

---

**LA PARTIE NORD  
DU MASSIF DES GRANDES-ROUSSES  
ÉTUDE DES SCHISTES CRISTALLINS  
ET DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE**

par Jean LAMEYRE <sup>1</sup>

---

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1<sup>o</sup> PARTIE : LES SCHISTES CRISTALLINS ET LES GRANITES.

*Historique.*

I. LES SCHISTES CRISTALLINS.

- A) Le Groupe du Lac Blanc.
- B) Le Groupe de la Haute Sarenne.
- C) Rapports existant entre les deux groupes cristallophylliens.

II. LES GRANITES.

- A) Le Granite des Lacs Besson.
- B) La Granulite des Petites-Rousses.
- C) Conclusions.

III. TECTONIQUE ANTÉHOUILLÈRE.

2<sup>o</sup> PARTIE : LE HOULLER.

*Historique et Paléontologie.*

I. LE SYNCLINAL OCCIDENTAL.

---

<sup>1</sup> Mémoire présenté le 5 décembre 1957 devant la Faculté des Sciences de Grenoble, pour l'obtention du Diplôme d'Etudes supérieures de Géologie.

## II. LE SYNCLINAL ORIENTAL.

- A) Localisation.
- B) Stratigraphie.
- C) Conclusions et paléogéographie.
- D) Etude pétrographique et chimique.
  - 1. Etude pétrographique de l'ensemble détritique de base.
  - 2. Etude pétrographique et chimique du complexe volcanique.
  - 3. Le métamorphisme du Houiller.

## III. TECTONIQUE.

3<sup>e</sup> PARTIE : LA COUVERTURE.

## I. LE TRIAS.

- A) Historique.
- B) Stratigraphie et Lithologie.
- C) Conclusions et Paléogéographie.

## II. LE LIAS.

- A) Historique et Paléontologie.
- B) Stratigraphie et Lithologie.
- C) Conclusions et Paléogéographie.

## III. LE PROBLÈME DU MÉTAMORPHISME ALPIN.

4<sup>e</sup> PARTIE : TECTONIQUE ALPINE.

## I. ADAPTATION DU SOCLE A LA DYNAMIQUE ALPINE.

- A) Les accidents transverses.
- B) Les accidents longitudinaux.

## II. LES RAPPORTS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE.

- A) Le bord oriental du synclinal houiller.
- B) Le bord occidental du synclinal houiller et le front du noyau cristallin.
- C) Le bord oriental du noyau cristallin.

## III. OROGÈNESE.

- A) Les premiers mouvements.
- B) Les mouvements tardifs.
- C) Conclusion.

## CONCLUSION.

## BIBLIOGRAPHIE.

## INTRODUCTION

### Aperçu géographique et structural.

Le massif des Grandes-Rousses est un des massifs cristallins externes des Alpes françaises. La vallée de la Romanche le coupe au Sud du massif du Pelvoux; à l'Ouest, le synclinal d'Allemont-Vaujany le sépare de la chaîne de Belledonne; les hautes vallées de l'Arvan et du Ferrand le limitent à l'Est; au Nord, enfin, le massif s'abaisse et passe sous sa couverture sédimentaire dans la haute vallée d'Olle. Par son arête faîtière et ses versants Sud et Ouest, le massif des Grandes-Rousses est dauphinois. Seul pénètre en Savoie son versant Nord qui fait l'objet de cette étude.

Ici l'influence de la structure, soulignée par l'érosion glaciaire, est dominante sur la morphologie. Trois unités morphologiques apparaissent, qui correspondent aux trois unités structurales de la terminaison Nord du massif (fig. 1 et pl. V) :

- Le socle cristallin;
- Le synclinal houiller oriental;
- La couverture mésozoïque et le synclinal médian.

Taillée dans le socle cristallin, l'arête faîtière culmine à l'Etendard (3 468 m). Elle se prolonge au Nord par les cimes de la Barbarate, de la Cochette, par l'Aiguille Noire, le Dôme de la Cochette et l'Aiguille de Laisse, séparés par des cols enneigés, encadrés de névés qui se confondent à l'Est dans le glacier de Saint-Sorlin. Au Nord du Roc de Balme, cette arête se résoud en un glacis de roches moutonnées qui s'incline doucement jusqu'à la vallée de l'Eau d'Olle.

A l'Est de l'Etendard, dont il est séparé par le col des Quirliès, le Grand Sauvage (3 217 m) domine une arête parallèle. Coupée par la branche orientale du glacier de Saint-Sorlin, elle s'individualise de nouveau dans la chaîne des Perrons. Au col de la Croix de Fer, elle s'infléchit, se prolonge par un bombement de roches moutonnées qui s'envoie au col de Bellard. Cette arête correspond aux terrains houillers du synclinal hercynien oriental du massif.

Une dépression, creusée dans les terrains tendres du synclinal médian mésozoïque, sépare ces deux échines depuis le col des Quirliès. Elle est occupée par la branche occidentale du glacier de Saint-Sorlin, puis par trois lacs de surcreusement et de barrage glaciaires : le lac Tournant, le lac Blanc, enfin le Grand Lac, aménagé par l'E.D.F. à 2 500 m d'altitude. La route, le tracé du télé-

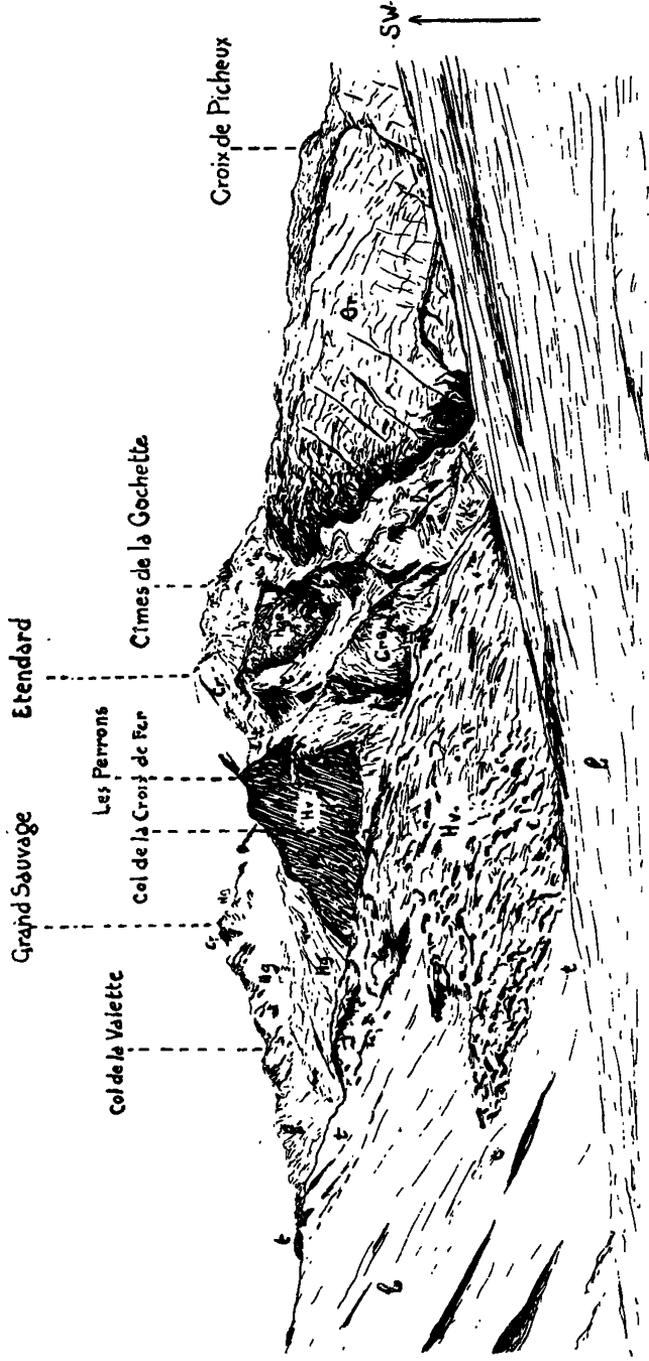


Fig. 1. — Versant N. du massif des Grandes-Rousses, vu du col de Bellard.

Les trois unités structurales apparaissent nettement :

1. Le Cristallin (Cr) à l'Ouest (à droite).
2. Le synclinal houiller oriental avec ses deux faciès volcanique (Hv) et détritique (Hge). Au premier plan les laves s'ennoient sous la couverture triasique (t) et liasique (l).
3. Le synclinal médian mésozoïque, avec ses deux barres de Trias entourant l'amygdale houillère axiale (Hge), au delà de l'écaille de Cristallin (Cr).

phérique, qui desservent le chantier à partir du col de la Croix de Fer, sont établis dans cette dépression encombrée de moraines.

Les grandes vallées glaciaires épousent étroitement les lignes structurales principales; la vallée de l'Arvan longe le contact entre le socle du massif et sa couverture, puis elle diverge vers l'Est et s'ouvre sur le pays d'Arves; la vallée des Villards, au Nord, suit la limite orientale du massif des Sept-Laux, dépendance de Belle-donne; à l'Ouest, la haute vallée d'Olle emprunte la zone de raccordement entre les Rousses et le massif des Sept-Laux, qu'elle entaille par le défilé du Maupas.

Les cols sont autant de points de diffluence glaciaire. Le col de la Croix de Fer coupe l'extrémité du massif à 2 067 m, il s'ouvre sur la vallée des Arves et sur la vallée de l'Eau d'Olle; le col du Glandon (1 924 m) permet de passer de la vallée des Villards à celle de l'Eau d'Olle.

L'opposition est brutale entre les arêtes aiguës ou les glacis moutonnés modelés par l'érosion glaciaire dans les roches anciennes résistantes, et la topographie molle des terrains de couverture, recouverts de pâturages. Dans ces terrains tendres, l'érosion torrentielle a bien souvent surimposé son style à la morphologie glaciaire. Les versants des larges vallées, éventrés par les niches d'arrachement, sont disséqués par les eaux de fonte et leur fond encombré de cônes de déjection.

## PREMIERE PARTIE

**LES SCHISTES CRISTALLINS  
ET LES GRANITES**

---

**HISTORIQUE**

P. DAUSSE (1835) explore pour la première fois le massif des Grandes-Rousses. Il décrit dans le socle un ensemble cristallin gneissique et granitoïde, qu'il distingue des « terrains anthracifères ».

E. GUEYMARD (1844) interprète les observations de P. DAUSSE.

Ch. LORY (1860-61) reprend les idées de ses prédécesseurs en appliquant au massif ses vues sur la tectonique alpine, dominée selon lui par un système de failles longitudinales.

P. TERMIER (1894) donne la première étude détaillée du massif. Il distingue des micaschistes et des gneiss, des gneiss amphiboliques, des schistes archéens, et la granulite qui injecte tous ces schistes cristallins.

P. GIRAUD (1952) reprend l'étude des terrains métamorphiques de la partie Sud du massif des Grandes-Rousses, à la lumière des connaissances acquises depuis P. TERMIER sur le métamorphisme général et en fonction de la classification des schistes cristallins établie par J. JUNG et M. ROQUES (1936). Il distingue ainsi d'Est en Ouest quatre groupes dans la série cristallogénétique :

1° Le groupe des migmatites amphiboliques de Bourg-d'Oisans, affleurant sur la rive droite de la Romanche, en aval de Pont-Sainte-Guillerme.

2° Le groupe des amphibolites et chloritoschistes d'Huez (zone des Micaschistes inférieurs et des Gneiss supérieurs) qui viennent au-dessus des migmatites.

3° Le groupe des schistes à chlorite et à amphibole du lac Blanc (zone des Micaschistes supérieurs) qui prolonge au point de vue zonéographique le groupe d'Huez.

4° Le groupe des Micaschistes et des Gneiss de la Haute Sarenne dont les rapports avec l'ensemble précédent ne peuvent être précisés dans cette partie du massif pour des raisons structurales. Il définit quatre sortes de granites antehouillers :

- Le granite migmatique des lacs Besson;
- Le granite syntectonique de la Fare;
- La granulite des Petites-Rousses et ses migmatites;
- Le granite intrusif de Pont-Sainte-Guillerme.

Il met en évidence, enfin, une rétromorphose générale des schistes cristallins et des granites qu'il interprète comme l'effet d'un métamorphisme général alpin affectant également la base du Houiller.

Les schistes cristallins et les granites affleurant dans la partie Nord des Grandes-Rousses prolongent ceux que P. GIRAUD a définis au Sud. Aussi ai-je cru bon de conserver ses dénominations afin d'homogénéiser la terminologie appliquée à la série cristallophyllienne et aux granites du Massif.

## I. LES SCHISTES CRISTALLINS

La série cristallophyllienne du versant savoyard des Grandes-Rousses prolonge au Nord deux des groupes cristallophylliens définis par P. GIRAUD : le groupe du lac Blanc et le groupe de la Haute Sarenne. On sait que le groupe du lac Blanc comprend un ensemble de schistes amphiboliques et chloriteux, le groupe de la Haute Sarenne un ensemble de micaschistes et de gneiss très riches en muscovite. Ces deux groupes sont isolés, dans la majeure partie du massif, par la granulite de l'arête faitière et par le coin synclinal houiller occidental. Le versant savoyard permet, lui, l'étude des relations existant entre les deux groupes. Il est pourtant difficile de les délimiter de façon rigoureuse. Je les étudierai successivement pour préciser ensuite leurs rapports.

### A) Le groupe du lac Blanc.

#### 1. Localisation.

Les schistes cristallins du groupe du lac Blanc affleurent sur le rebord occidental du plateau granulitique des Petites-Rousses, au Sud du col de Couard. A l'Est du lac de Neyza, ils forment une

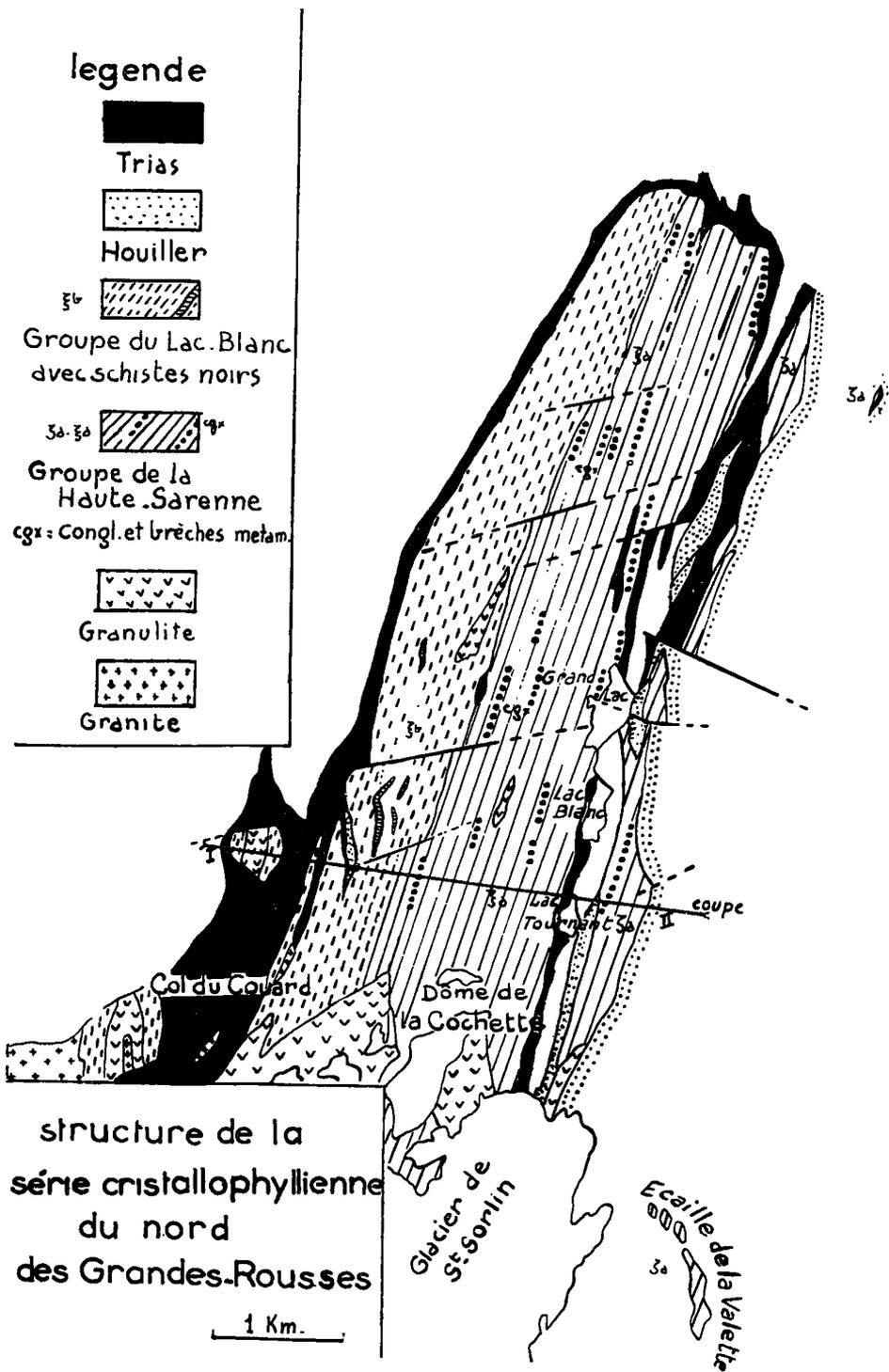


Fig. 2.

mince bande, large de 100 m, orientée N 10° E avec un pendage subvertical, coupée au Nord par une faille qui la met en contact avec le Lias des Aiguillettes.

Une deuxième bande jalonne, à l'Est, le plateau granulitique au front des glaciers de la paroi Ouest de l'arête faite. Elle se poursuit au Nord et s'étale sur le versant savoyard, où elle atteint 1 km de large. La direction reste constante, les pendages variant entre la verticale et 60° E.

## 2. Etude lithologique et micrographique.

Tels que les a définis P. GIRAUD, les schistes du lac Blanc sont des roches vertes, dures, compactes, satinées suivant les plans de schistosité. Ils montrent des lits sombres alternant avec des zones plus claires d'aspect fluidal. Les schistes du col du Couard ont tous ces caractères.

A l'Ouest, le faciès est un peu différent. Le grain plus grossier, les cassures moins franches et les plans de schistosité plus brillants sont les éléments principaux de cette variation. On observe enfin des horizons discontinus de faible épaisseur et des lentilles effilochées de schistes très durs, noirs, inclus dans les schistes verts de faciès typique.

Voici tout d'abord la composition minéralogique de quelques échantillons des faciès dominants :

a) *Schiste du lac de Neyza*. L.M. 7412 (Pl. 1, fig. 1).

Quartz détritique (parfois corrodé en doigt de gant),	Zoisite,
Quartz de recristallisation,	Calcite,
Séricite,	Ilménite,
Chlorite,	Galets avec microcline.

Les lits clairs sont à éléments détritiques grossiers (dont les quartz en doigt de gant).

Les lits sombres sont sériciteux et très chargés en ilménite et en hématite.

b) *Micaschiste feldspathique*. Col de Couard. L.M. 7526.

Quartz,	Séricite,
Oligoclase séricité : An. 10-12,	Ilménite,
Biotite décolorée et chlorite,	Apatite, Zircon, Grenat.

La structure est granolépidoblastique, à cloisons de phyllites et quartz.

c) *Micaschiste feldspathique*. Aiguille de Laisse. L.M. 7409.

Quartz,	Apatite,
Oligoclase : An. 12,	Zircon,
Muscovite,	Pyrite,
Biotite en paillettes courtes à polychroïsme très intense,	Tourmaline.

La structure est granolépidoblastique à cloisons. Le quartz est à extinction roulante et à contours persillés.

d) *Schistes verts*. Col de Montfroid. L.M. 7404.

Quartz,	Chlorite en éponge dans une pâte
Plagioclases saussuritisés,	quartzreuse,
Muscovite,	Ilménite,
	Zircons très fins (0,01 mm).

La structure est granolépidoblastique. On note la présence de galets de quartzite.

e) *Schistes noirs*. Côte 2 400. Arête Ouest du Roc de Balme. L.M. 8082.

Quartz,	Séricite,
Plagioclases séricitisés,	Ilménite très abondante, en trainées
	ou en granules.

La structure est fluidale, cataclastique. Dans une pâte opaque sont noyés des minéraux brisés, mêlés à des éléments roulés, uniquement quartzeux.

### 3. Conclusions.

Les descriptions qui précèdent mettent en évidence la grande hétérogénéité du groupe du lac Blanc. Il comprend, en effet, des roches de faciès analogue, mais très diverses dans leur composition minéralogique, dans leur structure et, sans doute aussi, dans leur origine.

L'association chlorite-séricite, caractéristique de la zone des Micaschistes supérieurs, existe dans la plupart des schistes cristallins de la bande orientale. L'étude micrographique met pourtant en évidence au col du Couard et à Montfroid une chloritisation incomplète qui laisse subsister des feuillettes de biotite en sandwich entre des paillettes de chlorite chargée de sagénite. Ce début de chloritisation n'existe même pas à l'Aiguille de Laisse. Dans ces conditions, il est évident que la chloritisation de la biotite et la séricitisation des plagioclases ne sont que des phénomènes secondaires, dus à une *rétrromorphose sporadique* des schistes cristallins qui appartenaient, à l'origine, à la zone caractérisée par l'association biotite-muscovite des Micaschistes inférieurs.

Les plagioclases, rares dans la bande de Neyza, sont fréquents dans la plupart des faciès de la bande orientale. Il s'agit de plages d'albite ou d'oligoclase séricitisé à 10-20 % An. comprises entre des cloisons de biotite ou de chlorite, de séricite et de quartz. Cette disposition peut être interprétée aussi bien comme le résultat d'une feldspathisation antérieure à la rétrromorphose que comme une structure à résidus. L'origine des plagioclases pose donc le problème de l'origine des schistes cristallins eux-mêmes. La réparti-

tion, qui paraît stratigraphique, des faciès feldspathiques, ainsi que la présence, assez fréquente, de galets de quartzites dans ces mêmes faciès, implique une origine détritique. Les plagioclases pourraient alors être ceux d'une ancienne série d'arkoses ou de tufs volcaniques sédimentés, de type « graywacke ».

Cette origine est plus facilement discernable dans la structure des schistes de Neyza les moins métamorphiques. Ils renferment des petits galets granitiques à microcline et des quartz corrodés en doigts de gant, ce qui incite à penser qu'ils dérivent *d'une série détritique à éléments volcaniques remaniés*.

Quant aux schistes noirs, ils correspondent probablement à d'anciens bancs de *phthanites* analogues à ceux signalés par P. TERMIER (1930). Il existe peut-être une relation entre la silice nécessaire à leur constitution et l'activité volcanique qui a pris part à la formation des faciès associés.

## B) Le groupe de la Haute Sarenne.

### 1. Localisation.

Les micaschistes et les gneiss du groupe de la Haute Sarenne, définis sur le versant oriental du massif des Grandes-Rousses, se poursuivent sur le versant savoyard; mais ils apparaissent ici en contact direct avec les micaschistes du groupe du lac Blanc. Ils constituent, d'autre part, le substratum du synclinal houiller oriental. Leur direction générale est de N 10° E. Les variations locales dues aux dislocations transverses n'excèdent pas 10°. Le pendage varie entre 30° Est et la verticale.

### 2. Etude lithologique et micrographique.

Les faciès sont extrêmement variés. Le plus fréquent est celui des micaschistes phylliteux à muscovite et chlorite. Ils renferment des bandes concordantes de leptynites vertes, compactes, rappelant macroscopiquement les micaschistes feldspathiques du groupe du lac Blanc. Dans les micaschistes et les leptynites apparaissent des niveaux de conglomérats et de brèches métamorphiques.

La succession de ces faciès devient très rapide dans la zone de contact avec les micaschistes du lac Blanc, et il est difficile d'attribuer cette zone hybride à l'un ou à l'autre des deux groupes. L'apparition des micaschistes phylliteux définit pour nous le groupe de la Haute Sarenne.

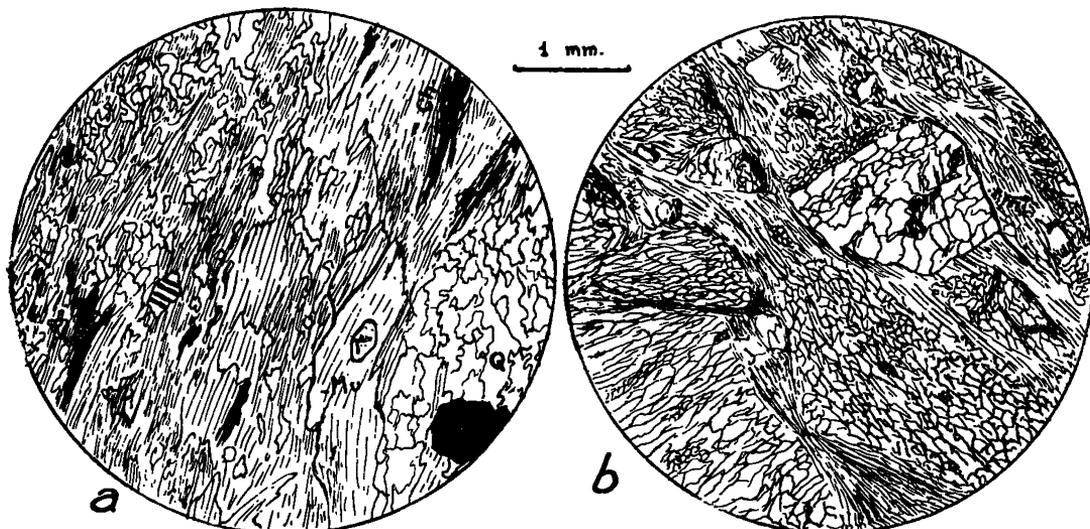


Fig. 3. — a) Micaschistes à muscovite et chlorite. Lac Bramant. L.M. 7421.

Mu : muscovite;  
Ch : chlorite;  
T : tourmaline.

b) Conglomérat métamorphique. La Combe d'Olle. L.M. 7517. Galets essentiellement quartzeux avec une bordure de séricite. Leur structure apparaît indifféremment équante ou orientée : ceci est sans doute dû à des orientations différentes des galets dans la roche.

#### a) *Les micaschistes phylliteux.*

Ces micaschistes se délitent facilement et présentent des plans de schistosité brillants, où la muscovite prend un grand développement. Ils sont très plissotés dans le détail et, souvent, montrent des amygdales ou des veines de quartz d'exsudation.

Prenant en écharpe la face orientale de l'arête faîtière, ils se prolongent, au Nord, sur une largeur de 1 km.

— Micaschistes à muscovite et chlorite. Lac Bramant. L.M. 7421 (Pl. 1, fig. 2; fig. 3 a).

Quartz,  
Oligoclase,  
Phengite ( $-2 V = 8$ ),  
Chlorite,

Tourmaline,  
Zircon,  
Calcite.

Amygdales constituées de quartz, zoïsite, séricite, ilménite, représentant le fantôme d'un minéral inconnu.

La structure est granoblastique.

— Micaschistes à muscovite et biotite. Chalets de Fierce. L.M. 7529.

Quartz,	Tourmaline,
Oligoclase séricitisé,	Zircon,
Muscovite,	Fantôme : quartz, séricite, zoïsite,
Biotite-chlorite et sagénite,	ilménite.

La structure est granolépidoblastique.

### b) *Les leptynites.*

Ce sont des roches vertes, compactes, à grain plus ou moins fin, intercalées en bandes dans les micaschistes phylliteux. Elles ne diffèrent des micaschistes feldspathiques du lac Blanc que par une plus grande abondance de feldspaths qui deviennent visibles.

— Leptynite du lac Bramant. L.M. 7522.

Quartz,	Apatite,
Oligoclase séricitisé,	Ilménite,
Biotite,	Sphène,
Chlorite,	Zoïsite,
Séricite,	Zircon.

La structure est granolépidoblastique, à cloisons de quartz et de phyllites.

### c) *Conglomérats et brèches métamorphiques.*

Difficilement visibles en cassure fraîche, leur texture apparaît avec une grande netteté sur poli glaciaire. Il en est un bel exemple au point d'appui Nord de la digue du lac Bramant. Les conglomérats et les brèches se présentent en affleurements discontinus dans les micaschistes et les leptynites. La répartition cartographique de ces affleurements montre qu'ils représentent plutôt d'anciennes lentilles que des horizons bien définis.

Conglomérats et brèches doivent être considérés comme deux faciès différents. Les conglomérats sont toujours associés aux faciès phylliteux du groupe de la Haute Sarenne, les brèches aux faciès leptyniques. Les brèches sont monogéniques, les conglomérats renferment des éléments étrangers.

— Conglomérat métamorphique. La Combe d'Olle. L.M. 7317 (fig. 3 b).

Quartz,	Oligoclase,
Muscovite,	Ilménite,
Chlorite,	Séricite.

Les galets sont bordés de séricite fine et de muscovite. Ils sont essentiellement quartzeux avec de fines paillettes de séricite. Leur structure est orientée ou équante. Le grain est plus ou moins gros.

— Brèche monogénique métamorphique. Lac des Perdrix Blanches. L.M. 7412.

Quartz,	Chlorite-Zoïsite,
Oligoclase (An. : 12 %) séricitisé,	Hématite.
Phengite,	

La structure est granolépidoblastique, avec recristallisation de quartz aux points de jointure des éléments bréchiqes de même nature que la pâte.

#### d) *Les gneiss.*

Ils sont ici très localisés entre le synclinal médian mésozoïque et le synclinal houiller oriental. Ils constituent les écaillés cristallines du col de la Valette. Ils rappellent tout à fait les micaschistes phylliteux, mais le grain est plus grossier et les feldspaths deviennent apparents.

— Gneiss à muscovite et chlorite. Le Petit Perron. L.M. 7712.

Quartz,  
Oligoclase séricitisé,  
Muscovite,

Biotite séricitisé,  
Apatite, zircon, sphène, ilménite.

Structure lépidoblastique cataclastique.

### 3° Conclusions.

L'association biotite-muscovite, jointe à la rareté et à l'acidité des plagioclases, caractérise les micaschistes phylliteux. Ils représentent, dans la classification de J. JUNG et M. ROQUES, le faciès repère de cette série hétérogène qui est donc à rapporter, en grande partie, à la zone des Micaschistes inférieurs. Ce n'est que vers l'extrême bordure Est de cette série que l'apparition des faciès gneissiques permet d'entrevoir le passage à la zone sous-jacente des Gneiss supérieurs. Je rappellerai d'ailleurs que dans la partie Sud-Est du massif, ces gneiss, appelés par P. GIRAUD (1952) gneiss de la Haute Sarenne, prennent un développement important.

Comme ceux du lac Blanc, tous les faciès du groupe de la Haute Sarenne sont *rétrormorphosés très irrégulièrement*. Dans la plupart des cas, la biotite est chloritisée et les plagioclases séricitisés; mais il existe à l'Aiguille Rousse et dans le ravin de Techette des flots où la rétrormorphose n'a pas affecté la série.

L'extrême hétérogénéité du groupe traduit des origines diverses. Les micaschistes phylliteux et les gneiss caractérisés par leur richesse en muscovite dérivent sans doute d'horizons pélimitiques. Les leptynites rappellent les faciès rencontrés dans le groupe du lac Blanc; ce rapprochement est d'autant plus valable que, près du lac Blanc où ils ont été définis, les schistes verts montrent des faciès bréchiqes analogues à ceux que nous rencontrons ici et beaucoup plus étendus encore. Il est donc logique d'admettre, pour ces faciès leptyniques, l'origine détritique attribuée aux schistes du lac Blanc.

Autre aspect détritique de cette série, les conglomérats posent le problème de l'origine des galets qu'ils renferment et qui ne paraissent correspondre à aucune des roches rencontrées dans les Grandes-Rousses. P. TERMIER (1895) qui, le premier, a observé et décrit ces conglomérats, y voyait (1903) les témoins d'une très ancienne chaîne, maintenant complètement démantelée.

### C) Rapports existant entre les deux groupes cristallophylliens (fig. 4).

#### 1. Rapports zonéographiques.

La grande majorité des schistes cristallins du versant savoyard des Grandes-Rousses appartient à la zone des Micaschistes supérieurs caractérisée par ses minéraux repères : chlorite et séricite.

Le développement de ces minéraux est, nous l'avons vu, le fait d'une *rétromorphose* affectant la série cristallophyllienne qui est donc *polymétamorphique*. Cette rétro-morphose a respecté quelques *îlots* de schistes cristallins qui fournissent de précieux repères pour l'établissement de la zonéographie ancienne. Le groupe de la Haute Sarenne peut être ainsi placé à cheval sur les zones des Micaschistes inférieurs et des Gneiss supérieurs. L'îlot du col du Couard permet de ranger la bande orientale du groupe du lac Blanc dans la zone des Micaschistes inférieurs; les schistes du lac de Neyza appartiennent à la zone des Micaschistes supérieurs. Les schistes du lac Blanc plongeant sous les micaschistes et les gneiss du groupe de la Haute Sarenne, la série cristallophyllienne est donc *renversée*.

#### 2. Rapports stratigraphiques.

Les faits suivants permettent de les définir :

a) Le passage d'un groupe à l'autre est *progressif*; il s'opère sur une zone de 500 m où s'associent étroitement les faciès arénacés et les faciès pélitiques. Ceci suppose une sédimentation irrégulière, correspondant à une période d'instabilité.

b) Il est impossible de mettre en évidence une discordance entre les deux groupes, et rien n'oblige à l'admettre sur le versant savoyard des Grandes-Rousses. Les conglomérats représentent plutôt des variations locales de sédimentation qu'ils n'indiquent une transgression.

SEDIMENTATION	FACIES PETROGRAPHIQUES	GROUPE CRISTALLOPHYLLIENS	ZONEOGRAPHIE ANTEROUILLERE
arénacée avec éléments volcaniques remaniés "graywackes" horizons de phanites	schistes du Lac de Neyza	Lac	Micaschistes supérieurs
alternativement arénacée et pélitique	micaschistes feldspathiques schistes noirs  alternances de leptynites et brèches et de micaschistes à deux micas et conglomérats	Blanc   Haute-	Micaschistes  inférieurs
pélitique	alternances de leptynites et de gneiss  gneiss	Sarenne	Gneiss supérieurs

Fig. 4.

Le groupe de la Haute Sarenne et le groupe du lac Blanc dérivent probablement d'une même série sédimentaire à dominance arénacée au sommet, pélitique à la base, avec une zone intermédiaire d'alternance des deux faciès.

### 3. Conclusions.

Comment intégrer ces nouvelles observations dans l'ensemble des connaissances que l'on possède sur le massif des Grandes-Rousses.

P. GIRAUD note la parenté lithologique existant entre les schistes du lac Blanc et les chloritoschistes associés aux amphibolites du groupe d'Huez. Il établit ainsi une série occidentale normale allant des migmatites de Bourg-d'Oisans aux micaschistes supérieurs du groupe du lac Blanc, en passant par le groupe d'Huez correspondant aux zones des Gneiss supérieurs et des Micaschistes inférieurs. Pour lui, le groupe de la Haute Sarenne, isolé de l'ensemble de la série cristallophyllienne par la granulite des Petites Rousses et le coin synclinal houiller occidental, représente un élément à part.

Or, dans le secteur Nord des Grandes-Rousses, il y a continuité entre le groupe de la Haute Sarenne et le groupe du lac Blanc. Si la continuité entre groupe d'Huez et groupe du lac Blanc est établie d'autre part, on doit admettre que la structure des Grandes-Rousses est celle d'un vaste synclinal, couché vers l'Ouest, dont l'axe est occupé par les schistes du lac Blanc. Dans ce cas, il faut également admettre que le groupe de la Haute Sarenne passe latéralement au groupe d'Huez. Zonéographiquement homologues, ces deux groupes sont de faciès et d'origine très différents. Le groupe d'Huez dérive, suivant P. GIRAUD, d'une série calcomagnésienne; le groupe de la Haute Sarenne d'une série pélitique alumineuse. Or, il n'existe dans les Grandes-Rousses aucun point de contact des deux groupes qui permette d'observer le passage d'un faciès à l'autre et de confirmer cette hypothèse, laquelle est uniquement fondée sur des analogies lithologiques.

Etant donné l'appartenance des groupes du lac Blanc et de la Haute Sarenne à une même série cristallophyllienne renversée, et l'absence de passage visible entre le groupe de la Haute Sarenne et le groupe d'Huez, la seule solution valable est d'admettre que cette série renversée est distincte de la série normale d'Huez et de Bourg-d'Oisans. Si cette solution ne tient pas compte des analogies lithologiques des groupes d'Huez et du lac Blanc, elle est étayée par l'existence, entre ces deux groupes, d'une discontinuité tectonique, la faille de l'Alpetta, élément structural majeur du socle du massif.

## II. LES GRANITES

Le versant Nord des Grandes-Rousses ne montre que de rares affleurements des granites définis par P. GIRAUD dans l'ensemble du massif. Ils se rattachent à deux types, le granite des lacs Besson et la granulite des Petites Rousses.

### A) Le granite des lacs Besson.

Il affleure au col du Couard et près du lac de Neyza, à 3 km à l'Est du gisement où il a été défini. C'est une mince bande coincée entre les schistes du lac Blanc. Très hétérogène, il montre des porphyroblastes de microcline alignés dans une pâte verte.

#### *Micrographie :*

— Granite syntectonique. Col du Couard. L.M. 7398 (fig. 5b; Pl. 1, fig. 4).  
Minéraux :

Quartz extinction roulante,  
Microcline — $2V = 76$ ,  
Oligoclase séricitisé,  
Biotite très polychroïque, légèrement chloritisée sur les bords,  
Sphène idiomorphe, Apatite, Zoïsite, Zircon, Calcite.

La structure est à cloisons de quartz en réseau et de phyllites.

Le microcline est poecilitique et renferme de l'oligoclase et du quartz.

La cataclase intense a fissuré les porphyroblastes; ces fissures sont comblées par de la calcite.

Il est difficile de préjuger de la nature de ce granite et de ses rapports avec la série cristallophyllienne. Les affleurements sont trop réduits et la roche en trop mauvais état pour cela. Sa composition minéralogique et sa structure permettent seulement de l'assimiler sans aucun doute au granite de l'Alpetta que P. GIRAUD interprète comme un granite migmatique ou syntectonique.

### B) La granulite des Petites-Rousses.

Le terme de granulite s'applique ici à un ensemble de roches très leucocrates, dont le mode de gisement est très varié. Malgré la cataclase qui banalise les faciès, la structure et l'aspect de la roche sont liés de façon étroite à son mode de gisement.

#### 1. La granulite protogneissique.

La granulite est très blanche, nettement orientée, avec des yeux de feldspaths.

Elle se présente, dans le Nord des Rousses, en lentilles réduites, concordantes dans les micaschistes. Le contact est net avec la roche encaissante.

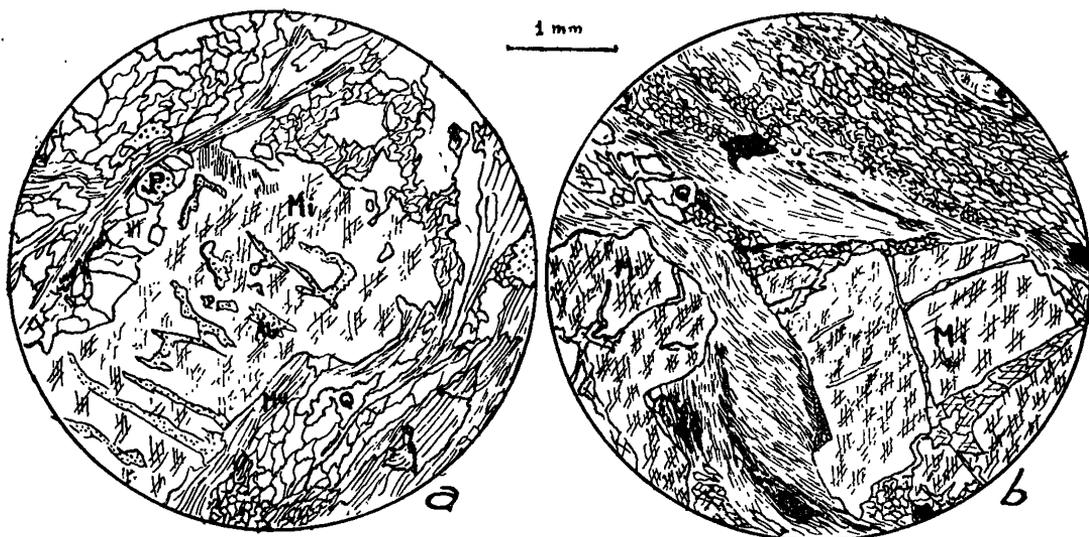


Fig. 5. — a) *Granulite syntectonique*. Croix de Picheu. L.M. 564. Cf. Pl. I-3. Structure à cloisons de muscovite (Mu) et de quartz en réseau (Q) entourant des porphyroblastes de microcline (Mi) poecilitique et perthitique avec des films d'albite (Ab). P : plagioclase.

b) *Granite syntectonique*. Col du Couard. L.M. 7398. Cf. Pl. I-4. Structure à cloisons de quartz en réseau et de phyllites. Les porphyroblastes de microcline Mi sont brisés et les fissures cicatrisées par de la calcite.

### Micrographie :

— Granulite protogneissique. Croix de Picheu. L.M. (Pl. 1, fig. 3; fig. 5 a).

Quartz,	Muscovite,
Microcline perthitique poecilitique,	Apatite,
Micropegmatite,	Zircon.
Oligoclase,	

La structure est orientée. Les phénoblastes de microcline se sont développés entre les cloisons de muscovite et de quartz en réseau. Ils sont très généralement perthitiques et poecilitiques, englobant du quartz et des plagioclases.

*Etude chimique* : Même provenance.

Analyse : 665; Analyste : C. Samitas; Clermont, 1957.

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+H <sub>2</sub> O—
75,60	14,35	0,80	0,30	0,50	0,40	2,90	4,35	0,10	0,85 0,05
									= 100,20

Paramètres C.I.P.W. :  $p=1$ ;  $q=3'$ ;  $r=1'$ ;  $s=3$ .

Chimiquement, la granulite protogneissique est donc un granite hololeucocrate alcalin.

## 2. Les migmatites hétérogènes.

La granulite injecte la série cristallophyllienne, mais le mélange est rarement intime. Je n'ai pas pu observer les embréchites ou les gneiss œillés que signale, au Sud, P. GIRAUD. On observe seulement des veines de granulite à l'intérieur des micaschistes déterminant des associations de type épibolite ou diadysite. Ce phénomène est, lui-même, assez rare. On note une feldspathisation des micaschistes encaissants sur une épaisseur très faible, de l'ordre du millimètre. De son côté, la granulite se charge d'éléments noirs.

### *Micrographie :*

— Migmatite de l'Aiguille Rousse. L.M. 7416.

Quartz,	Séricite,
Microcline perthitique —2V = 78,	Chlorite,
Oligoclase,	Apatite, calcite, épidote,
Phengite,	Tourmaline verte et brune.

La structure est à cloisons de phyllite et de quartz. On n'observe aucune orientation.

— Migmatite 500 m Est du col de la Croix de Fer. L.M. 7505.

Quartz,	Séricite,
Microcline perthitique et poecilitique,	Biotite chloritisée,
Oligoclase,	Apatite, Zircon,
Muscovite,	Sphène, ilménite.

La structure est orientée. Le microcline, très poecilitique, s'est développé en repoussant des cloisons de biotite et de muscovite.

## C) Conclusion.

Le versant Nord des Grandes-Rousses est pauvre en granites. La granulite arrive ici à la limite de sa zone d'influence. La migmatisation est en effet très faible et ne modifie en rien l'aspect des schistes cristallins qu'elle affecte. Le mode de gisement le plus caractéristique est celui de la granulite syntectonique homogène, en lentilles concordantes.

Postérieure à la série cristallophyllienne qu'elle injecte, la granulite des Grandes-Rousses est antérieure au conglomérat stéphanien qui la remanie. La faible quantité de zircon qu'elle renferme n'a pas permis de mener à bien la détermination de son âge absolu qui, en dehors de l'intérêt qu'il présente en lui-même, pourrait fournir des précisions sur celui de la série encaissante. Quant au granite des lacs Besson, il est trop peu représenté et dans de trop mauvaises conditions pour qu'il soit possible de préciser son rôle dans la structure de la terminaison Nord du massif.

Comme les schistes cristallins, les granites ont subi un métamorphisme dont l'action se marque par la chloritisation des biotites, la séricitisation des plagioclases, une recristallisation du quartz. Il est très important de remarquer que l'affleurement de granite se trouvant dans l'îlot du col du Couard n'a, pas plus que les schistes du lac Blanc, subi cette rétro-morphose. Cela donne une valeur vraiment topographique à ces îlots épargnés par le métamorphisme rétrograde, quelle que soit la nature des roches qui les constituent.

Par ailleurs, l'intense cataclase observée dans ce granite prouve que ce mécanisme seul ne peut déterminer les effets attribués à la rétro-morphose.

### III. TECTONIQUE ANTEHOULLERE

Les schistes cristallins et les granites, dans leur structure et leur gisement, portent la marque d'intenses mouvements tectoniques. Au delà des mouvements poststéphanien, hercynien et alpins, qui ont affecté le vieux socle, il est possible de retrouver trace des phases tectoniques antérieures qui lui sont propres.

1° La présence de conglomérats et de brèches métamorphiques intercalées entre les deux groupes de la série cristallophyllienne, sans marquer pour autant une discordance, implique une nette instabilité au cours de la sédimentation.

2° Les pendages varient de 30 à 60° E. Les directions observées dans l'ensemble de la série sont très constantes et voisines de N 10° E. Ces directions et ce pendage sont probablement dus à une phase hercynienne antéstéphanienne. Bien que les contacts normaux, existant entre les conglomérats houillers et la série cristallophyllienne qu'ils remanient, rendent difficile la mise en évidence d'une discordance angulaire du Houiller, celle-ci apparaît avec une grande netteté au Grand Sauvage. Les bancs de poudingue

du Mont Peiaux dessinent une belle voûte anticlinale, axée sur le glacier Est, soulignée par des vires de neige, qui vient buter contre les micaschistes de la paroi Nord du Grand Sauvage. Le contact a lieu sous la glace au niveau de la brèche séparant les points 3 217 et 3 169, et le long du couloir qui en part et rejoint le glacier de Saint-Sorlin.

Ce contact est tectonique; mais la discordance angulaire n'en est pas moins évidente entre les micaschistes du Grand Sauvage du type de Haute Sarenne banal, dont la direction et le pendage sont identiques à ceux de l'ensemble isoclinal des schistes cristallins du massif, soit :  $60^{\circ}$  N  $10^{\circ}$  E, et les poudingues stéphaniens. Ceux-ci ont donc remanié une série déjà métamorphique et redressée.

## DEUXIEME PARTIE

## LE HOULLER

## HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE

On connaît depuis longtemps, par les travaux de P. DAUSSE (1835), de E. GUEYMARD (1844) et de Ch. LORY (1864) l'existence de « terrains anthracifères » dans les Grandes-Rousses. P. TERMIER (1894), le premier, a vu l'unité du synclinal houiller occidental, précisé l'importance essentielle des laves et des tufs associés aux grès et aux conglomérats du synclinal oriental, enfin marqué nettement la discontinuité existant entre les terrains cristallins et le Houiller, point capital que P. GIRAUD (1952) a de nouveau mis en lumière.

La flore abondante des niveaux schisteux et psammitiques a permis à P. TERMIER de placer les dépôts houillers des Rousses sur le même plan que l'étage de Rive-de-Giers. P. BELLET (1933) reprend l'étude systématique de la flore et lui attribue également un âge stéphanien inférieur. C'est aussi la solution proposée, tout récemment, par P. BORDET et P. CORSIN (1951), après examen de la flore des schistes de Mondor. Au bord de la route du col de la Croix de Fer, près du lac du Laitalet, un nouveau gisement m'a fourni, outre un certain nombre d'espèces déjà définies dans le gisement précédent, *Pecopteris platoni* et *Callipteridium pteridium*, obligeamment déterminés par P. CORSIN, qui s'ajoutent aux nombreuses espèces déjà connues pour caractériser le Stéphanien A.

## I. LE SYNCLINAL OCCIDENTAL

### A) Localisation.

Les schistes et les grès houillers du synclinal occidental, ou synclinal de l'Herpie, affleurent tout au long du flanc occidental des Rousses, dans les arêtes rocheuses taillées entre les glaciers du flanc Ouest du Massif.

Au Sud du col coté 2 274, entre les cotes 2 340 et 2 350, affleurent des schistes, des grès et des psammites coincés avec des dolomies du Trias dans les schistes du groupe du lac Blanc.

Il convient de remarquer, qu'appliqué à ce gisement du Houiller pincé dans le socle, le terme de synclinal est pris ici au sens large et ne correspond à aucune structure synclinale, ni des sédiments houillers, ni de la série cristallophyllienne sous-jacente. En toute rigueur, il serait donc préférable de définir par le terme de « coin » ou de « sillon » ce gisement qui est également celui du synclinal houiller oriental et du synclinal médian mésozoïque.

### B) Description.

Les sédiments houillers sont tout à fait semblables à ceux que j'ai pu observer à l'Herpie. Les schistes noirs, à empreintes végétales indéterminables, alternent avec de minces bancs de grès et d'arkoses. L'ensemble est laminé à l'extrême et ne dépasse pas 6 m de puissance. Néanmoins, son intérêt est grand par la symétrie de structure qu'il introduit dans cette terminaison septentrionale des Grandes-Rousses.

### C) Le problème du lambeau des Demoiselles.

Après E. GUEYMARD (1844), P. TERMIER (1894) note à cet endroit un affleurement très important de Houiller dont il fait un lambeau détaché tectoniquement du synclinal de l'Herpie. Il lui attribue une épaisseur considérable. Je n'ai pu retrouver, en dehors de la mince bande décrite ci-dessus, aucun indice de ce lambeau. Il est possible qu'il y ait eu confusion avec les schistes noirs qui, à cet endroit, sont particulièrement abondants et représentent, on l'a vu, un faciès particulier du groupe cristallophyllien du lac Blanc.

## II. LE SYNCLINAL ORIENTAL

### A) Localisation.

Le synclinal houiller oriental des Grandes-Rousses borde le massif du Freney d'Oisans au col du Chaput. Il prend une extension particulière dans la région étudiée, où il atteint 2 km de large au niveau du col de la Croix de Fer. Depuis le col des Quirlies, il se développe sur les flancs du Grand Sauvage et du Mont Peiaux. Les sédiments houillers constituent, de l'Aiguille Rousse au col de la Croix de Fer, la chaîne des Perrons et tout le vaste espace de roches moutonnées qui la borde vers l'Est.

Les contours de la carte au 1/80 000° de Saint-Jean-de-Maurienne sont erronés quant à la limite Nord du synclinal. Notée au col de Bellard, près de l'Ouillon, elle est en réalité bien plus septentrionale. Les terrains houillers, après un ennoyage local au col de Bellard, réapparaissent sous leur couverture mésozoïque crevée, dans le fond du ravin des chalets de Techette où j'ai pu les suivre sur 3 km environ, jusqu'à la latitude du col du Chaput.

### B) Stratigraphie.

Quatre coupes à travers le synclinal permettent d'établir une stratigraphie des terrains houillers. Elle est étayée par l'étude pétrographique des laves qui fera l'objet d'un chapitre suivant.

*Coupe n° 1* : Front du glacier de St-Sorlin d'Arves.

On relève, de la base au sommet, la succession suivante :

1° Ensemble détritique : 400 m environ.

Il est caractérisé par l'alternance de bancs de conglomérats et d'arkoses, épais de 1 à 4 m, et de quelques décimètres de schistes noirs et de psammites.

2° Laves (dacites) : 50 m.

Elles se présentent en dykes recoupant l'ensemble détritique de base en sills ou en coulées.

*Coupe n° 2* : Aiguille Rousse.

1° Ensemble détritique : 300 m ?

Le faciès est identique. Toutefois les niveaux supérieurs renferment des galets ou des projections de dacite mêlés à des galets cristallins.

- 2° Tufs de l'Aiguille Rousse : 50 m.
- 3° Coulée de trachyte du Mollard-Riétour (100 m. Prismée à l'Aiguille Rousse où l'épaisseur n'est que de 40 m. Pl. III).
- 4° Tufs rhyolitiques des Perrons (200 m).

*Coupe n° 3 : Col de la Croix de Fer.*

- 1° Ensemble détritique de base (20 à 100 m).
- 2° Coulée de trachyte du Laitélet (800 à 100 m).
- 3° Tufs rhyolitiques des Perrons (200 à 300 m).

*Coupe n° 4 : Ravin de Techette.*

- 1° Ensemble détritique, épaisseur inconnue.
- 2° Tufs rhyolitiques, épaisseur inconnue.

### C) Conclusions et Paléographie.

Le synclinal oriental des Rousses est donc caractérisé par la présence constante d'un ensemble détritique de base, surmonté d'un complexe volcanique puissant.

*L'ensemble détritique.* — L'alternance régulière de conglomérats, d'arkoses et de schistes noirs ou de psammites caractérise la sédimentation cyclique, qui est à l'origine de l'ensemble détritique subsident du synclinal oriental. Les conglomérats sont, de loin, les termes les plus représentatifs de l'ensemble. Ils marquent la dominance des dépôts torrentiels dans l'ensemble du synclinal. La taille des galets y est très variable; au Grand Sauvage et au Mont Peiaux ils atteignent un mètre de diamètre; vers le Nord, progressivement, la taille diminue et se stabilise autour de 5 cm avec un retour aux gros blocs près des chalets du Fond de la Balme. En même temps, l'épaisseur de l'ensemble décroît vers le Nord. La subsidence était donc à cet endroit plus faible que dans la zone du Grand Sauvage, la sédimentation plus régulière et fine.

Sur la bordure Ouest du synclinal, les arkoses dominent. Leur épaisseur atteint 80 m à l'Aiguille Rousse. Elles indiquent probablement l'existence d'un bassin subsident particulier, soustrait aux influences torrentielles au bord du bassin principal.

La richesse en feldspaths non roulés des grès et du ciment des conglomérats témoigne de la proximité des bassins de sédimentation et de la chaîne cristalline en proie à l'érosion. P. TERMIER place cette chaîne à l'Est du synclinal, approximativement sur l'emplacement actuel de l'arête liasique du Mas de la Grave, en raison de la répartition générale des faciès dans les terrains houillers du massif. Mes observations ne me permettent pas d'émettre une opinion à ce sujet.

*Le complexe volcanique.* — Deux points permettent de préciser la position des laves par rapport à l'ensemble détritique stéphanien.

1° Au front du glacier de Saint-Sorlin, les dykes de dacite recourent l'ensemble détritique.

2° A l'Aiguille Rousse et au col de la Croix de Fer, les niveaux supérieurs du conglomérat renferment souvent, mêlés aux galets de cristallin, des éléments volcaniques : projections et parfois même galets roulés.

La première de ces observations affirme l'antériorité de l'ensemble détritique par rapport au complexe volcanique. La seconde précise cette position en datant du Stéphanien inférieur le début des éruptions qui ont ainsi commencé avant la fin du remplissage torrentiel du synclinal.

Les premières émissions, dont on retrouve trace dans les niveaux supérieurs de l'ensemble détritique, sont de type dacitique ou rhyolitique. Elles sont seules représentées au front du glacier de Saint-Sorlin. Les tufs de l'Aiguille Rousse qui s'intercalent entre les conglomérats et la coulée prismée, dépendent probablement de cette phase, totalement absente au Mollard et au col de la Croix de Fer, où les trachytes reposent à même les conglomérats. Les coulées sont elles-mêmes recouvertes par les tufs des Perrons très épais, correspondant à une troisième et dernière phase. Dans le ravin de Téchette, ces tufs sont en contact direct avec les conglomérats, et il est vraisemblable que la terminaison Nord du Massif ne comporte pas de coulées; l'étroitesse de l'affleurement, qui découvre le bord oriental très laminé du synclinal, ne permet pas de l'affirmer. L'amygdale houillère axiale, du synclinal médian, montre elle aussi un contact direct des tufs sur le conglomérat. Il est possible que les projections acides aient débordé à l'Ouest les coulées trachytiques. Ces tufs bréchoïdes et sans trace de sédimentation, sans apports détritiques, représentent sans doute un ensemble de projections aériennes non remaniées, du type « *ignimbrites* ». Où étaient alors les points d'émission ? Le fait que les laves soient localisées dans le synclinal oriental, et qu'il n'ait pu en observer dans le synclinal occidental ni dans les bassins houillers de Maurienne et du Briançonnais, amenait P. TERMIER à placer ces centres « sur le bord d'un axe cristallin orienté parallèlement à la crête actuelle des Rousses et occupant la position actuelle de la chaîne liasique du Mas de la Grave » (1894, p. 223). La nature acide des laves, le caractère aérien des tufs, l'existence au Sud de venues de dacites à l'intérieur même des sédiments houillers sont autant d'indices qui amènent à penser que les

centres d'émissions étaient moins éloignés de la position actuelle du complexe volcanique.

Avant la discordance triasique, il n'existe aucun repère qui permette de limiter dans le temps l'activité volcanique. La solution de ce problème est à rechercher dans les analogies de faciès avec des séries plus complètes, solution d'ailleurs hasardeuse, qui existe peut-être dans les Alpes, en Maurienne, à Valloire, où J. FABRE, R. FEYS, C. GREBER (1950) signalent des phénomènes volcaniques dans le Houiller. Les bassins houillers du Massif Central sont, eux, abondamment pourvus de témoins de cette activité volcanique stéphanienne qui constitue un excellent repère entre Stéphanien inférieur et Stéphanien moyen. La comparaison des caractères pétrographiques et chimiques des laves des deux provinces montrera si cette corrélation est valable.

#### D) Etude pétrographique et chimique.

##### 1. Etude pétrographique de l'ensemble détritique de base.

###### a) *Les conglomérats.*

*Les galets* sont de même nature que les roches du socle anté-stéphanien des Grandes-Rousses. On retrouve en grande abondance la granulite des Rousses et les micaschistes du lac Blanc. Les niveaux supérieurs renferment, nous l'avons vu, des galets de dacite mêlés aux galets cristallins. *La pâte* est, très généralement, arkosique.

L.M. 7401. Conglomérat. Pont aval sur la route du col de la Croix de Fer.

*Galet :*

Quartz persillé en réseau,  
Oligoclase,

Microlite ( $-2V = 80^\circ$ ),  
Muscovite.

Composants et structure de la granulite des Rousses.

*Pâte :*

Quartz,  
Oligoclase séricitisé,  
Microcline,

Phengite,  
Tourmaline,  
Calcite.

Les différents constituants sont cimentés par du quartz secondaire. L'oligoclase est très séricitisé. On note la présence d'une veinule sécante de quartz et de zoïsite.

###### b) *Les arkoses.*

Dans un même banc, le passage est continu des conglomérats aux arkoses. Celles-ci sont généralement associées aux conglomérats

à petits galets, plus rarement aux conglomérats à blocs. Elles représentent la plus grande masse des sédiments de bordure du synclinal, à l'Ouest de la chaîne des Perrons.

1° Arkose stéphanienne. 300 m E du col de la Croix de Fer. L.M. 427.

Quartz,	Phengite en plaques ( $-2V = 10^\circ$ ),
Microcline,	Apatite — zircon,
Oligoclase séricitisé,	Ilménite — pyrite.
Chlorite avec reliques de biotite en sandwich et sagénite,	

2° Arkose stéphanienne, même provenance. L.M. 428 (Pl. 2, fig. 1).

Quartz,	Biotite,
Microcline,	Oligiste pseudomorphosant la pyrite,
Oligoclase,	Tourmaline.

Remarque : présence de quartz en *pressure-shadow*.

Cette composition est à peu de chose près celle de la pâte des conglomérats. On notera que pour des échantillons pris assez près l'un de l'autre, il existe des différences essentielles. La lame mince 427 montre en effet une transformation nette des plagioclases, une chloritisation de la biotite, un développement de phengite. La lame 438 ne porte pas trace de ces transformations. Le phénomène de recristallisation du quartz s'est ici localisé de façon curieuse autour des cubes de pyrite. J. RAVIER (1957) signale un tel phénomène dans des calcaires albiens non métamorphiques des Pyrénées. Il l'interprète comme un remplissage par le quartz d'un espace laissé libre par une rotation du cube de pyrite. Pour E. HEINRICH (1956), le quartz se serait développé dans une zone soumise à *une pression* à « l'ombre » du cristal de pyrite. Cette dernière interprétation explique le développement préférentiel du quartz selon une direction qui paraît totalement indépendante de l'orientation du cube de pyrite et qui coïncide avec la schistosité. Enfin, quelle que soit l'ampleur de leur développement, l'allongement des cristaux de quartz est toujours normal aux faces P de la pyrite (ce qui rapproche peut-être cette association particulière d'un phénomène d'épitaxie ?).

Les « *pressure-shadows* » sont extrêmement fréquents dans les sédiments houillers. On les trouve également dans les schistes cristallins et la granulite, mais ils sont alors plus restreints et beaucoup moins spectaculaires. Nous aurons l'occasion d'en décrire à nouveau au cours de l'étude des sédiments triasiques.

### c) *Les psammites et les schistes.*

Ces deux types sont toujours étroitement associés et s'intercalent régulièrement dans les bancs de conglomérats ou d'arkoses, quel que soit le module.

La composition minéralogique des psammites n'est pas différente de celle des arkoses. Les phyllites sont plus abondantes. La biotite est parfois chloritisée, quelquefois intacte, à Téchette par exemple. De la même façon, les plagioclases sont séricitisés ou non. La tourmaline est présente partout. Le grain est plus ou moins grossier. Les psammites ont conservé de belles empreintes de Calamites et de Lépidodendron. Les schistes intercalés dans les psammites sont pétris d'empreintes végétales plus ou moins bien conservées, souvent pseudomorphosées en séricite. Là aussi, le quartz a recristallisé en « ombre » autour des cubes de pyrite.

## 2° Etude pétrographique et chimique du complexe volcanique.

Des analyses chimiques récentes et une nouvelle étude pétrographique m'ont permis de définir un ensemble rhyolitique et un ensemble trachytique dans le complexe volcanique du synclinal.

### a) Ensemble trachytique.

Ce sont les coulées. Les laves de cet ensemble sont caractérisées par leur grande homogénéité à l'échantillon, leur dureté, leur couleur uniformément vert sombre en cassure fraîche, vert pâle ou presque blanche lorsqu'elles sont altérées.

### ETUDE PÉTROGRAPHIQUE :

#### 1° Col de la Croix de Fer (fig. 6 b). L.M. 7625.

Orthose ( $2V = -70^\circ$ ),  
Andésine : An 40 à 45 % séricitisée et saussuritisée,  
Quartz primaire rare, en belles plages entourées de calcite secondaire,  
le quartz ayant probablement joué le rôle de support de cristallisation,  
Calcite en éponge dans le fond de la lame,  
Pyrite et ilménite.

La structure est microlitique, à microlites d'orthose. C'est une structure trachytique typique.

#### 2° Lac du Laitalet. L. M. 7381.

Orthose en microlites et phénocristaux de 1 à 2 mm ( $-2V = 70^\circ$ ),  
Andésine An 45 % séricitisée, en microlites et cristaux de 1 mm,  
Quartz entouré de calcite,  
Calcite plus rare dans le fond de la lame,  
Pyrite et ilménite,  
Séricite dans le fond de la lame.

Structure identique.

#### 3° Aiguille Rousse. L. M. 7351.

Orthose ( $-2V = 72^\circ$ ),	Pyrite,
Andésine An 35-38 % séricitisée,	Serpentine ?
Quartz rare,	Calcite.
Actinote ?	

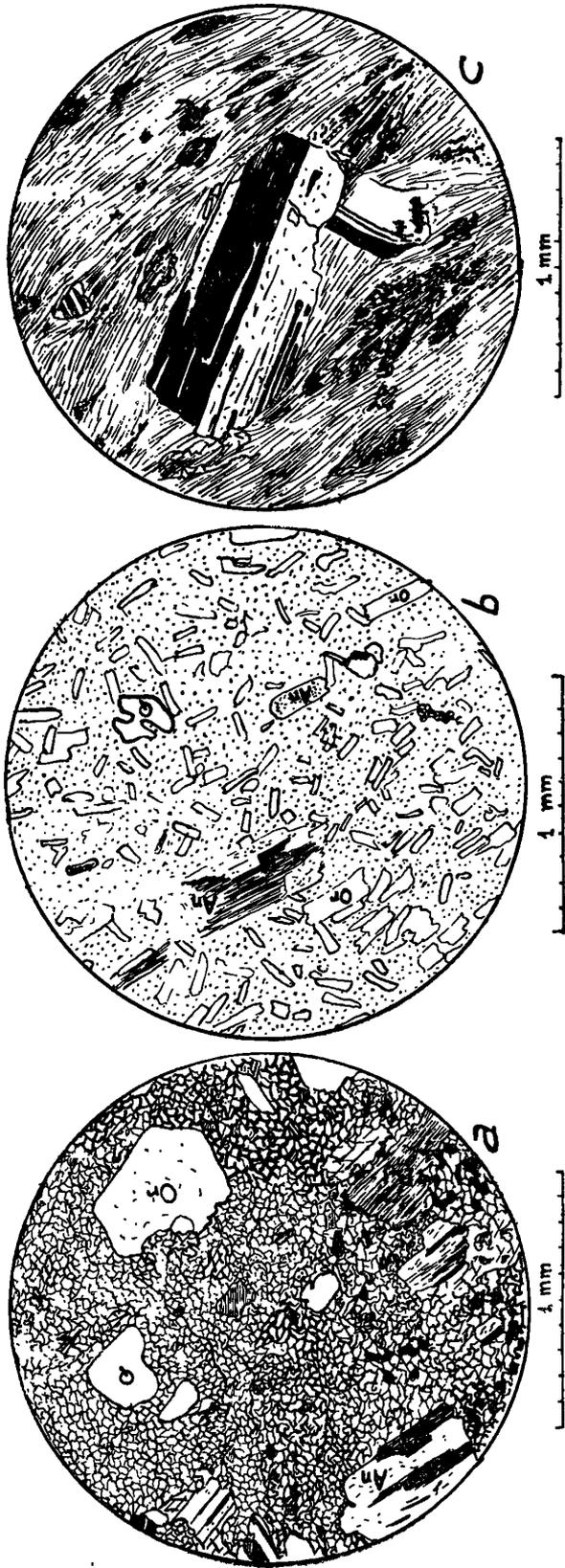


Fig. 6. — a) *Dacite*. Glacier de Saint-Sorlin. L.M. 7416. Structure microgrenue. Plage de quartz (Q) corrodée en doigt de gant.

Or : orthose; An : andésine; Bi : biotite. Granulations noires : ilménite.

b) *Trachyte* α. Col de la Croix de Fer. L.M. 7626. Structure trachytique typique. Microlites d'orthose (Or) dans une pâte plus ou moins dévitrifiée. Q : quartz corrodé; An : andésine.

c) *Tufs sériciteux*. Aiguille Rousse. Pâte sériciteuse orientée, salie d'ilménite, englobant des cristaux d'andésine brisée mais très fraîche.

La roche est très altérée, ce qui rend les déterminations délicates. La structure reste identique.

ETUDE CHIMIQUE :

Analyse 1 : Trachyte  $\alpha$  : Col de la Croix de Fer. Analyste : Y. CHALEIL, Clermont, 1957.

Analyse 2 : Trachyte  $\alpha$  : Lac du Laitalet. Analyste : J. LAMEYRE, Clermont, 1957.

Analyse 3 : Trachyandésite  $\alpha$  : Aiguille Rousse. Analyste : Y. CHALEIL, Clermont, 1957.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TOTAL
1.	57,75	18,05	0,95	4,85	4	2,40	2,50	5,35	0,65	0,10	0,85	2,75	0,20	100,35
2.	59,40	17,55	0,80	4,40	3,50	2,40	3,20	5,45	0,50	0,10	nd	2,75	0,40	100,45
3.	51,95	16,50	1,05	6,25	7	4,00	4,05	2,65	0,75	0,10	1,30	3,55	0,25	99,40

Etant donné l'importance du CO<sub>2</sub>Ca dans les analyses 1 et 3, le CO<sub>2</sub> a été dosé et les paramètres de LACROIX et de NIGGLI calculés en considérant successivement le CaO correspondant comme primaire et comme secondaire.

Paramètres C. I. P. W.

CO <sub>2</sub> Ca conservé		CO <sub>2</sub> Ca éliminé
1. 'II (4)5 2 '3 *	Orthose	II (4)5 2 '3
	Plagioclases	
2. II '5 2 '3	Orthose	
	Plagioclases	
3. II 5 '3 4 *	Orthose	II 5 2 4
	Plagioclases	

Les laves de la Croix de Fer se rangent dans le groupe des trachytes  $\alpha$  akéritiques. La valeur (4)5 ou '5 du paramètre  $q$  accen-

\* Dans une publication antérieure [1957] ces valeurs ont été interverties par erreur.

tue leur caractère hybride. Les laves de l'Aiguille Rousse sont des trachyandésites  $\alpha$ , la valeur du paramètre  $p$  donnant une grande importance aux barylites.

*Paramètres de Niggli :*

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Analyse 1 . . . . .	188	35,40	37,50	8,35	18,75	.56	.53
— 2 . . . . .	220	35,50	33	9	22,5	.53	.54
— 3 . . . . .	149	27,25	44,85	12	15,90	.31	.64

Ces paramètres permettent d'assimiler ces roches au magma lamprosyénitique - lampromonzonitique de Niggli, dont le type a les paramètres suivants :

si	al	fm	c	alk	k	mg
160	25	46	12	17	.50	.60

Cette assimilation est valable entre les valeurs suivantes :

si	al	fm	c	alk	k	mg
222/117	21,5/29,5	36/50	9,5/15,5	12,5/25	.44/76	.50/70

On voit que les laves de l'Aiguille Rousse s'alignent très bien sur ce type de magma. Il n'en est pas de même pour les trachytes du col de la Croix de Fer et du Laitalet. Le paramètre al, en particulier, est trop élevé; ceci se traduit dans le calcul des paramètres C.I.P.W. par un pourcentage de 4'30 % de corindon virtuel dans les trachytes du col de la Croix de Fer.

Les résultats sont trop fragmentaires pour pouvoir permettre d'établir une composition moyenne et, à plus forte raison, une variation.

D'autre part, si l'élimination de la calcite n'entraîne pas de modifications majeures dans les paramètres américains, elle amène une chute du paramètre c de Niggli qui est déjà extrêmement bas, sans pour autant homogénéiser les résultats. Etant donné l'altération des plagioclases on peut considérer la chaux comme primaire.

*b) Ensemble rhyolitique.*

Cet ensemble groupe deux faciès : des tufs et des laves. Les laves sont les dacites localisées près du glacier. Elles ont un aspect identique à celui des trachytes; altérées, elles prennent cependant une teinte rouille qui leur appartient en propre. Les tufs constituent la grande masse des formations volcaniques du synclinal. Ils sont en général schisteux et présentent alors sur la tranche de

petits nodules clairs dans une pâte verte. Au col de la Croix de Fer, on en observe de très massifs. Ils sont bréchoïdes, avec des inclusions plus ou moins abondantes, de forme quelconque, de couleur plus sombre ou plus claire que la pâte verte. Ils prennent une patine claire, comme les trachytes.

42

#### ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE :

1° Dacite. Front du glacier de St-Sorlin. L. M. 7419, fig. 6 a.

Quartz primaire corrodé en doigt de gant,	Biotite avec sagénite,
Quartz secondaire de recristallisation,	Sphène,
Andésine An 35 %,	Calcite, en grande quantité,
Microcline,	Ilménite.

La structure est holocristalline microgrenue.

2° Tufs sériciteux. Aiguille Rousse. L.M. 7350, fig. 6 c.

Quartz,	Séricite,
Andésine 32-35 % An,	Ilménite.

Les plagioclases sont cataclastiques et sériciteux, mais conservent leurs caractères et restent aisément déterminables. Les quartz et plagioclases baignent dans une pâte de séricite orientée, se développant parfois largement en paillettes dans une même direction.

3° Nodule dans les tufs du col de la Croix de Fer. L.M. 7395.

Au microscope, la structure apparaît cryptocristalline. Les seuls éléments visibles sont le quartz, la séricite et la chlorite.

4° Tufs sériciteux de Téchette. L.M. 7527.

Quartz,	Calcite (peu),
Orthose,	Ilménite,
Plagioclase séricitisé,	Zircon.
Phengite,	

La structure est très particulière; on observe des nodules de rhyolite de 1 mm de diamètre environ, noyés dans un ciment sériciteux où se sont développées des paillettes de phengite.

#### ÉTUDE CHIMIQUE :

Analyse 1 : Dacite. Glacier de St-Sorlin. Analyste : Y. CHALEIL, Clermont, 1957.

Analyse 2 : Tufs. Col de la Croix de Fer. Analyste : Y. CHALEIL, Clermont, 1957.

Analyse 3 : Tufs. Chalets de Téchette. Analyste : Y. CHALEIL, Clermont, 1957.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	TOTAL
1.	63,35	17,0	0,35	4	1,65	2,00	4,40	4,15	0,55	0,05	1,35	0,80	0,10	99,70
2.	62,05	19,40	0,40	4,10	2,30	1,05	3,0	5,40	0,60	0,10	nd	1,80	0,20	100,40
3.	50,75	26,05	4,10	1,35	3,30	0,80	0,65	8,00	0,65	0,10	nd	4,55	0,10	100,50

*Paramètres C. I. P. W.*

1. I II 4(5) 2 3(4)	Orthose ----- = 0,51 (Corindon virtuel 1,62 %)
	Plagioclases
2. I II 4 (1)2 3	Orthose ----- = 1,02 (Corindon virtuel 6,63 %)
	Plagioclases
3. 'II 4(5) (1)2 (1)2	Orthose ----- = 6,2 (Corindon virtuel 14,80 %)
	Plagioclases

Ces paramètres rangent toutes ces roches dans le groupe des rhyolites calco-alkalines. Les tufs de Téchette seraient des rhyolites calco-alkalines perorthosiques; ceux de la Croix de Fer, des rhyolites orthosiplagioclasiques, alors que l'échantillon du glacier de Saint-Sorlin se rapprocherait d'une dacite, ce que laissent prévoir sa composition minéralogique et sa structure. Il s'agit, exactement, de l'équivalent d'une grano-diorite que JOHANSEN (1913) nomme rhyo-dacite.

La variété de structure relevée dans les tufs incite à expliquer l'importance des variations de composition chimique, par l'abondance plus ou moins grande du ciment sériciteux, et à rechercher l'origine de la séricite dans un ciment argileux primitif. Dans ces conditions, en éliminant le ciment dans le calcul des paramètres, comme l'avait fait M. AUNIORD (1952) pour la brèche andésitique du Cantal, il paraissait possible de réajuster en partie les résultats des analyses. Le kaolin, de formule simple, constitué dans les proportions définies par les teneurs en eau de formation  $H_2O+$  a été éliminé.

## 1) Analyse 1 recalculée. — Dacite, glacier de St-Sorlin :

	si	al	fm	c	alk	k	mg
	250	39,50	24,50	8,50	27,50	.38	.39,50
Kaolin éliminé :	255	36,50	26	9	28,50	—	—

Ces paramètres assimilent la roche au magma granodioritique dont le type est défini par les valeurs suivantes des paramètres :

si	al	fm	c	alk	k	mg
270	39	23	17	21	.43	.40.

Cette assimilation est valable entre les valeurs limites suivantes:

si	al	fm	s	alk	k	mg
329/212	42/32,5	26,5/19	15/25	18/28	.33/.49	.24/.48

2) Analyse 2 recalculée. — Tufs, col de la Croix de Fer :

	si	al	fm	c	alk	k	mg
	238	43,50	28	4,50	24	.54	.47
Kaolin éliminé :	242,5	36,50	31,50	5	27	—	—

Ces tufs rentrent dans le cadre du groupe de magma granitiques normaux dont le type est le suivant :

si	al	fm	c	alk	k	mg
239	36,5	28	14	21,5	.37	.37

Les valeurs limites sont, pour ce groupe :

si	al	fm	c	alk	k	mg
270±50	40/30	31/24	12/15,5	25/20	.59/31	.16/53

Analyse 3 recalculée. — Tufs sériciteux, Techette :

	si	al	fm	c	alk	k	mg
	163,5	49,50	29,50	2,50	18,50	.88	.53
Kaolin éliminé :	193	39	35,50	3	22,50	—	—

Les tufs sériciteux peuvent être intégrés au magma opdalidique dont le type est défini par les valeurs suivantes :

si	al	fm	c	alk	k	mg
215	32	32	18	18	.50	.45

Les valeurs limites sont :

si	al	fm	c	alk	k	mg
260/195	32±5	32±5	14/24	14/24	.63/.27	.64/.27

#### DISCUSSION DES RÉSULTATS :

Plusieurs remarques s'imposent :

1° La teneur en  $Al_2O_3$ , figurée par le paramètre al est toujours forte et augmente avec l'importance du ciment sériciteux;

2° alk diminue en même temps qu'augmente al;

3° Corrélativement, k augmente considérablement, en même temps que  $Na_2O$  tend à disparaître;

4° fm augmente avec al et la proportion de ciment, cette augmentation portant essentiellement sur mg alors que la proportion

d'oxydes de fer est stable avec une inversion du rapport  $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$  pour les tufs de Techette;

5° c, faible, diminue encore dans les tufs à forte proportion de ciment.

La formation de kaolin réajuste le paramètre *al* uniquement. L'augmentation de *mg* corrélative à l'augmentation d'*al* suffit à montrer que l'argile du ciment n'était pas purement silico-alumineuse. Il pourrait s'agir de montmorillonites, dont l'existence expliquerait cette augmentation de la teneur en magnésium.

Reste l'excès de potasse constaté dans les tufs sériciteux de Téchette où, par ailleurs, la soude diminue considérablement. Ce phénomène, tout à fait normal, si on considère la nature sériciteuse du ciment, est pourtant difficilement explicable. Peut-être s'agit-il d'une concentration de potassium liée à un départ de soude ?

Enfin, la faible valeur du paramètre *c* apparente les tufs aux trachytes des coulées.

Le calcul des paramètres de P. NIGGLI a permis d'associer à ces résultats les analyses figurant dans la monographie de P. TERMIER (1894), analyses effectuées par J. FABRE à l'École des Mines de Saint-Etienne, où les sesquioxydes de fer sont donnés globalement. Les paramètres correspondants ont été calculés par P. NIGGLI (1923, p. 251).

1. Echantillon pris entre les granges de la Balme et le glacier de Saint-Sorlin;
2. Echantillon pris au col de la Croix de Fer;
3. Echantillon pris au col de la Croix de Fer;
4. Echantillon pris sur l'arête dominant à l'Ouest les Granges de la Balme.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
1.	233	29,5	41,5	5	24	.34	.46
2.	260	30,5	37,5	7	25	.47	.35
3.	282	35,5	36,5	5	23	.40	.40
4.	281	38	34	4	24	.40	.47

La première roche est, selon P. TERMIER, « réduite à un fouillis d'aiguilles feldspathiques à fluidité peu sensible ».

Ses paramètres s'alignent sur ceux du trachyte de l'Aiguille Rousse. Les trois autres entrent plus ou moins dans le cadre des magma granitiques.

P. NIGGLI notait leur paramètre *si* en supposant une perte de  $\text{SiO}_2$  à l'analyse pour pouvoir intégrer ces roches aux kersantites, car c'est à ce type que P. TERMIER les rattachait.

Il m'a paru intéressant de comparer ces laves du Houiller des Grandes Rousses aux laves contemporaines du Massif Central. L. DE LAUNAY (1902) signale, dans le bassin d'Ahun, des manifesta-

tions éruptives stéphanienues avec venues d'andésite et d'orthophyres, dont il donne des analyses.

Les paramètres de P. Niggli ont été calculés pour l'une d'entre elles, un Orthophyre andésitique de Samendeix (2 km au Nord de Sannat).

Analyste PISANI :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
59,90	18,10	1,45	3,42	2,69	5,65	4,05	2,02	3,51

Paramètres de NIGGLI :

si = 192      al = 34      fm = 39      c = 9      alk = 18.

Ces paramètres sont très proches de ceux du trachyandésite de la Croix de Fer; cf. :

si = 188      al = 35,50      fm = 37,50      c = 8,50      alk = 18,50.

J. DIDIER (1954) donne l'analyse d'un tuf rhyolitique du Gros Banc, niveau repère de la base du Stéphanien moyen dans le bassin de Brassac. Ses paramètres C.I.P.W. sont ceux d'une rhyolite calco-alcaline (1' . 4. 2. 4).

M. JEAMBRUN (1957) établit les caractères chimiques d'un échantillon des brèches de Rochechouart, dont les paramètres C.I.P.W. (1. 4. 1. 1) sont également ceux d'une rhyolite calco-alcaline. Il note sa teneur très élevée en potasse, qui atteint 10 % du poids total, ce qui rapproche ces brèches des tufs de Techette.

Enfin, J. LETOURNEUR (1952) écrit en conclusion de son étude pétrographique des roches volcaniques du Sillon houiller du Massif Central :

« La comparaison des types de roches volcaniques décrits ci-dessus montre une grande homogénéité chez les formations contemporaines. Les coulées interstratifiées au mur du Stéphanien moyen... et les tufs qui les recourent dans d'autres cas... appartiennent très généralement à la série des rhyolites. Il semble que le phénomène éruptif évolue ensuite vers un type plus basique, puisque les intrusions postérieures... sont représentées par des orthophyres (trachytes) et des porphyrites (andésites). Ce schéma n'est toutefois pas valable pour le bassin de Decazeville où les andésites sont également propres à la base du Stéphanien moyen. »

Le complexe volcanique des Grandes-Rousses s'intègre fort bien dans cet ensemble et, à défaut de preuve stratigraphique, il est très tentant de le considérer comme contemporain, ce qui apporte une solution au problème posé par la limite à attribuer dans le temps à l'activité volcanique.

Il convient de remarquer que la pauvreté en chaux de ces laves stéphaniennes est absolument générale; P. TERMIER (1897) signale un phénomène analogue dans les mélaphyres de la base du Lias à la périphérie du Pelvoux. Il l'attribue, en raison de la présence dans la roche fraîche de labrador et d'andésine, s'opposant à l'albite observée dans les roches altérées, à une décalcification secondaire due aux eaux de pluie. Les laves des Grandes-Rousses montrent, au contraire, des plagioclases, généralement basiques, et très rarement altérés de façon profonde. Ainsi, la faible teneur en chaux constatée dans l'ensemble éruptif stéphaniien, remarquablement homogène, constitue peut-être un caractère magmatique constant chez ces laves contemporaines.

### 3° Le métamorphisme du Houiller.

L'étude pétrographique des terrains houillers établit leur métamorphisme. *Ce métamorphisme est superficiel* : il se traduit par la transformation de la biotite en chlorite, par la séricitisation des plagioclases tant des sédiments que des laves, enfin par le développement de séricite et de phengite dans la pâte des tufs et des arkoses.

Cette association de la chlorite et de la séricite caractérise la zone des Micaschistes supérieurs. Elle ne traduit pas un simple phénomène de mylonitisation. On observe en effet une chloritisation de la biotite et le développement de séricite dans des roches non cataclasées. D'autre part, on trouve de la biotite et des plagioclases intacts dans des roches complètement broyées. La cataclase n'est donc pas nécessaire, ici, à l'existence de cette association, pas plus qu'elle ne suffit à l'expliquer.

*Ce métamorphisme est localisé* : il affecte des aires limitées.

Il s'agit évidemment d'un phénomène tout autre que le métamorphisme qui est à l'origine de la série cristallophyllienne des Rousses. La présence de schistes cristallins en galets dans le conglomérat houiller en est une preuve suffisante. Par contre, il a les caractères du métamorphisme superficiel et localisé, qui a rétro-morphosé la série cristallophyllienne. Il n'y a donc aucune raison pour voir, dans la rétro-morphose des schistes cristallins et dans le métamorphisme du houiller deux phénomènes différents. Ce métamorphisme post-stéphaniien dépend-il encore du cycle hercynien, ou est-il d'âge alpin ? Seule, l'étude des terrains de couverture peut ici apporter une solution à ce problème.

### III. TECTONIQUE

Outre la discordance des conglomérats sur la série cristallophyllienne et le phénomène de subsidence déjà décrits, l'étude du synclinal houiller oriental permet de mettre en évidence une phase tectonique hercynienne, postérieure aux dépôts des terrains stéphanien. Dans le régime monoclinale ou isoclinal qu'elle a engendré, les affleurements des coulées de lave et de projections volcaniques qui, en raison de leur position stratigraphique, jalonnent les axes synclinaux, permettent de distinguer d'Est en Ouest les unités suivantes :

1° L'axe anticlinal du Mont Peiaux, légèrement déversé vers l'Ouest, s'ennoie rapidement sous la couverture liasique au col de la Valette. On suit son flanc Ouest très redressé, tout le long du versant Est du Rieu Blanc et jusqu'aux lacets médians de la route de Saint-Sorlin au col de la Croix de Fer.

2° Le synclinal du Mollard, qui lui fait suite, est jalonné par les coulées de lave du Mollard-Rietour et du Fond de la Balme.

3° L'anticlinal médian bifurque au Nord autour de la coulée synclinale du lac du Laitolet. On le retrouve dans le ravin de Téchette.

4° Le synclinal des Perrons borde le coin synclinal Houiller à l'Ouest.

5° L'anticlinal de l'Aiguille Rousse est coincé entre les formations mésozoïques du synclinal médian et la bande de cristallin en écailles qui le sépare des autres unités du coin synclinal stéphanien.

Les schistes et arkoses du flanc Ouest du Grand Sauvage, du lac Tournant, de l'Aiguille Rousse et de l'amygdale axiale du synclinal médian dépendent de cet anticlinal. On a vu qu'il représentait déjà au Stéphanien une unité à part, une aire particulière, soustraite aux influences torrentielles qui dominent l'ensemble du sillon subsident, dont il n'est pas certain, par ailleurs, qu'il ait l'âge.

Le Trias discordant recouvre une architecture originale, dont les mouvements alpins ne semblent en rien avoir modifié le style général assez lâche, né d'une phase tardi-hercynienne. L'absence de Permien dans les Grandes-Rousses empêche d'avoir une certitude absolue de l'âge de ces mouvements.

## TROISIEME PARTIE

## LA COUVERTURE

## I. LE TRIAS

## A) Historique.

L'existence du Trias dans les Grandes-Rousses n'a pas été reconnue par les premiers explorateurs du massif. P. DAUSSE (1835) rattachait les calcaires magnésiens reposant sur les terrains cristallins et « anthracifères » à la base de la série liasique, qu'il pensait avoir été ainsi transformée par des phénomènes ignés. E. GUEYMARD (1844) reprend cette idée. Ch. LORY (1860-61 et 1864) suit en cela ses prédécesseurs, mais, plus tard, attribue au Trias la plus grande partie des calcaires magnésiens. P. TERMIER (1894) assimile les quartzites et les dolomies de base au Muschelkalk et les cargneules et les schistes qui les recouvrent au Keuper, s'opposant en cela à W. KILIAN (1904-1908) qui rattache au Keuper toutes les formations triasiques des Grandes-Rousses, aucun argument paléontologique n'étayant d'ailleurs l'une ou l'autre thèse.

## B) Stratigraphie et lithologie.

Sur le socle cristallophyllien et houiller pénéplané, s'est déposée en discordance une série triasique dont il n'existe pas de coupe complète sur le versant Nord des Grandes-Rousses, mais qu'il est assez facile de reconstituer :

- 1) Brèches et arkoses de base : 10 cm à 1 m.
- 2) Calcaires dolomitiques gris-bleu à patine rousse : 5 à 20 m.
- 3) Calcaires dolomitiques gris et blancs : 0 à 20 m.
- 4) Cargneules ocre : 2 à 20 m.
- 5) Brèches à éléments d'argilite : 1 m à 10 m.

### 1. Brèches et arkoses de base.

Elles remanient sur une faible épaisseur les terrains sous-jacents.

*Les brèches*, épaisses de 10 à 20 cm, enrobent la surface de transgression. Les éléments anguleux sont liés par un ciment arkosique ferrugineux, donnant à la roche sa couleur brun rouge, qui souligne partout le contact entre le socle et le Trias. Ceci est particulièrement remarquable à la base des lambeaux triasiques plaqués sur les schistes cristallins de la rive droite du lac Tournant.

*Les arkoses* atteignent un mètre d'épaisseur sur la bordure Ouest du synclinal médian. Elles sont à peu près inexistantes sur le glaci cristallin où les dolomies à patine rousse sont en contact presque immédiat avec le socle. La nature ferrugineuse du ciment, qui unit les grains, leur confère une couleur brune uniforme. On observe cependant dans le lit du ruisseau, qui suit le contact entre le synclinal médian et les terrains houillers, des arkoses bigarrées avec des zones vertes de réduction.

Les minéraux constitutants sont ceux des roches sur lesquelles elles reposent : quartz roulé, plagioclases, microcline, biotite et chlorite, muscovite, et des minéraux lourds (magnétite, ilménite, zircon) en proportion anormalement grande. On note la présence de quartz recristallisé dans la pâte ou arrangé en *pressure-shadows* autour de cubes de pyrite pseudomorphosée en limonite. La séricite existe dans les plagioclases et dans le ciment.

### 2. Calcaires dolomitiques gris bleu à patine rousse (5 à 20 m).

Ce sont les dolomies capucin ou nankin des anciens auteurs. Elles atteignent leur puissance maxima au col du Couard. Sur le glaci cristallin on les trouve en lambeaux de moindre importance, coincées dans le socle ou simplement plaquées sur lui.

Les calcaires dolomitiques sont très souvent bréchiques. Il s'agit toujours de brèches monogéniques, de remaniement du fond marin, correspondant au processus décrit par J. DEBELMAS (1952) dans le Trias supérieur du massif de Gaudent. En effet, le ciment et les éléments bréchiques apparaissent, au microscope, de nature identique. Le quartz et les plagioclases détritiques sont assez fréquents dans le fond de la roche, noyés dans une pâte de calcite et de dolomite.

### 3. Calcaires dolomitiques gris et blancs (15 à 20 m).

Le ravin de Téchette donne une bonne coupe de ce groupe, où il est possible de définir trois horizons lithologiques, d'épaisseur variable.

- 1) Calcaires dolomitiques blancs à patine grise (0 à 10 m);
- 2) Calcaires dolomitiques gris, à patine grise (0 à 2 m);
- 3) Calcaires dolomitiques blancs, à patine blanche (0 à 5 m).

Immédiatement au-dessus des dolomies capucin, viennent 10 m de calcaires blancs à patine grise, friables, qui se débitent en cubes réguliers. Ils sont recouverts par deux mètres de calcaires gris, à patine grise, vacuolaires et assez résistants : cette disposition a permis la formation d'une arche naturelle à la faveur d'un pli anticlinal (Pl. 4, fig. 1). Viennent ensuite des calcaires dolomitiques blancs à patine blanche et toucher crayeux. Les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis d'établir leur épaisseur exacte.

Le ruisseau, qui prend naissance dans l'axe du synclinal médian et dévie vers l'Ouest au niveau de la cabane cantonnière, donne une bonne coupe de cet ensemble qui atteint 1 à 20 m d'épaisseur. Les faciès sont analogues, avec pourtant une transformation importante des calcaires dolomitiques blancs de base qui deviennent très cristallins. On retrouve ces calcaires cristallins en bordure des Aiguilles de l'Argentière, au-dessus des chalets de « Sous-le-Col-d'en-Haut » à la cote 1 900. J'ai également rapporté à ce faciès la bande étroite qui affleure à 500 mètres à l'Ouest du col de la Croix de Fer. Cette bande, coincée dans les grès houillers, tout près d'un affleurement de gneiss, est absolument isolée de tout autre élément de Trias. Les faciès cristallins de cet ensemble de calcaires dolomitiques sont toujours liés à un gisement particulier, soit franchement anormal, soit pincé dans la zone de serrage du synclinal médian, à proximité de l'amygdale axiale de Houiller. Il semble bien que la tectonique soit plus ou moins responsable de cette transformation.

En lame mince, la calcite apparaît très largement cristallisée, le quartz est fréquent, ainsi que l'ilménite et l'apatite.

### 4. Cargneules ocre (épaisseur variable de l'ordre de 20 m).

Les cargneules bordent le glacis Nord du synclinal houiller oriental près de l'Ouillon. On les trouve également près des chalets de Longecombe, au col du Couard et dans le synclinal médian. Les affleurements sont en général très mauvais, cachés le plus souvent par une terre jaune de décomposition. Même lorsqu'elles

n'affleurent pas, de petits entonnoirs de dissolution signalent leur existence. Ceci est particulièrement spectaculaire sur le bord Est du synclinal houiller oriental, au Nord de la Croix de Fer. Un affleurement frais, créé par la tranchée de la route, tout près de la station de base du téléphérique du lac Bramant, établit d'ailleurs leur présence. La bordure Ouest de l'axe cristallin des Grande-Rousses est également jalonnée par des entonnoirs, et il est très vraisemblable qu'une bande de cargneules, cachée par la terre de décomposition, les éboulis et les glaciers rocheux, s'interpose entre le socle et les calcaires du Lias. Le karst est plus évolué, plus important, dans le synclinal médian où un entonnoir de 50 m de diamètre apparaît à l'Ouest du Grand Perron, sous la barre de dolomies. Certaines pertes et résurgences observées dans la région du lac Tournant sont également dues à ce phénomène.

Les cargneules sont en général claires et largement vacuolaires, mais leur faciès est très variable et rend délicate leur délimitation exacte. A la base, en effet, elles passent aux dolomies sous-jacentes; Ch. LORY (1860-1861) rend compte de ce fait par l'usage du terme de « dolomies cargneulisantes ». Il semble bien qu'en réalité les cargneules ne dérivent pas d'une transformation plus ou moins poussée d'un niveau dolomitique homogène, mais correspondent à des conditions de sédimentation bien particulières. Au sommet, les cargneules deviennent bréchiques et englobent des éléments anguleux d'argilites.

##### 5. Brèches à éléments d'argilites.

Ce niveau passe en continuité aux cargneules sous-jacentes. Il doit néanmoins en être séparé car il renferme, sous forme de fragments anguleux, des argilites que R. BARBIER (1944-1956) a décrites en Maurienne et dans le Nord du Pelvoux, où elles caractérisent le sommet du Trias. Une autre raison incite à donner à ce niveau une place à part dans la série triasique. Il est, en effet, toujours recouvert par les calcaires du Lias inférieur; mais, alors que dans le ravin de Téchette et dans le synclinal médian il passe à la base aux cargneules, venant sur les calcaires dolomitiques clairs, qui reposent sur les dolomies capucin, il se place près de la cabane de la Petite-Cochette, directement sur les dolomies capucin.

La pâte est faite de cargneules. Les argilites se présentent en fragments brisés, sans aucun émoussé; elles sont vertes ou lie-de-*vin*, tendres, schisteuses, et présentent sur les plans de clivage des paillettes bien développées de chlorite. Leur structure est très fine, leur texture filée (Pl. II, fig. 2). On note la présence de veines de

quartz et de calcite recristallisée parallèlement à la schistosité. La chlorite existe en nodules radiés. Dans une argilite du synclinal médian, j'ai pu observer un mica brun, très polychroïque, dont la finesse des cristaux ne m'a pas permis de connaître la nature exacte. Les argilites sont très riches en cubes de pyrite minuscules, qui portent tous leur « *pressure-shadow* » de quartz très allongé dans la direction de la schistosité; des fibres de chlorite sont toujours associées au quartz. Celui-ci est gauchi à son contact avec la pyrite support (Pl. II, fig. 3). Ce phénomène est attribué par J. RAVIER (1957) à une rotation du cube de pyrite ou à un changement de direction de la pression ou de l'étirement pendant la croissance du quartz.

### C) Conclusions et Paléogéographie.

L'épaisseur de la série triasique est ici très faible. Pour P. TERMIER (1894) et W. KILIAN (1905-1908), elle n'est pas complète et correspond seulement au Trias moyen et supérieur, voire même au seul Trias supérieur. Il n'existe aucun moyen de dater ses divers éléments, mais son analogie avec la série du plateau de Paris, décrite par R. BARBIER (1956), est totale et il est vraisemblable que les arkoses représentent également ici le Trias inférieur dont, en tous cas, elles jouent le rôle, les dolomies le Trias moyen, les carneules et les argilites le Trias supérieur.

La présence de feldspaths dans les arkoses et les brèches indique qu'elles se sont formées, presque sur place, à partir d'une arène à peine remaniée, qui couvrait la pénéplaine antétriasique avant la transgression. Néanmoins, la grande abondance à la base de minéraux lourds du socle suppose un certain tri et l'existence de formations alluvionnaires à la surface de la pénéplaine.

Les dolomies capucin sont, à la base, très chargées en minéraux détritiques : quartz et feldspaths qui apparaissent en résidus dans le fond de la roche. Il semble qu'elles dérivent en partie au moins d'arkoses dolomitisées.

Le fond marin, où elles se déposaient, était soumis à des remaniements constants, comme en témoigne leur allure bréchique ou conglomératique. Ces remaniements, entre leur dépôt et celui des calcaires dolomitiques gris et blancs, n'ont pas été les seuls accidents de sédimentation. Près du chalet de la Gardette, dans le ravin du Rieu Blanc, affleurent des conglomérats à galets de calcaires dolomitiques à patine blanche, enrobés dans un ciment dolomitique également, mais sombre et à patine grise. Au col du Couard, les calcaires dolomitiques clairs n'apparaissent sous aucune

forme, pas même à l'état d'éléments remaniés; sur 50 cm de quartzites et 10 m de dolomies capucin viennent directement les cargneules bréchiques à éléments d'argilite, puis le Lias.

L'histoire de la sédimentation triasique a donc été assez mouvementée pour faire apparaître des variations d'épaisseur allant jusqu'à une lacune complète du terme moyen de la série. Ceci est à rapprocher des observations de R. BARBIER (1944-1956) sur la couverture du Grand Châtelard et du Pelvoux septentrional, et de P. GIDON (1954) sur celle du Pelvoux méridional et oriental. Ces deux auteurs décrivent une discordance du Lias inférieur incomplet, ou du Lias moyen sur un Trias érodé en biseau; cette discordance marque l'émersion, au début du Lias, d' « îles vindéliennes ». Dans la couverture des Grandes-Rousses, ces phénomènes sont moins nets. Le remaniement ou les lacunes locales des dolomies marquent la présence d'un haut-fond à l'emplacement du Massif. La fin du Trias correspond à un épisode lagunaire pendant lequel se sont déposées les cargneules et les argilites. Le remaniement de ces niveaux fini-triasiques est peut-être dû à une instabilité du seuil vindélien, avant le dépôt de la série liasique qui, nous le verrons, est incomplète à la base; cette hypothèse tient compte de la parfaite interstratification des brèches. Toutefois, il est également possible d'attribuer ce remaniement aux mouvements alpins; on sait, en effet, que l'interstratification régulière des brèches tectoniques est possible lorsque les forces s'appliquent sur un matériel de rigidité très différente, comme c'est ici le cas, et déterminent des plis disharmoniques dans les horizons plastiques pris entre des niveaux plus résistants. Ces plissements intenses ont pu amener un foisonnement des argilites et leur fragmentation en éléments anguleux de taille variable, englobés par les cargneules, l'ensemble ayant une « structure en mosaïque d'aspect bréchiforme » (A. CAROZZI, 1953, p. 47).

## II. LE LIAS

### A) Historique et Paléontologie.

R. DAUSSE (1835) reconnaît, à la première exploration du massif, l'existence du Lias auquel il rattache d'ailleurs les calcaires magnésiens dont nous connaissons, depuis Ch. LORY (1860-61 et 1864) l'âge triasique.

W. KILIAN et J. REVIL (1904) définissent à l'intérieur du Lias deux grands ensembles, dont la distinction est incertaine : le Lias calcaire venant sur le Rhétien et le Lias schisteux.

Le Lias calcaire de base correspond aux étages Hettangien-Pliensbachien, datés par de très rares fossiles : *Arietites bucklandi* à Allevard et dans la vallée des Villards, *Arietites kridion* dans la vallée des Arves.

Le Lias schisteux comprend les étages supérieurs du Lias. Il renferme au sommet *Posidonomya alpina* et des Ammonites caractérisant l'Aalénien. La base correspond au Domérien caractérisé par *Amaltheus margaritatus*, trouvée à St-Colomban-des-Villards.

D'une façon générale, le Lias dauphinois est très pauvre en fossiles. Dans les niveaux de base, on observe partout des Pentacrines, des Belemnites étirées dont les fragments sont reliés par du quartz et de la calcite recristallisés; enfin, plus rarement, des Brachiopodes. Dans les calcaires du Lias, j'ai trouvé deux Ammonites en très mauvais état : *Arnioceras sp.* de l'Hettangien supérieur ou du Sinémurien. Les calcschistes des ravins des Villards m'ont fourni *Phylloceras nillsoni* (Hébert)<sup>2</sup>. Dans les niveaux supérieurs schisteux du Lias, j'ai pu observer de nombreuses *Posidonomya alpina*, ainsi qu'un *Inoceramus sp.* aplati. Je n'y ai trouvé aucune Ammonite, mais l'analogie complète de faciès permet de placer de façon certaine ce niveau sur le même plan que les schistes aaléniens à *Posidonomyes* et *Ludwigia bradfordensis* définis dans la zone orientale par R. BARBIER (1956).

## B) Stratigraphie et Lithologie.

La rareté des indices paléontologiques oblige à se référer, la plupart du temps, aux seuls caractères lithologiques de la série liasique. Elle comprend :

a) Des calcaires bleus, à patine grise ou rousse, à Pentacrines, Belemnites, Ariétites : *Lias inférieur*, sommet de l'Hettangien-Sinémurien, 100-300 m.

b) Des calcschistes bleu noir, à patine très claire et aspect satiné, alternant avec des bancs plus calcaires. Les fossiles sont très rares et représentés par des Phyllocératidés nains : *Lias moyen*, 400 m.

c) Des schistes noirs, ardoisiers, non calcaires. Ils renferment de nombreuses *Posidonomyes* qui, au sommet, se trouvent dans des miches calcaires à noyau pyriteux : *Lias supérieur*, Aalénien, 500-800 m.

---

<sup>2</sup> Je remercie vivement M. le général COLLIGNON, qui a bien voulu étudier ces fossiles.

### 1. Les calcaires du Lias inférieur.

A la base on trouve des assises à Encrines, cristallines, sombres et souvent compactes. Elles ne sont bien caractérisées que dans le ravin de la Cochette. Au-dessus vient un ensemble homogène de dalles dures, épaisses de 10 à 20 cm, qui se délitent en « lauzes », alternant avec de minces couches de schistes calcaires. Au sommet, le faciès schisteux est dominant.

Très développés à l'Ouest de l'axe hercynien, seuls représentants du Lias dans le synclinal médian, ces calcaires sont extrêmement réduits à l'Est. Ils affleurent au débouché du torrent de la Balme sur la vallée de l'Arvan et sur la rive droite du Rieu Blanc, près des chalets de la Gardette. Au col de la Valette, ils apparaissent entre l'écaille cristalline et le Houiller du synclinal oriental; à cet endroit, les dalles calcaires de faciès normal reposent sur des calcaires gréseux, en plaquettes, qui représentent peut-être les niveaux de base du Lias inférieur.

L'étude micrographique met en évidence une grande quantité de quartz dans ces calcaires. Il est parfois recristallisé (ravin des Brays-Tevaro). On note également l'abondance de l'hématite et de la pyrite; la pyrite pseudomorphose des organismes le plus souvent indéterminables. Les calcaires du col de Bellard renferment de la pyrite bien formée avec de la chlorite en *pressure-shadows*.

### 2. Les calcschistes du Lias moyen.

Ce terme moyen de la série liasique est caractérisé par une alternance fine de calcschistes et de bancs plus calcaires. Ces calcschistes sont, comme les calcaires du Lias inférieur, très sombres, presque noirs, en cassure fraîche. Ils prennent une patine claire, rousse, ou presque blanche et, altérés, donnent des affleurements terreux de couleur ocre. Les *Phylloceras* nains sont les seuls organismes qui paraissent exister dans cette formation.

Ces calcschistes ne sont pas représentés sur le bord occidental de l'axe cristallin. On en trouve de minces bandes dans la zone du Glandon, entre les massifs cristallins des Grandes-Rousses et des Aiguilles de l'Argentière. Ils se développent, au contraire, largement dans les ravins qui dominent au Sud-Est la vallée des Villards et représentent, à l'Est de l'axe hercynien des Rousses, la plus grande masse des sédiments liasiques. Au sommet, les calcschistes sont ondulés de façon très serrée et leur surface même est en quelque sorte « frisée ». Ce caractère paraît général et peut servir parfois de repère dans cet ensemble monotone.

### 3. Les schistes du Lias supérieur (Aalénien).

Immédiatement au-dessus de cet horizon de calcschistes « frisés » vient un ensemble épais et monotone de schistes uniquement silico-alumineux, noirs aussi bien à l'affleurement qu'en cassure fraîche. Le faciès est très constant. On note pourtant l'apparition, dans les niveaux supérieurs, de nodules pyriteux ou de miches calcaires à noyau pyriteux. C'est dans ces miches que se trouvent, le plus souvent, les Posidonomyes, et c'est là que R. BARBIER (1956) a découvert les Ammonites qui lui ont permis de caractériser l'Aalénien de façon certaine.

Pas plus que les calcschistes, les schistes aaléniens n'apparaissent dans le synclinal médian ni sur la bordure occidentale de l'axe cristallin des Grandes-Rousses. Ils existent en affleurements localisés près des Aiguilles de l'Argentière et se développent largement dans les ravins des Villards. A l'Est de l'axe hercynien, dans la vallée de l'Arvan, ils atteignent une énorme puissance. Leur extension est limitée à l'Est par les bancs calcaires de la Pointe de Corbier, où je n'ai pu trouver aucune trace de fossiles. Si ces bancs appartiennent à l'ensemble des calcschistes du Lias moyen, l'épaisseur apparente des schistes à Posidonomyes aaléniens est supérieure à leur puissance réelle. Mais rien, en fait, ne permet de placer ici un anticlinal. Les schistes aaléniens réapparaissent immédiatement à l'Est de la Pointe de Corbier et semblent passer sous les assises calcaires. Dans ce cas, les schistes calcaires de la Pointe de Corbier représenteraient le Dogger, et l'épaisseur des schistes à Posidonomyes serait proche de 800 m.

### C) Conclusions et paléogéographie.

Dans la couverture de la partie Nord du massif des Grandes-Rousses, il est possible de reconnaître les trois termes définis dans le Lias de la zone dauphinoise orientale par R. BARBIER (1948) : calcaires du Lias inférieur, calcschistes du Lias moyen et schistes aaléniens. Si l'on tient compte de ces faciès, il apparaît nettement que les différents termes, bien que très puissants, n'atteignent pas les épaisseurs énormes que leur attribuaient les anciens auteurs. Il se peut enfin que les calcschistes de la Pointe de Corbier appartiennent au Dogger, et prolongent ainsi la bande synclinale du col des Prés-Nouveaux.

La série stratigraphique est, on le voit, loin d'être établie de façon certaine. Le Rhétien et l'Hettangien de base ne peuvent être définis nulle part en l'absence de fossiles caractéristiques. Les

calcaires du synclinal médian à Ariétites, datés du Sinémurien, viennent en contact direct avec les cargneules bréchiqes à éléments d'argilite. Il est difficile d'interpréter ces faits autrement que par l'absence du Rhétien, et peut-être même de l'Hettangien, dans une partie de la couverture du massif cristallin des Grandes-Rousses. Les accidents de sédimentation décrits dans les termes moyens de la série triasique se sont donc, après une courte rémission à la fin du Trias, de nouveau manifestés au début du Lias par une lacune des niveaux de base. Cette lacune n'affecte pas, comme c'était le cas dans la série du Grand Chatelard, l'ensemble des calcaires du Lias inférieur. Il convient pourtant de noter que la puissance de ces calcaires, très importante à l'Ouest, dans le massif des Aiguillettes, diminue dans la zone du Glandon. A l'Est de l'axe cristallin, les calcaires n'affleurent que sur 50 m au maximum; on verra que la raison en est essentiellement tectonique, mais il n'est pas exclu que la réduction de puissance se soit accentuée vers l'Est de la zone dauphinoise orientale. Ceci va dans le sens de la lacune constatée au Plateau d'Emparis par R. BARBIER (1956).

### III. LE PROBLEME DU METAMORPHISME ALPIN

Le problème de la réalité d'un métamorphisme alpin apporte un peu d'unité à l'étude pétrographique du socle et des terrains de couverture du Nord du massif des Grandes-Rousses.

P. TERMIER (1894) l'admettait et voyait dans l'apparition de « faciès satinés », à l'intérieur des assises triasiques et liasiques, l'effet d'un *dynamométamorphisme* lié à la tectonique alpine. On sait que plus tard (1903) il devait dénier tout pouvoir de transformation intime et générale des roches à un tel mécanisme.

Pour les mêmes raisons, P. GIRAUD (1952) rejette ce terme. Il met en évidence une *rétromorphose généralisée* de la série cristallophyllienne dans la zone des Micaschistes supérieurs, et un métamorphisme des granites et du Houiller dans cette même zone. Comparant ces phénomènes à ceux que décrit R. MICHEL dans le massif du Grand-Paradis, il conclut à leur identité et attribue à un *métamorphisme général d'âge alpin* les transformations qu'il observe dans le socle antétriasique des Grandes-Rousses. Je reprendrai à mon compte cet argument que de nouvelles observations permettent d'étayer.

L'étude du Nord du massif met également en relief un *métamorphisme superficiel* qui développe, dans le Houiller et dans les

schistes cristallins, les paragéneses caractéristiques de la zone des Micaschistes supérieurs. Mais ici ce métamorphisme *n'est pas généralisé*, comme c'était le cas dans le Sud du Massif. Il épargne certains *îlots* où les schistes cristallins et les granites n'ont subi aucune transformation. L'existence de ces îlots permet d'observer les paragéneses originelles des schistes cristallins et, par là, de connaître l'ancienne zonéographie. Elle réduit, d'autre part, la valeur que pourrait avoir l'objection qui, basée sur l'absence apparente de transformations de la couverture mésozoïque discordante sur les schistes cristallins rétro-morphosés et le Houiller métamorphique, dénie de ce fait un âge alpin au phénomène; sa valeur est encore réduite par l'existence, dans la couverture, de témoignages visibles de ce métamorphisme.

C'est d'abord le développement dans les niveaux de base de la couverture, à un degré moindre il est vrai, *des mêmes paragéneses* qu'il est possible d'observer dans le socle antétriasique. Les arkoses de base du Trias montrent, en effet, une recristallisation nette du quartz et un développement généralisé de séricite. Dans les argilites finitriasiqes, la chlorite et la séricite néoformées s'associent au quartz et à la calcite recristallisés. On constate, d'autre part, dans ces mêmes argilites, l'arrangement particulier du quartz développé en *pressure-shadow* sur les faces *p* de la pyrite (Pl. II). C'est également à ce phénomène que correspond l'association de la chlorite et de la pyrite observée dans les calcaires de la base du Lias.

La présence de *pressure-shadows* est ainsi générale, aussi bien dans les schistes cristallins que dans le Houiller et dans les terrains de couverture. Ce phénomène, qui suppose à la fois une pression — ou une tension — et une mobilisation du quartz, est décrit dans des schistes peu métamorphiques par les auteurs anglo-saxons A. HARKER (1932, p. 211), H. WILLIAMS, F.-J. TURNER, C. GILBERT (1955, p. 212) et E. Wm. HEINRICH (1956, p. 179).

La coïncidence des *pressure-shadows* et des paragéneses de la zone des Micaschistes supérieurs n'est pas rigoureuse. Les arkoses stéphaniennes du Laitalet, où la densité des *pressure-shadows* est exceptionnellement forte, ne montrent ni chloritisation des biotites, ni séricitisation des plagioclases. Il en est de même des schistes cristallins non rétro-morphosés de l'îlot du col du Couard. Les calcaires albiens des Pyrénées enfin, où J. RAVIER (1957) signale ce phénomène, ne portent, eux non plus, aucune trace du métamorphisme pyrénéen.

Considérée isolément, la présence des *pressure-shadows* ne peut donc être prise comme critère de métamorphisme, permettant d'appliquer aux roches, dans lesquelles on les constate, le terme

de schistes cristallins. Cependant, leur répartition à la limite des roches incontestablement métamorphiques — ou rétromorphosées —, quelle que soit la nature de celles-ci, montre qu'il ne s'agit pas là d'un simple phénomène de diagénèse. Il est tentant d'y voir, avec les auteurs anglo-saxons, une des marques les plus légères imprimées par le métamorphisme à la série qu'il affecte.

Il semble bien, en définitive, que la présence de séricite et de chlorite presque constante dans les schistes cristallins anté-houillers, très localisée dans les terrains houillers et à l'état de traces à la base de la couverture mésozoïque, soit le fait d'un seul phénomène, un métamorphisme général, d'âge alpin, arrivé ici à l'extrême limite de sa zone d'influence.

Toutefois, la recristallisation des dolomies blanches du Trias moyen paraît être un phénomène particulier. Les cipolins se trouvent, en effet, toujours pincés en position anormale, au contact du cristallin ou dans le synclinal médian qui, on le verra, représente une zone de serrage et de cisaillement; il en est de même des calcaires sériciteux de Tévaro. Dans ces conditions, la recristallisation des dolomies triasiques et des calcaires sinémuriens peut être attribuée à un métamorphisme de plissement directement lié aux mouvements alpins, mais il est également possible d'envisager une remontée tectonique d'assises plus profondes et, de ce fait, affectées plus intensément par le métamorphisme général. On peut considérer, en définitive, que ces deux types de métamorphisme ont interféré, sans qu'il soit possible de distinguer dans les effets de cette interférence ce qui appartient à l'un ou l'autre des deux mécanismes.

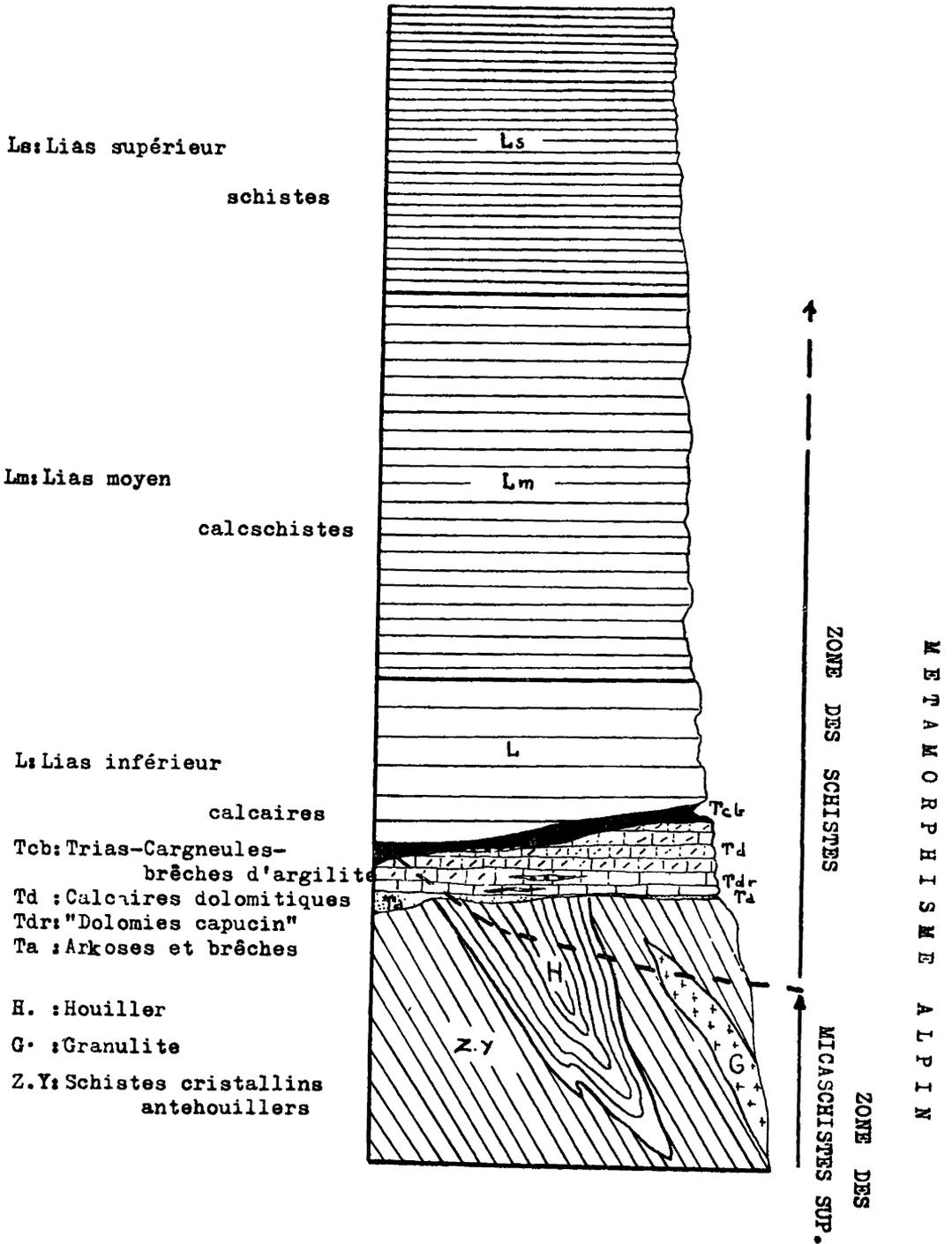


Fig. 7.

## QUATRIEME PARTIE

**TECTONIQUE**

(Pl. V)

---

L'architecture de la terminaison Nord du massif des Grandes-Rousses, telle qu'elle se présente actuellement, tire son origine de l'organisation par les mouvements alpins de deux unités principales : la couverture mésozoïque et le socle antétriasique. Par rapport à la couverture plastique, les deux éléments du socle, les schistes cristallins antéhouillers et le Houiller, ont joué en bloc, en conservant chacun le style de leur structure originale. L'étude des adaptations des anciennes structures à la dynamique alpine, des relations nouvelles avec les terrains de couverture qu'elle leur a imposés et des réactions de cette couverture permet de préciser l'histoire de l'architecture actuelle.

**I. L'ADAPTATION DU SOCLE A LA DYNAMIQUE ALPINE**

Avant d'être repris par les mouvements alpins, le socle antétriasique du massif des Grandes-Rousses a subi au moins deux phases tectoniques majeures. Une phase antéstéphanienne a plissé la série cristallophyllienne déjà métamorphique, suivie d'une phase affectant le Stéphanien discordant sur les schistes cristallins. Les structures nées de ces phases anciennes se sont maintenues assez bien sous leur couverture discordante de Trias pour qu'il soit possible de rechercher dans quelle mesure les mouvements alpins les ont affectés, cette recherche étant facilitée par la fréquence des lambeaux triasiques conservés sur le socle.

**A) Les accidents transverses (Pl. V).****1. Le relèvement du socle au Sud.**

Les terrains anciens se dégagent progressivement de leur couverture et prennent de l'altitude au Sud jusqu'à l'Etendard, point culminant du Massif. Le cristallin apparaît à 1 900 m dans la vallée de l'eau d'Olle et atteint 3 468 m à l'Etendard, où la couverture a été décapée avec une bonne épaisseur du socle. Les terrains houillers, qui se trouvent à 1 700 m près des chalets Bouillant, atteignent 2 300 m au niveau du col de la Croix de Fer et culminent au sommet oriental du Grand Sauvage, à 3 169 m. Le synclinal médian et les petits lambeaux de Trias conservés sur le socle montrent que la couverture a suivi ce mouvement ascendant.

**2. Le gauchissement du socle.**

Moins directement sensible que le phénomène précédent, un gauchissement du socle peut être mis en évidence. Il s'opère par un système de failles transversales selon lesquelles les compartiments Sud sont décalés vers l'Ouest. Ces accidents semblent, d'autre part, avoir joué un rôle essentiel dans le *relèvement* du socle.

*Les failles ENE-WSW.*

Parfaitement apparentes en vue aérienne dans les schistes cristallins, elles sont extrêmement denses et pourraient, au premier abord, être prises pour de simples diaclases. Leurs rejets, tant horizontaux que verticaux, sont souvent trop faibles en effet pour apparaître nettement sur le terrain. Ils sont cependant visibles sur le bord du synclinal médian, où ces accidents affectent la couverture, et au Sud des ruines de la cabane de la Cochette, où ils amènent le cristallin au contact du Lias. Les accidents de cette direction sont moins fréquents ou moins visibles dans les terrains houillers, où deux d'entre eux décrochent la bande synclinale du Mollard-Riétour.

*Les failles ESE-WNW.*

Ces accidents sont repérables surtout dans les terrains houillers. Le plus visible passe au col coté 2 535, au Nord de l'Aiguille Rousse; il détermine un décrochement de 100 m vers l'Ouest du compartiment Sud et affecte les terrains du synclinal médian et la bordure des schistes cristallins.

Une autre faille importante traverse l'Aiguille Rousse, d'Est en Ouest, avec une inclinaison vers le Nord. Elle élève de 100 m envi-

ron le compartiment Sud et le décroche vers l'Ouest. Il est difficile de savoir si elle se poursuit dans les schistes cristallins en raison de la monotonie des faciès. Ceci est probable, cependant, puisque le cortège filonien minéralisé en chalcopyrite et pyrite qui l'accompagne dans l'Aiguille Rousse peut également se suivre dans les schistes cristallins. Au Nord du col de la Croix de Fer, une autre faille EW, de pendage Sud, détermine une rupture de pente dans les tufs rhyolitiques. Elle affecte légèrement la couverture à l'Est des chalets de La Chadolle. Deux failles de peu d'importance affectent, selon la même direction, la pointe Nord de la coulée de la Balme et sont visibles de Saint-Sorlin-d'Arves. Ces accidents font partie d'un système assez dense de failles qui ont joué verticalement et horizontalement. Affectant la couverture, elles sont évidemment alpines<sup>3</sup>; cependant, si la faille de l'Aiguille Rousse affecte les terrains mésozoïques, son cortège filonien n'existe que dans les terrains anciens; il est donc vraisemblable qu'elle emprunte le trajet d'une faille hercynienne.

Notons enfin que les cols glaciaires, qui scindent la chaîne des Perrons, utilisent les dénivellations tectoniques créées par ce système d'accidents.

## B) Les accidents longitudinaux.

La position des lambeaux de Trias conservés sur le socle et son ennoyage montrent qu'il est fortement bombé dans la direction E-W. Ce bombement est déterminé par un système d'accidents longitudinaux parallèles à la direction des schistes cristallins et des axes houillers. Ils sont plus anciens que les accidents transverses qui les décalent et correspondent, en fait, au rejeu d'anciennes fractures hercyniennes remises en activité par les mouvements alpins.

### 1. Le synclinal houiller occidental et les coins triasiques dans l'axe cristallin.

Le lambeau stéphanien des Demoiselles s'enfonce en coin dans les schistes cristallins du groupe du lac Blanc. Il se double d'une mince bande de dolomies triasiques, coincée entre les schistes houillers et la lèvre inférieure des micaschistes, qui souligne le renouveau d'activité de cet accident hercynien.

---

<sup>3</sup> Il est tentant de voir dans ces failles EW des accidents d'âge crétacé. L'absence du Crétacé dans cette région fait que cette hypothèse est entièrement gratuite.

D'autres accidents longitudinaux affectent les schistes cristallins. Ils sont jalonnés par des lambeaux de Trias pincés, fréquents près de l'Eau d'Olle, où le socle passe sous sa couverture, plus rares dans la partie haute du Massif, où ils ont été éliminés par l'érosion. A chacun de ces coins triasiques correspond, dans les schistes cristallins, une zone de broyage.

## 2. Le synclinal médian.

### *Le bord occidental.*

Le synclinal médian est bordé à l'Ouest par une faille inclinée légèrement vers l'Est. Cette disposition est particulièrement visible sur la rive Ouest du lac Tournant, où les formations de base du Trias reposent en structure synclinale discordante sur les schistes cristallins qui sont brutalement abaissés à l'Est de la faille avec leur couverture.

### *Le système d'écailles axial.*

Le synclinal médian se bifurque de part et d'autre d'une masse amygdalaire de Houiller qui occupe son axe au Nord du col coté 2 536 (fig. 1). Le Trias affecte la forme d'un anticlinal éventré, dont le Houiller semble représenter le noyau. En réalité, le Trias est parfaitement discordant sur les terrains stéphaniens qui, d'autre part, laminent, au Sud, la branche occidentale du synclinal et chevauchent directement les calcaires sinémuriens. Cette structure paraît avoir été déterminée par la poussée du Houiller sous-jacent dont la position évolue en écaille. Un affleurement de faible importance, au Sud-Est du col, permet d'en suivre le prolongement méridional et de la relier au chevauchement du Houiller de l'Aiguille Rousse sur le Trias. Cette structure se poursuit le long du bord Est du lac Tournant, où les schistes du Stéphien affrontent directement les calcaires du Lias jusqu'au front du glacier de Saint-Sorlin.

### *La bordure orientale du synclinal médian.*

A partir de l'Aiguille Rousse, le Sud du synclinal médian est limité, vers l'Est, par une écaille de Houiller. Or, on a vu qu'un élément du même système d'écailles était en position axiale près du col coté 2 536, et déterminait le bombement de Trias et la division du synclinal en deux branches. Toute la partie méridionale du synclinal correspond donc à la seule branche occidentale. La branche orientale, qui prend naissance à l'Ouest du Petit Perron, disparaît au niveau de la faille transverse ESE-WNW passant par le col coté 2 535. Elle est limitée à l'Est par une écaille de cristallin qui la chevauche, sauf à l'Ouest du Grand Perron où les

schistes stéphaniens affrontent directement le Trias. Cette écaille cristalline est, au Nord, en contact direct avec la branche orientale; au Sud, à partir de l'Aiguille Rousse jusqu'au glacier de Saint-Sorlin, elle s'appuie sans intermédiaire sur l'écaille de Houiller. Entre les deux écaïlles, la branche orientale du synclinal médian a complètement disparu.

La même structure existe au Grand Sauvage, dont le sommet est constitué par une écaille de cristallin prise entre la masse des conglomérats du synclinal oriental et les schistes houillers qui, structurellement, prolongent les écaïlles du synclinal médian.

Le glacier cache le reste, mais il est très vraisemblable que le col des Quirlies se trouve sur l'emplacement du synclinal médian, comme l'avait pensé P. TERMIER (1894, p. 169-286). Je ne peux pas le suivre, cependant, dans les conclusions sur les rapports existants entre les directions alpines et les anciennes directions hercyniennes, qu'il tire de l'existence du col des Quirlies. Celui-ci correspond, en effet, au synclinal médian, non seulement parce qu'il représente un point d'érosion rapide, ce qui rend probable l'existence de terrains mésozoïques tendres sous la glace, mais aussi par l'identité des structures qui l'encadrent, et de celles qui bordent le synclinal médian.

P. TERMIER pensait que les deux versants du col des Quirlies étaient uniquement cristallins. Ceci l'amenait à conclure à une obliquité du synclinal médian par rapport à la jointure hercynienne existant entre le synclinal houiller et le cristallin, et à mettre en doute les règles énoncées par M. BERTRAND (1892) sur la permanence des vieilles structures. Il est bien évident que ces règles ne sont pas, en général, valables ici, mais le synclinal médian est précisément une exception et jalonne exactement l'ancienne ligne de jointure, réajustée, avec l'ensemble du socle, par les accidents transverses et compliquée par la mise en place de l'écaille cristalline. Il semble bien, d'ailleurs, que cette écaille cristalline corresponde à une unité structurale ancienne, isolant du bassin stéphani oriental, à forte subsidence et remplissage grossier, une aire où les conditions de sédimentation plus calmes ont donné les faciès fins des écaïlles stéphaniennes.

### 3. Le synclinal houiller oriental.

Le caractère anormal du bord Ouest du synclinal houiller oriental vient d'être exposé. Je rappellerai seulement que ce contact anormale est particulièrement visible au Grand Sauvage. La structure interne du synclinal houiller ne présente pas d'accident longitudinal majeur, et le style primitif a été conservé. Seules, la faille

des Chanurs au Nord et l'apparition, à l'Est du col de la Croix de Fer, d'un petit affleurement de gneiss, souligné par une bande isolée de dolomies triasiques recristallisées, témoignent de l'intensité des mouvements alpins qui ont affecté le synclinal. Sa zone d'envoyage, en particulier, ne montre pas la structure hachée d'accidents cicatrisés par le Trias, caractéristique de la terminaison septentrionale de l'axe cristallin.

#### 4. L'écaille de la Valette.

Les calcschistes du Lias moyen au col de la Valette emballent une écaille de gneiss du type « groupe de la Haute Sarenne », tronçonnée en 4 éléments. L'ensemble est concordant, en pendage et en direction, avec les couches encaissantes, mais les gneiss ont, dans chaque élément, une orientation différente. La fragmentation de l'écaille aboutit aussi à son réajustement à la direction de la masse de la couverture. Elle ne peut donc représenter une apophyse du socle, comme le pensait P. TERMIER. Cette écaille témoigne cependant de la présence, sous le Lias, d'un axe cristallin dont la position ne peut évidemment être précisée, mais qui correspond peut-être au bord cristallin oriental du synclinal houiller.

## II. LES RAPPORTS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE

### A) Le bord oriental du synclinal houiller.

Les couches de calcschistes, qui emballent l'écaille de la Valette, sont bordées à l'Ouest par des calcaires du Lias inférieur, coincés contre les conglomérats stéphaniens du Mont Peiaux; à l'Est, on passe aux schistes à Posidonomves suivant l'axe d'un synclinal déversé vers l'WSW, et recoupé à l'emporte-pièce par le Houiller au niveau du Rieu Blanc. Plus au Nord, les pendages s'infléchissent vers l'Est et, à la Gardette, réapparaissent les calcaires du Lias et les dolomies triasiques, en position normale, au contact du Houiller. Ce contact est masqué ensuite par les moraines de la Balme. On le retrouve le long du ruisseau de la Combe de la Balme, près de Saint-Sorlin-d'Arves; les calcaires du Lias inférieur, épais de 10 m seulement et redressés, affrontent là, directement, les conglomérats houillers. Une schistosité parallèle au contact anormal se superpose obliquement à la stratification des calcaires; elle indique une friction, née d'un mouvement du socle, portant celui-ci

en position haute, par rapport à la couverture<sup>4</sup>, ce qui permet d'attribuer au laminage l'absence de Trias. Le pendage du Lias, mesuré assez loin du contact, donne 30° ESE. L'ensemble des directions de la couverture considérées au Sud de la vallée des Arves subit donc une variation selon un arc à large rayon.

Le contact, caché sous le quaternaire de la vallée, réapparaît au Nord, près des chalets de la Chadolle. Dans le lit du ruisseau qui descend de l'Ouillon affleurent des dolomies triasiques et des cargneules sur lesquelles viennent quelques mètres de Lias inférieur recouvert par les calcschistes. L'ensemble a un pendage de 40 à 60° ENE. A la cote 2 200, le contact se fait directement entre le Trias et le Lias moyen, mais cette disparition des calcaires est très locale, et ils réapparaissent à l'Ouest de l'Ouillon. Les assises mésozoïques subhorizontales, au contact des tufs stéphaniens qu'elles recouvrent en discordance, s'inclinent fortement vers l'Est, jusqu'à atteindre 60°, leur direction étant sensiblement N-S.

Les terrains stéphaniens, qui affleurent dans le fond du ravin de Téchette, sont recouverts par du Trias plissé (Pl. IV, fig. 1). La présence d'éboulis ne permet pas une observation correcte du contact Est des terrains houillers avec leur couverture. Il est néanmoins possible de se rendre compte que le noyau hercynien n'est pas suivi rigoureusement par l'axe anticlinal alpin. Celui-ci se détache progressivement vers le Nord du Houiller, qui recoupe à l'Est les directions de la couverture dont le pendage subhorizontal au col du Bellard s'accroît vers l'Est et se stabilise autour de 45 à 60° ESE.

On retrouve donc, au Nord de la vallée des Arves, la même structure en arc à grand rayon, caractérisée dans la couverture au Sud. La zone de jointure entre ces deux arcs est masquée par le Quaternaire de la vallée de l'Arvan. Ces arcs sont probablement en continuité car, de part et d'autre de la vallée, on retrouve la même coupe d'un vaste synclinal couché. Ce dernier présente un repli marqué au Nord par les schistes à posidonomyes de Torret, pincés dans les calcschistes. Au Sud de la vallée, j'ai également reconnu des schistes à posidonomyes glissés dans les mottes périglaciaires qui recouvrent le flanc Est de l'arête de la Lauze.

#### B) Le bord occidental du synclinal houiller et le front du noyau cristallin.

Le Trias et les calcaires liasiques du col du Bellard relie, de part et d'autre de l'axe houiller, la couverture du bord oriental

---

<sup>4</sup> Ce mouvement est relatif. Il tient, très probablement, à la fois du soulèvement du socle et de l'affaissement de la couverture.

à celle du bord occidental. Rien ne laisse supposer une modification des structures, si ce n'est l'importance des calcaires du Lias inférieur, à l'Ouest de l'axe houiller, s'opposant à leur faible puissance sur le bord Est.

Le Trias subhorizontal sur l'axe des tufs stéphaniens plonge brutalement à l'Ouest; il jalonne le contact, des chalets Bouillants au Nord jusqu'au synclinal médian déjà décrit avec le socle; il se relève en profondeur pour constituer le cœur d'un anticlinal redoublé, déversé vers l'Ouest, et affleure dans les charnières de part et d'autre de la langue herbeuse qui, du vallon de Techette, s'abaisse vers la vallée des Villards entre les abrupts de calcaires.

Le flanc inverse de cet anticlinal comporte des calcschistes du Lias moyen et les schistes à Posidonomyes des Fraîches. Les schistes à Posidonomyes, directement ou par l'intermédiaire des dolomies bréchiques du Trias, reposent sur des calcaires du Lias inférieur. Cet écaillage, parallèle, au Nord, à la vallée des Villards, s'infléchit au niveau des Fraîches pour prendre la direction N-S. On le retrouve au Sud près de la zone d'envoyage du noyau cristallin. La coupe de la route de la Croix de Fer au col du Glandon montre, en effet, d'Est en Ouest, la succession suivante : des cargneules redressées au contact des tufs stéphaniens, des calcaires affleurant dans le lit du ruisseau de Longe-Combe, puis, dans une niche d'arrachement, des calcschistes et enfin des schistes à Posidonomyes. Malgré les éboulis, et la terre qui recouvre le reste de la coupe, il est possible de retrouver les brèches dolomitiques marquant la discontinuité; elle est soulignée par une petite esquille de cristallin, emballée dans le Lias. L'envoyage de l'axe cristallin est donc beaucoup moins calme que celui de l'axe houiller. L'idée d'un passage en coupole sous la couverture naît essentiellement de l'aspect régulier qu'a donné l'érosion glaciaire aux schistes cristallins. Elle ne résiste pas à un examen plus attentif du terrain qui montre que les accidents longitudinaux ouverts, colmatés par les lambeaux triasiques pincés, sont des joints selon lesquels ont joué, plus ou moins, des compartiments en écailles du noyau cristallin. L'esquille de micaschistes prise dans le Lias au niveau de l'écaillage de la couverture montre, d'autre part, que celui-ci est directement lié à l'écaillage du socle.

#### 6) Le bord occidental du noyau cristallin.

A l'Ouest du noyau cristallin et de l'écaillage des Fraîches, calcaires et calcschistes s'organisent en synclinal, dont l'axe est occupé par la bande des schistes à Posidonomyes qui suit le cours

supérieur du ruisseau de Glandon et se termine en pointe au niveau des chalets de Sous-le-Col-d'en-Haut. A cet endroit, les calcschistes, redressés, sont en contact direct avec le cristallin des Aiguilles de l'Argentière, qui recoupe obliquement le synclinal au NW; un lambeau de dolomies triasiques, recristallisées, coincées contre le cristallin à la cote 1 900, est ici le seul témoin des terrains de couverture sous-jacents.

Le ruisseau Buyant, à l'Ouest des chalets de Cugnet, permet d'observer, sous les éboulis, le contact entre le cristallin et les calcschistes et le passage de ceux-ci aux calcaires du Lias inférieur.

Sur la rive gauche de l'Eau d'Olle, une grande faille, visible près du Grand Maison et dans le ravin de la Cochette, met en contact direct les calcaires et le cristallin du massif des Sept-Laux. Au col du Sabot, enfin, ce contact a lieu par l'intermédiaire de cargneules triasiques.

Les rapports de la couverture avec le bord Ouest du noyau cristallin des Grandes-Rousses paraissent être beaucoup plus normaux. L'observation du contact est gênée par les éboulis et les glaciers rocheux du chalet de Montfroid et de la cabane de la Lauze; mais, au Sud des chalets de Plan du Suel et à la cote 2 330 de l'arête dominant au Nord-Est la cabane de la Petite Cochette, on voit le Trias s'intercaler verticalement entre le cristallin et le Lias. Dans l'intervalle, des entonnoirs de dissolution permettent de supposer que le Trias jalonne toute l'étendue du contact. A l'Est de la cabane de la Petite Cochette, les ravinements découvrent dans le Lias le cœur triasique d'un anticlinal N-S. Le massif liasique des Aiguillettes, où commence le synclinal de Vaujany, est composé uniquement de calcaires liasiques, repliés sur eux-mêmes de façon très serrée, sans que cela corresponde à aucune structure profonde. Au contraire, sur le replat du col du Couard, le Trias est posé à plat sur la granulite. Les seuls accidents, d'ailleurs spectaculaires, s'observent à la base des versants abrupts de la Cochette, où le Trias cicatrise des fractures ouvertes dans le cristallin sans rien perdre de sa plasticité.

### III. OROGENESE

L'ensemble des observations sur l'agencement de la couverture et du socle permet d'envisager deux phases successives de mouvements alpins. La première est à l'origine du *plissement* de la couverture autochtone et de l'*écaillage* du socle, la deuxième détermine le *soulèvement* final du vieux massif et le *redressement* consécutif de sa couverture.

### A) Les premiers mouvements.

A l'Est des Grandes-Rousses, la couverture autochtone forme un grand synclinorium déversé vers l'Ouest et chevauché par la zone ultra-dauphinoise au niveau des gypses du Mont Charvin. Près du contact avec le bord Est du massif, les directions s'alignent sur des arcs à grand rayon de courbure, et l'écaille cristalline fragmentée de la Valette est exactement réajustée à une de ces directions. Ceci établit l'antériorité de l'écaillage du socle sur le plissement général de la couverture, ou plutôt le synchronisme des deux phénomènes qui ne sauraient être dissociés dans cette zone de contact.

L'étude du cristallin et du Houiller montre que les écaillages se sont calqués sur d'anciennes directions en faisant rejouer de vieux joints hercyniens, en particulier les bordures des synclinaux houillers. Le contact entre le synclinal houiller oriental et le noyau cristallin est le plus caractéristique à cet égard. Il est jalonné par tout un système d'écailles superposées de cristallin et de Houiller, entre lesquels sont coincés les terrains mésozoïques du synclinal médian. La *nature même du socle* joue un rôle important dans la *répartition* des écaillages; le noyau cristallin, constitué presque uniquement au Nord de micaschistes redressés, est haché à l'extrême, alors que la masse granitique qui borde des schistes cristallins à l'Ouest paraît avoir joué en bloc. De la même manière, le noyau stéphanien, avec son armature rigide de conglomerats et de laves, est fragmenté en compartiments massifs.

Il semble bien, enfin, que l'adaptation du socle aux poussées alpines ne se soit pas traduite seulement par son *écaillage* longitudinal, mais aussi par les décrochements transverses qui déterminent son *gauchissement*. La couverture plastique s'est adaptée à son socle en restant étroitement moulée sur lui par ses niveaux triasiques; posé à plat sur le plateau granitique du col du Couard, le Trias épouse en anticlinal le noyau stéphanien bombé et l'amygdale houillère axiale du synclinal médian, ou cicatrise en synclinal les jointures ouvertes entre les écailles. Les poussées Est-Ouest, qui sont à l'origine du plissement général de la couverture en même temps que l'écaillage de son socle, interfèrent avec les contraintes liées à cet écaillage pour déterminer dans la masse de la couverture un ensemble d'accidents locaux : laminages, décollements, écaillages et plissements disharmoniques.

Le *laminage* des calcaires du Lias inférieur dans l'axe du noyau stéphanien est un des effets de cette interférence. En même temps, le Lias s'est probablement décollé du substratum au niveau

des cargneules et des argilites triasiques, et cette masse calcaire s'est effondrée dans le joint hercynien, rouvert entre le noyau cristallin et le noyau houiller.

*L'écaillage de la couverture* dans le prolongement du noyau cristallin s'explique également par une coordination de ces deux forces; il prolonge le bord oriental du synclinal médian et correspond à la répercussion dans la masse de la couverture de l'accident qui, en profondeur, oppose celle-ci au cristallin. La continuité de l'écaillage bien au delà de l'ennoyage du noyau cristallin des Grandes-Rousses, ainsi que l'orientation nouvelle, parallèle à la bordure orientale des Aiguilles de l'Argentière, qu'il prend à partir des Fraïches, sont déterminées par le soulèvement du massif des Sept-Laux.

*Le plissement disharmonique* de la masse du Lias, prise entre les Grandes-Rousses et le massif des Sept-Laux, s'est probablement amorcé pendant cette première phase, mais, de façon générale, tous ces accidents de couverture ont évolué et pris leur allure actuelle au moment de la surrection finale des massifs anciens.

## B) Les mouvements tardifs.

*La surrection du socle* dans le sens Nord-Sud est parfaitement sensible au col de Bellard (fig. 1) d'où l'on voit également le synclinal médian prendre de l'altitude avec le noyau cristallin et le noyau houiller. Les lambeaux triasiques, pincés ou posés sur le socle, marquent le même soulèvement. Par ailleurs, le Houiller recoupe, au col de la Valette, les directions de la couverture soulignées par l'écharde fragmentée de gneiss. Il est donc bien évident que ce soulèvement du socle est postérieur au plissement de la couverture et à l'écaillage du socle; il n'a d'ailleurs pas modifié très profondément les structures nées des premiers mouvements, qu'il a simplement basculées vers le Nord et redressées à l'Est et à l'Ouest.

P. TERMIER (1894) interprète cette disposition comme le résultat d'une surélévation locale d'un système de plis parallèles, due à un plissement orthogonal du premier. Ceci est vrai si on considère uniquement la couverture; il est possible ainsi de placer un axe anticlinal transverse au col des Quirilies et un axe synclinal au col du Chaput. Mais, pas plus que les plis longitudinaux, ces plis transverses ne correspondent à un plissement régulier du socle en profondeur. Celui-ci s'est soulevé en compartiments séparés par les accidents transverses qui avaient permis, pendant les premiers mouvements, le gauchissement général du socle. Certaines de ces

failles, assez importantes pour que leur rejet ne soit pas amorti dans la couverture, semblent s'opposer au mouvement général en abaissant le compartiment Sud. C'est le cas de la faille qui correspond au col coté 2 535 au NE du Grand Lac, et de celles qui abaissent les tufs rhyolitiques au niveau du col de la Croix de Fer; elles représentent probablement des joints de basculement entre deux blocs soulevés, ou des accidents à rejet compensateur.

La structure n'est pas uniforme pour l'ensemble du socle : le noyau houiller s'abaisse au Nord moins brutalement que le noyau hercynien et a, sans doute, été porté moins haut. Entre les deux masses, l'ancien joint hercynien, devenu synclinal médian, a permis le *cisaillement*. La position structurale de chacun des deux noyaux explique leur comportement particulier vis-à-vis d'un même effort tectonique. Le cristallin des Grandes-Rousses vient buter au Nord contre le massif des Sept-Laux qui fait partie d'une autre unité, la chaîne de Belledonne, également en surrection; il en est séparé par un grand accident, incliné vers le SE et dont la direction SW-NE recoupe sa structure et son allongement. Le noyau hercynien, au contraire, s'avance vers le Nord, s'enselle au niveau du col du Chaput et se prolonge, vraisemblablement, par le synclinal houiller de l'Est du massif du Grand Châtelard. Le soulèvement de Belledonne s'est toutefois répercuté dans l'axe stéphanien par le rejeu latéral des accidents transverses qui hachent l'ensemble des deux noyaux, et a ainsi accentué le gauchissement du socle amorcé par les premiers mouvements.

A l'Est des Grandes-Rousses, la couverture n'a pas suivi le socle dans son ascension; le Houiller recoupe, en effet, les directions du Lias et ses différents niveaux; le Trias, porté dans le synclinal médian à 2 600 m au niveau du Grand Lac, se trouve, à l'Est, près des chalets de la Gardette, à 1 900 m, soit sensiblement à la même altitude que dans la boutonnière du ravin de Téchette. La surrection du socle s'est essentiellement manifestée dans la grande masse de la couverture par un *redressement* des couches associé à un *laminage* intense. Dans l'axe du massif, la couverture a été soulevée avec lui. L'écaillage des Fraïches, amorcé par les premiers mouvements dans le prolongement du noyau cristallin, s'accroît par l'approfondissement du joint hercynien entre le Houiller et le cristallin, et par le soulèvement du massif des Sept-Laux. Enfin, le serrage de la couverture entre le massif des Sept-Laux et les Grandes-Rousses se traduit par un *plissement disharmonique* intense du Lias de la zone de jointure du Glandon et des Aiguillettes.

### C) Conclusion.

En définitive, deux temps principaux peuvent être mis en évidence :

1° Un plissement général de la couverture et un écaillage du socle en profondeur ;

2° La surrection du massif ancien entraînant le redressement de la couverture.

Il n'est pas possible, en l'absence totale de Nummulitique, de fonder l'âge de ces mouvements sur des critères stratigraphiques. Toutefois, la coïncidence rigoureuse de leurs manifestations avec celles des forces orogéniques qui sont à l'origine de l'architecture des régions voisines — la Maurienne, étudiée par R. BARBIER (1948), et le Pelvoux, objet de la thèse de P. GIDON (1954) — permet de considérer ces mouvements à la lumière de la synthèse récente de L. MORET (1954) sur l'orogénèse alpine.

Les phénomènes du premier temps apparaissent alors liés à la naissance, dès la fin de l'Eocène, de l'intumescence alpine et à l'écoulement des nappes vers l'Ouest sur un substratum hercynien écaillé.

La surrection finale du socle des Grandes-Rousses amorcée déjà par son écaillage, s'intègre dans l'ascension isostatique générale des massifs cristallins externes qui compense l'effondrement de l'intumescence alpine.

Cette succession n'est pas complète; l'absence de tout témoin de la sédimentation dans l'avant-fosse dauphinoise, après le dépôt du Lias, empêche de distinguer des manifestations du paroxysme alpin ses signes avant-coureurs anté-nummulitiques.

## CONCLUSION

Les sédiments houillers, qui renferment une flore du Stéphannien A, et les laves qui leur sont associées, sont les plus anciens des niveaux datés dans les Grandes-Rousses. L'âge de la série cristallophyllienne, qu'ils ont recouverte, est totalement inconnu et il faut attendre des mesures géochronologiques pour en avoir une idée valable. Mais il est d'ores et déjà possible de se représenter la série sédimentaire originelle. Pélitique à la base, elle devient progressivement arénacée, avec des intercalations de brèches et de conglomérats qui marquent une grande instabilité tectonique et l'émergence d'une province proche sans que, toutefois, la sédimentation ait été ici interrompue. Les galets des conglomérats ne correspondent à aucune des roches du massif et sont sans doute les témoins d'une autre série métamorphique, plus ancienne encore et maintenant totalement disparue. Après cet épisode, une activité volcanique se manifeste qui détermine le dépôt de sédiments de type « graywackes » où s'intercalent des horizons de phtanites. La base de la série, alternativement arénacée et pélitique, transformée par le métamorphisme antéhouiller en gneiss, micaschistes, leptynites, conglomérats et brèches métamorphiques, correspond au groupe cristallophyllien de la Haute Sarenne. Les « graywackes » et les phtanites du sommet de la série sédimentaire donnent les micaschistes, les schistes noirs et les schistes verts du groupe du lac Elanc.

La série cristallophyllienne est enfin renversée et opposée à la série amphibolique de l'Ouest du massif. L'établissement des relations stratigraphiques entre ces deux séries pose ainsi un problème qui ne paraît pas avoir de solution dans les Grandes-Rousses. Ces relations sont, en effet, masquées par la granulite dont la mise en place paraît liée à cette phase tectonique.

Sur l'ensemble cristallin redressé s'installe, au Houiller, un système de bassins subsidents comblés par des conglomérats alternant avec des sédiments plus fins. A cette période de remplissage torrentiel succède un épisode volcanique, pendant lequel s'épanchent d'énormes coulées de trachyte associées à des projections de type plus acide. Cet ensemble est ensuite repris par les mouvements hercyniens et acquiert, dès lors, les grands traits de sa structure. Le synclinal houiller, qui s'étend sur tout le bord oriental des Grandes-Rousses et se prolonge vraisemblablement jusqu'au massif du Grand Châtelard, devait avoir, alors, une grande analogie avec

le sillon houiller du Massif Central, tel qu'il se présente actuellement.

— Nous ne pouvons avoir qu'une idée imprécise des événements qui ont eu lieu ensuite, jusqu'au dépôt du Trias. Le Permien n'existe pas dans le massif; il a, sans doute, été décapé au cours de la pénélplanation antétriasique qui a nivelé le vieux socle intégré dans la « chaîne vindélicienne » née des mouvements hercyniens posthumes.

— La mer triasique envahit ensuite le vieux socle; les arkoses de base, d'épaisseur variable et toujours très faible, ne constituent pas à proprement parler un dépôt; elles proviennent plutôt d'un remaniement sur place de la couche d'arène et de gale qui recouvrait la pénéplaine. Au Trias moyen, les dolomies se déposent sur des hauts-fonds balayés par des courants marins qui remanient les sédiments ou même les décapent. La mer régresse au Trias supérieur et un régime lagunaire s'établit, marqué par le dépôt des cagneules et des argilites.

— Au début du Lias, les Grandes-Rousses représentent le talus Ouest d'un haut-fond situé entre les îles vindéliciennes du Grand Châtelard et du plateau d'Emparis. Les faciès deviennent, à partir du Sinémurien et jus'à la fin du Lias, de plus en plus profonds et vaseux. Il n'existe pas ici de témoins plus récents de l'histoire de l'avant-fosse dauphinoise, mais elle n'a sans doute pas échappé aux mouvements embryonnaires anténummulitiques. On ne saurait affirmer que la mer nummulitique a envahi les Grandes-Rousses en même temps que l'Est du Pelvoux; il se peut aussi que le massif ait, à ce moment-là, limité la transgression à l'Ouest. En définitive, le remplissage de l'avant-fosse dauphinoise semble n'avoir jamais atteint, au niveau des Grandes-Rousses, une épaisseur comparable à celle des sédiments qui ont comblé la fosse alpine, ce qui explique sans doute le caractère sporadique du métamorphisme alpin dans cette avant-fosse.

La paroxysme alpin va donner aux Grandes-Rousses leur structure actuelle. Les différentes unités se décollent et glissent sur les flancs de l'intumescence alpine, amenant le chevauchement de la zone ultradauphinoise sur la zone dauphinoise qui, elle-même, s'écaille localement en même temps que le socle hercynien. Celui-ci est enfin soulevé avec l'ensemble des massifs cristallins externes par les forces isostatiques qui compensent l'effondrement de l'intumescence alpine. La couverture est redressée et acquiert son style uniformément isoclinal.

En même temps commence l'érosion.

## BIBLIOGRAPHIE

- AUNIORD (M.) (1952). — Etude sur la brèche andésitique du Cantal (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. L, n° 237, p. 182-190).
- BARBIER (R.) (1944). — Sur l'existence d'un « dôme » émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Chatelard (*C.R. Somm. S.G.F.*, p. 38).
- (1948). — Les zones ultradauphinoises et sub-briançonnaises entre l'Arc et l'Isère (*Mém. expl. Carte Géol. Fr.*).
- (1956). — Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux (*C.R. Somm. S.G.F.*, p. 49).
- BELLAIR (P.) (1942). — La bordure occidentale du massif du Pelvoux. Feuille de St-Christophe-en-Oisans au 1/50 000<sup>e</sup> (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLIII, n° 211).
- BELLET (J.) (1933). — Note sur la flore stéphanienne du Houiller des Grandes-Rousses (*A.F.A.S.*, C.R. Congrès Chambéry, p. 229).
- BERTRAND (M.) (1892). — Continuité des plissements dans le Bassin de Paris (*B.S.G.F.*, t. XX).
- BORDET (P.) et CORSIN (P.) (1951). — Flore stéphanienne dans le massif des Grandes-Rousses (*C.R. Somm. S.G.F.*, p. 73).
- CAROZZI (A.) (1953). — Pétrographie des roches sédimentaires (Rouge F., Lausanne, p. 47).
- DAUSSE (P.) (1835). — Sur la forme et la constitution de la Chaîne des Grandes-Rousses (*Mém. Soc. Géol. Fr.*, 1<sup>re</sup> série, t. II, n° 6).
- DEBELMAS (J.) (1952). — Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent au Sud de Briançon, près de l'Argentière (Hautes-Alpes) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXX).
- DIDIER (J.) (1954). — Le Bassin houiller de Brassac et ses bordures cristallines (*D.E.S.*, Clermont).
- FABRE (J.), FEYS (R.), GREBER (C.) (1950). — Rapports B.R.G.G.M., A.241.
- GIDON (P.) (1954). — Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXXI).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise (2<sup>e</sup> éd., Masson, Paris).
- GIRAUD (P.) (1952). — Les terrains métamorphiques du massif des Grandes-Rousses (*B.S.G.F.*, 6<sup>e</sup> série, T. II).
- GUEYMARD (E.) (1844). — Statistique générale du département de l'Isère.
- HARKER (A.) (1932). — *Métamorphism. Nethuen S. Co. London*, p. 179.
- HEINRICH (E. W.) (1956). — *Microscopie Petrography* (Mc Grow Hill, Book CO., New York).
- JEAMBRUN (M.) (1957). — Etude géologique des terrains cristallins à l'Ouest de Rochechouart (H.-V.) (*D.G.P.*, Clermont).
- JUNG (J.) et ROQUES (M.) (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes (*B.S.G.F.*, 235, p. 62).
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) (1904-1908 et 1912). — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (*Mém. Expl. Carte géol. Fr.*).

- LAMEYRE (J.) (1957). — Le complexe volcanique de la partie Nord du synclinal hercynien oriental du massif des Grandes-Rousses (*C.R. Somm. S.G.F.*, 9, p. 157).
- LAPADU-HARGUES (1949). — Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme (*B.S.G.F.*, 5<sup>e</sup> série, t. XIX).
- LETOURNEUR (J.) (1953). — Le grand Sillon houiller du Plateau Central français (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* t. LI, n° 238, p. 221).
- LAUNAY (L. de) (1900-1901). — Etude des roches éruptives carbonifères de la Creuse (*Ibid.*, t. XIII, n° 83, p. 51-97).
- LORY (Ch.) (1860-1861 et 1864). Description géologique du Dauphiné (*Bull. Soc. statist. Isère*, t. V, VI et VII).
- 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, p. 288).
- (1954). — Contribution à l'histoire zonéographique des schistes cristallins de la zone du Piémont. Paléozonéographie des massifs cristallins internes (*Trav. Laboratoire Géologie Grenoble*, t. XXXII).
- MORET (L.) (1954). — Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises (*Travaux Lab. Géologie Grenoble*, t. XXXI, p. 203-241).
- NIGGLI (P.) (1923). — Gesteins und Mineral provinzen (Borntraeger, Berlin).
- RAVIER (J.) (1957). — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées (Thèse, Paris).
- ROQUES (M.) (1941). — Les schistes cristallins de la partie Sud du Massif Central français (*Mém. Expl. Carte Géol. Fr.*).
- TERMIER (P.) (1894). — Le massif des Grandes-Rousses (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. IV, p. 169-286).
- (1897). — Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région de Pelvoux (*C.R.A.S.*, 124, p. 633-636).
- (1898). — Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux (*B.S.G.F.* [3], 26, p. 165-192).
- (1900). — Sur les 3 séries cristallophylliennes des Alpes occidentales (*C.R.A.S.*, 133, p. 964-966).
- (1903). — C. R. Congrès Intern. Vienne, p. 571-586.
- TISSOT (B.) (1954). — Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (*Trav. Lab. Géologie Grenoble*, t. XXXII, p. 111-194).
- WILLIAM (M.), TURNER (F.), GILBERT (C.) (1955). — Petrography. W. H. Fremann and C<sup>o</sup>, San Francisco.