
2. Les recristallisations.
3. La répartition spatiale de la rétromorphose.

D) La microstructure du sédimentaire métamorphique.

1. La phyllitisation primitive des sédiments.
2. Le clivage schisteux secondaire.
3. Les pressure-shadows.

E) Le problème de l'Albite.

1. Introduction.
2. Arguments en faveur d'une origine ancienne.
3. Arguments en faveur d'une origine récente.
4. Le problème du rutile.
5. Conclusions.

F) Comparaison du Permien de Belledonne avec le Permien de Provence.

G) Zonéographie du métamorphisme alpin dans Belledonne.

H) Les facteurs responsables du métamorphisme alpin.

1. Origine de la phyllitisation.
2. Origine du clivage schisteux secondaire.

Troisième Partie. — TECTONIQUE DE LA CHAINE DE BELLEDONNE.

A) Caractères généraux de la tectonique de Belledonne.

B) La tectonique ancienne.

1. Remarque préliminaire.
2. Situation tectonique des schistes à graphite.
3. Comparaison des directions tectoniques et chronologie.

C) La tectonique alpine.

1. Les styles de la tectonique alpine.
2. Tectonique du Collet d'Allevard.
3. Tectonique de la galerie du Veyton.
4. La tectonique verticale.
5. Les décrochements obliques du socle.
6. Conclusions.

CONCLUSION.

BIBLIOGRAPHIE.

INTRODUCTION ET GENERALITES

A) Situation.

La chaîne de Belledonne se rattache à l'unité structurale des *massifs cristallins externes* dont l'histoire débute probablement assez loin dans le Primaire ou l'Antécambrien. Les anciens sédiments, repris dans plusieurs cycles orogéniques et pétris par plusieurs métamorphismes, se sont transformés en une série cristallophyllienne rigide qui, pénéplanée à la fin du cycle varisque, a servi de socle au dépôt des sédiments permiens et mésozoïques avant de participer à l'orogenèse alpine à la fin du Tertiaire.

Le travail présenté ici correspond à l'étude d'une coupe complète de cette portion de la chaîne de Belledonne que les géographes isolent sous le nom de *massif des Sept-Laux*. Pratiquée d'Ouest en Est, d'Allevard à Saint-Etienne-de-Cuines, elle intéresse les régions du Collet d'Allevard, du Charnier, du Haut-Veyton et du Crozet, et a été grandement facilitée par l'exploration de la galerie de dérivation du Veyton pratiquée au droit du village de Pinsot. Leur description a en outre été complétée par l'exposé de quelques-unes des observations recueillies dans d'autres parties de la chaîne.

B) Historique sommaire.

E. GUETTARD fit en 1779 la première coupe de la série cristallophyllienne de la région d'Allevard où il remarquait déjà l'existence de « schistes, de lauzes, de schistes graniteux et de granite ». Il devait la compléter par l'étude des gypses du Trias et par celle des conglomérats permiens du Collet. Ce dernier point fut repris en 1828 par L. Elie DE BEAUMONT.

Mais c'est à Sc. GRAS que l'on doit, en 1839 et 1879, les premières recherches sérieuses sur la structure du Collet d'Allevard et sur l'âge des couches anthracifères qui n'en constituaient pas alors un des points les moins mystérieux.

Cependant, l'esprit synthétique de Ch. LORY devait à la même époque s'affirmer avec la publication, en 1860 et 1864, de la « Description géologique du Dauphiné ». Outre l'étude des grès d'Allevard, on y trouve des remarques générales sur un style tectonique vertical des assises cristallophylliennes et sur l'existence, dans cette vieille série, de deux axes anticlinaux séparés par la vallée synclinale de la Ferrière.

P. LORY n'apporta aucune modification à ce premier schéma dont les grandes lignes demeurent encore en partie valables. N'étant pas pétrographe, il ne put, en dépit d'une tentative, décrire les

« schistes cristallins », ni approfondir la structure des séries métamorphiques. Les problèmes stratigraphiques et tectoniques retinrent davantage son attention et on lui est redevable d'une notion qui devra s'affirmer dans l'avenir comme l'une des plus fécondes pour l'éclaircissement de la géologie des orogènes : celle de « *synclinal médian* », terme peut-être mal choisi, qui souligne cependant une des grandes constantes structurales des massifs cristallins externes. Il s'agit d'un accident majeur dont les témoins mésozoïques qui s'y trouvent pincés précisent l'âge récent, allongé dans le sens de la chaîne et observable sans discontinuité depuis la vallée de la Romanche (Isère) jusqu'à la région de Beaufort (Savoie), soit sur près de cent kilomètres. On peut rattacher à ce style tectonique le synclinal de Chamonix, et peut-être le synclinal d'Allemont, ainsi que tous les lambeaux sédimentaires coincés entre des unités longitudinales de cristallin.

C'est à la suite de recherches appliquées dans la région d'Allevard que L. MORET décrivit le sort de ces écailles sédimentaires lorsque la tectonique, poussée à l'extrême, n'en laisse plus subsister, cachés en profondeur, que quelques « synclinaux fermés et inapparents », avant que la cicatrisation définitive n'en supprime les dernières traces.

Cependant, les recherches limitées à des descriptions morphologiques et structurales connaissaient une crise qui ne fut dépassée qu'avec l'avènement de la pétrographie moderne. Une ère féconde s'ouvrit dès lors avec les recherches de P. BORDET que devaient venir compléter récemment celles de Cl. BORDET sur la partie septentrionale de la chaîne de Belledonne.

La construction de cet ensemble se poursuit actuellement avec les recherches pétrographiques et structurales du Laboratoire de Grenoble et avec les études minéralogiques de l'Ecole hollandaise.

C) Structure de la chaîne de Belledonne.

La série cristallophyllienne, très redressée, à pendage SE, est localement recouverte en discordance par des lambeaux sédimentaires sub-horizontaux, qui plus exceptionnellement encore s'y trouvent pincés tectoniquement.

La présence ou l'absence de ces témoins aide à définir des unités structurales d'âge différent.

Appartiennent ainsi à l'Anté-westphalien, l'axe granitique des Sept-Laux, l'axe granitique de Saint-Colomban et divers accidents tectoniques longitudinaux. Le synclinal médian, d'origine probablement ancienne, a fortement rejoué lors de la phase alpine. Il permet en outre de subdiviser la chaîne en un « *rameau externe* » à l'Ouest et un « *rameau interne* » à l'Est.

PREMIÈRE PARTIE

La série métamorphique du socle de Belledonne entre la vallée du Gleysin (Isère) et Saint-Étienne-de-Cuines (Savoie)

I. INTRODUCTION A L'ETUDE DES GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS

A) Les groupes cristallophylliens.

Le caractère structural ancien le plus important du Massif de Belledonne au niveau de cette coupe est l'existence d'un contact anormal souligné par d'épaisses assises de mylonites, parallèles à l'axe de la chaîne, mettant en présence deux ensembles pétrographiques situés à l'Est et à l'Ouest du contact. Les différences de nature de leurs faciès pétrographiques respectifs, ainsi que l'interprétation délicate de leurs relations tectoniques invitent à en faire deux groupes cristallophylliens distincts.

On distinguera ainsi le *groupe des Sept-Laux* à l'Ouest, qui englobe lui-même le Rameau externe, le Synclinal médian et une partie du Rameau interne, et le *groupe de Saint-Colomban* à l'Est, auquel se rattache l'autre partie du Rameau interne.

Attribuant une signification différente à ces ensembles, P. et Cl. BORDET les désignent sous le nom de « Série satinée » à l'Ouest et de « Série verte » à l'Est.

A l'intérieur de ces deux groupes, les différents faciès se répartissent en longues bandes superposées, grossièrement parallèles à la même direction privilégiée.

B) Les principaux faciès du groupe des Sept-Laux et leur incidence sur la morphologie.

Ce sont des micaschistes et leptynites qui limitent à l'Ouest le socle de Belledonne. Ces roches relativement tendres forment de

vastes croupes arrondies, recouvertes de pâturages ou de forêts qu'ont entamés profondément les glaciers du Quaternaire ancien et que ravinent encore les torrents actuels.

Vers l'Est, ces micaschistes et leptynites montrent, intercalés dans leur série, des *amphibolites* auxquelles succèdent des assises dures de *migmatites* et de *granite*. Ceux-ci prolongent vers le Nord le granite et les migmatites des Sept-Laux. Opposant une plus grande résistance à l'érosion, ils forment de vastes plateaux de haute altitude ou culminent avec le granite des Sept-Laux au Crozet (2 751-2 604). Les migmatites forment à l'Est et à l'Ouest du granite une double bordure aux sommets moins élevés (Pic nord de Berlanche, 2 153; Petit-Charnier, 2 187; Le Gros Rocher, 2 507).

C) Les principaux faciès du groupe de Saint-Colomban et leur incidence sur la morphologie.

Ce sont d'Ouest en Est : des *amphibolites* dures formant les hauts sommets du Gleysin (2 825) et des *schistes amphiboliques* plus tendres, déterminant des cols ou des couloirs. Des *gneiss* et des *leptynites* se trouvent associés aux faciès amphiboliques auxquels succèdent, vers l'Est, des *migmatites* (embréchites et anatexites) qui culminent aux Clochers des Pères (2 416) et le *granite de Saint-Colomban* qui, contrairement au granite des Sept-Laux, et en dépit d'une dureté comparable, ne forme que de faibles pitons ou plus souvent encore des pentes boisées (forêt du Cuchet, forêt du Nant).

II. LE GROUPE DES SEPT-LAUX

A) Coupe géologique du groupe des Sept-Laux.

1. La galerie du Veyton.

La galerie de dérivation du Veyton, percée au droit du village de Pinsot (près Allevard), du Mont Pelas au Chalet du Carré, intéresse sur 2 450 m de long la terminaison est du Rameau externe, le Synclinal médian et une fraction du Rameau interne.

S'étendant des micaschistes et leptynites à la bordure ouest du granite des Sept-Laux, elle traverse les principales unités pétrographiques et structurales de ce groupe.

Le détail des affleurements rencontrés d'Ouest en Est s'établit comme suit :

P.K.	Faciès pétrographiques	Description sommaire et gisement	Pendage
0-170	Grès phylliteux du Permien (1).	Grès jaunes satinés, massifs, fins ou grossiers, à schistosité fortement marquée.	N 50° E 35° N 40° E 40° E 50°
170-250	Leptynites et séricito-schistes ocellaires (2).	Roches massives, claires, légèrement verdâtres, rugueuses, à schistosité peu ou pas marquée; traces d'épidote; présence de chlorite générale.	E 10° S 60°
250-280	Schistes graphiteux (3).	Schistes noirs brillants à toucher savonneux, très fortement écrasés.	
280-320	Leptynites.	Identiques à (2).	Localement horizontal.
320-350	Schistes graphiteux.	Identiques à (3).	— —
350-380	Leptynites et séricito-schistes ocellaires.	Identiques à (2), zone fracturée; filons de quartz écrasé.	N 80° E
380-400	Schistes graphiteux.	Identiques à (3). Nombreuses lentilles de quartz de quelques centimètres et présence de porphyroblastes d'albite qui, en soulevant les lits micacés, confèrent un aspect gaufré à l'échantillon.	
400	Graphite (4).	Veine de 20 cm de puissance. Roche sombre, faiblement luisante, friable et tachant fortement les doigts.	
400-410	Schistes graphiteux.	Identiques à (3); filons de quartz intercalés.	Indéterminé Lég. horiz.
410-560	Leptynites, micaschistes et quartzites ocellaires (5).	Quartzites : roches claires très massives, développement de phyllites sur le plan S.	E 40° S 50°
560	Schistes graphiteux.	Identiques à (3).	
560-715	Leptynites et micaschistes ocellaires.	Identiques à (2).	E 20° S 65°
715-720	Schistes graphiteux.	Identiques à (3). Zone de fracture.	

P.K.	Faciès pétrographiques	Description sommaire et gisement	Pendage
720-735	Quartzites phylliteux.	Identiques à (5).	
735-750	Leptynites.	Identiques à (2).	E 40° S 70°
750-760	Micaschistes.	Identiques à (2).	E 40° S 70°
760-770	Leptynites.	Identiques à (2).	
770-775	Schistes graphiteux.	Identiques à (3); une lame de micaschistes (2) est intercalée dans leur masse.	
775-840	Synclinal médian (6).	Débute par des grès et schistes permiens et se poursuit par du Trias gypseux et dolomitique à lentilles tectoniques de Houiller.	
840-860	Mylonites.	Zone fracturée à filons de quartz eux-mêmes écrasés.	
860-920	Leptynites phyllonitisées (7).		E 60° S 70°
920-940	Schistes graphiteux et grès ocellaires (8).	Grès fins, gris ou vert clair, gaufrés.	
940-1700	Micaschistes et leptynites (9).	Alternance de ces deux faciès; la biotite remplace la chlorite, la muscovite est parfois abondante; présence d'importantes zones de fractures.	E 60° S 70°
1700		Apparition des premières assises granitisées.	
1700-2090	Schistes granitisés à faciès d'embréchites rubannées (10).	Bandes leucocrates intercalées entre les lits micaschisteux sombres.	E 50° S 65° E 50° S 80°
2090-2100	Granulite.	En filons à bords diffus (?).	
2100-2400	Alternance de schistes granitisés et d'amphibolites ou de schistes amphiboliques (11).	Lits amphiboliques de quelques cm ou dm intercalés dans les schistes granitisés.	E 60° S 50° E 30° S 70°
2400-2450	Schistes granitisés à faciès d'embréchite œillée (12).	Amandes leucocrates de quelques cm entre les lits micaschisteux.	E 30° S 50°

Certains faits peuvent, dès à présent, être dégagés de cette étude descriptive.

Les faciès pétrographiques actuels apparaissent de plus en plus métamorphiques d'Ouest en Est. Une opposition assez nette existe même à cet égard entre le Rameau externe (leptynites et micaschistes à chlorite) et le Rameau interne (leptynites, micaschistes, schistes granitisés ou migmatites à biotite). Inversement, les faciès sont plus gréseux à l'Ouest qu'à l'Est; les leptynites et les quartzites prédominent sur les micaschistes dans le Rameau externe.

La feldspathisation, de plus en plus intense lorsqu'on se rapproche du granite des Sept-Laux, affecte vers l'Ouest une limite très diffuse, cependant la présence des minéraux métasomatiques cesse en quelques dizaines de mètres.

On notera enfin la récurrence constante des schistes graphiteux dans le Rameau externe et l'atténuation progressive de la discordance des pendages du Permien (PK 0-170) qui devient nulle au contact de celui-ci avec le socle.

2. Des chalets du Carré au groupe de Saint-Colomban.

Aux faciès d'embréchites rencontrés dans la galerie, succèdent vers l'Est des faciès d'anatexites qui passent progressivement au granite des Sept-Laux. Celui-ci forme le vaste plateau de Jérusalem, du Coteau et du Crozet, ainsi que les hautes pointes du Crozet, du Frêne et du Bacheux qui constituent sa limite Est, séparée du groupe de Saint-Colomban par des faciès d'embréchites d'aspects analogues et de pendages identiques à ceux qui ont été décrits dans la galerie. Leur puissance est réduite tectoniquement par l'accident majeur séparant les deux groupes.

B) Etude pétrographique.

1. Les micaschistes et leptynites.

Autour de ces deux faciès-types, se groupent de nombreux faciès accessoires dont l'ensemble constitue une chaîne continue d'intermédiaires. D'une manière générale, les passées micaschisteuses, prédisposées par la plus grande abondance des phyllites, se montrent particulièrement affectées par les phénomènes de friction et sont, de ce fait, souvent réduites tectoniquement.

Les faciès anciens sont en outre localement profondément modifiés par les phénomènes de rétromorphose dont l'intensité croît progressivement en ce qui concerne la série externe d'Est en Ouest, et se révèle maximum dans le Rameau externe.

a) *Les micaschistes francs.*

Ce sont des roches grises, souvent assez sombres. La schistosité très fortement marquée est due à la prépondérance des lits micacés sur les lits quartzo-feldspathiques. La texture est planaire ou litée et, dans ce dernier cas, les lits de quartz n'excèdent pas 2 mm d'épaisseur. Aucun feldspath n'est visible à l'œil nu. Seule la muscovite, accompagnée ou non de chlorite, est distinguable sur le plan de schistosité. Elle se présente généralement en grosses paillettes dont les plissotements dus aux glissements des couches les unes sur les autres, confèrent une linéation à la roche.

Ces micaschistes sont généralement compacts et les assises plus friables portent toujours les traces de laminage.

Les minéraux les plus fréquemment rencontrés sont le quartz, la muscovite, la chlorite et la biotite. Le zircon peut être d'une extrême abondance, surtout lorsqu'on approche du granite et des migmatites. Les carbonates (dolomite et calcite) ne sont par rares et imprègnent localement la totalité de la roche, s'infiltrant entre les minéraux ou formant des veines qui recoupent la schistosité. Une faible partie d'entre eux provient probablement de la destruction des plagioclases, mais la richesse particulière de certaines assises en calcite et dolomite permet de supposer qu'il y a eu simple remaniement d'anciens cipolins ou de calcschistes. Une partie de la chlorite peut être de formation récente ainsi que la phengite et le stilpnomélane, très rare d'ailleurs. Il en est probablement de même pour la pyrite, très fréquente également à l'état néoformé dans les sédiments permiens et triasiques. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont l'oligiste, le sphène, le leucoxène, l'apatite, l'épidote et l'ilménite. La tourmaline, le rutile et surtout la magnétite sont plus rares.

La structure est lépidoblastique ou granolépidoblastique. Elle devient fluidale dans les micaschistes écrasés, la muscovite en grandes lamelles est alors remplacée par de la séricite.

Les quartz sont groupés en lits continus ou isolés au sein des lits phylliteux. Il semble y avoir deux générations de quartz. La première intéresse des individus de taille variable, souvent très fortement engrenés et à extinction roulante. La plus récente correspond à des quartz de recristallisation ou de cicatrisation de section allongée ou circulaire à extinction normale. Ils cristallisent entre les grandes plages de quartz, dans les fissures affectant les feldspaths ou participent avec la chlorite au phénomène des pressure-shadows. L'engrenage des quartz est plus ou moins fortement réalisé et semble plus complet au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Est. Seules leurs extinctions non simultanées permettent de séparer les individus (galerie du Veyton, P K 1 500). D'autres échantillons (lac du Collet, Veyton P K 400, 460, 715, 725, etc.), au contraire, montrent des quartz dont les limites peu ou non dentelées évoquant une origine détritique probable, sont fréquemment accompagnées d'une couronne ferrugineuse.

La nature et les dimensions originelles des micas ne se retrouvent que lorsqu'ils ont été préservés de la rétromorphose et des laminages tectoniques. Ces derniers s'opèrent parfois obliquement par rapport à la schistosité, recoupant les lamelles de muscovite et de biotite et s'accompagnant de néoformation de séricite, de chlorite et de la recristallisation du quartz. La biotite n'est qu'exceptionnellement conservée dans les micaschistes du Rameau externe. On la trouve à l'état de relique au sein des chlorites ou en esquilles mêlées aux autres minéraux ou englobées par eux (quartz notamment). La biotite est plus fraîche au contraire dans les roches du Rameau interne.

Lorsqu'ils sont présents, les feldspaths se rencontrent mêlés aux lits de quartz; il s'agit d'albite ou d'oligoclase souvent limpides.

b) *Les micaschistes ocellaires.*

Ce sont des micaschistes gris, assez compacts, dont la schistosité est souvent peu visible. Ils passent progressivement, lorsque la teneur en quartz augmente, à des *leptynites ocellaires*. Ce qualificatif s'applique aux porphyroblastes d'albite ocellaire qui soulèvent les paillettes de phyllites et confèrent un aspect boursouflé ou gaufré au plan de schistosité.

ETUDE MICROGRAPHIQUE :

Quartz, albite, séricite muscovite, chlorite, sphène, hématite.

Le quartz, assez abondant, semble avoir subi un engrenage moins poussé que celui des micaschistes francs; quelques témoins ferrugineux jalonnent encore parfois leurs bords.

L'albite, principal constituant de ces roches, ocellaire non maclée ou maclée (le plus fréquemment selon la loi de l'albite-carlsbad), se montre bourrée d'inclusions (rutile maclé, saginite, quartz, leucoxène, ilménite, sphène). Les inclusions opaques, identiques à celles des micas mais disposées obliquement ou perpendiculairement à ceux-ci, conduisent à penser que la cristallisation de l'albite est postérieure au micro-plissement et qu'en outre elle s'est opérée sous des pressions orientées, responsables de sa rotation en cours de cristallisation et de sa structure pseudohélicitique à inclusions sigmoïdes.

Il n'est pas rare enfin de rencontrer une auréole parfaitement limpide autour des albites à inclusions et de même nature. Cette disposition évoque assez fortement l'image d'un nourrissage ultérieur.

L'extrême abondance du sphène doit être remarquée.

c) *Les séricito-schistes et les chlorito-schistes.*

Ils se reconnaissent à leur aspect luisant sur le plan de schistosité. La présence de chlorite y ajoute son reflet vert.

Au microscope, à côté de la séricite et de la chlorite, se rencontrent de grosses paillettes de muscovite, de phengite récente, oblique par rapport au plan S et exceptionnellement des reliques de biotite décolorée. Les porphyroblastes d'albite limpide y sont particulièrement abondants.

d) *Les micaschistes à graphite et les ultramylonites.*

Les schistes noirs à graphite, très fréquents dans la série externe de Belledonne, ont pu être relevés avec précision dans la galerie du Veyton. Leur puissance atteint parfois une trentaine de mètres. Leur fréquence est très variable (20 à 200 mètres).

Il s'agit de roches très sombres, dures ou tendres, se rayant à l'ongle et laissant une trace noire sur le papier. En tranche, de grosses amandes de quartz garnies de pyrite peuvent être observées. Ces schistes sont généralement accompagnés de veines de graphite pur dont l'épaisseur varie de 2 à 15 cm (détermination aux Rayons-X).

Ces niveaux sont toujours le siège de phénomènes tectoniques importants qui provoquent le laminage de la roche et l'étirement des minéraux. A la limite, il ne reste plus qu'une purée de phyllites (séricite, chlorite) et de graphite. La roche mérite alors le nom d'*ultramylonite.*

ETUDE MICROGRAPHIQUE :

La structure est nettement *filée.* L'orientation déterminée par les lits micacés est soulignée par les files d'inclusions graphiteuses. Perpendiculairement à cette direction générale s'en observe peut-être une autre, antérieure, que traduit la disposition préférentielle des lits micacés, réguliers ou plissotés, qu'accompagnent de grosses lamelles de phengite ainsi que des rangées de granules opaques (graphite, oligiste) en majeure partie inclus dans les albites.

Le quartz n'est souvent que faiblement engrené; la structure sédimentaire primitive à quartz roulés juxtaposés est parfois conservée avec une exceptionnelle fraîcheur. Même lorsque la recristallisation est plus poussée, l'auréole ferrugineuse des quartz demeure visible.

L'albite, toujours abondante, généralement ocellaire, se présente aussi en gros porphyroblastes géométriques à inclusions sigmoïdes de quelques millimètres, maclés le plus souvent selon les lois de l'albite ou d'albite-carlsbad à deux individus. Le fond de l'albite reste toujours parfaitement limpide en dépit des abondantes inclusions d'oligiste, de graphite, de chlorite, de quartz, de tourmaline et de rutile en aiguilles ou en étoiles. Ces inclusions sont disposées parallèlement à une direction unique. L'albite est enfin souvent cataclastique et alors secondairement envahie par la calcite.

L'abondance de l'albite n'est peut-être pas sans rapport avec le rôle tectonique de ces assises.

e) *Les leptynites.*

Ce sont des roches très claires, massives, à reflets gris ou verts sur le plan S, translucides et quartziteuses en tranche. La texture est litée.

La structure est granoblastique à fréquentes cloisons de calcite et de phyllites. Les autres caractères micrographiques sont ceux qui ont précédemment été énumérés à propos des micaschistes.

Ces niveaux sont parfois envahis par l'albite (0 à 10 % An) limpide, poecilitique ocellaire ou porphyroblastique.

f) *Les quartzites phylliteux.*

Ils constituent le terme extrême de cette série. A part la plus grande abondance du quartz, leurs caractères sont les mêmes que ceux des leptynites.

2. Les amphibolites et les schistes amphiboliques.

Ces faciès sont localisés à la zone des schistes granitisés et des migmatites des Sept-Laux au sein desquels ils se trouvent inter-

calés sous forme de bancs de quelques centimètres à plusieurs décimètres.

Ce sont des roches de teinte variable, vert clair ou gris sombre, généralement massives, à schistosité peu marquée, à texture litée grossière. En section polie, on distingue sur tranche des lits sombres, mouchetés de blanc, séparés par des lits blancs de quelques millimètres d'épaisseur. De nombreuses paillettes noires d'amphibole et de biotite, auxquelles se joignent des traînées vertes d'épidote et de chlorite après laminage, sont visibles sur les plans S.

La structure générale est granoblastique ou granolépidoblastique.

Le *quartz* est rare.

Le *microcline*, assez abondant en cristaux bien développés et de formes quelconques, repousse nettement les lits phylliteux. Sa structure, fortement poecilitique, montre des inclusions de micas (qui se prolongent de part et d'autre du feldspath), de quartz et de grenat, plus rarement d'amphiboles ou d'apatite.

Les plagioclases présentent de fortes teneurs en anorthite. Il semble s'agir exclusivement d'*oligoclase* et d'*andésine* (25 à 45 % An), le plus fréquemment maclés albite et péricline.

Les amphiboles ont une structure nématoblastique. Il s'agit de *hornblende verte* (2 V = 82, —84).

Les autres minéraux rencontrés sont la *biotite*, très abondante, souvent très fraîche; la *muscovite*, la *chlorite*, le *grenat* almandin assez abondant en petits cristaux craquelés ou non, souvent en inclusion poecilitique, quelques gros porphyroblastes sont à mentionner; l'*apatite* et la *pyrite*, très abondants; la *tourmaline*, le *zircon*, l'*épidote*, la *magnétite*, l'*ilménite*, le *rutile* et surtout l'*albite* sont plus rares; les *carbonates* sont bien représentés.

3. Le granite des Sept-Laux.

a) *Définition.*

Le « granite des Sept-Laux » est un granite leucocrate, calco-sodi-potassique à perthite et myrmékite, riche en biotite. Sa composition oscille entre celle d'un granite alcalin et celle d'une granodiorite. Ses textures, très variables, peuvent être ramenées au type équante, avec orientation occasionnelle.

Les enclaves orientées y sont fréquentes, de même que les filons leucocrates ou mélanocrates qui le recoupent en damier.

Il est accompagné sur ses bordures par une double frange de migmatites à porphyroblastes de microcline, recoupée par des filons granitiques ou lamprophyriques.

b) *Description du granite des Sept-Laux.*

L'aspect le plus fréquent est celui d'un granite leucocrate, grenu, à grain moyen, à reflets blancs, bleus et bronzés. Un échantillon recueilli au col du Gollet, donc sur la bordure externe du

granite, révèle une faible orientation; quelques rares lits de micas se faufilent entre les feldspaths dont certains sont des porphyroblastes automorphes de plusieurs centimètres (1-2).

Le défilé de Maupas (vallée de l'Eau d'Olle) est taillé dans un granite grenu très leucocrate à grosses enclaves (2-8 cm) de biotite concentrée évoquant des textures d'anatexites très poussées (pl. V, fig. 1).

Les enclaves abondent dans ce granite : outre les lamprophyres en amandes allongées de quelques centimètres ou de plusieurs mètres, on observe de nombreux témoins de quelques décimètres ou plusieurs mètres, à texture orientée, œillée ou amygdalaire, suggérant l'existence de lentilles de schistes cristallins non digérées.

c) *Les principaux minéraux du granite des Sept-Laux et leur structure.*

La structure générale est typiquement *granoblastique,* parfois micro-pegmatitique.

Le *quartz* est très abondant, en grandes plages engrenées à extinction onduleuse. Sa granulation importante aboutit à la formation de cristaux circulaires de taille moyenne ou petite à extinction non roulante. Certains quartz montrent de curieux golfes de corrosion en doigt de gant rappelant ceux des microgranites. D'autres quartz, enfin, poecilitiques, se sont développés autour de lamelles de biotite.

Les *plagioclases,* parfois de grande taille, altérés ou limpides, sont isolés en inclusion dans le microline.

Un tableau résumera la composition de quelques échantillons typiques (les mesures ont été faites à la platine de Fedoroff).

Les macles les plus fréquentes sont celles de l'albite et du péricline. La structure est parfois poecilitique (quartz, biotite, muscovite). Quelques exemples de plagioclases zonés.

Les *myrmékites* sont générales et se développent aux dépens des plagioclases lorsqu'ils sont en contact avec du microcline.

Provenance	+ 2 V	% An	Caractères divers
Les Sept-Laux	86	16	En inclusion dans le microcline; altéré en son centre et le long des plans de macle; maclé albite.
	88	18-20	Forme une auréole autour du précédent.
	80	10	
Défilé de Maupas	88	16-18	
Grand Charnier	86	17	
Crozet	80	10	

Le quartz forme des veinules, des amandes allongées ou des gouttelettes perpendiculaires au bord du plagioclase déterminant ainsi une auréole de profondeur constante à limite franche.

Le *microcline* est très abondant et en plages souvent immenses. Quelques mesures ont donné les résultats suivants :

$$-2\ V = 79 - 80 - 82 - 85 - 86.$$

La macle du microcline est fréquente, la structure poecilitique générale (inclusions de quartz globulaire, de plagioclases à auréole de myrmékite parfois eux-mêmes poecilitiques, de biotite et de chlorite).

Il n'est par rare de trouver une auréole d'albite autour des microclines, bien que ce phénomène semble moins fréquent que pour le granite de Saint-Colomban où il sera étudié.

La *structure perthitique* des microclines est générale.

L'albite se présente :

— en filets très minces, parallèles et serrés, alternant avec des veines plus larges ramifiées dichotomiquement;
— en petites taches à contours flous;
— en nervures et en taches diffuses parfois de grande taille.

L'angle des axes varie entre 76 et 80°.

La *biotite* est très abondante, le plus souvent en grosses lamelles, mais parfois aussi en gros porphyroblastes iodomorphes avec aiguilles de rutile, maclés saginite. Les grandes plages irrégulières de biotite proviennent de ces porphyroblastes en voie de destruction.

Le granite à enclaves lamprophyriques du défilé de Maupas montre au microscope des essaims de biotites dont certains sont postérieurement détruits : les lamelles sont brisées et cimentées par du quartz; il ne subsiste plus parfois, des biotites, que quelques minces paillettes quadrangulaires disséminées dans les quartz ou dans les feldspaths, mais dont l'ensemble évoque encore l'essaim primitif.

Les autres minéraux sont : la *muscovite,* exceptionnelle; la *pennine*; peut-être une variété de *chlorite,* plus récente et moins pléochroïque que la pennine; l'*épidote,* la *clinozoïzite,* le *sphène leucoxène,* l'*apatite* et le *zircon* dans les biotites où il détermine une auréole pléochroïque sombre.

4. La granulite.

Je l'ai rencontrée dans la galerie du Veyton entre les P K 2 090 et 2 100. Il s'agit d'une roche claire, à plages translucides gris-bleu et à sphérules blanches de feldspath. La texture est équante et granulitique.

a) *Minéraux.*

Quartz, biotite, muscovite (rare), plagioclases, microline, grenats moyens à tendance iodomorphe, rutile (dans les biotites), apatite (très abondante), pyrite (parfois surabondante), leucoxène, épidote (très rare), zircons (très abondants, dans les biotites, ne s'accompagnant pas d'auréole pléochroïque).

b) *Structures.*

La structure générale est granoblastique.

Le quartz souvent xénomorphe tend parfois à acquérir les contours lobés des quartz microgranitiques, sans cependant présenter les contours automorphes des quartz rétractés des granulites classiques.

Les biotites sont très déchiquetées et souvent incluses dans les autres minéraux.

Les plagioclases, de très grande taille, sont souvent parfaitement limpides, parfois poecilitiques (micas). Il s'agit d'albite à 4 à 12 % An. maclée albite, péricline ou présentant simultanément les macles de l'albite et du péricline.

Le microcline en plages plus grandes encore est fortement poecilitique (micas grenats).

Les myrmékites, assez fréquentes, sont différentes de celles qui ont été étudiées à propos du granite. Il s'agit de plages allongées à contours arrondis ou de gouttes de quartz dans les microlines, ou encore de gouttelettes alignées dans les plagioclases.

5. Les migmatites subordonnées au granite des Sept-Laux.

Nous verrons plus loin quel sens doit être attribué à ce terme de « migmatites » qui désigne ici des faciès de granitisation et d'écrasement liés à la présence du granite, et non le résultat d'une migmatisation fondamentale.

De nombreux caractères minéralogiques et pétrographiques sont communs avec le granite des Sept-Laux; nous n'en examinerons donc que les traits originaux.

a) *Les faciès pétrographiques.*

Les *schistes granitisés* que l'on rencontre en bordure des zones d'ectinites sont des micaschistes encore sombres, à schistosité fortement marquée, à texture litée légèrement œillée. Les lits de biotite, toujours épais, sont séparés ou soulevés par des granules irréguliers de quartz et de feldspath. Les faciès d'*embréchites* se rencontrent vers l'intérieur. De gros porphyroblastes de microcline de plusieurs centimètres, souvent allongés en amande, provoquent l'amincissement et le plissotement des lits micacés.

Les *anatexites* enfin se trouvent en bordure du granite. Ce sont des roches claires dont la texture est équante à anatexitique. Les biotites, réduites à de minces septa, sont pincés au sein de la pâte leucocrate.

b) *Les minéraux.*

Quartz onduleux, quartz granuleux.
Plagioclases.

Provenance	2 V	% An.
Col de Claran	88	15-17
	88	16
	80	8-10
	86	12-14
Veyton P K 2230	86	?
	88	15-17
Col du Gollet	76	6-8
	82	11
Vallon des Bacheux	86	10-12
	88	16
Veyton P K 2450	84	14

Plagioclases zonés.
Microcline —2 V = 79 - 80 - 84 - 85 - 86 - 74.
Biotite, chlorobiotite, pennine, séricite, muscovite, zircon, rutile, pyrite et oligiste, leucoxène, calcite.

c) *Les structures.*

La structure générale est granolépidoblastique, parfois localement filée ou fluidale. Les microclines à contours souvent diffus sont très fortement poecilitiques.

Les structures d'écrasement sont partout présentes. Elles apparaissent tout d'abord dans la granulation et dans l'étirement du quartz qui, de même que le feldspath, forme des amandes dont des minéraux de recristallisation prolongent les pointes. Ces mêmes porphyroblastes permettent le développement de pressure-shadows (intéressant le quartz et la pennine) dont l'orientation est parallèle à la schistosité.

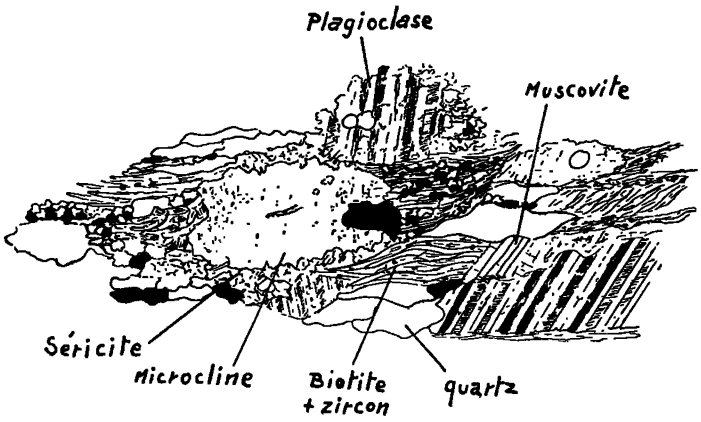

Fig. 1. — Migmatite. Galerie du Veyton PK 2230.

L'étude des lits micacés montre qu'ils ont subi deux orientations successives : la première génération de micas, contemporaine probablement de l'ectinisation, est recoupée obliquement par un plan postérieur de schistosité que soulignent des alignements de biotite, de quartz étiré, de minéraux ferrugineux et surtout de gros zircons en nombre parfois considérable (fig. 1).

C) Interprétation génétique et *Zonéographie* ancienne.

1. Les micaschistes et leptynites.

a) *Genèse du groupe.*

De nombreux auteurs ont déjà signalé la nature détritique des micaschistes et leptynites du groupe externe. Ils sont issus d'une sédimentation de type flysch dont la séquence lithologique peut être déduite à partir des faciès repères de la série métamorphique. Les correspondances sont les suivantes :

Micaschistes	argilites.
Micaschistes et leptynites carbonatés	argilites et grès à calcite ou dolomite.
Schistes à graphite	schistes charbonneux (ampélites).
Leptynites feldspathiques.	arkoses.
Leptynites	grès argileux.
Quartzites phylliteux	grès.
Micaschistes ocellaires ...	malgré la recristallisation tardive de l'albite (postérieure au micro-plissement) l'abondance de ce minéral ainsi que la présence générale de sphène, semblent indiquer pour certains de ces micaschistes ocellaires une origine ignée acide, probablement volcanique, du type grauwacke.

b) *Zonéographie.*

La recherche des repères zonéographiques est rendue délicate par l'altération des paragenèses anciennes ainsi que par les néoformations (chlorite, séricite, quartz principalement) de rétromorphose récente qui se surimpose en le remplaçant, au métamorphisme antéwestphalien.

La présence de biotite est générale dans toute la série des micaschistes et leptynites, fraîche vers l'intérieur de la chaîne, en reliques exceptionnelles vers l'Ouest où elle est remplacée par de la pennine qui témoigne donc de sa présence ancienne; certaines de ces chlorites possèdent encore le réseau de rutile des biotites. La muscovite se retrouve de même dans toute cette zone, assez rare vers l'intérieur, très abondante mais transformée en séricite sur la bordure de la chaîne.

Le feldspath communément représenté est, au moins vers l'Est, l'oligoclase, alors qu'à l'Ouest l'albite prédomine sur les autres

plagioclases, rares et généralement indéterminables. Ces oligoclases (An 12; An 18), de grande taille, invisibles à l'œil nu, se rencontrent dans toute la portion du Rameau interne qui intéresse le groupe des Sept-Laux et dans quelques bancs très localisés du Rameau externe où ils sont conjugués avec de la biotite en partie décomposée. Une importante fraction des micaschistes et leptynites des Sept-Laux peut donc être rangée dans la *Mésozone* de Grubenmann et Niggli.

Cette évaluation peut être précisée si l'on ajoute que l'on rencontre dans le Rameau interne des amphibolites à hornblende, micas et grenats dont la présence, par les combinaisons chimiques qu'elles sous-entendent, peut servir d'indication si toutefois on s'en tient, en ce qui concerne leur genèse, à une origine sédimentaire.

Ces faciès correspondraient donc, d'après les critères zonéographiques de JUNG et ROQUES, à la limite supérieure de la zone des *Gneiss supérieurs* et à la zone des *Micaschistes inférieurs*.

A ce premier ensemble zonéographique s'opposent les schistes graphiteux particulièrement fréquents dans le Rameau externe, dépourvus semble-t-il de toute relique de biotite; la présence au contraire d'albite et de calcite originelle non recombinée, la fraîcheur des structures détritiques des quartz peu engrenés, à gaine d'hématite encore visible (s'opposant aux grands quartz engrenés du Rameau interne) les désignent comme appartenant à la zone des *Micaschistes supérieurs*.

Les micaschistes ocellaires enfin, dont les quartz engrenés indiquent une transformation plus poussée, occuperaient peut-être dans la zonéographie une position intermédiaire.

c) *Conclusion.*

Les micaschistes et leptynites du groupe des Sept-Laux mettent en présence deux ensembles zonéographiques distincts, étroitement intriqués, surtout vers l'extérieur de la chaîne.

Plusieurs interprétations peuvent être proposées pour expliquer la présence et les caractères des schistes graphiteux.

1° Leur nature essentiellement phylliteuse et graphiteuse prédisposait ces assises à jouer un rôle lubrifiant. La tectonique, en les affectant ainsi, peut les avoir rendues particulièrement perméables à la montée d'un métamorphisme léger (colonnes filtrantes) qui aurait provoqué à leur niveau une rétromorphose plus intense qu'ailleurs dans le socle. Ainsi s'expliqueraient l'absence de biotite ainsi que la présence de phengite et d'albite.

2° Les schistes graphiteux représenteraient les uniques témoins d'une série cristallophyllienne plus récente, pincée tectoniquement dans l'ancienne série mésométamorphique.

3° Ils peuvent enfin correspondre à la couverture épizonale normale des Micaschistes inférieurs dont la tectonique aurait seule été capable de conserver quelques reliques.

Militent en faveur de cette hypothèse, l'existence possible de faciès intermédiaires (micaschistes et leptynites ocellaires) et la fréquence remarquable de ces niveaux graphiteux vers l'extérieur de la chaîne, c'est-à-dire précisément là où, en raison d'un style tectonique particulier qui sera défini plus loin, devaient se rencontrer les assises les plus élevées du socle et par conséquent les moins métamorphiques.

Il est néanmoins difficile de conclure et de choisir entre ces trois hypothèses (et principalement entre les deux dernières) tant qu'un relevé systématique et une étude zonéographique comparée des schistes graphiteux n'auront été effectués dans l'ensemble de la chaîne.

2. Les amphibolites et les schistes amphiboliques.

Deux hypothèses peuvent être retenues pour expliquer leur présence.

On peut supposer avec Cl. BORDET qu'il s'agit de para-amphibolites provenant de l'ectinisation d'anciennes marnes. Le sphène y est en effet rare ou absent; au contraire, l'abondance des grenats désigne peut-être un sédiment originel très riche en alumine et en silice.

Mais si l'on considère que l'on a affaire là à des ectinites métasomatiques placées elles-mêmes en bordure ou au sein des migmatites franches essentiellement potassiques, on peut suggérer que ces niveaux amphiboliques représentent peut-être le front cafémique des migmatites. L'arrivée des ions K dans les futures migmatites a en effet pu en chasser la chaux et les ions métalliques qui provoquent, dans les assises où ils se fixent, l'augmentation des plagioclases en anorthite (chaux), l'apparition de la hornblende (fer, magnésium, chaux), celle des grenats (alumine) et l'abondance de la biotite (potasse, alumine, fer, magnésium).

Seule l'étude systématique de la bordure des migmatites permettra de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

3. Le granite des Sept-Laux.

a) *Discussion des structures.*

Structures d'écrasement. — De nombreux indices permettent de supposer que la mise en place du granite des Sept-Laux et sa cris-

tallisation définitive se sont opérées sous de fortes compressions tangentielles, responsables de l'orientation occasionnelle des masses granitiques (pendage SE très redressé) et susceptibles de favoriser son ascension.

Nous avons vu précédemment que les quartz présentent toujours une extinction onduleuse qui, à la limite, peut s'accompagner d'une perte de l'uniaxie. La granulation du quartz est en outre très forte et les recristallisations conduisent à des granules mais aussi à des amandes ou à des bâtonnets très allongés.

De même, les micas sont toujours tordus ou brisés.

La structure perthitique des microclines constitue un argument supplémentaire en faveur d'une compression du granite. Si elle témoigne d'une exsudation ou d'un apport albitique, sa présence semble en outre devoir être interprétée dans les roches calcoalcalines comme la conséquence de pressions orientées.

Chronologie des cristallisations. — La cristallisation ou la simple présence de la biotite est antérieure à la cristallisation ou à la venue des autres minéraux (quartz, plagioclases, microcline) qui la bousculent et dans lesquels elle se trouve incluse poecilitiquement.

La cristallisation des plagioclases est de toute évidence antérieure à la venue du microcline. Ce dernier corrode en effet fortement les oligoclases, se moule entre eux ou les englobe totalement et provoque, à leur contact, l'apparition d'une auréole de myrmékite interprétée par SEDERHOLM comme un phénomène accompagnant la fin de la consolidation de la roche; il s'agirait d'une réaction entre les minéraux qui n'auraient pas trouvé leur équilibre géochimique : les solutions potassiques réagissent sur les plagioclases déjà formés. Les myrmékites sont donc plus récentes que le plagioclase, mais antérieures à la formation du microcline.

Structures reliques. — Rappelons l'existence, dans le granite des Sept-Laux, d'enclaves de schistes cristallins et aussi la présence de noyaux de biotite détruits ou assimilés par la mésostase granitique.

b) *Conclusion.*

Le granite des Sept-Laux résulte donc de la mise en place d'un matériel essentiellement quartzo-feldspathique dont l'ascension, opérée sous de fortes compressions tectoniques et probablement favorisée par l'existence de zones fracturées, a imprégné et digéré les schistes cristallins dont des témoins reliques, non assimilés, demeurent encore visibles.

C'est postérieurement à la formation définitive des plagioclases calco-sodiques, mais toujours sous les mêmes pressions orogéniques, que s'est effectuée la venue ou plus simplement la cristallisation de la phase potassique qui, après avoir envahi les structures précédentes, s'y est fixée sous forme de microcline.

4. La granulite.

Ce terme, pris au sens français, est justifié par la présence de deux micas, ainsi que par le mode particulier de formation de cette roche, que désignent clairement les paragénèses et les structures.

L'abondance du quartz, la présence de plagioclases, le développement de myrmékites d'un deuxième type, la richesse en apatite et parfois en pyrite semblent indiquer une différenciation à la fois tardive à partir du granite proche, mais postérieure à la mise en place de ce dernier et peut-être en partie par voie métasomatique.

5. Les migmatites.

a) *Interprétation générale.*

La migmatisation consiste essentiellement en une feldspathisation des ectinites au sein desquelles s'est stabilisé le granite des Sept-Laux; la présence de microcline à structure poecilitique (fig. 2) est en effet générale dans ces assises et son importance ne décroît que progressivement vers l'extérieur de l'axe granitique. La limite de ces faciès est donc floue et leur puissance voisine de 5 à 600 m, souvent difficile à apprécier.

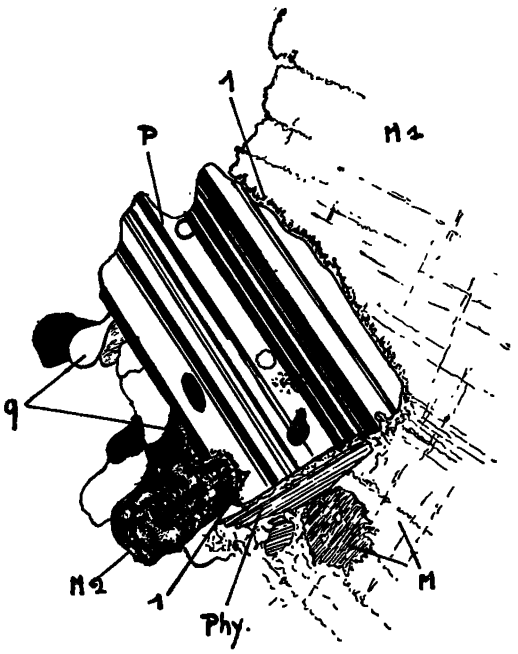

Fig. 2. — Migmatite. Défilé de Maupas. Plagioclase (P) en partie inclus dans un microcline (M1) ou corrodé (M2). q : quartz; Phy : phyllite; I : auréole réactionnelle.

L'examen des paragénèses minérales et des structures reliques montre qu'il s'agissait de roches voisines des micaschistes et leptynites du groupe des Sept-Laux.

Les paragénèses et les structures secondaires sont en tous points celles que l'on a rencontrées à propos du granite. Il s'y ajoute l'orientation propre aux roches cristallophylliennes et des structures d'écrasement particulières déjà énumérées. Il convient néanmoins de remarquer que le microcline, effilé à ses extrémités où s'accumulent des minéraux granulaires et où se développent les pressure-shadows, participe lui aussi à l'écrasement. Ce dernier fait permet de préciser les relations entre ces phénomènes : les compressions tectoniques présentes lors de la montée du granite des Sept-Laux se sont donc prolongées au cours de la feldspathisation.

J'ajouterai qu'il n'est pas évident, *a priori*, que le front d'imprégnation potassique provienne exclusivement du granite individualisé. La métasomatose peut avoir simultanément affecté le granite et les ectinites adjacents, tous deux soumis, mais pour des raisons différentes, à de fortes pressions. Les ions K+ auraient alors cheminé, en ce qui concerne les schistes cristallins, le long des plans de schistosité.

b) *Zonéographie.*

Il ne peut évidemment s'agir que de définir la zonéographie antérieure à la migmatisation.

L'acidité des plagioclases, les associations minérales et leurs structures permettent d'attribuer à ces formations un degré de métamorphisme comparable à celui des micaschistes et leptynites.

D) Analyses chimiques

	A1	A2	A3	A4	A5
SiO_2	60,40	59,75	60,55	69,46	70,92
Al_2O_3	18,70	16,16	17,00	15,46	14,71
Fe_2O_3	2,40	0,16	1,62	1,35	1,32
FeO	3,90	4,86	4,59	0,85	0,62
MnO	0,14	0,09	0,13	0,06	0,04
MgO	3,60	4,40	2,64	0,90	0,60
CaO	0,60	4,75	4,55	1,62	1,08
Na_2O	1,05	2,67	2,76	4,00	4,50
K_2O	5,90	2,38	2,90	4,95	5,17
TiO_2	0,90	0,82	0,86	0,39	0,20
P_2O_5	0,22	0,29	0,28	0,18	0,10
CO_2	tr.	0,41	tr.	—	—
H_2O+	1,90	2,95	2,18	0,56	0,45
H_2O-	0,27	0,15	0,35	0,08	0,12
Total	99,98	99,84	100,41	99,86	99,83

A1 : Micaschistes à biotite, Galerie Isère-Arc (Belledonne), attaque N.-D.-de-Briançon PK 1 700; Analyse : Muséum; Réf. Cl. BORDET, Thèse.

A2 : Anatexite, 200 m à l'Ouest de la Tête de Cuvy (Belledonne); Analyse B.R.G.G.M.; Réf. Cl. BORDET, Thèse.

A3 : Anatexite, Tête de Cuvy (Belledonne); Analyse B.R.G.G.M.; Réf. Cl. BORDET, Thèse.

A4 : Granite à Biotite, lac Cottepens, Sept-Laux (Belledonne); Réf. F. NIGGLI, 1952.

A5 : Granite à aplite, lac du Cos, Sept-Laux (Belledonne); Réf. F. NIGGLI, 1952.

Paramètres de Niggli :						*Paramètres de Lacroix :*			
	A1	A2	A3	A4	A5		A2	A3	A4
Si	184	202	520	330	366	*p*	II	I (II)	I
Al	33	32	35	43	43				
fm	32	36,5	31	15	12	*q*	4	4	4
C	19,5	17,5	17	8	6				
alk	15,5	14	17	34	39	*r*	3	3	'2
ti	2	2	2	1,40					
p	0,10	0,40	0,41	0,30		*s*	3 (4)	3	3
k	0,90	0,38	0,45	0,45	0,43				
mg	0,50	0,61	0,44	0,43	0,37				

III. LE GROUPE DE SAINT-COLOMBAN

A) Coupe géologique du groupe de Saint-Colomban.

Le contact tectonique des deux groupes s'effectue au col Bacheux-Valette qui, à l'altitude 2 206, entaille la longue crête reliant le Pic du Frêne aux Clochers des Pères.

La succession lithologique du groupe de Saint-Colomban est hachée par des zones mylonitisées parallèles, dont plusieurs mettent précisément en contact les différentes unités cristallophylliennes et rendent dès lors hasardeuse toute reconstitution de la répartition spatiale anté-tectonique.

Le groupe débute à l'Ouest par de puissantes assises de *gneiss amphiboliques* et de *micaschistes verts* auxquels succèdent vers l'Est des *leptynites* claires, légèrement rosées, à schistosité nette ou effacée suivant les échantillons. Leur individualité fortement marquée au sein du groupe, soulignée par l'absence d'amphibole, correspond vraisemblablement à une origine particulière qui s'écarte de celle que l'on peut deviner à propos des roches plus sombres, riches en amphibole.

Un mince niveau de *micaschistes à amphibole,* verts, très écrasés, sépare les leptynites de la masse très compacte, sombre, des *amphibolites* qui s'avancent en un premier éperon à la sortie du vallon des Bacheux, sur le versant nord de la Reisse.

Un second éperon, situé plus à l'Est encore, dont la masse barre l'entrée du vallon des Bacheux, culmine au signal 2 356. Il s'agit de roches vertes à faciès *migmatites hétérogènes* reconnaissables aux alternances variées de lits amphiboliques et de lits ou d'amandes quartzo-feldspathiques blanches.

Une vaste dépression les isole des Clochers des Pères; on trouve en effet là des affleurements plus tendres de *micaschistes à amphibole,* verts, très feuilletés, auxquels se joignent des lits riches en épidote.

Les aiguilles rocheuses des Clochers des Pères correspondent aux *migmatites* micaschisteuses, riches en microcline porphyroblastiques et jalonnées par de minces lits *amphiboliques* ou par des enclaves *lamprophyriques chloritisées.* Des *filons d'aplite* à bords francs, à limites angulaires emboîtables s'y sont mis en place vraisemblablement à la faveur de fractures. Ces migmatites ne passent qu'insensiblement au granite, et ce contact est fréquemment jalonné par un faciès porphyroblastique dit en « *dents de cheval* ».

Le granite de Saint-Colomban, riche en chlorite et fortement tectonisé, forme les pentes des forêts de conifères du Nant et du Cuchet, auxquelles succèdent vers l'Est les taillis et les prairies recouvrant le *Lias* du synclinal d'Allemont.

B) Etude pétrographique.

C'est par souci de clarté qu'il sera distingué dans la suite de cet exposé des faciès pétrographiques aussi tranchés. Sur le terrain, les récurrences mutuelles de ceux-ci ainsi que leurs limites fréquemment imprécises sont la règle générale. Leur comportement tectonique et leurs réactions spécifiques à l'égard des agents générateurs de la morphologie les opposent cependant suffisamment pour que leur repérage soit possible.

La relative homogénéité de ce groupe est enfin soulignée par la présence presque constante *d'amphibole et de microcline* à tous les niveaux.

1. Les roches essentiellement amphiboliques.

a) *Les amphibolites quartzo-feldspathiques.*

Ces roches sont caractérisées par la juxtaposition intime ou non de feldspath de quartz et d'amphibole en proportions équivalentes.

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIÈS :

Le mélange de ces deux termes, acide et basique, est rarement réalisé de façon homogène. De nombreux faciès peuvent donc être distingués suivant la disposition du matériel leucocrate au sein de la trame amphibolique. Deux d'entre eux nous retiendront dans la région intéressée.

On rencontre à l'Ouest des Clochers des Pères, au signal coté 2 356 m, des roches vertes, sombres, très massives, lardées de lits ou d'amandes blanches dont la disposition trahit la schistosité. De très fines, mais longues fissures comblées d'épidote la recoupent obliquement.

Un autre aspect est offert par les assises qui constituent, à l'entrée du vallon des Bacheux, l'éperon situé en contrebas du signal 2 356. Les lits amphiboliques épais de plusieurs centimètres alternent avec des lits quartzo-feldspathiques à bords parallèles et plus réduits (pl. IV, fig. 1).

Ces roches possèdent, on le voit, des faciès de migmatites hétérogènes de type épibolite.

ETUDE MICROGRAPHIQUE :

Les minéraux rencontrés sont les suivants :

Hornblende verte —2 V = 80-85°	Epidote
Oligoclase et andésine An 16 à An 35	Clinozoïzite
	Sphène
Microcline sodique —2 V = 72-76°	Leucoxène

Quartz	Séricite-muscovite
Chlorite	Apatite
Grenat (rare)	Pyrite
	Hématite
	Calcite

La structure des amphibolites feldspathiques à amandes leucocrates est le plus souvent granoblastique au niveau des lits blancs, la trame verte est au contraire granolépidoblastique. Au microscope, la ségrégation entre ferro-magnésiens et alcalins se révèle d'ailleurs très incomplète.

Les amphiboles (hornblende verte) sont généralement de très grande taille (1 à plusieurs mm) et réparties en deux variétés que distinguent leurs teintes de pléochroïsme : le premier type (ng vert-bleu, np vert-jaune) est plus fréquent que le second (ng brun-vert, np brun jaune clair). Elles sont généralement profondément corrodées par la pâte quartzofeldspathique et parfois frangées d'épidote et de clinozoïzite.

Les quartz sont très fortement engrenés et probablement en partie recristallisés.

Les plagioclases sont altérés en séricite ou en partie transformés en granules d'épidote. Le microcline au contraire résiste mieux à l'altération qui n'affecte que ses bords (albitisation).

Remarquons enfin que ces structures anciennes sont recoupées en tous sens par des filons, parfois minuscules, d'épidote et de clinozoïzite dont la disposition confirme l'origine secondaire.

La structure des lits verts des amphibolites rubanées (alternance de lits amphiboliques et de lits quartzo-feldspathiques) est au contraire typiquement nématoblastique. Les amphiboles fines et longues alternent ou s'intriquent avec les quartz et les feldspaths séricitisés. Cette disposition est renversée dans les lits blancs où le matériel quartzo-feldspathique dominant confère à l'échantillon une structure granoblastique. L'amphibole y est rare, l'épidote très abondante cristallise souvent autour des cubes de pyrite. Remarquons enfin la présence de zoïzite.

b) *Les amphibolites franches.*

Ce sont des roches massives, vert sombre, formant de puissantes assises.

La texture est équante; sur le plan S on aperçoit un feutrage de fines aiguilles d'amphibole de plusieurs millimètres. En tranche s'intercalent parfois de minces lits blancs.

Au microscope, la proportion d'amphibole apparaît considérable et de ce fait la structure est nématoblastique ou lépidoblastique. Quartz et plagioclases sont rares et toujours très altérés.

On peut noter la présence de sphène, de calcite, d'épidote et de magnétite.

c) *Les micaschistes et les gneiss amphiboliques.*

Ces niveaux qu'affectent particulièrement les phénomènes tectoniques sont fréquemment transformés en phyllonites. La structure filée ou fluidale se surimpose alors à la structure primitive. Cette mylonitisation s'accompagne de la chloritisation intégrale des biotites (qui en dehors de la zone froissée conservent leurs teintes de pléochroïsme propres), de l'altération des plagioclases et de l'apparition générale d'hématite en liaison peut-être avec des phénomènes hydrothermaux localisés au niveau de ces assises.

Ces remarques sont valables pour tous les niveaux micaschisteux, amphiboliques ou non.

DESCRIPTION DES FACIÈS :

Le plus répandu est le faciès micaschiste. La roche, assez tendre, verte, présente une texture planaire ou litée; des paillettes noires de biotite ou d'amphibole demeurent visibles sur le plan S lorsque l'écrasement n'a pas joué. Certains échantillons, dont la pâte quartzo-feldspathique est abondante, acquièrent de ce fait une allure plus massive et méritent le nom de gneiss amphiboliques.

ETUDE MICROGRAPHIQUE :

Les minéraux rencontrés sont les suivants :

Quartz
Albite An 4-10
Plagioclases (très altérés mais à relief +)
Microcline
Biotite (plus ou moins décolorée)
Chlorite
Hornblende verte —2 V = 80-85°
Séricite
Epidote
Clinozoïzite
Apatite abondante
Almandin (parfois très petit et idiomorphe)
Sphène (très abondant)
Zircon (rare)
Hématite (abondante)
Leucoxène

La structure originelle est le plus souvent granoblastique ou granolépidoblastique. Le mélange des ferro-magnésiens et des éléments blancs, en effet assez intime, est peut-être dû à un écrasement de la roche et à une recristallisation partielle des minéraux. Les structures cataclastiques et cicatricielles (quartz, phyllites) sont partout présentes.

Le quartz peu abondant et en partie recristallisé est xénomorphe, non étiré, à structure étoilée et souvent poecilitique (amphiboles-micas). Tous ces caractères militent en faveur d'une recristallisation générale du quartz ou de venues secondaires. Quelques témoins fortement engrenés sont encore visibles. L'albite abondante se faufile entre les autres minéraux ou se présente en gros porphyroblastes toujours cataclastiques. Cette dernière structure, ainsi que les caractères de macle (macle multiple de l'albite ou du péricline) les opposent aux albites du groupe des Sept-Laux (macle simple albite-carlsbad, carlsbad et ala). Elles sont certainement antérieures à la dernière phase de plissement (plissement alpin). A côté des porphyroblastes d'albite souvent limpide, se rencontrent de très nombreux plagioclases (fond de la roche) indéterminables, mais dont le relief positif révèle un pourcentage en anorthite assez élevé.

L'amphibole se présente en aiguilles allongées, en prismes idiomorphes ou en plages diffuses fortement corrodées. Les inclusions sont nombreuses (sphène, chlorobiotite, quartz, épidote, apatite).

2. Les leptynites et les micaschistes.

DESCRIPTION DES FACIÈS.

L'aspect des micaschistes ne diffère en rien de celui des micaschistes du groupe des Sept-Laux. Il n'en est pas de même pour les leptynites qui prennent ici un faciès de gneiss fin, leucocrate, à texture litée très nette et très régulière : les lits blancs ou rosés de plusieurs millimètres d'épaisseur alternent avec de très minces (0,2-0,5 mm) feuillets micacés verts ou bronzés.

Etude micrographique :

Les minéraux sont les suivants : quartz, plagioclases acides, plagioclases plus basiques, microcline, biotite, muscovite, chlorite, phengite, épidote, clinozoïzite, zircon (rare), amphibole (exceptionnelle), hématite.

La structure, identique pour les deux faciès, est granolépidoblastique. Les minéraux sont tous de très grande taille. Le quartz, particulièrement abondant, est typiquement très engrené.

L'étude des plagioclases révèle l'existence de deux familles dont l'origine et la signification ne sont probablement pas les mêmes. Des mesures à la platine de Fedoroff ont donné les résultats suivants :

Provenance	Faciès	2 V	% An	Caractères
Vallon des Bacheux	Leptynite	82	9	Généralement en gros porphyroblastes souvent limpides à macle multiple, albite et albite-péricline.
		76	6	
		84	11	
		84	10	
		83	5	Structure cataclastique, fissures cimentées par du quartz et des phyllites. Plans d'association de macle tordus.
		72	5	
		74	6	
		76	6	
		78	7	
		72	2	
		76	5	En auréole limpide et non maclée autour des albites porphyroblastiques.
				Plagioclases indéterminables à relief nul ou faiblement positif.
		78	8	Petit porphyroblaste limpide à macle multiple à peu d'individus.
	Micaschiste	86	10-12	Plages à macle multiple à très nombreux individus souvent fortement altérés, surtout au centre. Relief nul ou très faiblement positif.
		88	15-20	
		90	15-20	
		84	10-12	

Le microcline, indice certain de migmatisation, est abondamment représenté dans les leptynites, en plages diffuses dont les bords s'insinuent entre les autres minéraux ou les englobent. Certaines d'entre elles, de très grande taille, sont bourrées d'inclusions dont voici l'énumération :

— plagioclases en partie transformés en épidote et en zoïzite;
— plagioclases et myrmékites (files de granules acides);
— phénoblastes d'épidote;
— biotite fraîche (avec frange d'albite limpide).

Outre une structure perthitique générale, on rencontre au sein du microcline des porphyroblastes d'albite limpide confondue avec le feldspath potassique en lumière naturelle. Ce curieux phénomène se retrouvera dans les migmatites où il sera étudié.

Les lits de *micas* très minces dans les leptynites sont beaucoup plus développés dans les micaschistes (faces P à inclusions de rutile) où d'ailleurs

ils sont fortement corrodés par la pâte quartzo-feldspathique, ce qui laisse prévoir une histoire complexe de ces roches.

L'*épidote* et la *clinozoïzite* se concentrent généralement le long des biotites.

3. Le granite de Saint-Colomban.

a) *Définition et analyse chimique.*

Le granite de Saint-Colomban est voisin, sinon identique, au granite des Sept-Laux. Les mêmes associations minérales et les mêmes structures s'y retrouvent.

Son évolution est cependant plus poussée. La biotite fraîche n'est qu'exceptionnellement conservée; les plagioclases sont très fortement altérés. Ce développement général de la chlorite et la présence occasionnelle d'amphibole lui confèrent une teinte verte caractéristique. Cette évolution rétrograde en fait une protogine.

Pourcentages à l'analyse			Paramètres de Lacroix			Paramètres de Niggli		
	A6	A7		A6	A7		A6	A7
						si	291	369
SiO_2	66,05	71,45	p	I (II)	I	al	41	43
Al_2O_3	15,94	14,14				fm	23	20
Fe_2O_3	0,34	1,24	q	4	3	c	10,5	8
FeO	2,41	1,20	r	2	2	alk	25,5	29
MnO	0,15	0,13	s	3	3			
MgO	1,79	1,18				ti	2	2
CaO	2,35	1,46				p	0,20	0,30
Na_2O	3,27	3,87						
K_2O	4,10	5,00				k	0,45	0,56
TiO_2	0,80	0,62				mg	0,52	0,46
P_2O_5	0,20	0,11						
CO_2	1,34	tr.						
H_2O+	1,03	0,10						
H_2O-	—	0,30						
Total	99,77	100,70						

A6 : Granite. Roc Blanc (Belledonne); Analyse B.R.G.G.M.; Référence : Cl. Bordet, Thèse.

A7 : Granite. Pointe des Aveugles (Belledonne); Analyse B.R.G.G.M.; Référence : Cl. Bordet, Thèse.

b) *Description du granite de Saint-Colomban.*

L'aspect du granite varie selon sa composition. Vers Saint-Etienne-de-Cuines, on rencontre le plus généralement un faciès leucocrate finement ou moyennement grenu, à texture équante, moucheté de paillettes vertes ou bronzées.

Une orientation est parfois nettement visible.

Il existe enfin, comme dans le granite des Sept-Laux, des enclaves lamprophyriques ici chloritisées.

Son évolution tectonique est très poussée; il se débite généralement en dalles à pendage SE.

ETUDE MICROGRAPHIQUE :

L'aspect de ce granite au microscope est comparable à celui du granite des Sept-Laux, et les minéraux rencontrés sont identiques. Le quartz a les mêmes caractères; le microcline, abondant, est fortement poecilitique et englobe des plagioclases à l'auréole de myrmékite ou les corrode. La structure perthitique du microcline est voisine de celle rencontrée à propos du granite des Sept-Laux, mais les amandes très allongées semblent y prédominer.

Le granite de St-Colomban présente cependant une évolution originale des feldspaths qui n'a pas son équivalent au niveau du granite externe, ou y est à peine ébauchée.

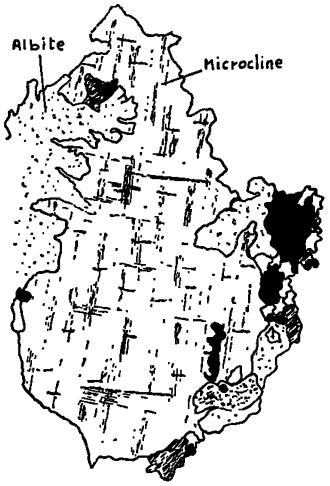

Fig. 3. — Granite de Saint-Colomban.
Microcline corrodé par de l'albite.

1. On y rencontre tout d'abord des plagioclases assez fortement séricitisés, poecilitiques, en grandes plages indépendantes ou incluses dans le microcline et alors souvent rongés par la myrmékite.

Leur étude à la platine de Fedoroff montre qu'il s'agit d'oligoclase (oligoclase 12-20 % An). Leur composition varie d'ailleurs du centre à la périphérie, l'auréole externe semble parfois être plus riche en anorthite. Dans d'autres cas, il s'agit d'albite pure.

Leur cristallisation est donc antérieure à celle du microcline. Ils sont génétiquement comparables aux plagioclases du granite des Sept-Laux.

2. Le microcline dont la macle typique est largement répandue est peu altéré. Les mesures ont fourni les résultats suivants :

$$-2V = 66\text{-}68\text{-}72\text{-}75\text{-}76\text{-}84°.$$

Sa structure, sa réaction chimique sur les plagioclases (myrmékites) en fait l'équivalent du microcline du granite des Sept-Laux.

3. Le microcline est à son tour fortement corrodé par de l'albite (An 5-12) à contours amiboïdes, non maclée, assez altérée, qui entoure également les

autres plagioclases ou comble avec le quartz les fissures ménagées dans les feldspaths (fig. 3).

4. Certaines grandes plages de microcline montrent sur leurs bords ou dans leur masse des porphyroblastes idiomorphes d'albite limpide maclés albite-carlsbad à deux ou plusieurs individus (fig. 4).

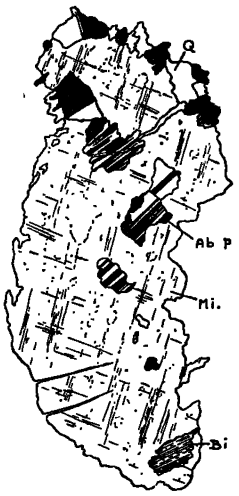

Fig. 4. — Migmatite. Vallon de l'Arpette. Microline perthitique (Mi) à porphyroblastes d'albite d'exsudation récente (Ab P). Q : quartz, Bi : biotite.

Les mesures au Fédoroff ont révélé une composition acide (An 2-10). La recherche, par la même méthode, de la composition du microcline a fourni les résultats suivants :

— Composition du microcline au voisinage d'un porphyroblaste d'albite ..... —2 V = 80°
— Composition du même microcline dans une région dépourvue de tels porphyroblastes ..... —2 V = 65°

Ces porphyroblastes limpides peuvent donc être interprétés comme le produit d'exsudation du terme sodique. Ils traduisent une simple évolution du microcline probablement postérieure aux autres phases de feldspathisation (limpidité de l'albite), mais témoignent également de l'existence momentanée de conditions physico-chimiques particulières, seules capables de provoquer ce remaniement.

Ajoutons à cette description que le *sphène* se rencontre parfois en abondance dans ce granite; des faciès granodioritiques enfin, signalés par Cl. Bordet, renferment des amphiboles dont la présence est probablement en rapport avec la mise en place de granite au sein de séries amphiboliques.

4. L'aplite.

C'est une roche hololeucocrate finement grenue, piquetée de taches vertes et rouges, à texture équante.

La composition est voisine de celle du granite proche : microcline (composition moyenne —2 V = 76) ; plagioclases (albite An 8-14) ; albite (corrodant le microcline) ; quartz ; micas (rares) ; sphène.

Signalons particulièrement la présence de *tourmaline* ancienne frangée de tourmaline récente à pléochroïme vert-bleu.

5. Les migmatites.

L'étude micrographique révèle l'étroite parenté de ces roches avec le granite de Saint-Colomban dont elles constituent l'auréole de feldspathisation et dont aucune limite nette ne les sépare. Il ne s'agit donc pas, là non plus, de migmatites fondamentales. La feldspathisation, beaucoup plus poussée que dans le groupe des Sept-Laux et intéressant une épaisseur d'ectinites plus considérable, laisse prévoir cependant une évolution différente de l'ensemble de ce groupe.

	A8				
	% analyse	Paramètres de Lacroix		Paramètres de Niggli	
SiO_2	56,15	p	II	si	170
Al_2O_3	16,03			al	28,5
Fe_2O_3	3,35			fm	39
FeO	3,25	q	5	c	14,5
MnO	0,08			alk	18
MgO	5,10	r	(2) 3	ti	2
CaO	4,45	s	2′	p	0,70
Na_2O	2,05			k	0,66
K_2O	6,20			mg	0,59
TiO_2	0,95				
P_2O_5	0,54				
CO_2	tr.				
H_2O+	0,90				
H_2O-	0,19				
Total	92,26				

A8 : Migmatite gneissique à biotite. Massif de Bellachat (Belledonne) ; Analyse B.R.G.G.M. ; Référence : Cl. Bordet, Thèse.

a) *Les faciès pétrographiques.*

Le granite et les migmatites ont en commun un faciès porphyroblastique d'orientation imprécise où les phénoblastes de microcline peuvent atteindre 5 à 10 cm (faciès à « dents de cheval »). Il se rencontre sur la bordure du granite ou au sein des migmatites (pl. IV, fig. 2).

Les textures très variables peuvent être ramenées à deux types fondamentaux; on peut ainsi distinguer, pour la commodité de l'exposé, des textures *embréchitiques* et *anatexiques*, suivant que les lits micacés sont continus ou au contraire disloqués et pincés en tous sens par la pâte leucocrate. Ces faciès sont moins nets que ceux du groupe des Sept-Laux. Peut-être ceci est-il dû à la feldspathisation qui, plus intense dans le groupe de Saint-Colomban, n'a cependant pas connu la lente maturation de la migmatisation fondamentale.

Ce sont des roches claires, à texture embréchitique œillée ou rubanée, ou anatexitique. Les porphyroblastes de 5 mm à plusieurs cm repoussent ou recoupent les lits micacés bien développés, à biotites fraîches ou chloritisées.

De minces lits amphiboliques épargnés par la migmatisation correspondent à un faciès accessoire.

ETUDE MICROGRAPHIQUE :

Les migmatites micaschisteuses.

Les paragénèses et les structures sont en tous points comparables à celles du granite; les diverses phases de feldspathisation s'y rencontrent notamment avec les mêmes caractères.

On remarquera seulement l'abondance souvent grande d'apatite et la présence de nombreux zircons dans les assises écrasées. Les enclaves lamprophyriques sont riches en orthose cataclastique et grenat.

Les migmatites amphiboliques.

Elles se rencontrent au sein des migmatites micaschisteuses sous forme de lits très minces (quelques cm), de couleur sombre, grise ou verte.

Minéraux.

Plagioclases très altérés : oligoclase An 13-16 (le pourcentage en anorthite devait certainement être beaucoup plus élevé à l'origine).

Albite ($2V = 78$), microcline ($-2V = 80$), quartz (abondant), chlorobiotite, almandins (de grande taille), hornblende verte, minéraux accessoires (épidote — minéraux opaques).

La structure est granolépidoblastique, parfois filée.

C) Interprétation génétique et Zonéographie ancienne.

De la description des affleurements et de leur disposition ainsi que de l'étude micrographique, il résulte que les multiples faciès rencontrés dans le groupe de Saint-Colomban peuvent être groupés en trois ensembles que séparent d'importantes zones mylonitisées.

Le premier d'entre eux, à l'Ouest, comprend un ensemble de 300 m de puissance où leptynites gneissiques et micaschistes francs alternent avec des micaschistes et des gneiss amphiboliques.

Il leur succède à l'Est des amphibolites massives de 200 m de puissance que séparent des migmatites 100 m de micaschistes amphiboliques.

A la limite orientale de cette coupe, enfin, les migmatites (essentiellement micaschisteuses), de 700 à 800 m de puissance, font corps avec le granite de Saint-Colomban.

Malgré leurs divergences, ces différentes zones possèdent en commun la présence presque constante d'amphibole et de microcline et une structure d'écrasement très accusée s'accompagnant, au niveau des lits écrasés, d'un développement abondant de zircon.

La présence, enfin, partout rencontrée, de filons obliques d'épidotes et de carbonates permet d'attribuer une origine secondaire à ces minéraux.

1. Les micaschistes amphiboliques et les amphiboloschistes.

a) *Origine.*

Il semble que ce premier ensemble corresponde aux « schistes verts supérieurs » dont P. BORDET (1956) ne met pas en doute l'origine volcanique. Si l'on retenait cette hypothèse, on devrait y voir toutefois le remaniement de tufs volcaniques dans le cadre d'une sédimentation détritique de type grauwacke.

b) *Zonéographie.*

La zonéographie est difficile à apprécier dans ces niveaux particulièrement atteints par la rétromorphose et la mylonitisation. Quelques reliques micaschisteuses montrent cependant des oligoclases acides, des biotites, de rares muscovites, de rares grenats qui permettent de les ranger dans la *Mésozone* et plus précisément dans la zone des *Micaschistes inférieurs.*

2. Les leptynites franches.

Les gros porphyroblastes idiomorphes et cataclastiques d'albite, maclés albite ou albite-péricline, très caractéristiques de ce faciès, rappellent fortement les albites volcaniques dont ils possèdent à la fois la silhouette et les caractères de macle. Une grande ressemblance existe en outre entre ces leptynites et les « leptynites de Gavet », rencontrées par R. MICHEL et P. BERTHET (1958) dans la vallée de la Romanche (Isère) et interprétées par ces auteurs comme d'anciens tufs volcaniques acides remaniés ou comme d'anciens grès pyroclastiques.

Une semblable attribution pourrait être retenue pour les leptynites de Saint-Colomban.

L'auréole d'albite limpide, que possèdent certains de ces porphyroblastes, évoque un nourrissage ultérieur qu'il serait peut-être

possible de rattacher aux différents indices d'albitisation rencontrés ailleurs dans le socle.

3. Les amphibolites franches et les amphibolites quartzo-feldspathiques.

La rareté du quartz, l'abondance des minéraux ferro-magnésiens et titanés, la présence de magnétite désignent nettement leur origine ignée basique.

Il n'est pas possible, en l'absence d'analyses chimiques et d'études appropriées, de décider si les amphibolites quartzo-feldspathiques à texture épibolique représentent de vraies migmatites ou ne font qu'en mimer le faciès. Il convient cependant de rappeler que J. PETERLONGO (1955) reprenant les arguments de P. AICARD (1953) soutient, à propos des amphibolites épiboliques des Monts du Lyonnais, que la migmatisation ne s'accompagne que d'un faible enrichissement en potassium, mais intéresse essentiellement un apport d'ions Na et, plus encore, celui d'ions Si qui, par contrecoup, provoquent le départ de Fe, Mg, Ca, Al. Le microcline trouverait son origine dans la recombinaison *in situ* de la potasse libérée par la destruction des micas (par migration de leurs éléments ferro-magnésiens). On ne doit donc pas s'étonner de la rareté ou de l'absence de microcline dans des roches qui peuvent néanmoins témoigner d'une intense migmatisation.

Ces remarques pourraient, sans invraisemblance, être appliquées aux amphibolites quartzo-feldspathiques du groupe de Saint-Colomban dont les cristaux de hornblende, et plus généralement toutes les structures d'ectinisation sont profondément corrodées par le quartz; on pourrait voir là l'indice d'une migmatisation par silicification dont, par ailleurs, on retrouve des traces certaines dans les deux groupes, à côté du microcline, dans tous les niveaux de migmatites homogènes.

Il serait vain de chercher à évaluer le degré de métamorphisme des assises amphiboliques que n'interrompt aucun septum alumineux et dont l'histoire complexe interdit toute comparaison avec les faciès d'Eskola.

On rappellera cependant à ce propos que l'étude du gisement montre les amphibolites intercalées entre des assises micaschisteuses qui peuvent être rattachées, avec prudence en raison des phénomènes tectoniques, à une zone voisine de celle des *Micaschistes inférieurs*.

4. Le granite de Saint-Colomban et les migmatites subordonnées.

a) *Interprétation des structures et comparaisons.*

Les paragénèses minérales et leurs structures sont identiques dans les granites des deux groupes et laissent donc présager une histoire commune vécue dans les mêmes conditions de tensions orogéniques.

Des différences, cependant, en précisant les conditions de stabilisation des granites, permettront de tenter dans le chapitre suivant un essai de synthèse.

On ne retrouve pas, en effet, dans le granite de Saint-Colomban, les énormes enclaves non digérées qui caractérisent le granite des Sept-Laux. Les structures reliques sont ici plus discrètes, parfois seulement décelables au microscope (amas de chlorite-amphibole) et témoignent donc d'une plus grande assimilation. Leur texture les éloigne davantage encore; alors que le granite des Sept-Laux est toujours massif, compact, le granite de Saint-Colomban généralement très fortement tectonisé se présente en dalles de quelques mètres ou de quelques décimètres de puissance, dont le pendage correspond à celui des schistes cristallins voisins.

Au-delà des analogies qui, à travers les phénomènes de migmatisation, confirment l'étroite parenté des deux groupes, des divergences désignent, là encore, des conditions d'ordre tectonique ou chronologique étrangères.

La migmatisation apparaît plus intense dans le groupe de Saint-Colomban; en dépit d'un accident qui les tronque tectoniquement, leur puissance au-dessus de Saint-Etienne-de-Cuines est de l'ordre de 700 à 800 m (contre 500 à 600 m au maximum pour les migmatites des Sept-Laux). En outre, les effets de la métasomatose potassique (microcline poecilitique à perthite et myrmékite) se rencontrent, en s'atténuant il est vrai, dans la totalité du groupe de Saint-Colomban, et devaient intéresser, si l'on tient compte des écrasements ou des laminages tectoniques, une épaisseur considérable.

b) *Conclusion.*

De même que le granite des Sept-Laux, le granite de Saint-Colomban est un granite ascendant syntectonique dont la mise en place est contemporaine de la phase paroxysmale de l'orogénèse ancienne. Ce dernier point se déduit de la concordante du granite avec les séries cristallophylliennes adjacentes, ainsi que des phénomènes de feldspathisation qui accompagnent leur montée et de la nature essentiellement potassique de la métasomatose.

Cependant, les divergences décelées dans ce cadre commun précisent pour chacun des deux granites le terme « synorogénique » qui les définit. On peut ainsi supposer tout d'abord, et ceci sera développé dans le chapitre suivant, que les conditions tectoniques de leur mise en place ne devaient pas être identiques.

En outre, l'intensité plus grande de la migmatisation dans le groupe de Saint-Colomban indique un processus de feldspathisation plus mûri, moins brusque que dans les Sept-Laux.

Ce point ainsi que les différences de textures des deux granites s'expliquent logiquement si l'on suppose, avec P. BORDET (1956), que le granite de Saint-Colomban s'est mis en place avant la phase maximum de serrage tectonique, alors que ce serait l'inverse pour le granite des Sept-Laux.

S'il semble enfin évident que l'origine du granite de Saint-Colomban soit à rechercher dans la zone d'anatexie dont l'aurait éloigné sa migration ascendante, on manque de preuves pour en faire, avec Cl. BORDET (1957), un granite d'anatexie; ce dernier terme ne devrait désigner alors que le « mode de fonctionnement » du granite au sein des ectinites et non une origine fondamentale.

5. L'aplite.

Sa disposition à bords vifs dans les migmatites qu'elle recoupe montre qu'il s'agit d'un filon mis en place à la faveur de cassures. La structure très allongée, presque orientée des quartz, souligne l'image d'une colonne pâteuse se solidifiant au cours de son ascension.

Les analogies de structure et de composition en font un résidu tardif du granite de Saint-Colomban qui, en retour, pourra préciser l'histoire de ce dernier.

Les relations entre microcline et plagioclases semblent différentes; on ne retrouve plus en effet les grands microclines poecilitiques communs dans le granite et dans les migmatites. Tous les minéraux (quartz, plagioclases, microcline) ont des tailles sensiblement identiques. Certains plagioclases même entourent le microcline. Ces structures sont enfin corrodées ou oblitérées par une albitisation postérieure très intense qu'accompagne l'apparition de myrmékites identiques à celles décrites à propos de la granulite du Veyton.

On peut conclure de ceci que la cristallisation du microcline s'est opérée dans les deux granites après celle du plagioclase (ceci a déjà été démontré à propos du granite des Sept-Laux) et qu'au contraire tout a recristallisé et est donc monté simultanément en ce qui concerne l'aplite.

Postérieurement à la mise en place de celle-ci, une albitisation générale a corrodé toutes ses structures.

IV. INTERPRETATION GENERALE DE LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE

Un schéma d'ensemble peut être dégagé des études de détail de la série cristallophyllienne et de leurs conclusions partielles. Une telle synthèse ne peut être que temporaire et d'autres hypothèses devront la compléter, sinon la remplacer.

Cependant, même en tant qu'hypothèse de travail, la recherche des différents styles de la tectonique profonde et des relations de celle-ci avec les phénomènes de granitisation se révèle d'une singulière importance pour l'élaboration d'une théorie de l'orogénèse et pour dévoiler les moteurs véritables de la tectonique épidermique, et permettre dès lors une interprétation satisfaisante de celle-ci.

A) Les problèmes posés, historique sommaire.

L'âge de la série de Belledonne est la principale incertitude. Les auteurs s'accordent généralement pour insérer son histoire dans le cycle varisque, sans qu'aucune preuve décisive ne soit jamais venue étayer cette hypothèse. Précisant davantage encore, P. et Cl. BORDET fragmentent l'ensemble de Belledonne en deux séries auxquelles ils attribuent des âges différents : la « série satinée » (dont fait partie le groupe des Sept-Laux) aurait vu poursuivre sa sédimentation jusqu'au cours du Carbonifère et reposerait, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, en discordance sur la « série verte » (à laquelle appartient le groupe de Saint-Colomban) dont la date de dépôt serait à rechercher dans le Dévonien.

Le seul qui ait cherché à approfondir la dynamique ancienne des axes granitiques est P. BORDET. Nos propres observations sur le terrain et au microscope, ainsi que les déductions personnelles qui y trouvent leur origine 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 grande partie reprises.

Il resterait, après les avoir énumérées, à interpréter les différentes phases d'albitisation et à rattacher l'ensemble de ces faits au phénomène général d'orogénèse.

B) Les faits.

1. Les relations entre les deux groupes cristallophylliens; leur disposition tectonique actuelle.

Le caractère tectonique le plus constant rencontré dans cette région ainsi que dans la plus grande partie de la chaîne est l'uniformité des pendages qui, dans toute la traversée de Belledonne, possèdent la même direction moyenne Sud-Est et le même degré d'inclinaison compris entre 70 et 80°. Les quelques variations observées (pendages horizontaux ou inverses de la galerie du Veyton) apparaissent comme très locales et ne correspondent vraisemblablement qu'à des replis secondaires.

Il résulte de cette disposition que les différentes unités précédemment énumérées (granite et migmatites de Saint-Colomban, amphibolites, micaschistes et amphiboloschistes, granite et amphibolites des Sept-Laux, micaschistes et leptynites du même groupe) se chevauchent uniformément du Sud-Est au Nord-Ouest, sans qu'aucune charnière majeure ne précise leurs relations tectoniques.

De nombreuses zones d'écrasement dont l'orientation est identique à celle des unités cristallophylliennes, et dont certaines doivent représenter de véritables contacts anormaux, soulignent et éclairent en même temps ce style tectonique. Une signification particulière peut être accordée à l'une d'entre elles. Il s'agit de l'importante zone mylonitisée qui, parallèlement à l'axe de la chaîne, sépare le groupe chevauchant de Saint-Colomban, à l'Est (ou série verte), et le groupe chevauché des Sept-Laux à l'Ouest (ou série satinée). Son importance et sa constance indiquent qu'il y a bien là deux ensembles distincts dont il convient de rechercher les relations anciennes.

La zonéographie n'apporte que peu de précisions à ce sujet. Les deux groupes ont en effet subi un métamorphisme d'intensités voisines (micaschistes inférieurs, gneiss supérieurs), et l'on ne doit pas nécessairement envisager une répartition verticale où le groupe de Saint-Colomban occuperait la position inférieure : l'hypothèse d'une variation latérale de faciès demeure valable.

Cependant, quelle que soit l'interprétation retenue, on doit, en raison de leur position mutuelle et par comparaison avec ce qu'enseigne la tectonique du sédimentaire, attribuer au groupe de Saint-Colomban la valeur d'un *anticlinorium*, et au groupe des Sept-Laux, celle d'un *synclinorium*.

2. Le style tectonique isoclinal.

Il résulte de ceci, et les répétitions symétriques et de même pendage observées par P. et Cl. BORDET dans la « série verte » de part et d'autre de l'axe granitique le confirment, que le style tectonique de cette région de Belledonne est essentiellement *isoclinal.*

La vieille série a, postérieurement à son ectinisation, été plissée, et ces replis eux-mêmes comprimés jusqu'à la parfaite concordance des pendages, caractéristique de ce style.

Une telle disposition s'accorde en outre parfaitement avec l'existence dans le Rameau externe d'assises profondément affectées par le métamorphisme (micaschistes supérieurs servant, avant le plissement, de couverture aux micaschistes inférieurs, ou encore série plus récente pincée en pseudo synclinaux), alternant avec des « écailles » de la zone des micaschistes inférieurs.

Nous devons donc examiner maintenant les relations des granites entre eux, leur action sur les ectinites et surtout leur mode de comportement vis-à-vis du style isoclinal naissant ou achevé.

3. Les granites et la migmatisation.

Un tableau résumera les analogies ou les divergences pétrochimiques existant entre les groupes et leurs faciès dominants.

			Paramètres de Niggli								Paramètres de Lacroix			
			si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg	p	q	r	s
Groupe des Sept-Laux.	A1	Micaschiste à biotite	184	33	32	19,5	15,5	2	0,10	0,90	0,50				
	A2	Anatexite (ext.)	202	32	36,5	17,5	14	2	0,40	0,38	0,61	II	4	3	3 (4)
	A3	Anatexite (int.)	520	35	31	17	17	2	0,41	0,45	0,44	(I) II	4	3	3
	A4	Granite à biotite	330	43	15	8	34	1,40	0,30	0,44	0,45	I	4	'2	3
	A5	Granite à aplite	366	43	12	6	39			0,43	0,37				
Groupe de Saint-Colomban.	A6	Granite	291	41	23	10,5	25,5	2	0,20	0,45	0,52	I (II)	4	2	3
	A7	Granite	369	43	20	8	29	2	0,30	0,56	0,46	I	3	'2	3
	A8	Migmatite gneissique à biotite	170	28,5	39	14,5	18	2	0,70	0,66	0,59	II	5	(2) 3	2'

L'identité chimique des granites des deux groupes confirme les analogies de structure décrites précédemment. On peut donc affirmer leur parenté sinon leur consanguinité; leur origine est vraisemblablement identique et leur comportement (granites ascendants) voisin; seule l'histoire de leur mise en place les sépare. On rappellera à ce propos les principales divergences de texture susceptibles d'éclairer le destin de chacun d'eux.

Le granite des Sept-Laux est très massif, peu tectonisé et riche en énormes enclaves de schistes cristallins non assimilés. Il provoque un violent écrasement des migmatites qui lui sont subordonnées (développement du zircon, étirement des structures, étirement et granulation du microcline).

Sa mise en place, opérée sous de fortes compressions (structure fréquemment orientée du granite) et qu'ont simultanément accompagné une feldspathisation et un écrasement des bordures, est donc postérieure au « serrage » tectonique maximum.

Dans le groupe de Saint-Colomban au contraire, les textures et structures d'écrasement intéressent à la fois les migmatites et le granite fréquemment débité en dalles. On peut supposer cette tectonisation contemporaine du serrage isoclinal de la série, car, si elle était plus récente, le granite des Sept-Laux devrait en conserver la trace. Il est raisonnable de déduire de ceci que le granite de Saint-Colomban s'est mis en place avant la phase tectonique isoclinale ou à son début.

La comparaison des paramètres pétrochimiques révèle également l'identité des phénomènes de migmatisation : l'augmentation de la valeur des paramètres *alk* et *k* est en rapport avec la métasomatose potassique (la valeur élevée du paramètre *k* dans l'analyse A1 s'explique par l'abondance des micas potassiques); on observe dans les deux groupes le même développement de microcline poecilitique au voisinage du granite. L'importance de ce phénomène semble cependant plus grande dans le groupe de Saint-Colomban où les textures porphyroïdes sont fréquentes et où la métasomatose fait sentir plus loin son influence. Ceci suggère encore une mise en place plus précoce du granite de Saint-Colomban, seule capable d'expliquer la maturation plus complète de la migmatisation.

L'augmentation du paramètre *si* dans le groupe des Sept-Laux, lorsqu'on se rapproche du granite, évoque également un enrichissement probablement métasomatique en silice.

4. Le gisement des granites; relations avec la tectonique.

Les axes granitiques forment deux bandes très allongées, grossièrement parallèles entre elles et généralement concordantes avec les unités cristallophylliennes. Les tectoniques récentes se limitent à la fracturation désordonnée de cet ensemble et au laminage de certains termes : c'est ainsi qu'au droit d'Arvillard, la bordure occidentale du granite des Sept-Laux est en contact direct avec les ectinites.

Les dispositions anciennes peuvent cependant se déduire aisément du contexte actuel.

Le granite de Saint-Colomban occupe l'axe de l'anticlinorium, alors que le granite des Sept-Laux jalonne, au contraire, le synclinorium.

Ce mode de gisement, les franges de feldspathisation qui accompagnent les granites, désignent donc ceux-ci comme *synorogéniques*, ce terme devant être pris à son sens le plus large.

5. Les feldspaths du socle; les albitisations.

1. Les feldspaths contemporains de l'ectinisation sont essentiellement représentés par des *plagioclases* dont les teneurs en anorthite sont en rapport avec les faciès pétrographiques dans lesquels on les rencontre : aux micaschistes et leptynites correspond de l'oligoclase (An 10-20) et aux amphibolites et schistes amphiboliques, de l'oligoclase basique et de l'andésine (An 25-45).

Ces plagioclases, généralement de grande taille et presque toujours très altérés, sont le plus souvent maclés albite, péricline ou albite-péricline.

Rarement observables dans les assises les plus externes, ils cèdent la place à des *albites* (An 0-8) cataclastiques, ocellaires ou porphyroblastiques, maclées albite, albite-carlsbad, carlsbad ou ala, à deux individus, riches en inclusions sigmoïdes, et dont l'abondance, liée à la présence de sphène, semble indiquer en ce qui les concerne une origine volcanique.

2. En bordure des axes granitiques, le *microcline* ($66 \leq -2\ V \leq 86$), dont la macle caractéristique est fréquemment présente, tend à repousser ou à se substituer aux structures précédentes.

3. Microcline et plagioclases anciens sont à leur tour corrodés par de l'*albite* pseudopodique, jamais maclée, s'étendant en taches diffuses entre les minéraux, comblant les fissures, englobant en couronne les autres feldspaths au sein desquels elle s'enfonce parfois profondément.

Cette albite est toujours fortement altérée.

4. Il semble que l'on doive séparer dans le temps cette albitisation affectant les granites et les migmatites d'une albitisation probablement plus récente principalement rencontrée au niveau des schistes amphiboliques, micaschistes et leptynites de Saint-Colomban, sous forme d'albite parfaitement limpide, en trame diffuse dans les amphiboloschistes ou en couronne autour des porphyroblastes cataclastiques qui, eux-mêmes, représentent peut-être des reliques volcaniques dans les leptynites.

En ce qui concerne le Rameau externe, les schistes à graphite, notamment, se révèlent riches en gros porphyroblastes d'albite à macle simple, à structure hélicitique et toujours cataclastiques. Leur origine est difficile à préciser.

5. C'est à une génération peut-être contemporaine de celle que l'on vient d'examiner dans les leptynites et amphiboloschistes de Saint-Colomban qu'appartient l'*albite* (albite An 0-8) rigoureusement limpide, jamais cataclastique, qui, de petite taille, ocellaire ou porphyroblastique, se rencontre à la fois dans les formations du socle et dans celles de la couverture (Houiller, Permien, Trias). Les macles, simples, obéissent aux lois de carlsbad, albite-carlsbad ou ala. Sa structure est généralement poecilitique (inclusions de quartz, rutile, phyllites, hématite, anhydrite); ses bords sont francs ou délèguent au contraire des pseudopodes entre les autres minéraux (entre les quartz détritiques du Permien, par exemple).

On doit insister sur le fait qu'il est difficile de préciser davantage cette chronologie relative sans tomber dans l'hypothèse. On peut tout au plus avancer que la phase n° 3 est ancienne et peut-être contemporaine des dernières manifestations de l'orogénèse primitive, alors que la phase n° 5, très récente, a accompagné la fin de l'orogénèse alpine.

6. La présence d'*orthose* dans le groupe de Saint-Colomban, ainsi que l'exsudation d'*albite* par le microcline, doivent être rattachés à des phénomènes récents.

C) L'enchaînement hypothétique des faits [1].

1. Le dépôt de la série sédimentaire originelle.

On supposera dans la suite de ce paragraphe une superposition verticale des groupes de Saint-Colomban à la base et des Sept-Laux.

Sur un socle dont on ne retrouve de traces que dans le Pelvoux

[1] Voir pl. III, fig. 1 à 4).

et dans les Grandes-Rousses, sous forme de rares galets retenus en conglomérats dans les séries sus-jacentes, se dépose une importante série sédimentaire (plusieurs milliers de mètres de puissance) qui, en dépit des interférences éruptives, se révèle assez monotone et principalement schisto-gréseuse.

Elle débute par un complexe pélitique et arénacé (les futurs micaschistes de base migmatisés par le granite de Saint-Colomban) que jalonnent de minces lits amphiboliques dont l'origine sédimentaire (marnes) ou éruptive difficile à préciser ne se dessine clairement qu'au sommet de ce premier ensemble : les schistes amphiboliques d'importance croissante, très riches en sphène, peuvent être attribués à des tufs volcaniques basiques.

Il leur succède d'ailleurs, dans l'espace et peut-être dans le temps, les bancs massifs d'amphibolites qu'il n'est pas invraisemblable d'interpréter comme représentant le témoignage d'un ancien volcanisme ophiolitique. Une origine plutonique basique doit être écartée, car l'on ne rencontre pas dans cette région les faciès grenus à pyroxène, diorites et gabbros, conservés avec une parfaite fraîcheur dans le gisement classique des lacs Robert.

La sédimentation détritique, nourrie par des produits volcaniques acides cette fois, reprend ensuite avec les leptynites et les micaschistes que contaminent, vers leur sommet, de multiples lits amphiboliques qui évoquent à nouveau la récurrence de tufs basiques au cours d'une sédimentation schisto-gréseuse.

Celle-ci devient prédominante dans le groupe des Sept-Laux dont la séquence se révèle de plus en plus détritique. Vers le sommet du groupe, en effet, les leptynites prédominent et les bancs de quartzites ne sont pas rares. Certaines assises en outre, exceptionnellement riches en albite et en sphène, représentent vraisemblablement les traces d'un volcanisme acide (tufs rhyolitiques) dont la présence au sommet de la série précise l'évolution de ce cycle sédimentaire et l'inscrit dans un cadre commun à la plupart des orogènes.

Si l'on accepte enfin de voir, avec les schistes graphiteux, la couverture normale des micaschistes et leptynites des Sept-Laux, ultérieurement pincée en écailles dans la masse de ceux-ci, le stade ultime du cycle sédimentaire se trouverait là illustré par le dépôt d'un matériel organique que la diagénèse transformera en couches à lignites et en ampélites. Ceci suggère assez fortement la présence, à cette époque, de terres émergées proches qui témoignent peut-être elles-mêmes en faveur d'une inversion du relief, c'est-à-dire de l'avènement de la phase tectonique majeure de l'orogénèse.

Malgré la brièveté de cet exposé, le sens général de cette sédimentation s'impose assez clairement : les phases fondamentales de l'*évolution géosynclinale* sont en effet présentes. L'épaisseur de la série, sa nature schisto-gréseuse de type *flysch*, la présence à peu près certaine d'un volcanisme basique de type *ophiolitique* à sa base, celle d'un volcanisme acide *rhyodacitique* probable à son sommet sont autant d'arguments en faveur de cette interprétation. Nous avons affaire à une série typiquement *eugéosynclinale* [2] qui rappelle celles des chaînes pacifiques actuelles.

2. Les divers actes du métamorphisme.

C'est peut-être lors d'une phase orogénique distincte qu'interviennent le métamorphisme et la granitisation de cette séquence. Ceci ne peut cependant être affirmé rigoureusement.

Le premier acte de ces transformations est l'ectinisation de la série. Les minéraux et les résidus détritiques recristallisent. Les anciens sédiments subissent le microplissement ou la foliation sous l'action d'un métamorphisme dont l'intensité correspond à l'Epimésozone : Gneiss supérieurs, Micaschistes inférieurs et supérieurs.

C'est vraisemblablement lors de ce premier acte également que se déroule la migmatisation fondamentale (ou stratoïde, mais la signification de celle-ci est identique), dont les caractères et les faciès qu'elle engendre ont été récemment étudiés dans la vallée de la Romanche (Isère). Il s'agit d'une métasomatose essentiellement sodique ou calco-sodique, transformant en épibolites d'anciennes roches basiques. Des septa micaschisteux et gneissiques permettent de les ranger dans la zone des Gneiss supérieurs. Cette migmatisation s'oppose donc totalement à la feldspathisation qu'ont provoquée les granites syntectoniques lors de leur ascension. Sa nature sodique et son gisement la situent chronologiquement avant la feldspathisation potassique des ectinites le long des axes granitiques.

L'intensité croissante de la tectonique tangentielle d'infrastructure engendre ensuite l'ébauche du style isoclinal et provoque peut-être aussi, dès l'origine, le déversement des plis vers l'Ouest. De la zone d'anatexie migre un matériel granodioritique léger, qui vient se placer tout naturellement le long des axes anticlinaux sous forme de granites ascendants *syntectoniques sérorogéniques*

---

[2] Ce terme créé par Stille (1935), puis utilisé par M. Kay (1947), a été récemment repris et précisé par J. Auboin (1959) et se révèle d'un emploi commode.

(granite de Saint-Colomban) qui assimilent les ectinites (témoins amphiboliques ou lamprophyriques) ou, grâce à une métasomatose potassique assez intense (faciès porphyroïdes), les transforment en migmatites. Cependant, le style isoclinal s'accuse : les rides anticlinales soutenues par les axes granitiques longitudinaux intéressent la couverture, qui émerge en longues « cordillères » dont se trouve ainsi expliqué le continuel rajeunissement (ascension du granite) et l'allure monoclinale (déversement de la structure isoclinale sous-jacente). Si une fissuration accompagne la formation des cordillères ou des sillons synclinaux intermédiaires, il apparaîtra un volcanisme acide rhyodacitique qui trouve son origine dans les granodiorites.

L'acquisition du style isoclinal s'achève par le « serrage » maximum des structures. A ce moment, les granites « anticlinaux », cristallisés et durcis, subissent eux aussi l'écrasement tectonique qui éclaire ainsi les fréquentes structures cataclastiques de leurs minéraux et plus encore leur débitage en dalles tectoniques.

Cette phase cruciale s'accompagne d'un écrasement général, et l'on peut supposer que les régions de charnières, très sensibles à cette tectonique extrême, soient brisées et qu'il se produise une fissuration à grande échelle dont la présence facilitera l'ascension d'un matériel granitique maintenu jusqu'alors dans les zones profondes par les structures synclinales cohérentes.

C'est ainsi que pourrait s'expliquer l'existence de l'axe granitique des Sept-Laux dans un synclinorium dont les charnières anticlinales ou synclinales auraient été rompues. Cette hypothèse s'accorde avec les caractères fondamentaux du granite : les multiples enclaves rencontrées dans le granite des Sept-Laux représenteraient les résidus de charnières non assimilés. De même, sa texture compacte, peu tectonisée, s'explique par sa mise en place tardive, postérieure aux efforts orogéniques paroxysmaux. Cette origine, tardive, est également responsable de la feldspathisation parcimonieuse des ectinites bordières. Le granite des Sept-Laux serait par conséquent *un granite tardiorogénique* légèrement intrusif.

Le dernier acte de l'activité magmatique correspond à la différenciation, par baisse de température, d'un matériel acide qui s'engage par voie métasomatique ou intrusive dans les fractures du granite cristallisé, des migmatites et des ectinites, sous forme de filons (granulite et aplite) discordants. Ils sont l'équivalent de la granulite post-orogénique des Grandes-Rousses.

DEUXIEME PARTIE

La couverture et les " coins " sédimentaires

I. LE HOUILLER

Les sédiments à anthracite des régions d'Allevard et du Veyton, dont l'âge est demeuré longtemps inconnu, n'étaient que parcimonieusement distribués sur les deux cartes de Savoie levées par Ch. LORY. P. LORY, le premier, en établit la succession lithologique et en releva avec précision les affleurements. Leur âge, limité auparavant au seul Stéphanien, devait être étendu au Westphalien D avec la découverte, par L. MORET (1945), de *Mixoneura ovata* et *Pecopteris arborescens* dans les sédiments houillers des sommets de la Grande-Lauzière, de Roche-Noire et de Roche-Rousse.

Etude pétrographique sommaire.

D'anciens grès à anthracite partiellement transformés en graphite ont été rencontrés dans la galerie du Veyton, au niveau du synclinal médian, injectés tectoniquement dans le Trias.

Nous nous adresserons cependant, pour énoncer quelques-uns des caractères pétrographiques les plus typiques, à un grès charbonneux fin, prélevé dans le « synclinal » du Collet d'Allevard.

L'aspect est celui d'un schiste sombre à texture planaire, de teinte grise et noire, en tranche et fortement satiné sur le plan S.

MICROGRAPHIE :

Le quartz, de petite taille, mais abondant, se présente en amandes étirées que prolongent des « pressure shadows » généralisées. La même disposition affecte les grandes et nombreuses paillettes du muscovite détritique effilées et tronquées en fuseau. Cet étirement des structures est souligné par le développement de files ou de bandes charbonneuses noires, parfaitement parallèles.

On peut signaler en outre la présence de *chlorite* détritique ou de néoformation, de *phengite* récente de *carbonates*, d'*hématite*, de *pyrite*, de *leucoxène* noyés dans la pâte sériciteuse.

On peut donc conclure que l'ancienne psammite a subi une forte schistosité d'écrasement qu'a accompagné un « métamorphisme de dislocation » dont l'empreinte se retrouve dans la recristallisation générale de la pâte argileuse (quartz, séricite, phengite, chlorite). On peut dater de l'Hercynien cette transformation de sédiment, car il ne semble pas que cette ancienne zone de fracture ait considérablement rejoué à l'alpin. Cette individualisation précoce a en outre pu entraver le développement normal d'un métamorphisme d'épizone récent, dont la trace se retrouve dans le sédimentaire non préalablement tectonisé et orienté. Seules quelques albites limpides, non cataclastiques, en rappellent peut-être l'existence.

II. LE PERMIEN

Le Permien est largement représenté dans les massifs cristallins externes. Reconnu tout d'abord dans la région d'Allevard, à laquelle le faciès-type a emprunté son nom, il a été retrouvé en de multiples points du versant ouest de Belledonne, dans le massif des Aiguilles Rouges et, au Sud du Pelvoux, dans les montagnes de La Salette.

Ces dépôts détritiques, souvent rougeâtres, à faciès « grès d'Allevard », apparaissent donc comme une des constantes stratigraphiques de la couverture des Massifs cristallins externes.

A) Faciès et âge des grès d'Allevard.

Le terme de « grès d'Allevard » désigne des formations détritiques souvent grossières, essentiellement représentées par des conglomérats recristallisés, des grès et des schistes parfois très fins.

La nature désertique de ces terrains est confirmée par l'existence sur les témoins de la pénéplaine anté-triasique (Chamrousse) d'une épaisse croûte d'altération qu'accompagnent des surfaces polies analogues aux « vernis désertiques » actuels. Les « galets à facettes », typiques de l'érosion éolienne sous climat désertique, sont observables dans presque tous les gisements.

C'est par analogie avec le Permien des zones alpines que cet âge a tout d'abord été attribué aux séries schisto-gréseuses versico-

lores des Massifs cristallins externes. Quelques fossiles sont venus, depuis, confirmer cette hypothèse : P. GIDON (1950) a découvert au Grand Rocher une empreinte de *Calamites cisti* stéphanopermienne et, plus récemment, C. TOBI (1945), puis L. TAUVEN ont respectivement recueilli des empreintes de *Cordaïtes, Pseudovoltzia, Annularia stellata* et *Calamites undulatus,* espèces du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur. Beaucoup d'incertitudes entourent cependant encore la stratigraphie du Permien dont les affinités lithologiques, mais surtout tectoniques, rattachent celui-ci d'une part au Houiller, d'autre part au Trias. *La phase saalienne,* responsable de cette coupe, serait également à l'origine des faciès conglomératiques de la base du Néopermien.

Le dépôt proprement dit des sédiments semble lié à un régime de torrents temporaires et de chotts ou lagunes dont les reliques dolomitiques se retrouvent dans les sédiments.

B) Le Permien du Collet d'Allevard.

Les premiers affleurements permiens décrits, demeurés depuis lors les plus célèbres, se trouvent au Collet d'Allevard où ils reposent en discordance angulaire sur le synclinal houiller étudié par P. LORY et sur les micaschistes, et débutent par un banc conglomératique de quelques mètres de puissance qui, excellent niveau-repère, permet d'en reconnaître et d'en débrouiller la disposition complexe. C'est ainsi que lorsqu'on emprunte le sentier qui, du Petit Collet, se dirige par la Crête de l'Evêque en direction du lac du Collet et des Plagnes, on recoupe près de sept fois cette assise de base; ceci laisse entrevoir l'intensité des phénomènes tectoniques qui peuvent être en partie rendus responsables des fréquentes condensations de séries, mais en partie seulement, car les variations latérales de faciès ainsi que les réductions stratigraphiques interviennent probablement aussi pour expliquer l'aspect disparate des affleurements.

La succession la plus complète paraît être la suivante :

La série débute par une assise de 8 m de puissance, très massive, conglomératique à gros galets de quartz blanc ou rose recristallisés auxquels se mêlent de nombreux fragments de micaschistes et qu'interrompent localement de minces passées schisto-gréseuses. La sédimentation grossière se poursuit, mais en s'affinant, avec des grès grossiers jaunes, des grès fins gris-clair et des schistes phylliteux clairs, gris et jaunes. A nouveau réapparaissent les faciès grossiers avec des grès jaunes à gros grain, intriqués avec des lits plus schisteux. Des schistes fins lie-de-vin les séparent d'un troisième niveau détritique représenté par des grès lie-de-vin à grain moyen que prolongent, avec le retour à la sédimentation pélitique, des schistes phylliteux clairs, des schistes lie-de-vin et des schistes ardoisiers très fins, verts et noirs. Le tout n'excède pas 100 m de puissance.

Rappelons enfin, bien que nous ne nous soyons pas spécialement attaché à leur étude, la présence, dans ces sédiments, de galets de rhyodacites découverts par A. C. Tobi (1959).

Il est intéressant de comparer cette succession lithologique avec d'autres exemples prélevés dans Belledonne. C'est ainsi que l'affleurement permien du col de Claran, imputé à tort jusqu'à présent au Trias, montre la coupe suivante :

Schistes chloriteux;
Grès jaunes assez fins;
Grès lie-de-vin;
Schistes phylliteux clairs;
Conglomérats à quartz rose.

Enfin, « au-dessus du confluent des branches du ruisseau de Pierre-Herse », dans la région de Theys, P. Lory a relevé la coupe ci-dessous :

Glaciaires dolomitiques gréseux (Trias)		
Argilites gris-verdâtre jonchées de petites taches lie-de-vin.	8	m environ
Argilites verdâtres et Grès argileux		
Grès noirâtre dur, assez fin	3	m
Poudingue quartzeux claire	4	m
Grès roussâtre	2	m
Grès argileux tendre, grisâtre avec points roux	1,20	m
Lit d'argilite	0,50	m
Grès argileux dur avec quelques galets de quartz de teinte rouille	3,50	m
Argilite claire ponctuée de petites taches jaunâtres		
Argilite lie-de-vin	2,50	m
Argilite verdâtre		
Conglomérats à quartz et fragments de schistes cristallins ..	3	m
	28	m environ

Socle cristallin.

De ces quelques exemples, nous ne retiendrons que la récurrence des faciès conglomératiques ou grossiers qu'on ne saurait mieux expliquer qu'en invoquant des mouvements épirogéniques du socle, dont la présence, au carrefour de l'orogénèse varisque et de la future phase géosynclinale alpine, devait être remarquée.

L'étude micrographique, dont le détail sera exposé dans un chapitre ultérieur (métamorphisme alpin), révèle non seulement une recristallisation générale du sédiment, mais en outre la néoformation de phyllites qui, par corrosion des anciens minéraux et envahissement des structures, éloigne la roche du faciès gréseux primitif et le rapproche d'un séricito-schiste. Ces phénomènes de cristallisations orientées, indice certain d'un métamorphisme, ne se déchiffrent clairement que dans les assises moyennement grossières ou fines demeurées suffisamment à l'écart des réorganisations mécaniques ultérieures.

La schistosité vraie, due à la recristallisation générale et au développement des phyllites, est en effet souvent masquée par un clivage schisteux secondaire, ou schistosité de fracture, où prédomine la cataclase et que n'accompagnent que de très faibles recristallisations.

Il est donc possible de distinguer deux phases indépendantes dans l'histoire de ce métamorphisme, dont une seule peut être, avec sûreté, rattachée à un écrasement ou à une dislocation.

III. LE TRIAS

C'est à J. FOURNET que l'on doit d'avoir, en 1850, par comparaison avec la série lyonnaise, reconnu l'âge triasique des dépôts qui étaient jusqu'alors rangés dans le Lias. L'interprétation des conditions de sédimentation n'a été encore que plus tardivement débrouillée. E. GUEYMARD écrivait par exemple en 1844, au sujet des cargneules et gypses, qu'il s'agissait de « calcaires jurassiques altérés par les phénomènes ignés ». Charles LORY (1860) a, le premier, eu l'intuition de leurs conditions très spéciales de sédimentation, comparables à celles qui règnent dans les lagunes. C'est à Pierre LORY, enfin, que l'on doit la distinction au sein du Trias entre un « tégument » qui comprend sa partie basale, gréseuse ou calcaire, et le Trias fluide, essentiellement gypseux, responsables d'après cet auteur des décollements de la couverture auprès de laquelle il aurait joué le rôle de « lubrifiant tectonique ».

A) Le Trias de la galerie du Veyton; le synclinal médian.

La galerie du Veyton traverse le *synclinal médian* entre les P K 750 et 840. On a donc, sur près d'une centaine de mètres, des témoins sédimentaires variés dont voici la succession :

Schistes fortement graphiteux	25 m	Schistes graphiteux
Schistes noirs		
Grès rouges et verts	15 m	Permien
Schistes lie-de-vin très recristallisés	5 m	
Trias et Houiller entremêlés	45 m	

Ce Trias apparaît très homogène en dépit des concentrations minéralogiques localement différentes. Une analyse aux Rayons-X [3] (P K 800) révèle qu'il est essentiellement constitué d'*anhydrite* et de *dolomie*. Le quartz et la calcite n'interviennent qu'accessoirement. Le gypse peut être également très abondant.

---

[3] Je tiens à exprimer ici mes vifs remerciements à J.-L. TANE, qui s'est chargé des analyses aux Rayons-X des roches du socle et du Trias.

1. Etude lithologique.

Son faciès moyen est celui d'une roche à texture équante, généralement très blanche, à traînées locales jaunes ou vertes, dure ou tendre, parfois même farineuse. Le gypse, toujours reconnaissable, s'y présente en paillettes ou en traînées vert-clair translucides; il souligne l'orientation mécanique de la roche. La pyrite, abondante, est toujours visible à l'œil nu. Localement enfin, l'échantillon peut présenter des amandes ou des bandes de Houiller.

2. Etude micrographique.

L'étude structurale révèle une orientation interne que soulignent les plans gypseux ou phylliteux.

Les *carbonates,* impossibles à distinguer au microscope, sont généralement fortement recristallisés (marmorisés) aux dépens de la pâte crypto ou microcristalline qui subsiste en trame. Il est intéressant de noter que les macles mécaniques de recristallisation ont elles-mêmes une structure cataclastique; les fissures sont envahies par du carbonate.

L'*anhydrite* se présente en petits cristaux de forme géométrique, emboîtés les uns dans les autres, et le *gypse* en une pâte microcristalline.

L'*albite* An 0-5 est parfois très abondante. Elle se présente le plus souvent en petits porphyroblastes de formes géométriques, à macle simple. Sa structure fréquemment poecilitique montre des inclusions de quartz ou d'anhydrite.

Les micas, assez rares, forment soit de grosses lamelles isolées (*phengite*), soit des lits réguliers (phengite mais surtout *muscovite*). On peut les attribuer à la recristallisation de passées argileuses. Outre la pyrite, on peut noter au voisinage de lambeaux houillers la présence de *graphite,* mêlé à l'anhydrite et au gypse ou inclus dans des lamelles de séricite.

Le *quartz* enfin, rare, à extinction roulante, est recristallisé.

3. La succession lithologique.

Permien.	
Gypse presque pur	2 m
Anhydrite presque pure	1 m
Anhydrite et dolomie dominantes, albite abondante	8 m
Dolomie principalement, albite abondante, quartz étiré.	10 m
Dolomie et anhydrite principalement, albite toujours présente	8 m
Gypse essentiellement, formant trame, anhydrite et dolomie abondantes	16 m
Zone de fracture	20 m

4. Affleurement du synclinal médian.

Le synclinal médian se retrouve en surface au Praillet, exclusivement représenté par des cargneules vacuolaires.

B) Le Trias de la Crête de l'Evêque (Collet d'Allevard).

Seul nous retiendra, parmi les nombreux affleurements triasiques (cargneules) du Collet, celui situé sur la Crête de l'Evêque à l'altitude 1 790 m, en face du petit lac de tourbières. Il est pincé et renversé sous le Permien, et comprend :

Grès blancs de base : 1 m environ; roche grossière à toucher rugueux. Au microscope, le quartz se montre très abondant, en gros fragments anguleux, conservant parfois sa silhouette hexagonale primitive. Au quartz se mêlent des galets de quartzite. La pâte primitivement argileuse est finement recristallisée en séricite. Elle contient de nombreux prismes de tourmaline détritique entourée de tourmaline bleue de néoformation et quelques rares lamelles de muscovite. L'oligite est très abondant. *Dolomie rousse légèrement gréseuse,* quelques dizaines de centimètres environ;

Cargneules vacuolaires : 4 m environ.

C) Conclusions.

Nous retiendrons de cette brève étude :

1° Que les cargneules, comme ailleurs dans les Alpes, paraissent provenir du lessivage et de l'altération d'un complexe primitif : gypse-anhydrite-dolomie-calcite que l'on retrouve intact lorsqu'il a été préservé de l'action des agents atmosphériques (circulations d'eau en particulier) par son enfouissement en profondeur.

2° Qu'il faut voir dans l'affleurement de la Crête de l'Evêque un synclinal à flanc inverse laminé ou une écaille monoclinale qui, bien qu'amincie tectoniquement, offre une coupe complète de la série triasique dauphinoise avec les grès de base, les dolomies et le Keuper salifère réduit à un résidu d'altération.

IV. LE METAMORPHISME ALPIN

A) Historique sommaire.

Si son existence ne laisse plus de doute dans les zones internes, principalement en Suisse et en Vanoise, sa présence, au contraire, au niveau de la Zone dauphinoise, n'a jamais fait l'objet que de courtes remarques, soit pour en nier l'existence, soit pour l'accepter, mais alors davantage comme une hypothèse tirée du raisonnement plus que des faits d'observation, soit enfin pour n'y voir qu'un simple métamorphisme de dislocation.

C'est à P. TERMIER que l'on doit, en 1894, après la découverte de « faciès satinés » dans le Trias et dans le Lias, d'en avoir pour la première fois envisagé l'existence. L'attribuant tout d'abord aux effets d'un dynamo-métamorphisme lié à la tectonique alpine, il devait, en 1903, contredire cette opinion et dénier tout pouvoir de transformation aux déformations mécaniques.

Ce n'est que beaucoup plus tard, en 1941 et en 1945, que ce problème devait être à nouveau posé par R. PERRIN et M. ROUBAULT à la suite d'observations sur le Trias à Montverdier, dans Belledonne, à la Girotte, à Feug et à Molières d'Ugines dans le Beaufortin.

Dans son étude des « Terrains métamorphiques du Massif des Grandes Rousses », P. GIRAUD (1952) le rencontre dans la rétromorphose des anciennes séries du socle. Refusant lui aussi d'y voir le résultat d'une action mécanique, il l'attribue sans preuves à un métamorphisme de type régional; une rétromorphose alpine identique est observée par P. BELLAIR (1957) dans le Massif du Pelvoux. Reprenant, à propos des terrains houillers et du socle du même massif, les arguments de P. GIRAUD, J. LAMEYRE (1958) les complète par l'observation, à la base de la série mésozoïque, de chlorite et de séricite de néoformation.

Une thèse différente enfin devait être développée par Cl. BORDET dans sa thèse. Cet auteur date la rétromorphose du socle d'une phase varisque antéstéphanienne et attribue la « phyllitisation aberrante » à des minéralisations hydrothermales.

Je veux voir au contraire dans la phyllitisation des assises sédimentaires de couverture du vieux socle, dans la recristallisation de leurs minéraux détritiques, l'image d'un phénomène beaucoup plus général, où n'intervient aucune anomalie. Les caractéristiques minéralogiques et pétrographiques qu'ont révélées l'examen des sédiments houillers, triasiques mais surtout permiens, ne permettent pas de différer davantage cette conclusion. La répartition géographique de ces phénomènes de phyllitisation et de cristallisation est d'ailleurs, elle aussi, très générale, puisqu'on les a reconnus presque partout dans Belledonne, dans les Grandes-Rousses et dans la région du Chambon. A ces faits s'ajoute la présence constante de pressure-shadows et l'existence d'un clivage schisteux responsable de l'orientation apparente.

Ce sont là autant de preuves qu'il n'est plus possible de rejeter. Nous allons en approfondir la substance dans la suite de ce chapitre qui constitue à la fois un résumé et une synthèse des observations rencontrées au hasard des études de détail.

B) La paragénèse minérale alpine.

1. Phengite.

Le minéral, qui est de beaucoup le plus représentatif du métamorphisme alpin, le plus largement répandu, est une variété de muscovite, la *phengite,* qui se présente en lamelles à contours

définis ou en une trame touffue de minuscules paillettes qui s'insinuent entre les minéraux et les corrodent.

Généralement parfaitement limpide, elle peut contenir des inclusions en files (oligiste, graphite, ilménite) et exceptionnellement des aiguilles de rutile. La présence de files d'inclusions traversant les phengites montre qu'il s'agit bien de la recristallisation d'une pâte argileuse.

Son âge, postérieur au dépôt du sédiment, ne laisse guère de doute. Témoignent en faveur de cette attribution sa limpidité, la netteté de ses contours, le fait qu'elle se moule sur les autres minéraux (minéraux détritiques du Permien) ou les corrodent (quartz, feldspaths), son développement enfin en plages diffuses autour de tourmalines détritiques dont elles miment l'orientation optique (fig. 5).

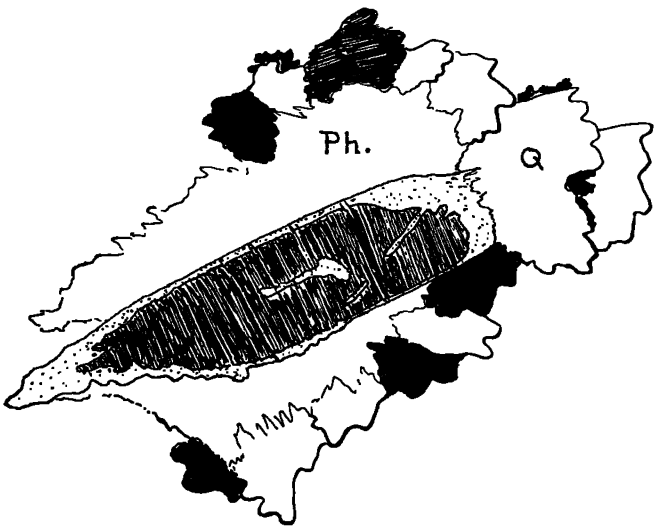

Fig. 5. — Grès Permien. Galerie du Veyton PK O. Tourmaline détritique à gaine d'hématite pigmentaire, entourée de phengite de néoformation (Ph) ; Q : quartz.

2. Chlorite.

La chlorite, presque aussi répandue que la phengite, se rencontre principalement dans le Houiller et dans le Permien, et n'est au contraire qu'exceptionnelle dans le Trias. Son pléochroïsme est plus faible que celui des chlorites anciennes.

Il semble s'agir principalement de *pennine*.

La chlorite se présente tantôt en lamelles concordantes avec la phengite, tantôt en plages diffuses, et forme parfois le fond même de la lame. Il semble qu'il y ait deux générations de chlorites, l'une contemporaine de l'apparition de la phengite, l'autre liée au clivage schisteux tardif.

3. Stilpnomélane.

Malgré sa rareté, le stilpnomélane est très caractéristique de la paragénèse alpine, mais reste exceptionnel dans le secteur étudié.

4. Séricite.

Une partie de la pâte micacée est formée de séricite dont la présence semble liée à la destruction par les phénomènes d'épimétamorphisme ou d'écrasement des anciens plagioclases ou des muscovites détritiques.

5. Tourmaline.

La *tourmaline* est largement répandue. Cristallisant indépendamment ou autour d'un ancien noyau détritique à gaine ferrugineuse, elle se reconnaît à sa teinte souvent bleutée en L N.

6. Sphène.

Le sphène est assez répandu. Il se présente souvent en agrégat de petits cristaux automorphes incolores ou de teinte brune en lumière naturelle et forme parfois des prismes de taille plus considérable.

7. Albite, Rutile.

(Les problèmes posés par ces minéraux seront étudiés plus loin.)

L'épidote n'est pas rare dans ces sédiments, mais il est difficile de préciser si elle est détritique ou néoformée. On remarquera en outre l'absence d'amphibole et de grenat détritiques ou de néoformation.

8. La recristallisation du quartz.

Le quartz est représenté dans les sédiments de base par des grains ou galets détritiques de toutes dimensions, généralement entourés d'une auréole pigmentaire, plus rarement par des galets de quartzites bien reconnaissables à leur engrenage prononcé, reflet d'une forte recristallisation.

Celle-ci est au contraire souvent peu accusée à l'Alpin.

Elle se déroule de la manière suivante :

Le quartz détritique roulé ou faiblement anguleux émet des bourgeonnements de forme irrégulière qui repoussent devant eux une partie des oxydes de la couronne ou les absorbent. Les quartz se soudent d'abord par ces prolongements. On reconnaît bien alors la limite de chacun d'eux à la « frontière » de granules d'oligiste. Les soudures pseudopode à pseudopode se multiplient, puis l'union complète est réalisée. Les quartz apparaissent alors faiblement engrenés et orientés, et parfois même effilés au point de voir leurs extrémités s'émietter en fins granules.

C) L'action du métamorphisme alpin sur le socle.

Le métamorphisme alpin provoque la rétromorphose des minéraux du socle, en même temps qu'il s'accompagne de la néoformation de certains minéraux.

1. Les effets de la rétromorphose.

Les paragénèses minérales anciennes, ramenées dans des zones profondes de métamorphisme, subissent des réarrangements qui, en les modifiant, les rendent stables pour ces nouvelles conditions. La rétromorphose affecte principalement les plagioclases qui, exsudant une partie de leur silice sous forme de séricite, se rapprochent ou acquièrent la composition de l'albite. Il est en outre raisonnable de rendre cette phase alpine responsable de l'exsudation par le microcline de noyaux d'albite limpide maclée et porphyroblastique (on sait qu'au voisinage de ces albites, la teneur du microcline en soude baisse).

Les autres minéraux semblent moins affectés par le métamorphisme rétrograde : amphiboles et grenats sont presque intacts, à peine chloritisés ou épidotisés.

Mais la manifestation la plus spectaculaire de la rétromorphose est la transformation profonde que subit la biotite (pl. V, fig. 2).

L'altération de la biotite débute par sa décoloration : les pigments à base de fer et de titane sont exsudés et se condensent à nouveau sous forme de fines aiguilles de rutile orientées tout d'abord suivant les directions optiques de la biotite, puis disposées ensuite de manière plus irrégulière et se présentant alors en aiguilles isolées ou pourvues de branches, en bâtonnets trapus et même parfois en concrétions globuleuses.

Lorsque la biotite évolue vers sa chloritisation, le rutile se retrouve alors en inclusions dans la chlorite. De même, lorsque la biotite, dans un stade proche de sa décomposition et de sa résorbtion finales est épigénisée par du quartz, de l'albite ou de la phengite, le rutile est noyé dans ces nouveaux minéraux.

En résumé, la biotite tend à disparaître sous l'influence de la rétromorphose. Seuls demeurent témoins de son existence passée, les prismes de rutile qui y étaient autrefois emprisonnés et qui sont désormais inclus dans les minéraux ayant cristallisé à sa place.

2. Les recristallisations.

Outre les effets d'altération, on observe, sous l'influence des mêmes causes, une recristallisation du quartz qui corrode les feldspaths et les micas. Il en est de même pour la phengite. On observe enfin également la néoformation de tourmaline et de chlorite.

3. La répartition spatiale de la rétromorphose.

Toutes les parties du socle ne sont pas affectées par le métamorphisme rétrograde avec la même intensité. Sa répartition grossière, dans la région qui nous intéresse, est la suivante :

— Rameau externe : rétromorphose intense; les plagioclases sont complètement séricitisés, la biotite est presque totalement décomposée, le quartz et l'albite envahissent toutes les structures, la phengite se développe abondamment ainsi que la chlorite.

— Groupe du granite et des migmatites des Sept-Laux : rétromorphose très faible; les plagioclases sont toujours déterminables, la biotite est à peine décolorée sur les bords et contient de fines aiguilles de rutile, le microcline à structure perthitique est intact.

— Groupe de Saint-Colomban : rétromorphose moyenne; les plagioclases sont séricitisés, l'épidote apparaît dans les grenats, la biotite est le plus souvent verdie, le microcline exsude son albite.

Ces faits peuvent être interprétés de deux façons, complémentaires d'ailleurs : on peut invoquer un front onduleux d'isométamorphisme ou estimer que la tectonique alpine a élevé jusqu'à l'affleurement des zones qui, profondes autrefois, n'avaient subi qu'une faible rétromorphose; la partie rétromorphosée du granite et des migmatites des Sept-Laux aurait été décapée par l'érosion.

La morphologie apporte peut-être une confirmation à cette dernière hypothèse : on a en effet, avec la zone des Sept-Laux, quelques-uns des sommets les plus élevés de Belledonne avec lesquels contrastent les affleurements faiblement élevés du granite et des migmatites de Saint-Colomban, de dureté pourtant comparable. Il est difficile de ne pas entrevoir là une préfiguration tectonique que n'auraient fait qu'exploiter les agents responsables de la morphologie. On ne connaît pas, en outre, de lambeaux de pénéplaine dans la zone des Sept-Laux, alors que ceux-ci sont partout présents au niveau du rameau externe et dans les zones d'amphibolites de Belledonne Sud.

D) La microstructure du sédimentaire métamorphique.

Le sédimentaire de Belledonne repose en couverture subhorizontale sur la série métamorphique ancienne où est pincé en écailles l'intérieur du socle. Ce sont évidemment les terrains de couverture

qui montreront la plus grande netteté dans la conservation des structures; c'est à eux principalement que nous ferons appel.

1. La phyllitisation primitive des sédiments.

La première manifestation métamorphique d'âge alpin est la recristallisation des sédiments qui, sous l'influence d'une intense phyllitisation, sont transformés en schistes micacés. L'argile du sédiment cristallise en donnant des lamelles de phengite et de chlorite orientées suivant une direction commune. Une phyllitisation identique, quoique plus modeste, peut être observée dans le Trias grésodolomitique.

Les reliques de l'ancienne structure sédimentaire demeurent cependant nombreuses : les quartz non recristallisés conservent leurs formes arrondies dont les limites sont salies par de l'hématite; la présence de minéraux ferrugineux disposés en amas irréguliers ou rangés en files est constante à côté d'autres minéraux détritiques tels que la muscovite ou la biotite, verdie ou décolorée, cataclastique et envahie par des minéraux secondaires et, en outre, toujours pourvue d'une gaine d'hématite qui se prolonge le long des fissures. Citons enfin les vieux plagioclases ou les vieilles albites fortement salis et toujours brisés, ainsi que de rares microclines, des zircons, de la tourmaline, de l'épidote, du rutile.

Il est remarquable de noter que la disposition primitive de ces minéraux détritiques concorde avec la direction de cristallisation des phyllites de néoformation et du quartz : les biotites se trouvent intercalées parallèlement aux phengites et aux chlorites; les alignements de granules opaques (hématite principalement) présentent une disposition identique, qu'ils soient étroitement pressés par les minéraux de néoformation ou inclus poecilitiquement par eux (dans les échantillons riches en quartz, on peut suivre d'un bout à l'autre de la lame les alignements de granules d'hématite que n'a pas perturbés la recristallisation du quartz).

On doit donc admettre que la direction primitive de cristallisation de la pâte argileuse des sédiments de couverture coïncide avec la stratification. La disposition subhorizontale de ceux-ci n'ayant été que très tardivement modifiée, on peut estimer que la *phyllitisation* des premières assises de couverture s'est, elle aussi, opérée dans un plan subhorizontal.

2. Le clivage schisteux secondaire.

Cette structure primitive est secondairement recoupée, obliquement ou même orthogonalement, par un clivage schisteux respon-

sable du feuilletage des sédiments, visible actuellement sur le terrain. Il tend en outre à effacer dans la plupart des cas les traces de l'ancienne orientation des phyllites. Il ne s'accompagne enfin que de cristallisations réduites (fig. 6; pl. VI, fig. 1; pl. VII, fig. 1).

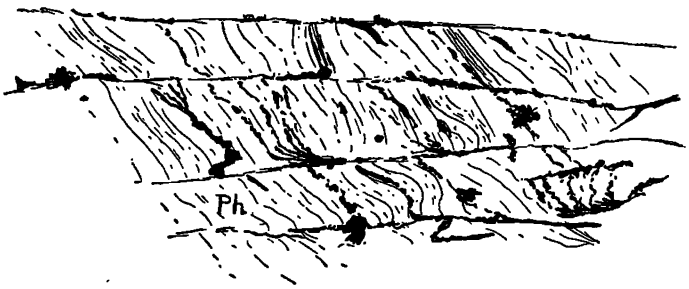

Fig. 6. — Grès Permien. Collet d'Allevard. Ph : phengite; en noir : hématite.

L'apparition de cette schistosité secondaire provoque donc une transfiguration profonde de la première structure : les phyllites sont régulièrement cisaillées par le clivage schisteux. Très souvent elles apparaissent tordues et entraînées par lui entre deux plans schisteux contigus, les micas et le quartz des micro-plis affectent des formes de S ou de U renversé. Cette nouvelle orientation s'accompagne parfois d'une cataclase légère au niveau des phyllites, plus prononcée lorsqu'il s'agit de feldspaths ou de quartz de grande dimension; les fissures ainsi créées sont cimentées par la recristallisation de quartz, de phyllites ou de carbonates.

D'une manière générale, la roche tend à être réorientée, les phyllites basculent et s'alignent parallèlement à cette nouvelle direction; le quartz s'amincit en amande dont parfois les extrémités se fragmentent et sont entraînées ou vont recristalliser le long du clivage schisteux. Le même sort est réservé aux files de granules opaques qui, entraînées elles aussi, convergent et se laminent, jalonnent ainsi le nouveau plan de schistosité.

Les cristallisations contemporaines de cette phase sont peu importantes. Le quartz recristallise faiblement, et à peine peut-on invoquer la formation de chlorite et probablement aussi de séricite (muscovite) le long des plans S.

Cette schistosité tardive, de direction E à SSE (au Collet d'Allevard) présente un pendage le plus souvent compris entre 60° et 90°. Il arrive même qu'il s'inverse et regarde alors le NNW.

3. Les pressure-shadows.

Le développement des pressure-shadows est général dans le Permien de Belledonne. Elles naissent à partir d'anciens minéraux détritiques (quartz-biotite-zircon-pyrite) et intéressent le quartz et les micas qui cristallisent en petits granules ou paillettes (fig. 7).

Deux directions de cristallisation privilégiées sont parfois observables, l'une parallèle à la schistosité primitive et l'autre au clivage schisteux secondaire.

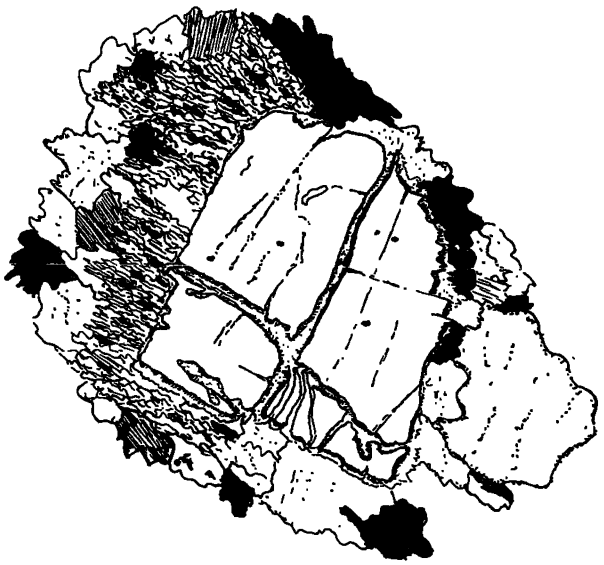

Fig. 7. — Grès Permien. Collet d'Allevard. Pressure-shadows à partir d'une biotite détritique (au centre).

E) Le problème de l'albite.

1. Introduction (historique, caractères généraux, interprétation).

La présence généralisée *d'albite* dans les sédiments alpins touchés par le métamorphisme peut être considérée comme une de leurs caractéristiques essentielles. Elle avait déjà été observée et étudiée par P. TERMIER en 1891 qui, se laissant abuser par l'aspect de ses macles, en fit de l'orthose.

Elle a depuis été retrouvée par tous les auteurs qui ont entrepris l'étude micrographique des sédiments métamorphiques houillers et permiens.

L'albite (An 8, An 4-5), parfois abondamment représentée dans les sédiments de base de la couverture sédimentaire, se présente soit en porphyroblastes automorphes de quelques dixièmes de mm, soit en ocelles globuleuses à contours francs ou diffus, prolongés par de nombreux pseudopodes étoilés qui se glissent entre les minéraux.

Lorsqu'elle est maclée, ses macles toujours simples obéissent aux lois de l'albite ou albite-carlsbad, plus rarement carlsbad ou ala. Le plan d'accole-

ment, toujours parfaitement rectiligne, les oppose aux albites détritiques à macles multiples fortement tordues ou brisées. Son caractère le plus remarquable est sa parfaite fraîcheur : jamais cataclastique, son fond demeure limpide en dépit des inclusions parfois multiples qui la criblent et parmi lesquelles figurent principalement le quartz en plages ou en minuscules granules, l'hématite, le rutile, la chlorite, et plus rarement la tourmaline ou les carbonates.

Les interprétations proposées pour expliquer sa présence sont multiples : certains veulent voir en elle une manifestation ancienne; d'autres, au contraire, la considèrent comme le produit d'une albitisation ou d'une remobilisation récentes.

2. Arguments en faveur d'une origine ancienne.

Selon A. C. Tobi (1959), les porphyroblastes d'albite rencontrés dans les micaschistes du socle seraient contemporains de l'ancien métamorphisme et non des rétromorphoses ultérieures. Ses arguments sont les suivants :

— On rencontre des porphyroblastes d'albite dans les schistes à séritite et biotite non altérés; nous ferons remarquer à ce propos qu'un tel argument ne peut être tenu pour péremptoire, car l'albitisation peut être, au point de vue spatial, totalement indépendante de la rétromorphose;

— Le centre de ces porphyroblastes est fréquemment occupé par du rutile;

— Le microplissement des micaschistes serait postérieur à la formation des porphyroblastes, étant donné le parallélisme qui existe entre la direction du microplissement et celle des traînées d'inclusions des albites;

— Les analyses chimiques ont révélé qu'il n'était pas nécessaire de faire intervenir un apport extérieur de soude.

Ce résultat ne nous paraît pas, non plus, décisif; on sait en effet avec quelle prudence doivent être employées les analyses chimiques lorsqu'on veut comparer, comme le fait A. C. Tobi, des schistes cristallins et des argiles dont les compositions sont suffisamment variables pour que l'on puisse trouver auprès d'elles toute confirmation ou toute infirmation désirée.

En outre, seule la comparaison des schistes cristallins albitiques avec des schistes cristallins dépourvus d'albite eut pu permettre de réfuter l'hypothèse d'un apport extérieur de soude. On ne pouvait espérer aucun résultat valable de la comparaison, effectuée par cet auteur, de séricito-schistes tous albitiques.

Il résulte de ceci que les albites à fréquentes inclusions de rutile, rencontrées dans les premières assises de la couverture sédimentaire (Houiller et Permien), auraient une origine détritique par désagrégation des micaschistes du socle.

3. Arguments en faveur d'une origine récente.

De nombreux faits d'observation rencontrés au cours de cette étude du socle de Belledonne et de sa couverture sédimentaire me conduisent à adopter l'hypothèse d'une origine ou tout au moins d'un remaniement récents d'une partie de l'albite; voici résumés les principaux arguments en faveur de cette interprétation :

— On observe en effet dans le socle, comme le fait remarquer A. C. Tobi, des porphyroblastes, parfois de grande taille, à traînées d'inclusions ou à aiguilles ou noyaux de rutile; mais ces porphyroblastes sont légèrement altérés et souvent cataclastiques (les fissures sont comblées par du quartz, des phyllites ou des carbonates). Or il existe à côté de ceux-ci des albites porphyroblastiques ou en taches diffuses, parfaitement limpides, ne présentant pas la moindre trace de cataclase. On est donc obligé d'admettre l'existence d'au moins deux générations d'albite au niveau des micaschistes leptynites et séricito-schistes du Rameau externe, et il est logique d'attribuer un âge très récent aux albites limpides en raison de leur indépendance à l'égard des phénomènes de mylonitisation.

— Il en est de même dans les sédiments permiens où, à côté des vieux microclines, des vieux plagioclases et des albites anciennes altérées cataclastiques, tordues et rongées par la pâte phylliteuse, s'observent des albites rigoureusement limpides et non cataclastiques.

Fig. 8. — Grès Permien. Galerie du Veyton PK 170. Albite poecilitique (Ab) englobant du quartz et de la calcite. Ca : calcite; Ph : phengite; Q : quartz.

— On voit parfois cette dernière déléguer des pseudopodes et se faufiler entre les autres minéraux, entre les quartz détritiques à couronne ferrugineuse, notamment, et les inclure en totalité ou en partie (fig. 8).

Cette albite inclut poecilitiquement les minéraux mêmes de la mésostase (à l'exclusion il est vrai du rutile); ceci est vrai non seulement pour les minéraux courants, mais aussi pour les minéraux plus rares tels que la tourmaline et le zircon.

— Ces inclusions sont statistiquement orientées suivant une direction unique.

— Enfin, et c'est là un argument majeur, le Trias dolomitique ou gypseux est localement d'une exceptionnelle richesse en albite. Il n'est pas possible d'invoquer pour elle une origine authigène : sa taille, ses contours, ses caractères de macles identiques à ceux des albites du Permien ou du socle (génération récente) la rattachent au même phénomène. Il est curieux de constater que dans ces sédiments triasiques ses seules inclusions sont le quartz, les phyllites et, fait à souligner, l'anhydrite (pl. VII, fig. 2).

4. Le problème du rutile.

La présence fréquente de rutile en inclusion dans les albites du socle et de la couverture pose un délicat problème dont la solution n'apparaît pas clairement. Je proposerai provisoirement l'explication suivante :

On a suivi, à propos de l'action du métamorphisme alpin sur le socle, quelles étaient les phases de la décomposition de la biotite et comment celle-ci libérait progressivement son rutile alors englobé par les minéraux de néoformation cristallisant à la place de la biotite.

Il est possible qu'au sein du sédiment ce soit l'albite qui ait, de préférence, épigénisé les vieilles biotites dont seul le squelette ferro-titané est conservé. Le rutile des albites présente en effet les mêmes caractères que celui des biotites et l'on connaît en outre, dans ces sédiments, des biotites détritiques à rutile. On sait enfin quelles difficultés ont les autres minéraux à inclure du rutile dans leur réseau.

Je n'ai cependant jamais pu trouver côte à côte, dans le Permien, d'albites à rutile et de vieilles biotites, non encore résorbées, qui eussent apporté une confirmation à cette interprétation.

5. Conclusions.

L'étude des feldspaths du socle a révélé la complexité de leurs origines. On ne peut, en particulier, voir dans l'albite le résultat d'un unique phénomène (métamorphisme ancien); on a en effet mis en évidence des albites d'origine vraisemblablement volcanique et au moins une albitisation antérieure à la phase alpine cassante, visible dans les deux groupes (albite diffuse très altérée corrodant le microcline et les plagioclases [migmatites et granites], albites porphyroblastiques légèrement altérées, cataclastiques [micaschistes, leptynites et schistes à graphite]).

Les albites limpides poecilitiques non cataclastiques rencontrées dans le socle et dans les sédiments (Houiller, Permien, Trias) appartiennent de toute évidence à un phénomène récent, alpin.

Il n'est pas inutile en outre, avant de se prononcer sur l'origine de cette albite récente, d'examiner les caractères pétrographiques de sédiments permiens non métamorphiques.

F) Comparaison du Permien de Belledonne avec le Permien de Provence.

L'étude très succincte des sédiments permiens de la dépression du Luc (Provence) est néanmoins susceptible d'éclairer le sort du Permien alpin. Les points communs, multiples en effet, donnent ainsi un relief plus précis à leur histoire durant le Secondaire et le Tertiaire.

La nature du dépôt est voisine : C. A. Tobi a en effet retrouvé dans le Permien de Belledonne des galets rhyodacitiques qui permettent d'établir une parenté très lointaine certes, mais non négligable, entre les deux formations. Le mode de dépôt de ces sédiments est tout à fait comparable; la récurrence des faciès gréseux et conglomératiques au sein de grès fins et de pélites laisse deviner comme dans Belledonne une mobilité épirogénique constante du socle. Les conditions paléogéographiques enfin sont, on le sait, identiques.

L'examen des échantillons et leur étude micrographique montrent à la fois la parenté des faciès anciens et les divergences profondes de leur devenir récent.

Les traits distinctifs macroscopiques les plus nets sont l'absence de paillettes miroitantes qui font du Permien provençal le répondant exact, mais amorphe, non évolué, du Permien de Belledonne : les couleurs, la granulométrie des différents faciès d'Allevard (des grès grossiers aux pélites) se retrouvent au Luc, mais l'éclat est mat, la surface rugueuse et les paillettes micacées rares ou exceptionnelles.

Au microscope, les mêmes associations minérales se rencontrent (quartz, albite, plagioclases, orthose à myrmékite, biotite, muscovite, épidote, zoïzite, minéraux opaques, galets de quartz et de rhyolite), mais les structures sont bien différentes. Aucune orientation n'est visible, les minéraux ferrugineux imposent partout leur teinte vive et salissent tous les minéraux (quartz, feldspaths, micas en particulier). Les quartz, jamais cristallisés, sont roulés et anguleux; les feldspaths, principalement représentés dans le matériel grossier,

possèdent des contours vifs; les micas enfin, très altérés, sont tordus, ébréchés et envahis par l'hématite (pl. VI, fig. 2).

Le ciment est fait d'une pâte argileuse fine ou d'opale.

Il ne pouvait y avoir de preuve plus convaincante du métamorphisme des sédiments permiens de Belledonne que leur comparaison avec un Permien voisin mais modelé par la seule diagénèse.

Le métamorphisme provoque la recristallisation partielle des anciens minéraux et la transformation de la pâte argileuse en phyllites néoformées (phengite et chlorite). Il n'est pas nécessaire, on le voit, d'invoquer une origine lointaine pour l'albite des sédiments permiens qui n'est peut-être due qu'au remaniement incomplet des albites détritiques dont de nombreux témoins sont encore visibles.

G) Zonéographie du métamorphisme alpin dans Belledonne.

Les caractères pétrographiques pouvant être retenus en vue d'une étude zonéographique sont les suivants :

1. Persistance des anciennes structures.

La structure détritique du quartz est partiellement conservée. Lorsqu'il recristalise, les contours dentelliformes restent lâches. Les plagioclases détritiques sont fortement corrodés et transformés en albite par séricitisation ou albitisation. La biotite est presque toujours verdie et décolorée.

2. Le développement de la phengite et de la chlorite est général. L'albite apparaît en abondance. On peut remarquer la formation de stilpnomélane et de sphène.

Cependant la calcite ne se combine pas aux silicates; on ne connaît pas en effet dans cette région et à ce niveau d'amphiboles ou de grenats néoformés. Les carbonates se bornent à recristalliser.

Il s'agit donc typiquement d'un métamorphisme d'*épizone*. Je rappellerai cependant que des zones de métamorphisme plus profondes ont été rencontrées dans le socle.

H) Les facteurs responsables du métamorphisme alpin.

Il convient d'insister, avant d'aborder cette question, sur le caractère très hypothétique de la solution qui lui sera apportée.

1. Origine de la phyllitisation.

La phyllitisation apparaît comme la première et principale manifestation du métamorphisme alpin. Elle semble s'être déve-

loppée en concordance avec la stratification, c'est-à-dire dans un plan sensiblement horizontal.

Il me paraît difficile de chercher son origine dans un simple « métamorphisme de dislocation » en rapport avec la tectonique du socle et l'écrasement des minéraux et des anciennes structures. Ce dynamo-métamorphisme existe cependant mais semble, de toute évidence, postérieur au développement des phyllites : c'est lui, en effet, qui peut être rendu responsable de ce que j'ai nommé le *clivage schisteux secondaire* (schistosité de fracture) dont l'effet est précisément de masquer en partie la schistosité vraie, primitive, des phyllites en sectionnant et en réorientant régulièrement celles-ci.

Leur développement dans un plan horizontal impliquerait au contraire la présence d'une puissante surcharge dont il convient de rechercher ou d'infirmer l'existence.

Toute évaluation de l'épaisseur de la série dauphinoise est rendue délicate en raison du style tectonique où laminages et redoublements sont la règle. Il faut avouer, en outre, que jusqu'à une date très récente, aucune recherche sérieuse systématique n'avait été entreprise dans ce sens.

D'après un document récent, demeuré inédit, l'ensemble du Lusitanien, du Kimméridgien, du Portlandien et du Crétacé de Chartreuse posséderait une épaisseur voisine de 2 700 m. Le Dogger et le Callovo-oxfordien auraient, à eux seuls, lorsqu'ils ne sont pas réduits tectoniquement, une puissance de 3 000 m.

L'épaisseur du Lias enfin, difficile à établir, de la région grenobloise, en raison des enchevêtrements tectoniques, apparaît clairement dans la vallée de Bourg-d'Oisans où elle est comprise entre 1 000 et 1 500 m.

Jurassique et Crétacé totaliseraient ainsi, dans la zone dauphinoise, une épaisseur voisine de 7 000 m. Celle-ci donc est suffisante pour expliquer le développement des phyllites à partir de la pâte argileuse et leur orientation, c'est-à-dire une ébauche d'ectinisation.

2. Origine du clivage schisteux.

Les phyllites néoformées des sédiments permiens de Belledonne sont, nous en avons déjà longuement parlé, régulièrement cisaillées et secondairement basculées par une schistosité de fracture que n'accompagnent que de faibles recristallisations.

Sa direction générale comprise entre le SE et l'ESE correspond, au Collet d'Allevard, à celle d'un accident du socle identifié par nous (D. DONDEY, 1958) entre le lac du Collet et les Plagnes. On prévoit déjà que des relations pourront être établies entre lui et la tectonique régionale. Le pendage de ce plan de schistosité est voisin de la verticale et parfois même déversé vers le NW.

Très finement agencé au niveau des grès et des argilites, il ne se traduit que par des diaclases parallèles, distantes de 10 à 20 cm, au niveau des bancs durs conglomératiques.

Il faut donc invoquer, pour expliquer cette schistosité de fracture, une modification des conditions physico-chimiques qui correspondent à des zones de transformations moins profondes que celles où s'est opérée la phyllitisation. Ceci n'implique d'ailleurs pas nécessairement une diminution d'épaisseur de la série mais une brusque variation verticale du front de schistosité. La direction et le pendage de cette schistosité secondaire indiquent en outre peut-être, si l'on se réfère aux données théoriques devenues classiques, le jeu de compressions horizontales ou tangentielles de direction NW, direction qui correspond précisément à celle de la « poussée » alpine.

TROISIEME PARTIE

Tectonique de la chaîne de Belledonne

Depuis les recherches de P. LORY sur le « Synclinal médian » de Belledonne et l'extension qu'en a donné L. MORET (1951) en définissant la notion de « synclinaux fermés et inapparents », seuls P. et Cl. BORDET se sont intéressés à la tectonique de Belledonne et ont cherché à en définir les styles. On doit au premier (P. BORDET, 1956) la découverte du style isoclinal ancien, et à Cl. BORDET (1957) d'avoir insisté sur la grande importance des failles verticales et défini sous le nom de « claveau » l'unité structurale dont elles sont la conséquence.

A) Caractère généraux de la tectonique de Belledonne.

La tectonique de Belledonne est rendue difficilement déchiffrable en raison de la superposition de plusieurs cycles orogéniques. D'une façon générale, on constate une accordance des pendages (cristallin et sédimentaire) et un rejeu des accidents anciens au cours des diastrophismes récents. Ce dernier fait apparaît nettement en galerie où l'on reconnaît que la plupart des filons de quartz mis en place dans des zones d'intense friction sont eux-mêmes brisés par la tectonique ultérieure.

Le Synclinal médian, de même, est jalonné sur toute sa longueur par des sédiments houillers rencontrés dans la galerie du Veyton, mêlés aux dépôts lagunaires du Trias. Ce pincement du Houiller, évidemment ancien, oblige à reporter beaucoup plus loin dans le temps l'âge présumé Alpin de cet accident.

B) La tectonique ancienne.

Nous ne reviendrons pas sur le plissement isoclinal de l'ancienne série ni sur la signification de l'accident majeur séparant les deux groupes cristallophylliens.

1. Remarque préliminaire.

Il convient de signaler tout d'abord la concordance entre la schistosité et la stratification dont on retrouve la trace dans le groupe des Sept-Laux avec l'alternance régulière des bancs de micaschistes et de leptynites. Cette concordance à laquelle s'opposera le non-parallélisme entre stratification et schistosité des sédiments de couverture est un argument supplémentaire en faveur d'un plissement isoclinal souple des ectinites, seul susceptible de provoquer le parallélisme entre ces deux plans et les directions tectoniques.

2. Situation tectonique des schistes à graphite.

Si l'on se reporte à la description géologique de la galerie du Veyton (p. 291), on constatera que la plus grande fréquence des schistes graphiteux ainsi que leurs épaisseurs maxima à l'affleurement coïncident avec des pendages localement horizontaux ou même inversés. Cette remarque n'aurait que peu d'importance si l'on ne retrouvait avec Cl. BORDET (1957), mais beaucoup plus au Nord, une disposition identique coïncidant avec l'existence de véritables charnières synclinales. Il est donc logique de faire de cette zone graphiteuse le prolongement des structures synclinales (avec ou sans schistes à graphite), observées par cet auteur en différents points de Belledonne septentrionale (Le Mollard, le Bec d'Aigle, la Pointe de Lavanet), mais toujours, comme c'est le cas ici, à quelques centaines de mètres à l'Ouest du Synclinal médian.

Différentes hypothèses avaient été formulées pour expliquer la présence de ces faciès. Leurs caractères métamorphiques intermédiaires interdisent de les rattacher au Houiller, beaucoup moins métamorphique, ainsi qu'aux micaschistes francs dont ils ne possèdent pas le haut degré de transformation. En faire la couverture normale (Micaschistes supérieurs) de la zone des Micaschistes inférieurs s'accorderait peut-être mieux avec leur disposition synclinale qu'ont ultérieurement et en partie effacée les écrasements ou les écaillages responsables de leur alternance avec des faciès plus métamorphiques.

Rappelons que ces schistes à graphite constituent en outre la paroi ouest du Synclinal médian.

3. Comparaison des directions tectoniques et chronologie [4].

Cl. BORDET (1957) remarquait que l'allure générale de Belledonne et des Grandes Rousses est celle d'un S très étiré.

Cette disposition peut être considérée comme contemporaine de l'acquisition de la structure isoclinale. La comparaison des pendages révèle l'étroite parenté de direction qui existe entre la stratification, la schistosité, le pendage des plis isoclinaux et celui de l'accident séparant les deux groupes fondamentaux. Cette direction, grossièrement ESE dans la région qui nous intéresse, serait donc primitive.

L'orientation SSE du Synclinal médian fait un angle de 25° dans la même région avec celle de la structure isoclinale. Celle-ci est en outre régulièrement recoupée par le Synclinal médian; c'est ainsi qu'au col de Claran disparaissent les micaschistes et leptynites du Rameau interne; plus au Nord, c'est le tour de la frange externe des migmatites des Sept-Laux, puis du granite lui-même et enfin de l'accident séparant les deux groupes.

L'abaissement du Rameau externe par rapport au Rameau interne permet ainsi l'élimination progressive à l'affleurement des unités plus internes.

Le Synclinal médian est donc postérieur à la structure isoclinale.

Le problème de l'interprétation des schistes graphiteux se pose alors à nouveau : si leur distribution concorde en effet avec l'orientation de la structure isoclinale, il est logique d'en faire la couverture normale des Micaschistes inférieurs; si, au contraire, elle est oblique par rapport à la direction primitive et épouse l'orientation du Synclinal médian, il s'agirait d'une série cristallophyllienne distincte, antérieure au Westphalien et pincée tectoniquement dans le vieux socle. Seule l'étude systématique des schistes à graphite permettra de choisir entre ces deux hypothèses.

Le vaste synclinal d'Allemont, qui limite à l'Est la chaîne de Belledonne, révèle l'existence d'une troisième orientation, franchement SE, oblique par rapport aux deux précédentes, et recoupant la structure isoclinale. Il s'agit d'un accident typiquement alpin.

---

[4] Les termes de direction ou d'orientation sont ici synonymes de direction ou d'orientation de *pendage* et non d'allongement.

C) La tectonique alpine.

1. Les styles de la tectonique alpine.

La tectonique alpine met en jeu trois styles fondamentaux, probablement distincts chronologiquement, possédant chacun leur dynamique et leur direction de poussée propres. On peut ainsi distinguer :

1° Des écailles chevauchantes et des coins sédimentaires obliques (Collet d'Allevard, galerie du Veyton);

2° Des fossés d'effondrement (synclinal d'Allemont) et des « claveaux » (Chamrousse);

3° Des décrochements obliques (accident de Fond de France).

On doit en outre remarquer que, quel que soit l'âge du sédiment (Permien ou Lias) ou sa position tectonique (en couverture : Permien; en synclinaux : Lias), la schistosité de fracture est toujours oblique ou perpendiculaire à la stratification (sauf lorsqu'un laminage excessif a provoqué une accordance tectonique).

2. Tectonique du Collet d'Allevard.

Les affleurements permiens qui, au Collet d'Allevard, s'entassent sur près de 400 m, offrent l'exemple de redoublements tectoniques très caractéristiques de ce premier style. Leur étude est facilitée par l'existence d'un banc conglomératique de base qui, excellent niveau repère, se rencontre sept fois de suite lorsqu'on emprunte le sentier de l'arête de l'Evêque. Il chevauche régulièrement les faciès gréseux ou schisteux du sommet de la série permienne. L'inclinaison du plan de chevauchement, faible vers l'Ouest (30-45°), se redresse progressivement vers l'Est. Il en est de même pour le pendage stratigraphique qui, horizontal au Petit Collet, devient presque concordant avec les schistes cristallins à l'Est du lac du Collet.

Le Permien d'Allevard est en effet limité à l'Est par une importante zone de fracture très redressée (70 à 80°) qui permet aux micaschistes et leptynites du socle de surplomber la couverture sédimentaire.

Une indication précieuse sur le style tectonique de cette région est fournie par l'affleurement triasique de l'arête de l'Evêque (altitude 1 790) précédemment décrit (cf. p.). On a là une écaille monoclinale qui, bien que réduite tectoniquement, offre tous les termes de la série germanique avec les grès de base, les dolomies et le Keuper salifère. Cette écaille, que l'on peut interpréter comme

un minuscule synclinal à flanc inverse laminé ou comme une véritable écaille monoclinale est pincée obliquement au sein des sédiments permiens.

La présence de charnières ainsi que les indices d'une tectonique d'écoulement faisant totalement défaut au Collet d'Allevard, on doit admettre l'existence d'une *tectonique oblique du socle* qui, par les *poussées tangentielles* qu'elle a provoquées au niveau de la couverture permo-triasique, peut être seule rendue responsable de la disposition actuelle en écailles chevauchantes de ces sédiments.

Le second caractère remarquable du Permien d'Allevard est la *schistosité de fracture* perpendiculaire à la stratification, responsable des diaclases du banc conglomératique ainsi que du débitage très fin des grès et schistes. L'observation des contacts, rendue difficile par l'exubérance de la végétation, montre cependant le cisaillement et le fauchage de cette direction de schistosité par les plans de chevauchement tectonique.

La recherche déjà ébauchée de l'origine du clivage schisteux peut être précisée si l'on consent à voir avec la tectonique oblique du socle la source possible, par décomposition du parallélogramme des forces, de tensions tangentielles. Cette mise en tension et la schistosité qui en résulte seraient antérieures à la phase tectonique chevauchante ou contemporaine de ses premières manifestations.

3. Tectonique de la galerie du Veyton.

Son étude apporte une confirmation à ces premières hypothèses. Le Permien est en effet, à l'entrée aval de la galerie, chevauché obliquement par le socle, et l'on assiste à une accordance progressive des pendages, révélatrice de l'action dynamique du socle sur la couverture. Les pendages sont en effet les suivants :

	Permien			Socle
P K	0	100	170	180
Pendage	N 50° E 35°	N 40° E 40°	E 50°	E 10°5 S 60°

Seule l'hypothèse d'une poussée tangentielle de direction SE est susceptible d'expliquer correctement ces résultats.

L'origine du Synclinal médian se discerne moins clairement, en dépit d'une multitude d'hypothèses dont aucune ne se révèle tota-

lement satisfaisante. La position des sédiments houillers en filons ou en lentilles de plusieurs mètres (ou dizaines de mètres) à quelques centimètres, englués dans le Trias de la galerie du Veyton, évoque l'image d'une *injection tectonique* dont les rapports avec la tectonique du socle restent à découvrir. Rappelons d'ailleurs que Cl. BORDET (1957) voit dans ces structures « un remplissage de faille ouverte... par un matériel essentiellement plastique ».

4. La tectonique verticale.

Cl. BORDET (1957) a largement insisté sur les effets de la tectonique verticale dans Belledonne et proposé de désigner par le terme de « claveaux » les vastes blocs à surface antétriasique conservée, limités par deux ou plusieurs failles parallèles. Un bel exemple en est donné dans Belledonne méridionale par la Croix de Chamrousse, long compartiment surélevé dont la surface bombée, en partie occupée par une croûte d'altération permienne et par des lambeaux de Trias, est limitée à l'Ouest, à l'Est et au Nord, par des failles verticales.

La chaîne de Belledonne, ainsi que le massif du Taillefer, sont séparés vers l'Est des massifs des Grandes Rousses et du Rochail par une étroite dépression que comblent les puissantes assises du Lias dauphinois; il s'agit du « *synclinal d'Allemont* » ouvert au NE en direction du col du Glandon et de la Maurienne.

Une brève excursion dans la région de Bourg-d'Oisans m'a permis de reconnaître l'existence de plusieurs failles verticales parallèles, particulièrement bien visibles le long du torrent de la Sarenne, responsables de l'abaissement progressif du socle d'Est en Ouest. La couverture liasique horizontale du massif des Grandes Rousses épouse ce décalage en gradins successifs et vient s'accumuler vers l'Ouest en un ensemble fortement replissé qui constitue l'axe même du « synclinal ».

L'entassement de ces sédiments dans le sillon séparant Belledonne des Grandes Rousses s'est vraisemblablement accompagné de compressions latérales issues de la dynamique synclinale de cette masse sédimentaire, trop importante pour l'étroit fossé destiné à la recevoir. Ceci expliquerait fort bien que seul le Lias synclinal soit affecté par une *schistosité verticale,* indépendante de la stratification, dont on ne retrouve nulle part la trace dans le Lias horizontal de couverture.

Le « synclinal d'Allemont » et de même peut-être le « synclinal » plus interne de Mont-de-Lans semblent apparemment pouvoir être interprétés comme de simples *fossés d'effondrement.*

5. Les décrochements obliques du socle.

Cl. BORDET (1957) a découvert l'existence d'un décrochement oblique du socle, de direction générale d'allongement NE-SW, auquel il a donné le nom d' « Accident de Fond-de-France ». Il se retrouve dans notre région au col de la Colombière, au col Moretan, et se prolonge par le passage de Tigneux jusque dans la région de Fond-de-France où il décroche le Synclinal médian.

Ce sont probablement de tels accidents de socle qui sont à l'origine des grandes failles parallèles NE-SW de Chartreuse (voir J. GOGUEL, *B.S.G.F.*, 1948) qui décrochent régulièrement les accidents N-S intéressant eux-mêmes le Miocène. Ceci permet de leur attribuer un âge récent, peut-être Pliocène.

6. Conclusion.

Divers auteurs, et en particulier P. BELLAIR (1948), P. GIDON (1954), J. LAMEYRE (1958) admettent un écoulement des nappes et un écaillage du socle antérieurs au soulèvement isostatique de celui-ci.

Plutôt que de voir dans ces premières manifestations paroxysmales de la tectonique alpine le jeu hypothétique d'une mystérieuse « onde d'intumescence » se déplaçant et s'évanouissant tour à tour d'Est en Ouest, je préférerais ne considérer que l'action très probable d'une tectonique oblique du socle, quel que soit le moteur profond mis en cause. Elle représenterait la phase majeure de la tectonique alpine, responsable du départ des nappes; la tectonique verticale ne traduirait qu'un simple réajustement isostatique plus tardif, que l'on observe dans la plupart des chaînes de montagnes.

CONCLUSION

La chaîne de Belledonne (Alpes du Dauphiné) offre l'exemple d'un ensemble géologique repris dans plusieurs cycles orogéniques successifs, à des époques que l'on n'a pu, jusqu'à présent, préciser de façon satisfaisante.

Le déroulement des phénomènes géologiques qui conduisent à la structure actuelle de la chaîne peut être résumé de la manière suivante.

L'histoire anté-westphalienne de Belledonne comporte le dépôt d'une épaisse série sédimentaire de type eugéosynclinal, transformée par le métamorphisme général; la zone des Migmatites, connue plus au Sud, dans la vallée de la Romanche, atteint la zone des Gneiss supérieurs.

A cette ectinisation succède une « phase magmatique » : sous l'influence possible de déplacements subhorizontaux d'un substratum magmatique profond, la série d'ectinites se plisse en anticlinaux et synclinaux très allongés et parallèles, déversés, peut-être dès l'origine, vers l'WNW. En même temps, le matériel granitique léger, issu par migration ascendante de la zone d'anatexie, se place le long des axes anticlinaux dissymétriques dont on peut imaginer que le mouvement ascendant entraîne, au niveau des sédiments de couverture, l'apparition de longues cordillères monoclinales constamment rajeunies.

Cette phase magmatique s'achève par le serrage isoclinal intensif des structures qui permet à quelques témoins exceptionnels de la zone des Micaschistes supérieurs d'être ainsi pincés et préservés des érosions ultérieures. L'ensemble cristallophyllien est alors déversé vers l'WNW, et l'on peut observer une concordance rigoureuse entre les plans de stratification, de schistosité et de contacts tectoniques.

Cependant, les régions de charnières, plus fragiles, brisées par l'écrasement isoclinal, sont le siège de remontées granitiques tardiorogéniques légèrement intrusives qui doivent être séparées, dans le temps, des granites serorogéniques mis en place dans les axes anticlinaux dès le début de la phase magmatique.

Avec la pénéplanation de cette ancienne chaîne, s'installent des bassins limniques où se déposent les sédiments Houillers. Une phase tectonique post-stéphanienne pince ceux-ci en pseudo-synclinaux dont le plus célèbre, le « Synclinal médian » de Belledonne, peut être interprété soit comme le rejeu d'un accident plus ancien, contemporain d'une phase orogénique ou tectonique qui se situerait chronologiquement entre la phase paroxysmale de l'orogénèse ancienne et la phase tectonique post-stéphanienne, soit comme un accident typiquement varisque, mais conduit par la présence, dans le socle, de zones plus fragiles (schistes graphiteux).

Le Néopermien s'accompagne, sous climat désertique, d'une nouvelle pénéplanation de la série cristallophyllienne.

Avec le Trias et le Lias a lieu la transgression de la mer alpine et débute ainsi le dépôt de la série mésozoïque dont les assises de base, et plus encore les anciens sédiments permo-houillers, seront ultérieurement transformés par un très léger métamorphisme, sélectif et local, s'accompagnant de remobilisations ioniques (Na), de recristallisations ainsi que de la néoformation de phyllites.

A cet épimétamorphisme succède une tectonique oblique du socle, que l'on peut expliquer si l'on suppose qu'une nouvelle phase magmatique, voisine dans son comportement de celle de l'orogénèse ancienne, accompagnée de plissements isoclinaux déversés vers le NW, se déroule alors dans l'infrastructure alpine.

Des réajustements isostatiques verticaux, ainsi que des décrochements obliques, représentent, dans cette région, les dernières manifestations de l'orogénèse alpine.

BIBLIOGRAPHIE

AUBOIN J. (1959). — A propos d'un Centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal (*Rev. de Géogr. phys. et de Géodynam.*, vol. II, fasc. 3).

BELLAIR P. (1948). — Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois : I. Le Haut Massif (*Mém. S.C.G.F.*).

— (1957). — Les métamorphismes superposés des Massifs Centraux alpins (*C.R.A.S.*, t. 245).

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.A.S.*, t. 235).

— (1957). — Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (*Thèse*, Paris).

BORDET Cl., BORDET P. (1953). — *a*) Sur la structure des Massifs cristallins externes des Alpes françaises (*C.R.A.S.*, t. 236).

b) Remarques sur l'orogénèse hercynienne dans les Alpes (*C.R. A.S.*, t. 236).

BORDET P. (1956). — *a*) Les formations cristallophylliennes des Massifs externes entre l'Arc et la Bonne (*B.S.C.G.F.*, t. 14).

b) Répétitions isoclinales et granitisation dans deux séries cristallophylliennes anciennes (Alpes et Maures) (*C.R.A.S.*, t. 242).

CORSIN P., TOBI A. C. (1954). — Nouvelles données sur l'âge des Grès d'Allevard (Massif de Belledonne) (*C.R.A.S.*, t. 259).

DONDEY D. (1958). — Contribution à l'étude tectonique et pétrographique de Belledonne méridionale (Région d'Allevard, Isère) (*C.R.S.G.F.*, p. 332-334).

ELLENBERGER F. (1958). — Etude géologique du Pays de la Vanoise (*Mém. S.C. G.F.*).

FOURNET J. (1850). — Notes sur quelques résultats d'une excursion dans les Alpes (*Ann. Soc. Agr. Lyon* (2), t. 2).

— (1863). — Détails concernant l'orographie et la géologie de la partie des Alpes comprise entre la Suisse et le Comté de Nice (*Mém. Acad. Sc., Belles-Lettres et Arts de Lyon* (2), t. 13).

GIDON P. (1950). — L'âge des Grès d'Allevard (Isère) (*C.R.A.S.*, t. 231).

— (1952). — Les embûches des Massifs cristallins, écailles et « Synclinaux inapparents » (*T.L.G.G.*, t. 30).

— (1954). — Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionales du massif du Pelvoux (*T.L.G.G.*, t. 31).

GIGNOUX M. (1946). — Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des Massifs cristallins de la zone alpine externe (*B.S.G.F.* (5), t. 16).

GIGNOUX M., MORET L. (1948). — Le Permien des zones externes des Alpes françaises (*C.R.A.S.*, t. 226).

— (1952). — Géologie dauphinoise. 2e éd., Masson et Cie, Paris.

GIRAUD P. (1952). — Les terrains métamorphiques du massif des Grandes-Rousses (*B.S.G.F.* (6), t. 2).

GOGUEL J. (1948). — Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande-Chartreuse (*B.S.G.F.*, t. 18).

— (1952). — Traité de tectonique Masson et Cie, Paris.

GRAS Sc. (1839). — Sur la situation et les rapports géologiques des grès à anthracite du Mont-de-Lans (*B.S.G.F.*, t. 10).

— (1879). — Sur l'âge géologique des couches anthracifères du département de l'Isère (*Ann. des Mines* (3), t. 16).

GUETTARD (1779). — Mémoires sur la Minéralogie du Dauphiné. Impr. de Clausier, Paris.

GUEYMARD E. (1844). — Statistique générale du département de l'Isère.

JUNG J., ROQUES M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes (*B.S.C.G.F.*, t. 50).

LAMEYRE J. (1958). — La partie nord du massif des Grandes-Rousses (*T.L.G.G.*, t. 34).

LORY Ch. (1861). — Description géologique du Dauphiné (*B. S. Stat. Isère*, t. 5, 6, 7).

— (1881). — Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région (*B.S.G.F.* (3), t. 9).

LORY P. (1893). — Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne (*B. S. Stat. Isère* (4), t. 1).

— (1894). — Constitution géologique de la région d'Allevard (*B. S. Stat. Isère* (4), t. 2).

— (1895). — Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne (*B. S. Stat. Isère*, t. 2).

— (1924). — Révision de la feuille St-Jean-de-Maurienne. Chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc (*B.S.C.G.F.*, t. 29).

— (1925). — Sur la tectonique alpine de la chaîne de Belledonne au Sud d'Albertville (*C.R.A.S.*, t. 174).

LUGEON M. (1946). — A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin (*B.S.G.F.* (5), t. 16).

MICHEL R. (1953). — Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) (*Sciences de la Terre*, Nancy, 1, n° 3-4, t. XII).

MICHEL R., BERTHET P. (1958). — Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère) (*C.R.A.S.*, t. 246).

MORET L. (1945). — Précisions sur la nature et l'âge des « chapeaux » houillers formant quelques sommets du massif de Belledonne (*C.R.S.G.F.*, p. 58-60).

— (1951). — Les synclinaux fermés et inapparents des Massifs cristallins externes des Alpes occidentales (*T.L.G.G.*, t. 29).

MORET L., MICHEL R. (1958). — Observations sur un spilite triasique du massif d'Allevard (Isère) (*C.R.S.G.F.*, p. 335-337).

NIGGLI E. (1952). — Stéréométrie et mise en place des filons (*B.S.G.F.* (6), t. 2).

— (1953). — Zur stereometrie und enstehung der aplit, granit und pegmatitgänge im gebiete von Sept-Laux (*Leidse Geol.*, deel 17).

PERRIN R., ROUBAULT M. (1941). — Observations d'un front de métamorphisme (*B.S.G.F.*, t. 11).

— (1945). — Observations de métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones du lac de la Girotte (Savoie) (*B.S.G.F.* (5), t. 15).

— (1947). — A propos de la communication de M. LUGEON : « A propos du prétendu métamorphisme du Trias alpin » (*C.R.S.G.F.*, p. 13).

PETERLONGO J. (1955). — Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais (*B.S.G.F.*, t. 5).

SARROT-REYNAULD J. (1958). — Le socle cristallophyllien du Dôme de La Mure Age et caractère du métamorphisme (*C.R.A.S.*, t. 246).

SITTER L. U. de (1956). — Structural Geology. Mc Graw-Hill, New-York.

TERMIER H. (1956). — L'évolution de la lithosphère : Pétrogénèse. Masson et Cie, Paris.

TERMIER P. (1900). — Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales (*C.R.A.S.*, t. 133).

— (1903). — Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Compte rendu Congrès géol. internat. de Vienne, 2e partie.

TEX E. Den (1950). — Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (massif de Belledonne) (*Leidse Geol. Med.*, deel 15).

TOBI A. C. (1958). — *a*) Volcanisme occulte dans les grès d'Allevard (Permien) et dans le Houiller du massif de Belledonne (Isère) (*C.R.A.S.*, t. 247).
b) Sur les roches cristallophylliennes de la bordure ouest du massif de Belledonne (Isère) (*C.R.A.S.*, t. 247).

— (1959). — Petrographical and geological investigation in the Merdaret-lac Crop Region (Belledonne Massif, France). Thèse.

WEGMAN C. E. (1935). — Zur Deutung der Migmatite (*Geol. Rundschau*, Bd 26).

SUMMARY

In the chain of the Belledonne (Alps of Dauphiné) there is an example of a geological area which has been affected by many successive orogenic cycles, the precise ages of which have not, up to the present, been satisfactorily stated.

The series of geological events which led to the present structure of the chain can be summarised in the following way.

Prior to the Westphalian there was deposition of a thick sedimentary series of eugeosynclinal type which was affected by regional metamorphism. The zone of migmatites, best known in the south in the valley of the Romanche, reaches the upper zone of the Gneiss.

A « Magmatic phase » followed this ectinistion : possibly under the influence of sub-horizontal movements in a deep magmatic substratum the series of ectinites was folded into elongated, parallel anticlines and synclines, inclined, perhaps from their origin towards the WNW. At the same time the light granitic material, originating by ascending migration from the zone of anatexis, was emplaced along the axes of the dissymetrical anticlines. From this it can be imagined that the ascending movement involved, at the level of the sedimentary cover, the appearance of long monoclinal cordilleras which were constantly renewed.

The intensive isoclinal structures which were formed during this magmatic phase allow some exceptional parts of the zone of the Upper Micaschists to have been tightly folded and preserved from later erosion. The group of crystalline schists is, then, inclined towards the WNW and it is possible to observe a strict concordance between the stratification, schistocity and tectonic contacts.

However, the weaker hinge regions, broken by the isoclinal movements, are the site of the emplacement, towards the end of the orogeny of scarcely intrusive granites which must be separated in time from the synorogenic granites emplaced in the axes of the anticlines at the beginning of the magmatic phase.

With the peneplanation of the old chain there developed limnic basins in which were deposited Carboniferous sediments. A tectonic phase of post-Stephanian age squeezed these into pseudo-synclines. The most celebrated of these, the « Synclinal Médian » of the Belledonne can be interpreted, either as due to posthumous movement along an old line of weakness, contemporaneous with an orogenic and tectonic phase intermediate between the paroxymal phase of the older orogenesis and that of post-Stephanian age, or, as an event typically Variscian but due to the presence in the basement of a weaker zone (graphite schists).

In the Neopermian there was a new peneplanation of the series of crystalline schists, under desert conditions.

With the Trias and the Lias there was the transgression of the Alpine sea which thus began the deposition of the Mesozoic series. The basal beds of this series and yet again the older Permo-Carboniferous sediments were lightly metamorphosed. This metamorphism, selective and local in effect, was accompanied by ionic remobilisation (Na) and recrystallisation, as well as the new formation of phyllites.

After this epimetamorphism came an oblique movement of the basement which can be explained by supposing a new magmatic phase neighbouring in position to that of the old orogenesis, accompanied by isoclinal folding inclined towards the NW, developing then in the Alpine infrastructure.

Isostatic readjustments, also oblique tear faults, represent, in this region the last manifestations of the Alpine Orogeny.