

<b>Zeitschrift:</b>	Archives des sciences [1948-1980]
<b>Herausgeber:</b>	Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
<b>Band:</b>	20 (1967)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Étude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie, France)
<b>Autor:</b>	Laurent, Roger
<b>Kapitel:</b>	2: Sédiments d'âge Paléozoïque supérieur
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-739387">https://doi.org/10.5169/seals-739387</a>

### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 23.12.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## *DEUXIÈME PARTIE*

### SÉDIMENTS D'AGE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Ces dépôts continentaux reposent en discordance sur le socle cristallin (gneiss et granites) en dessous des grès-quartzites blanchâtres du Trias inférieur (Werfénien) — transgressifs et probablement marins (AMBERGER, 1960) — de la couverture autochtone des Aiguilles-Rouges.

Je les groupe en deux complexes:

- 1<sup>o</sup> Le Carbonifère supérieur
- 2<sup>o</sup> Le manteau permo-triasique.

#### CHAPITRE 6

### LE CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR (HOUILLER)

#### 1. GÉNÉRALITÉS

Il s'agit de séries continentales lacustres déposées dans les dépressions tectoniques d'une région émergée en voie d'érosion. Liées aux massifs cristallins, elles constituent la longue « zone houillère externe » des Alpes. La phase ségalaunienne (LUGEON, 1911), d'âge westphalien — phase majeure de l'orogenèse hercynienne — sépare le dépôt de ces premières séries fossilifères de la formation du socle cristallin induré, soulevé et érodé.

Le Carbonifère supérieur occupe une surface importante dans l'extrême méridionale des Aiguilles-Rouges, ce qui m'a permis de distinguer (LAURENT, 1965), d'après leurs faciès de sédimentation et leurs caractéristiques tectoniques, deux formations bien différentes:

- La « formation finement détritique » (Westphalien D-Stéphanien inf.)  
La « formation grossièrement détritique » (Stéphanien sup. ?).

Je n'ai jamais observé de passage latéral entre ces deux formations; leurs contacts sont tectoniques.

2. LA «FORMATION FINEMENT DÉTRITIQUE»  
(Westphalien D-Stéphanien inf.)

**A. Types de gisement.**

La « formation finement détritique » se répartit en deux grands types de gisement:

1. « Racines »
2. « Ecailles ».

a) *Les « racines ».*

Les racines sont constituées d'une série isoclinale profondément pincée et correspondent toutes à un accident majeur, plus ancien, du socle. Le long de ces contacts cimentés par de la silice, les roches mylonitiques et les schistes carbonifères sont mélangés sur quelques décimètres de sorte qu'on observe un passage progressif apparent et une pseudo-concordance entre le cristallin et le Carbonifère.

**STRUCTURES.** — Toutes les traces de litage ou de stratification primaires sont généralement oblitérées par une schistosité mécanique fortement exprimée (ardoises à clivage mécanique schisteux). Des diaclases alpines, en moyenne de direction E-W, inclinées perpendiculairement au pendage de la schistosité, recoupent un jeu de diaclases silicifiées, N-S, d'âge vraisemblablement hercynien tardif. L'étirement des structures, perpendiculairement à la schistosité (c'est-à-dire perpendiculairement à la direction de compression) a provoqué le boudinage des niveaux résistants (bancs gréseux, filonnets de quartz, etc.) et l'allongement des lentilles d'anthracite en chapelets discontinus (de même, les pinnules des plantes fossiles sont étirées longitudinalement).

**SITUATION.** — L'extrémité méridionale des Aiguilles-Rouges comprend cinq racines, qui sont d'E en W :

1. *Racine de Coupeau-Rochy-Moède.*

Direction N-S, longueur 8,8 km, largeur 1000 m (Moède) à 150 m (Haute-Diosaz). Cette racine suit la limite tectonique entre les deux séries cristallophylliennes de « Prarion-Pormenaz » et des « Aiguillettes ».

Les quatre racines suivantes sont situées dans des accidents tectoniques de la « série de Prarion-Pormenaz » :

2. *Racine de Coupeau-le Mont.*

Direction NNW-SSE, longueur 5,6 km, largeur 300 m (Coupeau) à 70 m (Basse-Diosaz). Elle se réunit au SE avec la « racine de Coupeau-Rochy-Moède ».

3. *Racine de Servoz.*

Direction NNW-SSE, longueur 5,2 km, largeur 300 m (Servoz) à 0 m (en surface, dans les parois sur rive droite des gorges de l'Arve).

4. *Racine des gorges de l'Arve.*

Direction NNW-SSE, longueur 4 km, largeur 180 m (au sud des gorges) à 0 m (en surface, au nord des gorges). L'Arve suit exactement l'axe de cet accident qui lui a permis, selon toute évidence, de franchir ici les Aiguilles-Rouges.

5. *Racine de Charousse-le-Lac.*

Direction NNW-SSE, longueur 3,2 km, largeur 400 m (à l'E de Vaudagne) à 200 m, à Charousse (extrémité sud) et au lac (extrémité nord). La lame cristallophyllienne de Vaudagne s'insère le long de sa bordure ouest.

Ces cinq racines, qui disparaissent au N sous la « nappe de Morcles », sont brutalement tranchées au S par l'accident de la « zone de Chamonix ».

b) *Les « écailles ».*

Les écailles sont des lames détachées de leur racine et constituées d'une série carbonifère isoclinale; elles peuvent reposer en discordance sur le socle cristallin, sur une racine ou encore sur une autre écaille préalablement mise en place.

**STRUCTURES.** — Toutes les structures des racines se retrouvent, de plus se développe une linéation bien marquée surtout dans les ardoises de la base des écailles: déformation, dont l'amplitude décroît dans le sens E-W du déplacement. Cette architecture laminaire rend bien compte des mouvements subis. Les écailles semblent s'être moulées contre le môle cristallin de Prarion - Tête-Noire; en venant buter contre cet obstacle, elles l'ont partiellement surmonté et débordé au N et au S tout en se déformant. La carte ci-jointe montre qu'au N leurs directions sont approximativement NW-SE, au sud NE-SW.

**SITUATION.** — J'ai distingué trois grandes écailles, localisées toutes trois sur le flanc est du Prarion et de Tête-Noire. Plaquées, avec une inclinaison moyenne de 30°, sur le socle cristallin de ces massifs, elles s'empilent les unes sur les autres, d'W en E:

1. *L'écaille inférieure.*

est représentée par les séries constituant la superstructure de Tête-Noire et les lambeaux épars le long de la ligne de crête du Prarion jusqu'au torrent de Bionnassay. Longueur 8 km environ, épaisseur maximum 500 m (au-dessus de Chedde).

2. *L'écaille médiane.*

comprend les séries situées entre Mont-Coutant et le Châtelard; longueur apparente 6 km environ, épaisseur maximum 300 m.

3. *L'écaille supérieure.*

est représentée par les séries du petit chaînon des Gures et se poursuit jusqu'au-dessus de Vaudagne, où elle tend à recouvrir le flanc ouest de la

« racine de Charousse-le Lac ». Longueur environ 5 km, épaisseur maximum 200 m (Les Gures).

L'étude de ces trois écailles ne peut se faire complètement que sur le flanc N et E de Tête-Noire; plus au sud, le long du flanc E du Prarion, l'érosion n'a laissé subsister que des placages de faible épaisseur, sous lesquels apparaissent souvent les gneiss du socle. D'autre part, les affleurements carbonifères discontinus ne permettent plus de corrélations certaines (voir carte ci-jointe).

Sur la montagne de Tête-Noire, il est possible de suivre facilement la trace des plans de chevauchement. Celui qui sépare l'« écaille inférieure » de l'« écaille médiane » a donné naissance à une vaste combe morphologique continue et humide, dans laquelle on trouve un chapelet de hameaux. Le plan de chevauchement part d'en dessus de l'usine de Chedde en direction SE, passe par les Brions - Mont-Coutant - Mont-Borrel, puis tourne pour devenir sensiblement N-S et se diriger vers les Bouchards (à l'est de Vaudagne); de là sa trace se perd dans les éboulis descendant du Prarion.

Le plan de chevauchement entre l'écaille médiane et l'écaille supérieure est tout aussi bien marqué topographiquement; il correspond, en effet, au vallon fortement encaissé du Châtelard (ancien cours de l'Arve). Sa trace part du virage extrême NW de la « route blanche », 600 m au nord de l'usine de Chedde et où l'on observe le contact direct entre les deux écailles, suit l'axe NW-SE du vallon du Châtelard jusqu'au hameau de la Véna. De là, il tourne, devient N-S et sa trace se perd un peu au-dessus de Vaudagne.

La troisième écaille (c'est-à-dire l'écaille supérieure par ordre d'empilement, mais en fait la plus basse topographiquement) est limitée au N et à l'E par le cours actuel de l'Arve, qui la contourne.

**ORIGINE.** Il est probable que les trois écailles, définies ci-dessus, se rattachent aux trois racines médiennes de direction NNW-SSE. L'écaille inférieure proviendrait de la racine des « gorges de l'Arve », la médiane de la « racine de Servoz », et la supérieure de celle de « Coupeau-Le Mont ». Ces relations, fondées sur des raisons géométriques, semblent confirmées par le fait que les trois racines en question sont plus étroites que les autres, leurs lèvres étant même fréquemment jointives dans les parties centrales.

La translation — d'est en ouest — subie par ces écailles est au maximum de l'ordre de 3 à 5 kilomètres, ceci en tenant compte d'un rétrécissement évalué à deux kilomètres (dû tant à la compression des sédiments qu'au départ des écailles).

### c) *Processus de formation des racines et des écailles.*

1<sup>o</sup> Des mouvements verticaux amorcent le processus tectonique conduisant à la formation des racines et des écailles; en rajeunissant le relief, ils provoquent le comblement des bassins par une sédimentation plus grossière (grès).

2<sup>o</sup> L'enfouissement des sédiments le long des grandes cassures béantes du socle (rouvertes par les mouvements verticaux précédents) a lieu au cours d'une phase de détente qui est bientôt suivie

3<sup>o</sup> d'une phase orogénique de contrainte. Les sédiments enfouis et comprimés sont dynamométamorphisés (transformation des séries argileuses en ardoises; une partie de la grande masse des sédiments fins, plus plastiques, tend progressivement à s'échapper de l'eau (formation d'une écaille, qui se met en place en glissant d'E en W jusqu'au premier obstacle rencontré), tandis que les horizons conglomératiques et gréseux — de la base et du sommet de la série — restent pris et cicatrisent l'accident.

**AGE DE LA MISE EN PLACE.** — Aucun terrain d'âge postérieur au Stéphanien inférieur n'est pincé dans les « racines »; au contraire, tous reposent en discordance (« formation carbonifère grossièrement détritique », Permo-Trias, etc.). L'âge de ce plissement est donc Stéphanien moyen; je l'appellerai « phase de Pormenaz I ».

#### B. *Lithologie et pétrographie.*

Cette formation est constituée principalement d'une épaisse série d'anciennes argilites lacustres ou fluviatiles, bien classées, mais à distribution irrégulière, passant latéralement à des sédiments plus gréseux. La couleur noire de cette formation est due à l'abondance des pigments anthraciteux dont la présence dans un sédiment de ce type fait penser à des conditions climatiques tempérées. Cet ensemble monotone comprend cinq types lithologiques principaux:

1. Schistes sombres gréseux et ardoisiers
2. Schistes verts satinés
3. Conglomérats à dragées de quartz
4. Grès fins anthraciteux, psammites et grès microconglomératiques
5. Anthracite.

##### a) *Les schistes sombres gréseux et ardoisiers.*

Ces roches, constituées par un empilement de minces feuillets d'un clivage facile, sont de couleur bleu-noir ou grise à l'altération. Certaines variétés riches en séricite prennent un aspect cendré ou satiné. Cette série, épaisse de plusieurs centaines de mètres, comprend toutes les variétés de passage des grès anthraciteux aux schistes argileux. La richesse en anthracite semble croître de la base au sommet. Examinés à la loupe, ces schistes montrent fréquemment une structure rubanée, due à une alternance de fines passées, tour à tour claires et riches en quartz, séricite, phengite ou foncées avec anthracite, chlorite et matériel argileux.

##### *Pétrographie.*

Au microscope, leur structure est toujours grano-lépidoblastique. Le fond de la roche est formé d'un feutrage de minéraux phylliteux, orientés parallèlement, en

lamelles imbriquées (séricite, chlorite, phengite, plus rarement biotite), sur lequel se détachent de très nombreux grains clastiques de quartz ainsi que des minéraux opaques (pyrite, limonite, magnétite, ilménite); le tout est cimenté par de la matière amorphe quasi-isotrope, siliceuse et argileuse à pigments disséminés d'anthracite.

Les feldspaths potassiques sont rares (microcline, perthite); en revanche, les plagioclases (albite-oligoclase) souvent damouritisés sont fréquents; ils restent néanmoins largement subordonnés aux phyllites et au quartz. Les minéraux lourds détritiques communs sont le zircon, le sphène, l'apatite, la tourmaline et le rutile; l'épidote, la zoïsite, la hornblende et le grenat sont accidentels. Les minéraux phylliteux les plus caractéristiques (déterminés aux rayons X) sont la chlorite et le mica blanc d'aspect séricistique. Illite, kaolinite et muscovite s.s. sont plus rares.

#### *Recristallisation et métamorphisme.*

Ces schistes sont des roches métamorphiques; ils ont en effet subi des pressions anormalement élevées, qui les ont transformés en ardoises. Leur schistosité s'accompagne d'une importante recristallisation avec développement parallèle de minéraux de néoformation.

Le quartz a largement recristallisé; ses bordures d'accroissement sont irrégulières et floues, fréquemment mêlées à de la séricite. Il tend à constituer de minces lits à petites plages jointives ou séparées par de la chlorite ou des produits de décomposition

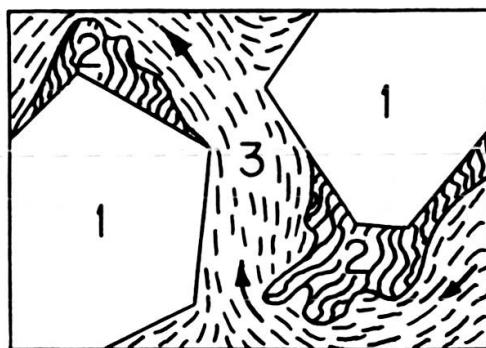


Fig. 9.

Figure de « pressure-shadows »; les flèches indiquent le sens de circulation des solutions dans la roche  
(1. Pyrite; 2. Quartz en « pressure-shadows; 3. Phyllites»).

qu'il a repoussés lors de son accroissement (oxydes de fer, leucoxène...). Souvent il a recristallisé en petites lentilles pegmatitiques — allongées dans le plan de schistosité — dont les plages montrent de belles extinctions roulantes d'origine cataclastique. Enfin, au contact des gros grains de pyrite, le quartz apparaît en « pressure-shadows »; cette figure semble indiquer ici le sens de la circulation des solutions dans la roche et elle est soulignée par la disposition fluidale des minéraux phylliteux (fig. 9):

Une partie des micas est détritique. C'est le cas notamment des lamelles déformées de biotite souvent chloritisée. Au cours de ce processus, elles sont devenues incolores et ont libéré des amas de fines aiguilles de rutile sagénitique ainsi que des oxydes de fer et du leucoxène. Mais les micas blancs sont en général de néoformation; ils se sont, en effet, développés dans le plan de la schistosité qu'ils soulignent. A côté des fines paillettes de séricite, de longues lamelles de phengite, à terminaisons palmées, se sont accrues jusqu'à enfermer de nombreuses inclusions de quartz, acquérant ainsi un habitus poeciloblastique caractéristique; de plus, leur bordure est parfois soulignée par un liseré sombre de produits d'altération. D'autre part, j'ai fréquemment observé un enrichissement important en micas blancs à proximité du contact avec les schistes cristallins. A part la chlorite provenant de la rétromorphose de la biotite, il existe une chlorite hydrothermale qui se développe en remplissage de fissures et affecte parfois une disposition en rosettes.

Parmi les plagioclases, on distingue deux populations. La première, nettement détritique, est la plus abondante; elle est formée de plagioclases (jusqu'à 25 % An) à bords corrodés et surface altérée. La seconde, que je n'ai pu mettre nettement en évidence que dans la partie profonde de la « racine de Coupeau-Rochy-Moëde » traversée par la galerie E.D.F. (échantillons G 37 et G 41), paraît secondaire. Elle est constituée d'albites presque pures en individus idiomorphes frais (non maclés ou à macles de l'albite). Par contre, je n'ai jamais observé de néoformation d'albite dans les roches provenant des écailles. Ce qui, en d'autres termes, signifie qu'une part importante de l'évolution pétrographique de ces roches est postérieure au plissement de la « formation finement détritique ». Cette albitisation peut être partiellement contemporaine de celle qu'a signalée AMBERGER (1960) dans les niveaux de base de la klippe mésozoïque de Pormenaz.

#### *Faciès de métamorphisme.*

La recristallisation de ces anciennes argilites gréseuses est très poussée. Localement, il est possible de parler d'un vrai métamorphisme. La kaolinite éventuelle a été complètement transformée en hydromica (séricite), et les illites en phengite. Dans les parties les plus profondes (racines), l'apparition d'albite donne aux schistes l'assemblage minéralogique « quartz-chlorite-phengite-albite » caractéristique de la partie supérieure de l'épizone.

#### *Déformations et phénomènes secondaires.*

De nombreuses déformations postschisteuses se rencontrent dans ces faciès, avec dysharmonie prononcée entre les lits phylliteux fortement replissés (réorientation optique des micas qui prennent une extinction roulante et parallèle en chaque point des lamelles) et les lits quartzeux intacts ou en plis plus amples, souvent anastomosés ou brisés par de petites fissures à faible rejet. Il est probable que ces déformations datent du stade final du plissement de cette formation. En effet, ces structures sont

parfois recoupées par une faible schistosité de surimpression, oblique à la schistosité principale, et marquée par l'alignement de quelques paillettes de mica blanc. Cette schistosité secondaire peut être attribuée au plissement alpin.

A proximité des grands accidents tectoniques, il y a fréquemment altération des roches — par hydrolyse des micas notamment — et formation d'agrégats siliceux et ferrugineux. De plus, les roches s'imprègnent de carbonates sur de grands espaces; il y a alors calcitisation, ou plus fréquemment dolomitisation de ces assises. Les schistes à grain fin résistent d'ailleurs mieux à cette imprégnation que les roches plus grossièrement détritiques. Ces phénomènes sont probablement liés à la rubéfaction permienne et aux rubéfactions ultérieures (Eocène, par exemple) et dans une moindre mesure à l'altération récente (Tertiaire terminal et Quaternaire).

b) *Les schistes verts satinés.*

Ces schistes représentent une variété de schistes ardoisiers riche en chlorite et relativement pauvre en quartz. Ils sont à grain fin, de couleur gris verdâtre à reflets satinés. A la loupe on voit de petits lits chloriteux alternant avec de minces intercalations phylliteuses jaune-beige. Ils peuvent localement s'enrichir en sulfures (pyrite) et oxydes de fer. De plus, ils contiennent fréquemment des lentilles de quartz d'exsudation. Intercalés dans les schistes ardoisiers, ils n'ont en général pas plus de quelques mètres d'épaisseur.

Leur intérêt réside dans leur richesse en chlorite; quelle en est l'origine ? Il s'agit peut-être d'anciens niveaux à débris volcaniques fins, ferro-magnésiens, complètement altérés après leur sédimentation. On aurait là éventuellement les vestiges de produits volcaniques érodés au Carbonifère supérieur.

---

*Pétrographie.*

Schistes à structure finement granolépidoblastique (échantillon 9/71065), trame de chlorite avec un peu de séricite enfermant des grains recristallisés de quartz, des minéraux opaques (pyrite, limonite, magnétite, ilménite) et quelques feldspaths altérés indéterminables.

Il est intéressant de noter que P. GIRAUD (1952) a décrit des tufs orthophyriques, présentant la même apparence de schistes chloriteux, liés aux coulées de dacites et trachytes (J. LAMEYRE, 1958) intercalées dans le Carbonifère des Grandes-Rousses.

c) *Les conglomérats à « dragées » de quartz.*

Ce sont des conglomérats à petits éléments polygéniques dispersés dans une pâte abondante, schisto-gréseuse, de composition absolument analogue à celle des schistes sombres, gréseux et ardoisiers précédemment décrits.

Ils représentent généralement la base de la « formation finement détritique » et sont le plus souvent en contact direct avec le cristallin. On ne les trouve que dans les « racines », où ils sont restés pris. Bien que leur épaisseur soit très variable (de

1 m à quelques dizaines de mètres, au SW de Coupeau, par exemple), ils constituent pratiquement un bon niveau repère.

Ces niveaux conglomératiques présentent localement une forte concentration de petits galets de quartz limpide. Les « dragées », d'un diamètre variant entre 0,5 et 3 cm environ, sont soigneusement roulées et leur surface est bien polie. Leurs formes usées et leurs dimensions généralement petites parlent en faveur d'une origine assez lointaine. Elles pourraient cependant provenir de la gangue quartzeuse des filons de la région. A leur côté apparaissent, en petit nombre, quelques galets de roches cristallines, dont la dimension moyenne est de 4 cm environ et n'excède, en général, pas 15 cm pour les plus grands. J'ai relevé la présence des éléments suivants :

- Gneiss verts variés, chloriteux (massifs, zonés, lités...)
- Gneiss micacés, lités et rubanés
- Gneiss fins mylonitiques
- Gneiss leucogranitiques
- Leptynites
- Schistes noirs quartzeux.

Cet inventaire montre :

- 1<sup>o</sup> que toutes les grandes séries cristallophylliennes étaient alors en proie à l'érosion et que leur métamorphisme est antérieur au Carbonifère supérieur;
- 2<sup>o</sup> que le matériel, qui est hétérogène, provenait de sources variées;
- 3<sup>o</sup> que les granites n'étaient pas encore érodés.

Ces galets ont parfois été légèrement écrasés ou brisés en deux fragments; leur grand axe est orienté dans le plan de la schistosité.

#### d) *Grès fins anthraciteux, psammites et grès microconglomératiques.*

Assez rarement des niveaux gréseux s'intercalent dans l'épaisse série schisteuse, mais la plupart des grès viennent au sommet de la « formation finement détritique ». Cette dernière phase sédimentaire, caractéristique d'un comblement de bassin, correspond certainement à un rajeunissement du relief environnant qui marque la fin d'une période de stabilité. Ce rajeunissement a été provoqué par les mouvements verticaux, amorçant la phase orogénique du Stéphanien moyen.

Cette série gréseuse d'une centaine de mètres d'épaisseur dans la « racine de Coupeau-Rochy-Moëde » comprend surtout des grès fins anthraciteux (dérivés des schistes ardoisiens), des psammites (riches en micas blancs: séricite-phengite), et quelques horizons lenticulaires à grain plus grossier (avec petits débris des mêmes roches cristallophylliennes que celles des conglomérats). Ces grès se disposent soit en lits d'épaisseur variable (20 cm-1,20 m), souvent lenticulaires, soit en niveaux massifs sans litage bien exprimé; fortement silicifiés, ils sont très durs et constituent

des niveaux résistant à l'érosion. La statue du « Christ-roi » de Coupeau est édifiée sur un de ces éperons.

#### *Pétrographie*

Grès à grain fin ou moyen, de couleur gris-noir, à plans de schistosité saupoudrés de paillettes de mica blanc.

La structure est grenue ou grossièrement granolépidoblastique. Les minéraux suivants constituent la roche: quartz en grains trapus (à extinction souvent roulante et bordure soulignée d'un pigment sombre anthracitique), minéraux phylliteux (mica blanc et chlorite), un peu de plagioclases fortement altérés, quelques feldspaths potassiques perthitiques et écrasés, tourmaline incolore à brunâtre en grains prismatiques, nombreux zircons (petits, allongés, peu usés, à terminaisons bipyramidées ou gros, trapus, de forme ovaloïde, à nombreuses inclusions et souvent zonés), apatite, sphène, rutile et minéraux opaques (pyrite, limonite, magnétite, ilménite). La schistosité cataclastique est soulignée par l'alignement parallèle, régulier ou en lits déformés, des micas blancs (séricite, phengite), de la chlorite, des amas chloritobiotitiques et vermiculitiques avec exsudats d'oxydes de fer, de leucoxène et de sagénite.

Enfin, à côté des débris de roches cristallophylliennes déjà cités, j'ai reconnu dans ces grès la présence de petits fragments disséminés de roches quartzo-albito-chloritiques. Ces éléments recristallisés, à grain très fin et structure isotrope, ne ressemblent pas aux roches métamorphiques des Aiguilles-Rouges; très chloriteux, ils sont, d'autre part, analogues aux niveaux de schistes verts satinés signalés ci-dessus (p. 316) et pourraient avoir même origine. Leur composition basique ou spilitique rappelle beaucoup celle de certaines roches filoniennes de la région (voir ici pp. 253-254 et BELLIERE, 1957). Ils n'apportent cependant pas la preuve absolue d'une activité volcanique ou subvolcanique pénécontemporaine de la sédimentation; ils la suggèrent tout au plus. Par exemple, il n'est guère possible, ici, de savoir si les quartz étaient idiomorphes (quartz bipyramidés), car ils ont partiellement ou totalement recristallisé et présentent souvent une extinction roulante, des « pressure shadows », etc. À ce propos, notons que dans le Houiller de Belledonne, TOBI (1958) a signalé la présence de niveaux de roches pyroclastiques rhyolitiques (tufs). Cependant, certains arguments, avancés par cet auteur pour appuyer l'hypothèse d'un volcanisme explosif, sont discutables. Il paraît notamment considérer l'habitus anguleux de cristaux de biotite et de zircon comme significatif.

#### e) *Anthracite.*

Les charbons caractérisent la fin d'une série, ils correspondent souvent à des émersions. L'anthracite — interstratifiée ici dans la série gréseuse du sommet de la « formation finement détritique », où elle représente un dépôt allochtone (absence de paléosols) — confirme cette loi. Elle se dispose en chapelet de lentilles, parfois assez grandes (2 m de puissance sur quelques dizaines de mètres de longueur) pour avoir donné lieu à une exploitation. La plus importante est celle de Coupeau, où l'anthracite a été attaquée par sept galeries superposées entre les cotes 1011 et 1423; la mine, abandonnée actuellement, avait été remise en activité pendant la dernière guerre.

On sait que les charbons présentent souvent des teneurs intéressantes en certains oligo-éléments caractéristiques. Ces derniers, drainés par les eaux circulant dans le sédiment en voie de consolidation, se concentreraient dans les niveaux riches en matériel organique.

J'ai étudié des échantillons d'anthracite provenant de trois gisements différents: Coupeau (racine de Coupeau-Rochy-Moëde), Servoz (racine de Servoz) et les Ardoisières (Prarion, écaille inférieure). L'analyse des cendres, faite par spectro-métrie de fluorescence X, a donné les résultats suivants:

	Anthracite	Volatils	
CA 64	Coupeau	~ 50 %	Cu Pb Fe Rb Sr Mn W — —
CA 56	Prarion	> 50 %	Cu Pb Fe Rb Sr Mn — — —
CA 85	Servoz	~ 50 %	Cu Pb Fe Rb Sr — — Cr Y

La présence constante des deux métaux Cu et Pb est intéressante; elle signifie, peut-être, que la mise en place de la minéralisation des filons (précisément riches en Pb et Cu) de la région est à peu près contemporaine de la formation des anthracites, soit d'âge Stéphanien inférieur à moyen, en effet, plus tard l'imperméabilisation par dépôt de silice de ces assises n'aurait pas rendu possible une telle concentration.

La « formation grossièrement détritique » (Stéphanien sup. ?) n'ayant pas de lentilles d'anthracite, j'ai, aux fins de comparaison, concentré (par broyage et lavage) le pigment anthraciteux disséminé dans ses arkoses conglomératiques. L'analyse a donné:

	Pigment anthraciteux	Volatils	
Ca P13	Pormenaz	< 50 %	Fe Rb Sr Ba Mn

On constate que le Cu et le Pb n'apparaissent pas; ces oligo-éléments semblent donc bien caractéristiques des anthracites de la « formation finement détritique ».

### C. Stratonomie et stratigraphie.

Par la synthèse des coupes faites dans les différentes racines, il est possible de dégager un schéma stratigraphique simple, représentant dans ses grandes lignes la « formation finement détritique » et valable pour la région étudiée.

La « formation finement détritique » peut être subdivisée en trois unités stratigraphiques définies par leur stratonomie:

#### 1. Base de la série (20%).

Elle est caractérisée par l'alternance de schistes conglomératiques à dragées de quartz, de schistes noirs, de schistes gréseux et de grès fins micacés (dans les racines uniquement).

2. *Partie médiane (60%).*

Elle est constituée par l'alternance de schistes ardoisiers et de schistes gréseux micacés avec quelques niveaux de schistes verts satinés (dans les racines et les écailles).

3. *Partie supérieure de la série (20%).*

Elle débute par une série de grès anthraciteux et de schistes à lentilles d'anthracite; et se poursuit par des bancs de grès fins ou grossiers alternant avec des schistes ardoisiers micacés. Présence d'un niveau riche en empreintes de plantes (dans les racines et partiellement dans les écailles).

L'évolution lithologique normale des faciès relativement grossiers (base de la série) aux faciès plus fins (partie médiane) est celle d'une séquence positive (Aug. LOMBARD, 1956). Le sens de cette évolution est brusquement inversé et la série se termine par une séquence négative. Celle-ci met en évidence l'entrée en jeu de facteurs nouveaux: les mouvements tectoniques verticaux du socle. Ces derniers, en inversant le processus évolutif de la sédimentation, ont conduit au comblement rapide du bassin carbonifère par du matériel progressivement plus grossier. La variété des éléments détritiques, l'extension et l'épaisseur de ces séries montrent que la « formation finement détritique » a occupé des bassins lacustres étendus et d'importance considérable.

D. *Age de la « formation finement détritique »*

Les anciens auteurs ont recherché et décrit à plusieurs reprises la flore carbonifère des Aiguilles-Rouges (HEER, 1852; FAVRE, 1867; P. BERTRAND, 1926; et plus récemment JONGMANS, 1960); mais ces paléontologistes, attribuant indistinctement à tout l'ensemble le même âge, ne se sont généralement pas préoccupés de la position des plantes fossiles dans la série.

C'est la raison pour laquelle, après avoir découvert un niveau richement fossile (sommet de la série; carrière d'A. Descombes au NE de Coupeau), je me suis efforcé d'en déterminer la position stratigraphique. Ce niveau a livré:

une coquille d'eau douce:

1. *Anthracomya prolifera* var. *valida*  
et une riche florule comprenant

des fougères (filicales):

2. *Imparipteris* (*Neuropteris*) *ovata* Hoffmann avec formes normales et formes *triangularis*, *acutifolia* et *subrotunda*

3. *Cyclopteris d'I. ovata*

4. *Aphlebia*

5. *Pecopteris cyathéoides* ou du groupe de *P. cyathea* Schlotheim

6. *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart
7. *Sphenophyllum majus* Brongniart
- des prêles (Calamitacées):
  8. *Calamites* sp.
  9. *Radicites*
  10. *Asterophyllites equisetiformis* (Schlotheim) Brongniart
  11. *Annularia stellata* Schlotheim.

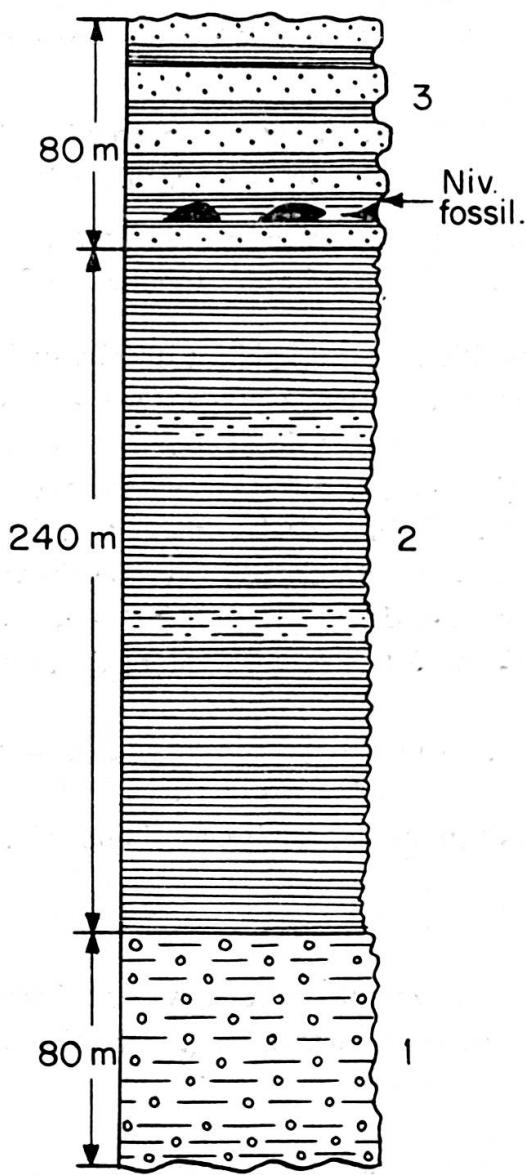


Fig. 10.  
Stratigraphie schématique de la « formation finement détritique ».

Les déterminations ont été effectuées, très aimablement, par le professeur P. CORSIN, de l'Université de Lille (laboratoire de paléobotanique et paléontologie houillère).

P. CORSIN, dans ses conclusions stratigraphiques, m'écrit ceci:

« ... Cette florule est caractérisée par la présence:

- » 1<sup>o</sup> d'*Asterophyllites equisetiformis* connue du Westphalien B supérieur au Permien inférieur;
- » 2<sup>o</sup> des *Sphenophyllum emarginatum* et *majus* que l'on trouve du Westphalien C supérieur jusqu'au Stéphanien A;
- » 3<sup>o</sup> et surtout par le foisonnement d'*Imparipterie ovata* (avec ses formes *triangularis*, *acutifolia* et *subrotunda* en plus de la forme normale, accompagné de ses *Cyclopteris*), qui est une plante du Westphalien D supérieur;
- » 4<sup>o</sup> à cette florule il faut ajouter une coquille d'eau douce que l'on a trouvé, jusqu'à présent, uniquement dans le Stéphanien inférieur.

» On peut donc conclure, je crois, que les sédiments ayant livré les fossiles déterminés ci-dessus correspondent à la limite Westphalien D-Stéphanien A... »

L'importance de la position stratigraphique du niveau fossilifère est donc considérable, puisqu'il représente une limite d'étage. Or nous avons vu, dans les pages précédentes, qu'il se place au sommet de la série (partie 3, fig. 10), ce qui signifie que les unités inférieures (1 et 2) sont certainement en tout ou partie d'âge Westphalien supérieur; l'âge exact de la base de la « formation finement détritique » reste cependant indéterminé. Par contre, les dernières assises du sommet de la série appartiennent certainement à la base du Stéphanien inférieur, ce qui donne l'âge de la fin de la sédimentation dans ce bassin carbonifère de l'extrême méridionale des Aiguilles-Rouges.

Remarquons enfin que ce niveau fossilifère semble assez continu tout au long de la « racine de Coupeau-Rochy-Moëde »; en effet, l'ancien gisement fossilifère bien connu de Moëde paraît lui correspondre, ainsi que celui de la Montagne du Fer signalé par FAVRE (1867).

### 3. LA « FORMATION GROSSIÈREMENT DÉTRITIQUE » OU « FORMATION DE PORMENAZ » (Stéphanien supérieur ?)

#### A. Type de gisement.

Le style tectonique de cette formation diffère entièrement de celui des « racines » et des « écailles » de la « formation finement détritique ».

En effet, la « formation grossièrement détritique » — que j'appellerai aussi « formation de Pormenaz » du nom de sa localité-type — est une série arkosique claire bien stratifiée, qui repose en manteau légèrement plissé sur le dos du granite de Pormenaz. Son épaisseur, relativement faible, est de 150 m environ.

**CONTACTS.** — Plissée sur le socle cristallin, la « formation de Pormenaz » montre une discordance complète avec le plongement (discordance voisine de  $90^\circ$ ) et la direction (discordance voisine de  $20^\circ$ ) des schistes cristallins et des schistes carbonifères de la « formation finement détritique ». Les couches sont orientées N20E avec des pendages variant entre 0 et  $45^\circ$  E ou W. Rappelons que les unités du socle, ainsi que le Carbonifère enraciné, ont des directions N-S à NNW-SSE et leur plongement, subvertical, est uniformément E.

**STRUCTURES.** — La « formation de Pormenaz » montre trois larges replis anticlinaux reliés par deux charnières serrées et bien accusées, de direction N20E. La première de ces charnières synclinale se suit depuis la région E du lac de Pormenaz

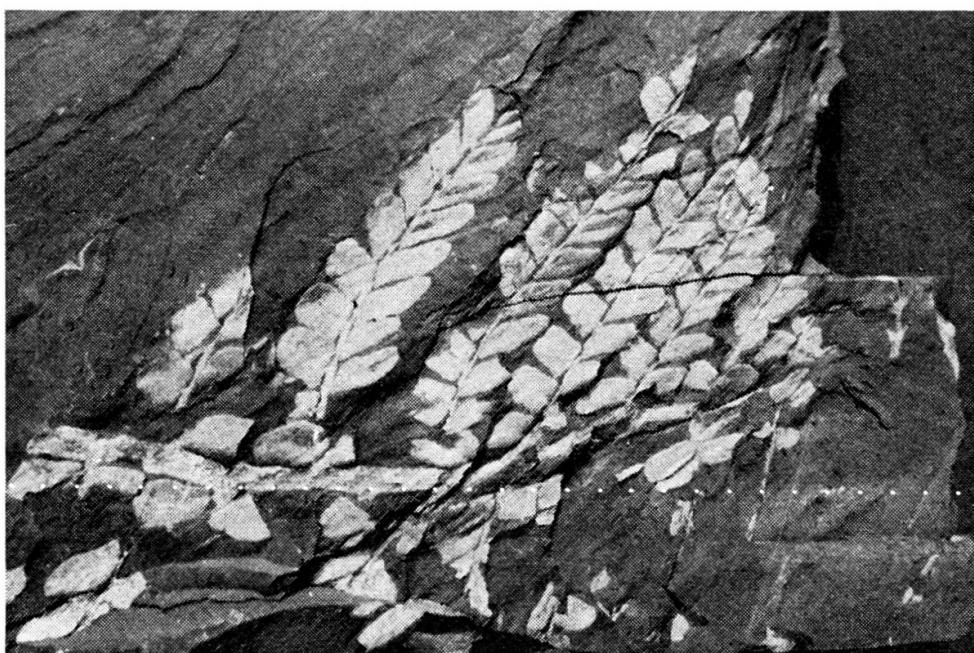


Fig. 11.

*Imparipteris (Neuropteris) ovata* Hoffmann.  
Carrière A. Descombes, Coupeau. Réduction  $\frac{1}{5}$ .

jusqu'au pied de l'arête du même nom; elle supporte notamment une importante klippe mésozoïque paraautochtone. La seconde part de la bordure E du lac et se prolonge jusque dans les environs du hameau de Chavanne-Neuve (200 m à l'E).

A grande échelle, les assises se disposent en couches continues, distinctes, dont chacune semble avoir constitué, à un moment donné, le sommet de la série (en effet, on observe parfois des surfaces à anciens polygones de dessication). Cette structure stratifiée est régulière.

A plus petite échelle, chaque strate, dont l'épaisseur peut atteindre parfois plus de 10 m, possède sa texture particulière. Les unes montrent un litage bien exprimé

en lits parallèles ou lenticulaires; les autres, mal litées et mal classées, sont apparemment massives; dans ces dernières, il est possible toutefois de mettre en évidence, grâce à quelques galets orientés, une sédimentation entrecroisée.

Le contact entre deux strates peut être direct et franc, ou progressif avec un joint peu épais (quelques centimètres ou décimètres) montrant un granoclassement normal avec passage du grès grossier à un grès fin; ce dernier, en se chargeant de débris charbonneux et argileux prend une structure varvée (laminations). D'autres joints schisto-gréseux présentent quelquefois, par remaniement, un granoclassement inverse. D'autre part, quand il n'y a pas de joint, la surface supérieure des strates est souvent irrégulière, surcreusée et même ravinée par d'étroits chenaux méandri-formes, dans lesquels se sont déposés des amas de galets (250 m à l'ENE du lac de Pormenaz, par exemple, voir photo fig. 12).



Fig. 12.

Chenal, à remplissage de galets, ravinant la surface supérieure d'une strate de grès arkosiques de la « formation carbonifère de Pormenaz »  
(alt. 2130 m, 250 m à l'ENE du lac de Pormenaz).

Toutes ces structures sédimentaires — stratification à grande échelle, textures variées des strates, joints — sont conservées dans leurs moindres détails. C'est là une différence nouvelle et essentielle avec la « formation finement détritique ». Ici la schistosité n'oblitere pas les structures primaires. Le dynamométamorphisme, qui

est à l'origine de la schistosité de la « formation finement détritique », est donc antérieur à la mise en place de la « formation de Pormenaz » et se situe nécessairement entre le dépôt des deux formations.

Parfois cependant, certains niveaux — les joints schistogréseux, par exemple — sont plus ou moins écrasés et présentent une schistosité qui est parallèle à la stratification. Certains bancs peuvent être localement déformés, au voisinage notamment du contact tectonique avec la « formation finement détritique ». Un réseau orthogonal de fines diaclases silicifiées parcourt irrégulièrement ces assises. Enfin, les grandes failles du granite sous-jacent ont rejoué en plusieurs points avec déplacement dans le plan vertical. C'est, par exemple, le cas de la grande faille déterminant le ravin de Chavanne-Neuve (de direction ENE-WSW), dont le compartiment N domine d'une trentaine de mètres le compartiment S. Ces structures sont caractéristiques d'une couverture collée au socle et réagissant rigidement aux sollicitations tectoniques de ce dernier, postérieures à sa mise en place.

**SITUATION.** — La « formation grossièrement détritique », qui est divisée en deux par la profonde gorge de la Diosaz, coiffe la montagne de Pormenaz et la montagne du Fer entre les altitudes de 1700 et 2200 m.

A Pormenaz, dans la région N à NE du lac, la « formation finement détritique » de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » est partiellement charriée sur celle de Pormenaz; le plan de chevauchement coupe obliquement les structures de cette dernière (voir carte).

Sur la Montagne du Fer, la « formation de Pormenaz » est scindée en deux masses. Au N celle de « Pierre-Blanche », collée au socle, constitue les crêtes au-dessus de la Tête-du-Châtelet; le long de son contact E, elle repose en discordance complète sur le flanc W de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède », démontrant ici avec évidence qu'elle est postérieure à la « formation finement détritique ». La masse méridionale, en revanche, a été décollée, charriée vers l'W et vient recouvrir les schistes carbonifères de la « racine de Coupeau-Le Mont ».

En résumé, la « formation de Pormenaz » repose en discordance sur la « formation finement détritique » enracinée; cependant, des charriages secondaires modifient localement ces rapports: à Moède, la partie N de la « racine de Coupeau-Rochy-Moède » — s'ouvrant en éventail — vient chevaucher la « formation de Pormenaz », tandis qu'au S de la Montagne du Fer, c'est l'inverse; la « formation de Pormenaz » décollée recouvre la « racine de Coupeau-Le Mont ». Aucun sédiment plus jeune, alpin par exemple, ne participant à ces charriages (le passage des nappes pendant l'orogenèse alpine n'a fait que bousculer en surface certaines de ces structures), ceux-ci datent sans doute de la phase tectonique qui a plissé et mis en place la « formation de Pormenaz ». Cette phase — certainement d'âge autunien (phase de Pormenaz II) — marque le passage aux temps permo-triasiques. Son importance est cependant secondaire, par rapport à la phase tectonique puissante (d'âge Stéphanien moyen; phase de Pormenaz I) qui a enfoui et écaillé la « formation finement détritique ».

### B. *Lithologie et pétrographie.*

Il s'agit principalement d'une ancienne série de sables et d'arènes granitiques, entrecoupés de niveaux conglomératiques à grands éléments. Cette formation, de couleur claire, comprend trois faciès lithologiques principaux :

1. Grès arkosiques
2. Conglomérats et brèches
3. Schistes gréseux intercalaires.

#### a) *Les grès arkosiques.*

Ces grès ne sont pas homogènes ; leur distribution irrégulière montre des variations latérales rapides de couleur, de composition et de granulométrie allant d'arkoses blanc-rosé riches en feldspaths potassiques à des grès siliceux gris-sombre à pigment graphiteux.

**GRANULOMÉTRIE.** — Elle est variable, les éléments détritiques vont de la fraction argileuse (grains inférieurs à 2 microns) à 40 mm pour certaines grosses orthoses détritiques. La répartition est bimodale avec un maximum pour les quartz entre 0,1 et 1 mm et pour les feldspaths entre 1 et 5 mm ; le diamètre moyen restant voisin de 0.5 mm.

**PÉTROGRAPHIE.** — Au microscope, la structure des grès arkosiques apparaît hétérogranulaire avec

1. De grands éléments détritiques, anguleux et brisés, de feldspaths et de quartz tendant parfois à s'orienter parallèlement, plus rarement des paquets flexueux de mica blanc (phengite), des feutrages de biotite fraîche ou chloritisée et des fragments de gros grains de sphène ;
2. Une pâte importante constituée d'un mélange fin de séricite et de quartz pigmenté d'oxydes de fer, de pyrite et parfois de matière graphiteuse.

Les grains détritiques de quartz, dans la proportion de 95 %, sont anguleux, non usés ; ils se répartissent entre les variétés mates, dépolies (44 %), limpides (22 %) et riches en inclusions (34 %) ; celles-ci sont de nature variée (chlorite, sphène, matière graphiteuse, oxydes de fer, sagénite et inclusions liquides...). Le quartz a fréquemment recristallisé ; des individus à extinction onduleuse voisinent avec d'autres exempts de toute marque de cataclase. Parfois, sur le bord des plus gros, un épais nourrissage secondaire confère au grain l'aspect d'une concrétion. Dans certains cas, les grains de quartz peuvent être recouverts d'un enduit ferrugineux superficiel dû à une rubéfaction ultérieure. Une attaque à l'acide (HCl) en provoque la rapide dissolution et révèle ensuite l'absence complète de toute corrosion profonde des grains.

Les feldspaths potassiques (orthose, microcline, perthite) sont tous anguleux ou subarrondis ; bien que souvent brisés, ils restent néanmoins frais et ont conservé

leurs formes propres. L'examen microscopique montre qu'ils sont tout à fait semblables aux porphyroclastes du granite de Pormenaz (même composition, mêmes dimensions, mêmes caractères souvent perthitiques, parfois myrmécitiques, mêmes traces de cataclase, etc.).

Les plagioclases, moins nombreux, apparaissent en grains beaucoup plus petits. Les moins acides, indéterminables, sont entièrement damouritisés et ont parfois libéré un peu de calcite; d'autres (albite-oligoclase) ont échappé à l'altération et montrent de jolies plages à macles fines de l'albite et inclusions poeciloblastiques de quartz.

La teneur en feldspaths peut atteindre 50%.

Les minéraux lourds détritiques les plus fréquents sont surtout le sphène, des zircons trapus, de la tourmaline, du rutile et de l'apatite. Epidote, hornblende et grenat sont rares.

Les minéraux phylliteux les plus caractéristiques (analyse aux rayons X) sont l'illite, le mica blanc et la chlorite. La muscovite s.s. et la montmorillonite sont plus rares.

Etant donné que le sphène, les zircons et surtout les feldspaths potassiques sont identiques à ceux du granite de Pormenaz, les grès arkosiques dérivent probablement pour une grande part directement de ce granite; ce qui prouve que non seulement le granite était en place, mais qu'il était déjà érodé. D'autre part, 95% des éléments détritiques — quartz et feldspaths — sont anguleux; il s'agit donc d'un sédiment peu évolué, déposé après un bref parcours.

DIAGENÈSE. — Elle se marque par le développement de silice et de séricite secondaires.

Une érosion et un enfouissement rapides suivis de la silicification des assises ont préservé les feldspaths potassiques ainsi que certains plagioclases d'une altération totale.

#### b) *Conglomérats et brèches.*

Les galets apparaissent en général dispersés dans les grès arkosiques; on peut supposer qu'ils ont été mis en place par des cours d'eau coulant sur des sédiments déjà déposés.

En outre, de grands éléments se concentrent dans des bancs de conglomérats bien distincts (assise de Chavanne-Neuve), la pâte restant toujours abondante quoique subordonnée. Ces niveaux conglomératiques présentent un granoclassement à grande échelle avec les plus gros éléments à la base, faisant progressivement place à des galets de plus petite dimension qui, en montant dans la série, se dispersent peu à peu dans les grès arkosiques. Parfois, ces conglomérats remplissent aussi des chenaux entaillant le sommet de certaines strates.

Le ciment de ces conglomérats est identique aux grès arkosiques; parfois il est ferrugineux.

Les éléments, polygéniques, sont par ordre d'importance:

	%
Gneiss fins cornés . . . . .	26
Gneiss chloriteux écrasés . . .	24
Arkoses et grès . . . . .	22
Gneiss leucocrates divers . . .	17
Gneiss à deux micas . . . . .	6
Granite écrasé . . . . .	3
Schistes noirs . . . . .	2

Cet inventaire permet de tirer les conclusions suivantes:

- 1<sup>o</sup> Les éléments sont formés par du matériel essentiellement local. Le granite de Pormenaz n'a cependant donné que peu de galets (3% au maximum); écrasé, il s'est décomposé en arkoses, tandis que les gneiss plus résistants ont donné la plupart des gros éléments;
- 2<sup>o</sup> La présence de schistes noirs (2%) et de grès, probablement carbonifères, indique que la « formation de Pormenaz » s'est partiellement constituée aux dépens de la « formation finement détritique ». D'autre part, le fort pourcentage de galets d'arkoses montre qu'il y a eu de fréquents remaniements des dépôts plus anciens;
- 3<sup>o</sup> Le mélange de gneiss écrasés et non écrasés — tandis que les galets ne révèlent aucune déformation cataclastique postérieure à leur dépôt — confirme que la principale phase de cataclase, dans la partie méridionale des Aiguilles-Rouges, est antérieure au dépôt de la « formation de Pormenaz »;
- 4<sup>o</sup> Il n'y a pas de roches éruptives subvolcaniques ou volcaniques; j'ai cependant trouvé quelques petits fragments de lydiennes noires pouvant représenter éventuellement un faible indice d'un volcanisme lointain (cf. TOBI, 1958).

**GRANULOMÉTRIE.** — L'étude de la dimension des galets, dans l'assise de Chavanne-Neuve, a montré (LAURENT, 1965) que les fractions granulométriques sont comprises entre 1024 mm et 32 mm.

La pente de la courbe granulométrique cumulative étant relativement forte, le conglomérat peut être considéré comme bien classé. En outre, l'histogramme de type unimodal (un seul maximum) met en évidence l'homogénéité du matériel, le mode étant compris entre 256 et 128 mm (49 % des galets).

**DEGRÉ D'USURE.** — Plus de 75 % des galets sont très anguleux à subanguleux, ce qui indique clairement qu'ils se sont déposés à proximité de la source du matériel.

**ORIENTATION.** — Les courants devaient être de direction E-W, car les grands axes des galets sont statistiquement orientés perpendiculairement à cette direction.

c) *Les schistes gréseux intercalaires.*

Ces schistes sont constitués des mêmes minéraux détritiques que les grès arkosiques, leurs dimensions sont cependant plus petites; ces grains sont noyés dans une pâte très fine de séricite, d'argiles et de matières organiques. La structure de ces schistes est partiellement cataclastique avec déformation fluidale de la pâte autour des grains clastiques, dont certains (les quartz) sont souvent recristallisés.

C. *Stratonomie et stratigraphie.*

Les variations latérales de faciès étant considérables, les coupes faites verticalement dans cette formation n'en peuvent donner qu'une idée schématique.

a) Coupe de Pormenaz. On a, de bas en haut et en allant du SW au NE (de 116.250: 942.500 à 117.100: 946.500):

Toit du granite de Pormenaz (alt. 1890 m, ravin au NW de Chavanne-Neuve)

1. 3 m Arkose conglomératique à grands galets de 1-20 cm  $\phi$  plongeant 8° W
  2. 10 m Grès arkosique en petits bancs à galets dispersés et intercalations schisto-gréseuses
  3. 7 m Grès arkosiques grossiers et massifs présentant un niveau lenticulaire de brèche à éléments très anguleux
  4. 6 m Grès fins micacés à délit schisteux et niveaux intercalaires argileux et charbonneux
  5. 6 m Assise des conglomérats à grands éléments de Chavanne-Neuve
  6. 12 m Conglomérat lité, granoclassé, à galets dont le nombre et la taille diminuent progressivement vers le haut
  7. 5 m Grès arkosiques grossiers
  8. 15 m Grès sombres micacés, bien lités passant vers le haut à:
  9. 30 m Grès arkosiques grossièrement détritiques à galets dispersés
  10. 12 m Grès alternativement fins et grossiers, bien lités
  11. 50 m Grès arkosiques à galets dispersés, niveaux conglomératiques lenticulaires et chenaux méandriformes à remplissage de galets.
- 143 m

b) Coupe de « Pierre-Blanche » (Montagne du Fer). En allant d'ouest en est et en montant (de 112.550: 945.500 à 112.550: 946.000), on a:

1. 10 m Grès arkosiques grossiers et massifs à galets rares et joints schisto-gréseux
2. 10 m Alternance de bancs lenticulaires de grès grossiers et de grès fins; l'épaisseur des premiers l'emportant sur celle des seconds

3. 25 m Alternance de grès fins et de grès grossiers présentant un clivage en dalles et des enrichissements locaux en mica blanc, ainsi que des exsudations de quartz
4. 20 m Grès massifs
5. 30 m Grès fins, localement graphiteux, argileux et présentant une schistosité d'écrasement plus ou moins forte.
- 95 m

A « Pierre-Blanche », les conglomérats sont rares et les roches essentiellement gréseuses. On remarquera par conséquent qu'en s'éloignant du cœur granitique de la montagne de Pormenaz, les faciès varient rapidement.

c) *Résumé stratigraphique.*

La « formation de Pormenaz » — constituée d'arkoses conglomératiques, d'un niveau important de conglomérats à grands éléments, de grès arkosiques à galets dispersés et d'intercalations gréseuses — varie très vite latéralement.

L'hétérogénéité de ses textures litées est typique d'un dépôt lacustre ou d'un débouché deltaïque.

L'homogénéité du matériel bien classé, son faible degré d'usure indiquent le rôle prépondérant d'une source proche.

En conclusion, ces caractères sont ceux d'un sédiment déposé dans un bassin local et de surface limitée, qui devait se trouver au pied oriental de la montagne de Pormenaz et être alimenté par des cours d'eau qui en provenaient.

La disposition de la sédimentation, régulièrement stratifiée à grande échelle, mais infiniment variée et irrégulière à l'échelle du litage (textures planes, lenticulaires, entrecroisées...) cadre bien avec les idées proposées récemment par Aug. LOMBARD (1965) sur la stratification et le litage. Ces idées permettent d'expliquer le processus de la sédimentation qui paraît être caractérisé par l'alternance de périodes d'apports nourris (dépôts épais et grossiers correspondant à des crues) et de périodes d'exondaison (paléosurfaces). Ces rythmes sédimentaires ont peut-être été conditionnés par un climat à saisons des pluies et saisons sèches successives.

D. *Age de la « formation grossièrement détritique ».*

En l'absence complète de fossiles, l'âge de cette formation ne peut être malheureusement déterminé qu'approximativement. L'analyse pollinique de quelques échantillons — aimablement effectuée par M. Millioud, de Paléolab. (Nyon) — n'a donné aucun résultat positif.

Cette formation est encadrée en discordance à la base par le Westphalien D-Stéphanien inférieur de la « formation finement détritique » et au sommet par les dépôts (de faciès bien différents) du Permo-Trias postautunien.

Son âge est donc compris entre le Stéphanien inférieur et l'Autunien; il est vraisemblablement Stéphanien supérieur.

#### 4. RÉSUMÉ, COMPARAISONS ET CONCLUSIONS

Le tableau ci-dessous résume les caractères principaux des faciès sédimentaires et styles tectoniques des deux formations carbonifères que j'ai distinguées. Il a été fait sur le modèle du tableau proposé par C. BORDET (1961) pour le massif de Belledonne et permet ainsi quelques comparaisons.

	Style tectonique		
	Placages plissés	« Ecailles »	« Racines pincées »
« Formation finement détritique »		1. Les trois écailles superposées sur le flanc est de Tête-Noire — Prarion 2. Lentilles écaillées à la base du Trias de la série charriée du Mont-Joly	1. Coupeau-Rochy-Moëde 2. Coupeau-Le Mont 3. Servoz 4. Gorge de l'Arve 5. Le Lac-Charousse
Westphalien D-Stéphanien inf.			
Sédimentation schisteuse noire, prédominante			
« Formation grossièrement détritique » (ou « formation de Pormenaz »)	Montagne de Pormenaz		
Stéphanien supérieur (?)	Montagne du Fer		
Sédimentation gréso-conglomératique, claire, prédominante	(« Pierre-Blanche »)		

C. BORDET (1961) groupe les gisements houillers en deux séries caractérisées, l'une par une sédimentation schisteuse et l'autre par une sédimentation détritique prédominantes. Les dislocations tectoniques ne lui ont pas permis de mettre en évidence leurs relations reciproques dans le temps.

Après avoir étudié le Carbonifère de l'extrême méridionale des Aiguilles-Rouges, ai-je le droit de conclure que les conditions sont semblables dans Belledonne et que les groupes distingués par C. BORDET correspondent aux formations décrites

ici ? C'est évidemment possible, mais il conviendrait d'abord d'étudier plus à fond les séries en question.

Dans le grand « synclinal » carbonifère de « Salvan - Châtelard » (extrémité nord des Aiguilles-Rouges), OULIANOFF (1963) a récemment mis en évidence une discordance importante entre certains niveaux gréseux et les séries schisteuses, ce qui lui permet de conclure à l'existence de deux phases orogéniques distinctes dans le plissement de ce « synclinal ».

FABRE et al. (1953, 1955) ont montré que le « Houiller briançonnais » se subdivisait en deux parties : à la base, des dépôts épais anthracifères — d'âge Namurien à Stéphanien inférieur — surmontés en discordance par des dépôts — d'âge Stéphanien moyen à Autunien (?) — à gros conglomérats polygéniques transgressant sur les différents termes sous-jacents.

Ainsi, on voit que le Carbonifère supérieur est représenté par deux séries distinctes, tant à Belledonne et dans les Aiguilles-Rouges que dans le Briançonnais. La « formation de Pormenaz » — série déposée dans un bassin local — correspond donc vraisemblablement à un phénomène de plus grande amplitude ayant peut-être intéressé l'ensemble des massifs cristallins « externes » et « internes » (Pennique) à la fin du Carbonifère.

## CHAPITRE 7

### LA COUVERTURE PERMO-TRIASIQUE

Aucun fossile permien caractéristique n'ayant été découvert dans la région, ces formations ont tour à tour été considérées comme permianes ou triasiques inférieur par les anciens auteurs (STUDER, 1851; ZACCAGNA, 1887; MICHEL-LÉVY, 1892; RITTER, 1897; KILIAN et REVIL, 1904; HAUG, 1908; PARÉJAS, 1925; PERRIN et ROUBAULT, 1945; LUGEON, 1946). Mais la découverte de « *Calamites Cisti* » (GIDON, 1950) et surtout d'une flore plus abondante avec « *Pseudovoltzia* » (CORSIN et TOBI, 1954) dans les « grès d'Allevard » du rameau externe de Belledonne a démontré, depuis, l'existence du Permien à proximité relative de notre région.

Le rajeunissement du relief — consécutif à la phase autunienne (phase de Pormenaz II) — fut suivi d'une longue période de rubéfaction et d'érosion facilitées sans doute par la pauvreté de la végétation. La distribution du Permo-Trias n'a plus aucun rapport avec celle du Carbonifère supérieur. Les sédiments permo-triasiques se déposent soit en bordure immédiate des massifs (piedmont), soit à l'intérieur de ces derniers sur certaines surfaces structurales (surface antétriasique). La région déprimée séparant Belledonne des Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc paraît avoir joué le rôle de « piedmont » en recueillant les séries les plus épaisses (de 10 à 50 m dans la région de Saint-Gervais).

A l'exception d'une surface d'altération sporadique, plus ou moins profonde, il n'y a pas trace de dépôts permo-triasiques dans l'ensemble montagne de Pormenaz - Aiguillettes. En revanche, ces dépôts apparaissent sur les flancs des monts Prarion - Tête-Noire et se développent plus particulièrement dans la cuvette de Saint-Gervais. Aussi est-ce là, dans les ravins W du Prarion (le nant Ferney en particulier), que l'on trouve les meilleures coupes dont la synthèse donne le schéma suivant:

### 1. COUPE DU PERMO-TRIAS DE LA RÉGION DE SAINT-GERVAIS

De bas en haut:

NIVEAU 1. *Gneiss micacés et chloriteux du socle passant à une zone décomposée*, épaisse de 1 à 10 m environ, contenant des poches irrégulières remplies d'une arène

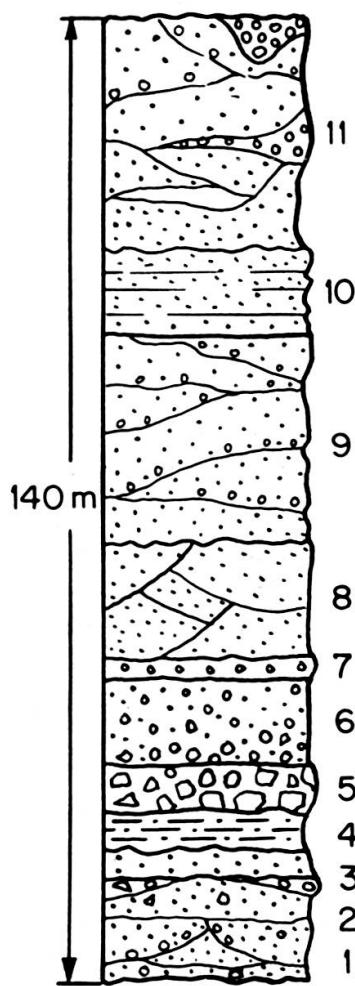


Fig. 13.  
Stratigraphie du Permo-Trias.

faite des fragments de la roche encaissante réunis par un ciment siliceux, ferrugineux (parfois développement d'oligiste dendritique) et carbonaté; le toit est imprégné

d'hématite. L'interpénétration étant diffuse et le tout recristallisé, il devient impossible de reconnaître la limite entre la roche détritique et la roche cristalline.

Ce sédiment résiduel silicifié constitue une roche massive, à grain fin, bigarrée, de teinte souvent rouge-violacé, formée d'une purée de grains de quartz, de séricite, de chlorite et de beaucoup d'oxydes de fer.

Dans une poche ravinant le granite des Montées-Pélissier, au-dessus de Vaudagne, j'ai trouvé des petits fragments brisés d'une roche volcanique, apparemment rhyolitique, formée de quartz et de grands microlites de plagioclases acides altérés à macles polysynthétiques et complexes.

Ce niveau n° 1 est commun à toute la chaîne des Aiguilles-Rouges; il est très développé dans notre région sur les bordures W et E du Prarion.

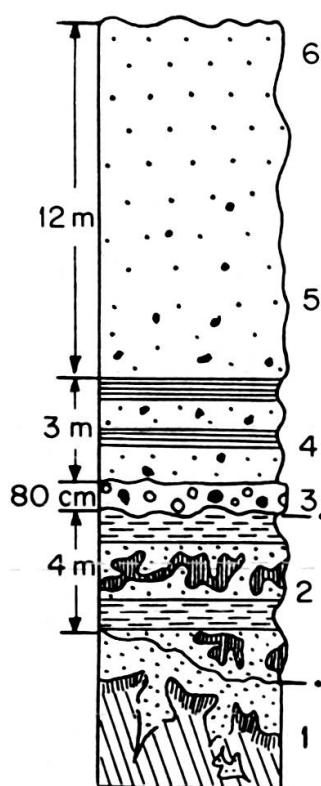


Fig. 14.  
Stratigraphie de la « formation de Pormenaz ».

**NIVEAU 2.** *Série de 0 à 5 m d'épaisseur de pélites et de petits bancs de quartzites chloriteux, à ciment de carbonates bruns, traversés de gros boudins de jaspe rouge; c'est la « roche mère » du jaspe célèbre à Saint-Gervais pour avoir été exploité. Elle peut être remplacée par un banc de 1 à 50 cm de dolomie brune ferrugineuse et siliceuse.*

Ce quartzite chloriteux, localement enrichi en micas blancs, a un faciès pseudo-conglomératique dû au développement concrétionnaire de ces gros boudins de jaspe

rouge aux formes variées (allongées, ramifiées...). De plus, la roche ayant subi une légère cataclase, le jaspe est souvent segmenté et brisé, ce qui lui confère un aspect bréchique.

Au microscope, la roche présente une structure hétérogranulaire montrant 1) une purée de quartz (0.01 mm), avec chlorite et séricite, plus un peu d'oxydes de fer; 2) des grains de quartz recristallisés, de taille beaucoup plus grande ( $\phi$  0.10 mm) à bords dentelés, prenant même parfois des formes idiomorphes; 3) des plages de carbonates bruns (ankérite) envahissantes, remplissant notamment des cavités ou des cassures et se présentant souvent aussi en rhomboèdres plus petits; 4) des lamelles de mica blanc (muscovite-phengite) et un peu de zircon, de tourmaline, de sphène et de rutile.

On observe donc l'absence complète des feldspaths, en dehors de leurs produits de décomposition (séricite), et la finesse extrême des grains de quartz, probablement due à des processus pédogéniques, qui ont aussi fourni les germes nécessaires au développement ultérieur du jaspe. Ce jaspe lui-même est constitué d'une multitude de petits sphéroïdes de calcédonite radiée, translucide, entourés d'une enveloppe hématitique. Il est traversé de fissures emplies de quartz et de carbonates blancs (calcite). L'analyse du jaspe, en fluorescence X, a montré les éléments-traces suivants: Fe (0,5%), Rb, Sr, Ba, W et Mn.

L'origine chimique de ce jaspe ne fait pas de doute (aucun débris d'organismes) et sa formation est pénécontemporaine de la sédimentation, car il est remanié dans les niveaux sus-jacents.

Des niveaux de pélites siliceuses, à grain fin, dont l'aspect évoque les lydiennes, s'intercalent au sommet de la série des quartzites chloriteux à jaspe. Une forte oxydation a dessiné, au hasard dans la roche, des taches irrégulières rouge - violacé.

Le microscope révèle que ces pélites ont une structure hétérogranulaire: dans la pâte (microquartzite chlorito-sérichtique) nagent des éléments porphyriques constitués de débris de quartzites, de gros grains de quartz à bords corrodés (certains bipyramides pourraient avoir appartenu à des porphyres quartzifères) et quelques cristaux de feldspath potassique altérés, des zircons et de nombreux petits grains de tourmaline bleu-vert. Ces pélites correspondent peut-être à d'anciens niveaux de tufs rhyolitiques altérés et silicifiés.

Ce niveau n° 2 n'apparaît qu'en deux points de la région étudiée:

- 1<sup>o</sup> 500 m au NE de Saint-Gervais, dans les nants Gibloux et Ferney (ancienne exploitation): 939.500: 110.250;
- 2<sup>o</sup> sur le flanc W du Prarion (dans un affluent du nant Ferney), à l'altitude de 1480 m, 1,6 km à l'E de Saint-Gervais: 941.100: 109.250.

NIVEAU 3. *Horizon conglomératique de 40 à 80 cm d'épaisseur, à galets de jaspe rouge et de quartz rose ou blanc, en transgression directe sur le niveau précédent.*

Les galets sont petits (de 1 à 5 cm en moyenne) et dispersés dans une pâte gréso-feldspathique de couleur gris blanchâtre. Notons que les débris de jaspe ne peuvent provenir que du niveau 2 sous-jacent, aucun autre type de gisement de jaspe n'existant dans la région. Ce niveau, souvent clair et non rubéfié, tranche nettement avec ce qui est « dessous ». On pourrait le confondre avec le Werfénien s.str. (niveau 6), s'il n'était surmonté de faciès différents, bigarrés.

Au microscope, la structure de ce grès feldspathique apparaît grenue (avec une légère schistosité d'écrasement) et homogranulaire. Il est constitué de grandes plages de quartz engrenées, souvent à bordures corrodées, liées par un ciment argileux et séricite, de quelques feldspaths (microcline, perthite, albite-oligoclase et anti-perthite) partiellement séricitisés, de grains détritiques de carbonates et d'hématite.

Ce niveau a donc été formé par des apports importants de matériel « frais », associés à des produits de remaniement des sédiments sous-jacents (galets de jaspe et de quartz rose, grains détritiques de carbonates et d'hématite).

Cet horizon conglomeratique est très constant; il apparaît au-dessus du niveau 2 — là où celui-ci existe — mais repose plus souvent directement sur le socle cristallin; on le trouve sur tout le pourtour du Prarion (Saint-Nicolas-de-Véroce, carrière sur Chedde, région de la Tour-Saint-Michel, etc.) Plus loin, on l'observe aussi tout au long de la bordure W de la « fenêtre de Mégève », entre Flumet et le Feug, mais là il se situe 1 à 2 m au-dessus de la base de la série. Cette constance d'un niveau si peu épais implique la présence, à cette époque, d'un bassin entre Prarion et Mégève.

**NIVEAU 4.** Série épaisse de 1 à 3 m formée par l'*alternance de petits bancs de grès verts feldspathiques, chloritiques (à débris disséminés de jaspe) et de schistes gréseux argilo-micacés rouges ou violets.*

Contrairement à celles du niveau précédent, ces roches aux couleurs bigarrées rappellent à nouveau le « faciès verrucano ». Leur structure, au microscope, est fortement hétérogranulaire; elle se caractérise par 1) une pâte à grain fin (inférieur à 0,1 mm) de quartz, de chlorite et de séricite; 2) des quartz de tailles variées (certains sont limpides, bipyramidés ou à bordure corrodée et à extinction franche), de nombreux feldspaths potassiques, microcline et quelques plagioclases, des micas blancs, un peu de carbonates et d'oxydes de fer; 3) des débris de plus grande taille (de l'ordre du millimètre) de jaspe, de quartz rose, de quartzite et d'une roche feldspathique altérée (aplite ou gneiss leucocrate ?).

Ces roches microconglomératiques marient deux types de dépôts qui en général s'excluent, des matériaux résiduels (jaspe, quartz, oxydes de fer...) et des matériaux arkosiques (feldspaths, micas...), ce qui implique nécessairement le remaniement des dépôts résiduels anciens joint à un apport de matériaux « frais ».

Ce niveau passe progressivement au suivant (affleurements identiques au niveau 3):

**NIVEAU 5.** *Série d'épaisseur très variable (1 à 25 m environ) marquant un passage continu du niveau 4 au niveau 6.* En effet, les grès arkosiques, par diminution progressive des feldspaths alcalins, passent à des grès-quartzites chloriteux riches en grains grossiers de quartz rose; puis chlorite, oxydes de fer et quartz rose disparaissent peu à peu, les roches perdent leurs couleurs vives, prennent une teinte grisâtre et deviennent des grès-quartzites s.str. Les roches de ce niveau avaient été désignées « bésimaudites » par ZACCAGNA (1887).

Ces grès-quartzites chloriteux, plus ou moins feldspathiques, présentent sous le microscope une structure bien grenue. Le quartz apparaît en grandes plages engrenées, souvent à extinction onduleuse. La pâte de chlorite et de séricite est d'importance secondaire, elle enveloppe de grands feldspaths (microclines parfois muscovitisés, plagioclases damouritisés et petites albites), des carbonates (plages de calcite et rhomboèdres de dolomie ferrugineuse), un peu de micas blancs (muscovite-phengite) et des grains de minéraux lourds: minérais opaques (pyrite, magnétite, ilménite, hématite, limonites), zircon, tourmaline, rutile, sphène, apatite et plus rarement epidote, hornblende et grenat. Les minéraux phylliteux caractéristiques (déterminés aux rayons X) sont les micas blancs séricitiques; illite et muscovite sont moins abondants.

Les affleurements sont identiques à ceux du niveau 3. Ils sont notamment remarquables dans les gorges du Bonnant (entre Saint-Gervais et Les Bains), sur le plateau de Saint-Nicolas-de-Véroce (où ils montrent de jolies textures de sédimentation entrecroisée) et à la carrière située au-dessus de l'usine de Chedde, etc.

**NIVEAU 6.** *Série des grès quartzites arkosiques, gris-blanchâtre, parfois brûnâtres par limonitisation de la pyrite qui les imprègne.* Son épaisseur — très constante tout au long de la bordure W de la chaîne des Aiguilles-Rouges (AMBERGER, 1960) — varie localement dans notre région de 2 à 15 m. Ce niveau est généralement reconnu comme triasique inférieur (Werfénien) et comparable aux faciès lagunaires du Buntsandstein allemand.

**STRUCTURES:** Cette série des niveaux 1 à 6 tapisse les dépressions tectoniques de la région; elle constitue le long du flanc W du Prarion une couverture épaisse de 50 m au maximum, parcourue de larges ondulations descendant en marches d'escalier vers Saint-Gervais.

#### *Premières conclusions.*

Cette coupe permet de subdiviser l'histoire du Permo-Trias de la région en trois périodes:

#### *Première période : Permien inférieur (Saxonien?).*

La région subit une profonde altération conduisant à la formation d'un sol ferrugineux et siliceux (niveau 1).

*Deuxième période : Permien inférieur à moyen (?).*

Le sol ancien est en grande partie décapé par l'érosion, les matériaux du manteau de décomposition du socle cristallin s'amoncèlent aux pieds des massifs et sont progressivement silicifiés (formation des jaspes de Saint-Gervais, niveau 2).

*Troisième période : Permien supérieur-Trias inférieur.*

Après un rajeunissement du relief (phase de Saint-Gervais), les sédiments précédemment déposés sont à leur tour en grande partie décapés; leurs fragments remaniés et resédimentés constituent la base de cette nouvelle série (d'âge permo-triasique s.str.). Au fur et à mesure que le matériel « hérité » s'épuise et que les apports en matériaux frais augmentent, le « faciès verrucano » fait place à celui des grès-quartzites werféniens (niveaux 3 à 6).

Remarquons que le passage progressif du Permien supérieur au Trias inférieur paraît être un cas général, comme on le constate pour les « grès d'Allevard » et le Permo-Trias (Oberrotliegende) du Jura et des Vosges, par exemple.

## 2. LE PROBLÈME DU MÉTAMORPHISME

Dans une publication récente, GIDON (1965) — en se basant sur des observations locales faites à Tré-la-Tête et dans la région d'Hauteluce — conclut à l'existence d'un métamorphisme tardif, d'âge permien, dans la partie S du Mont-Blanc; il pense que les « bésimaudites » de Mégève et de Flumet ne représentent pas une surface d'altération antétriasique, mais bien la fraction d'une formation permienne atteinte par le métamorphisme jusqu'à un niveau plus ou moins élevé suivant les points.

Singulier métamorphisme en vérité, qui aurait soigneusement épargné le Carbonifère supérieur placé sous les « bésimaudites » et en contact direct avec les schistes cristallins. La confusion — qui n'est pas nouvelle (voir PERRIN et ROUBAULT, 1941, 1944, 1945) — tient à la nature même de ces bésimaudites: roches régénérées à partir d'un matériel varié et désagrégé sur place; la coupe qui précède le démontre suffisamment.

## 3. LE PROBLÈME DU VOLCANISME

De l'Esterel au Verrucano des Alpes glaronnaises, le volcanisme permo-triasique est bien connu. Il a toujours été cependant difficile d'en reconnaître les produits dans les dépôts sédimentaires, bien que l'on connaisse dans les massifs cristallins externes diverses manifestations éruptives: filons (lamprophyres, orthophyres, diabases) permiers ou plus tardifs, mélaphyres et spilites du Trias du Pelvoux (BELLAIR, 1948), porphyres quartzifères du Mont-Blanc, etc.

Tobi (1958) a cependant reconnu dans les grès d'Allevard les traces d'un volcanisme explosif indiqué par des fragments rhyolitiques (pâte et phénocristaux de quartz).

L'étude pétrographique du Permo-Trias de la région de Saint-Gervais m'a montré que :

- 1<sup>o</sup> Des fragments d'une roche volcanique, probablement rhyolitique, dans le remplissage d'une poche (niveau 1) située sur le toit du granite des Montées-Pélissier;
- 2<sup>o</sup> Des quartz idiomorphes, limpides, à bordures souvent corrodées et semblables, quant à l'habitus, aux phénocristaux de roches subvolcaniques acides (niveaux 2 et 4);
- 3<sup>o</sup> Une structure hétérométrique (générale pour les mêmes niveaux 2 et 4) due à un mélange d'une pâte très fine et de minéraux clastiques à grain grossier, rappelant à celle des roches à deux temps de cristallisation du type des porphyres quartzifères; la fraction fine proviendrait de la pâte des porphyres et la fraction grossière des phénocristaux;
- 4<sup>o</sup> La formation des jaspes (niveau 2) est peut-être en relation avec une activité volcanique; il s'agirait alors de dépôt de silice hydrothermale. De même, les amas de pyrite qui imprègnent parfois ce niveau pourraient être liés au même phénomène. L'analyse des éléments-traces montre la présence de Fe, Pb, W, Mn, Cr et Zn, en plus de celle du Rb, Sr et Ba.

En conclusion, il paraît probable qu'une partie au moins de la base de ce Permo-Trias est constitué par des débris de roches volcaniques ou subvolcaniques acides du type des porphyres quartzifères. Ces résultats confirment, d'une part ceux de Tobi (1958) à Belledonne et de l'autre, l'âge permien des porphyres quartzifères du Mont-Blanc, qui seraient le produit des mêmes manifestations.

#### 4. LE TRIAS S.STR. DE LA CUVETTE DE SAINT-GERVAIS

L'étude des terrains mésozoïques sort du cadre que je me suis fixé. Néanmoins, en raison de l'importance de la couverture triasique dans la cuvette de Saint-Gervais, je vais en donner une stratigraphie sommaire. Celle-ci diffère sensiblement entre le versant droit de la vallée (flanc W du Prarion) et le versant gauche.

Quand il est complet (les épaisseurs données sont des maxima, les niveaux ayant une puissance très irrégulière), le Trias — au-dessus des grès-quartzites arkosiques (niveau 6) — présente de bas en haut les termes suivants :

##### A. Versant droit de la vallée de Montjoie (flanc W du Prarion):

7. 7 m. Argilites sériciteuses bigarrées

8. 6 m Calcaires massifs, gris-noir, bien lités, zébrés de veines de calcite blanche
9. 7 m Calcaires dolomitiques en bancs bréchiques, lenticulaires (à ciment localement cargneulisé)
10. 12 m Calcaires brunâtres en petits bancs alternant avec des calcschistes noirs
11. 16 m Calcaires roux à niveaux d'argilites sériciteuses vertes et intercalations bréchiques
12. 20 m Calcaires dolomitiques gris, crème à l'altération, en bancs bien lités d'épaisseur variable, parfois joints de dolomie pulvérulente et zones cargneulisées
13. 12 m Cargneules vacuolaires, bréchiques, conglomératiques, etc.

B. *Versant gauche de la vallée de Montjoie* (flanc NE du Mont d'Arbois):

- Niveaux 7, 8 et 9 analogues à ceux du versant droit
- 10 b. 40 m Bancs bien lités de calcaires dolomitiques beiges ou roux, alternant avec des argilites colorées, des calcschistes verts et des schistes noirs argileux et charbonneux. Cette série remplace les niveaux 10-11 de la coupe précédente.
  - Niveaux 12, 13 comme dans la coupe précédente
  14. 50 m (?) Schistes noirs et argilites avec lentilles d'anhydrite et de gypse autrefois exploitées dans la région de Vervex.

Les nombreuses variétés des faciès sédimentaires du Trias de la région de Saint-Gervais et ses brusques variations mériteraient d'être étudiées plus en détail. Je me contenterai de remarquer qu'il paraît ressembler plus au Trias du Belvédère des Aiguilles-Rouges (COLLET, 1943), qu'à celui de l'Autochtone du flanc occidental des Aiguilles-Rouges (AMBERGER, 1960).

Le Trias du flanc gauche de la vallée de Montjoie est surmonté par les séries tétraïques charriées du Mont-d'Arbois - Mont-Joly. Le plan de chevauchement est mis en évidence par le redoublement du Trias; les calcaires dolomitiques de la base de la série charriée reposent sur les cargneules « autochtones ».

Le contact tectonique, dans le ravin du nant Tarchey (entre Saint-Nicolas-de-Véroce et Saint-Gervais), est souligné par la présence de lentilles écrasées de grès et de schistes carbonifères (à plantes fossiles; P. BERTRAND, 1926) prises en sandwich entre les couches triasiques. Ce Carbonifère provient vraisemblablement du sommet du Prarion et indique que les unités Mont-d'Arbois - Mont-Joly viennent de l'est (couverture sédimentaire du flanc SW du Mont-Blanc).