

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 86 (1993)
Heft: 3

Artikel: Le Silésien (Carbonifère supérieur) de Pormenaz (massif des Aiguilles Rouges) : lithologie et tectonique
Autor: Lox, André / Bellière, Jacques
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167262>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.03.2025

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

Le Silésien (Carbonifère supérieur) de Pormenaz (Massif des Aiguilles Rouges): Lithologie et tectonique

Par ANDRÉ LOX¹⁾ et JACQUES BELLIERE¹⁾

RÉSUMÉ

Le Silésien de la région de Pormenaz est formé d'une série de couches sédimentaires détritiques qui comportent des conglomérats (parfois très grossiers), des grès et des siltites. Les termes les plus grossiers forment la partie inférieure de la série; les variations latérales d'épaisseur et de facies y sont rapides et importantes. Tous ces sédiments ont un caractère très immature (grauwackes) et proviennent, après un transport réduit, de l'érosion, sans altération chimique importante préalable, du socle cristallin plus ancien voisin. Les siltites et une partie des grès présentent une schistosité de dissolution qui passe, dans les lithofacies fins à une schistosité par cristallisation des phyllites.

L'ensemble est plissé selon une direction générale N20°E, avec des disharmonies marquées qui sont en relation avec les différences de compétence résultant de la granulométrie des roches. La déformation a d'abord engendré des plis synschisteux à schistosité de plan axial, puis, dans un second temps, a repleyé ces structures primaires. Toute la géométrie de la déformation est «cachetée» par le Trias discordant et est donc tardi-varisque («saalienne»). Toutefois un certain rejeu posthume des structures s'est manifesté au cours de la tectogenèse alpine.

ABSTRACT

The Silesian (Pennsylvanian) of the Pormenaz area is made of detrital sedimentary rocks: conglomerates (sometime very coarse), sandstones and siltstones. The coarser sediments form the lower part of the sequence and exhibit rapid and important lateral variations of facies and thickness. All these Silesian sediments are typically immature (graywackes): they suggest a short transport after erosion, without important preliminary weathering, of the crystalline basement in the source areas. The siltstones and a part of the sandstones exhibit a pressure-solution cleavage leading to a schistosity in the most fine-grained rocks.

The whole is folded with a general axis direction of N20°E. Contrast in competence of materials results in marked disharmonies. The deformation produced in a first stage tight folds with an axial-plane cleavage, and in a second stage a gentle folding of these primary structures. These deformations are of late-variscan age, as their whole geometry is cut at a high angle by the pre-triassic unconformity. Yet some evidences indicate a posthumous reworking during the alpine orogeny.

Introduction

On sait que le massif des Aiguilles Rouges comporte deux zones synclinales complexes occupées par des sédiments d'âge westphalien supérieur à permien (Jongmans 1960) discordants sur le socle cristallin plus ancien (fig. 1): la zone de Dorénaz-Châtelard, située dans l'est du massif et la zone de Pormenaz-Prarion dans sa partie sud-ouest. La montagne de Pormenaz (point culminant 2327 m) occupe la partie septentrionale de cette dernière zone. Sa constitution géologique est représentée par la carte (fig. 1) et par les

¹⁾ Laboratoire de Géologie, Université de Liège, Sart Tilman, B20, B-4000-Liège, Belgique.

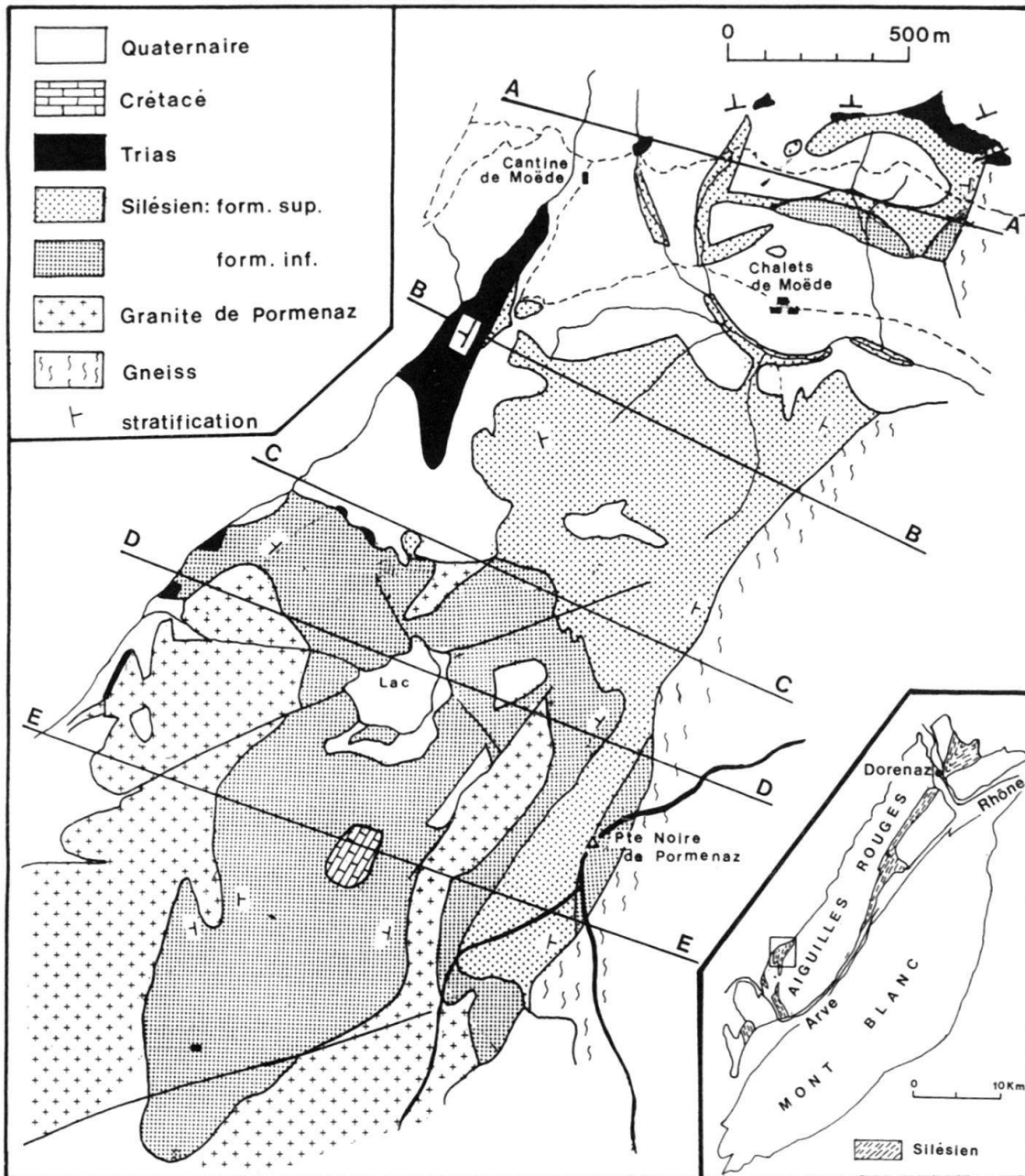


Fig. 1. Carte géologique de la région de Pormenaz.

coupes (fig. 2). Cette carte résulte de nos levés, qui sont en gros en accord avec ceux qui ont été effectués autrefois par N. Oulianoff (Corbin & Oulianoff 1969; Oulianoff 1971).

On voit que les masses rocheuses s'y répartissent en trois groupes, séparés les uns des autres par des discordances angulaires majeures et qui constituent ainsi trois segments tectogéniques superposés, à savoir:

a. le socle cristallin, formé:

– à l'est de la zone silésienne par des gneiss et des micaschistes à schistosité sub-verticale nord-sud; ces roches appartiennent au socle métamorphique des Aiguilles Rouges (Bellière 1958; von Raumer 1984);

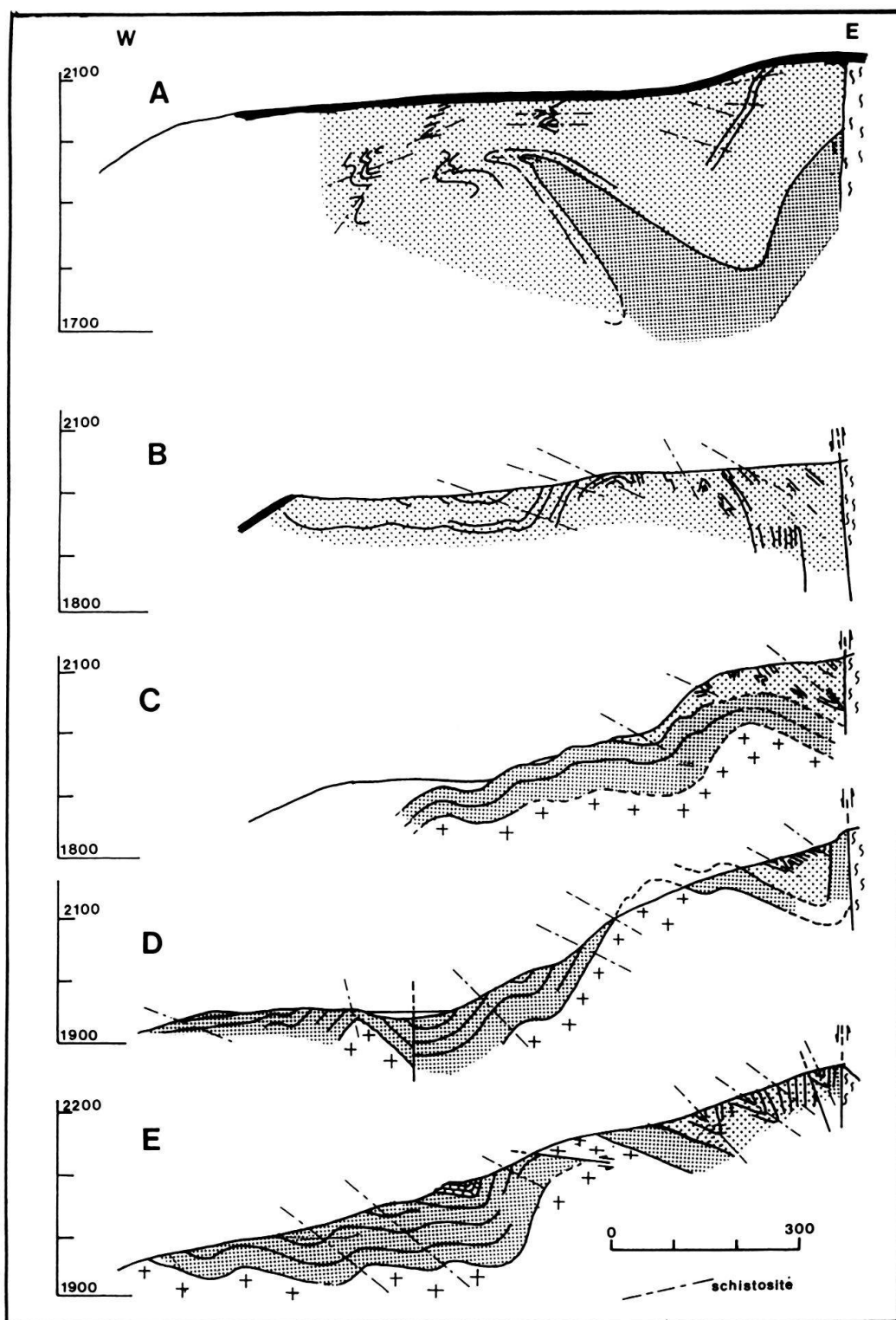


Fig. 2. Coupes à travers la région de Pormenaz. L'emplacement de ces coupes est indiqué sur la fig. 1. Les figurés sont les mêmes que pour la fig. 1.

N. B. Dans la région de la coupe A, la carte porte des affleurements de Trias discontinus. Toutefois, la couverture quaternaire qui les sépare est mince, de sorte que le niveau résistant des quartzites de base du Trias se marque par un ressaut dans la morphologie du versant. La coupe A, qui montre le Trias continu, a été dessinée en tenant compte de cette observation.

– sous la zone silésienne par un granite (le «granite de Pormenaz») caractérisé par la présence de cristaux prismatiques pluricentimétriques de feldspath potassique rose. Ce granite est très hétérogène et orienté nord-sud; ses contacts sont flous; il présente une teinte générale verdâtre due aux phénomènes d'altération hydrothermale (chloritisation, saussuritisation) et il est souvent mylonitisé à des degrés divers. En raison de ces deux circonstances, il est parfois difficile d'en distinguer le contact avec les arkoses de base du Silésien qui le surmontent.

b. le Silésien, formé d'une série de couches plissées, discordant sur le cristallin et séparé la plupart du temps des gneiss de l'ouest par un contact faillé. Ce Silésien fait l'objet de la présente note.

c. les matériaux alpins, dont on ne retiendra ici que le Trias, formé par la trilogie, classique dans cette partie des Alpes: quartzite (1 à 2 m) – argilites (0,5 m à quelques mètres) – dolomie et cornieule. Ce Trias est autochtone et discordant sur les formations plus anciennes.

Il existe de plus sur la montagne de Pormenaz une singularité géologique: une petite klippe, d'environ 250 m × 100 m, formée de calcaires d'âge crétacé et reposant sur le Carbonifère. Il en sera question plus loin.

L'intérêt de cette région est double:

1. les affleurements, continus et de qualité, permettent une bonne observation de la lithologie et des structures du Carbonifère;

2. la présence du Trias discordant sur le Silésien permet de rechercher dans celui-ci l'effet de déformations alpines éventuellement superposées aux déformations tardi-varisques.

Lithostratigraphie

Comme le montrent les coupes de la fig. 2, la série silésienne est constituée:

– dans sa partie inférieure par une formation surtout arénacée et conglomératique;
– dans sa partie supérieure par une formation à grain plus fin: siltites et grès fins, essentiellement.

Il n'existe pas de roches strictement pélitiques. Les siltites, et parfois aussi les grès, sont affectés d'une schistosité oblique à la stratification. Toutes ces roches sont caractérisées par une teinte grise à noire, due à la présence de débris charbonneux. Il n'existe donc pas dans la région de Pormenaz, pas plus d'ailleurs que dans toute la partie occidentale des Aiguilles Rouges, l'équivalent des roches violettes connues à l'est dans le synclinal de Dorénaz-Châtelard et habituellement attribuées au Permien.

Formation inférieure

Cette formation, dans la région étudiée, est sujette à des variations latérales marquées. En effet, dans la partie nord et est de la région elle est constituée d'une série de bancs gréseux de teinte grise, puissante d'une cinquantaine de mètres au moins. Ces

bancs, d'épaisseurs diverses (0,20 m à 1,50 m) comportent des grès fins (100 à 200 μ) à stratification entrecroisée, des grès grossiers (500 μ à 1 mm) et parfois des conglomérats à petits cailloux (< 5 cm). Interstratifiées entre ces bancs, on rencontre de fines intercalations d'antracite écrasées sous forme de lentilles et l'un ou l'autre lit de siltite sombre d'épaisseur métrique.

Par contre, dans la partie centrale et méridionale de la région, la formation inférieure comporte:

- à sa base un ensemble de bancs massifs, plurimétriques, d'une roche hétérogranulaire, souvent difficile à distinguer du granite altéré sous-jacent;
- à sa partie supérieure un ensemble de bancs épais, souvent plurimétriques, d'un conglomérat très grossier (blocs de 15 à 50 cm) dans lesquels s'intercalent des niveaux de grès et de siltite.

Les deux profils de la fig. 3, relevés à environ 1 km l'un de l'autre, témoignent des variations latérales très rapides d'épaisseur et de lithologie. Ces variations rendent illusoire toute tentative de corrélation lithologique détaillée entre les divers endroits de la région étudiée.

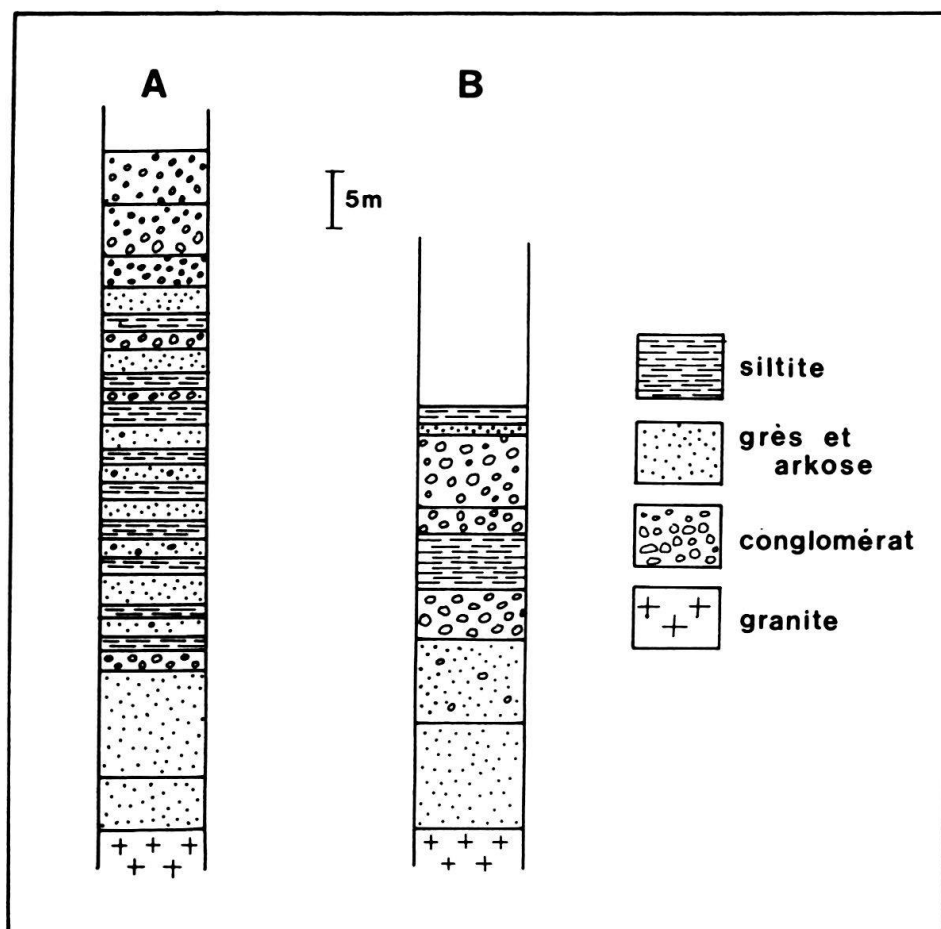


Fig. 3. Successions lithologiques relevées à la partie inférieure du Silésien:

A: près du lac de Pormenaz;

B: à l'est des chalets de Chavanne Neuve (bord sud de l'aire d'affleurement du Silésien).

Cet ensemble grossièrement conglomératique, d'une puissance de 70 à 100 m, a été interprété antérieurement (Laurent 1968) comme un dépôt stéphanien discordant sur le Westphalien. Notre levé détaillé de la région montre au contraire qu'il s'agit bien de la base de la série silésienne, reposant toujours sur le socle cristallin et surmontée par la formation supérieure, constituée de roches à grain plus fin.

Formation supérieure

Elle occupe la plus grande partie de la région nord de la zone de Pormenaz. Elle est constituée par une série de roches détritiques sombres de grain variable, depuis des siltites fines noires jusqu'à grès gris foncé à grain fin (200 μ). Toutes ces roches sont affectées d'une schistosité oblique à la stratification, qui sera décrite plus loin. On y observe :

- fréquemment des successions de strates millimétriques régulières alternativement microgréseuses (200 μ) et silteuses (40 μ);
- fréquemment des structures rubano-lenticulaires, définies par de minces lentilles allongées d'un sédiment plus clair et plus gréseux au sein des siltites fines;
- occasionnellement des figures de charge de petite taille.

Aucun banc de cette formation n'excède 30 à 50 cm d'épaisseur. Sa puissance est impossible à apprécier en raison de la forte déformation tectonique qui l'affecte et du fait qu'on n'en connaît pas le sommet. Elle est d'au moins 200 à 300 m.

Pétrographie

Toutes les roches silésiennes des deux formations dont il vient d'être question sont constituées des mêmes minéraux détritiques (quartz, feldspaths, micas, chlorites), ce qui les rattache à la famille des grauwackes. Elles ne diffèrent entre elles que par la grosseur des grains: 30 μ à 900 μ et parfois plus dans les roches grossières de la formation inférieure. Tous ces minéraux détritiques sont anguleux.

Des plagioclases très altérés peuvent voisiner dans la même coupe mince avec des grains frais titrant jusqu'à 32% An. On en conclut qu'il s'agit d'une altération sporadique antérieure à la sédimentation silésienne. Le feldspath potassique, abondant dans les arkoses de la formation inférieure, devient beaucoup plus rare dans la partie supérieure de la série. La muscovite détritique est toujours très abondante. La biotite détritique est moins fréquente, mais certaines roches en contiennent une grande quantité.

A l'exception des formations très grossières de la base, toutes les roches contiennent, en proportions diverses, de la matière organique d'origine végétale, depuis des débris infimes jusqu'à des fragments macroscopiquement identifiables. C'est la présence de ces débris qui confère à l'ensemble sa teinte sombre, grise ou noire, si caractéristique.

Caractères de la sédimentation

On peut conclure des observations qui précèdent que le Silésien de Pormenaz est formé de sédiments immatures qui proviennent, après transport réduit, de l'érosion, sans altération météorique préalable importante, du socle cristallin voisin. Cette conclusion se base sur :

- la minéralogie de ces roches, riches en feldspaths et micas détritiques, dont la biotite;
- la forme angulaire des grains et peu arrondie des cailloux;
- la grande taille des feldspaths potassiques dans les premiers bancs d'arkose.

La granulométrie des sédiments, les variations latérales du faciès lithologique et les nombreux débris végétaux témoignent d'un dépôt en milieu continental, dans un contexte deltaïque ou de cône alluvial avec enfouissement relativement rapide.

Microstructure

A l'exception des arkoses et des conglomérats grossiers de la formation de base, toutes les roches du Silésien, y compris des grès à grains millimétriques, présentent une schistosité. Celle-ci est unique; elle est définie à la fois par des joints et par des néocristallisations.

Les joints ont un tracé sinueux le long duquel les grains détritiques présentent des structures d'impressionnement: ce sont donc des joints de dissolution de type microstylolithique, expression de l'aplatissement de la roche. Ils sont garnis d'un résidu de dissolution formant un film mince de teinte sombre. Ils découpent la roche en microolithons dont l'épaisseur (60 μ à 300 μ) est en relation directe avec la taille des grains. La nature microstylolithique de cette structure schisteuse est particulièrement bien exprimée lorsqu'elle s'est développée dans des roches à gros grains (fig. 4 A).

Indépendamment de ces joints, les roches montrent des néocristallisations orientées de minéraux de petite taille (séricite, chlorite, quartz) sous la forme d'auréoles d'étirement ou de «barbes» situées de part et d'autre des grains (fig. 4 C) ou entre les fragments d'un grain brisé. Ces minéraux, fibreux ou lamellaires, sont toujours orientés dans le plan de schistosité et dans le sens de l'allongement, lequel est perpendiculaire aux axes des plis (voir fig. 5). Deux cas sont particulièrement spectaculaires:

- celui de l'écartement des feuillets des muscovites détritiques avec comblement de l'espace ainsi formé par du quartz fibreux perpendiculaire aux parois (fig. 4 B);
- celui des débris végétaux, toujours entourés d'auréoles importantes de muscovite + chlorite, ce qui leur confère un aspect macroscopique argenté (fig. 4 D).

Dans les faciès les plus fins, toute la pâte de la roche a recristallisé en un feutrage orienté de petits cristaux.

La schistosité, définie de manière purement descriptive, est donc une schistosité espacée qui se situe entre le «rough cleavage» et le «smooth cleavage» dans la classification de Powell (1978). Dans une nomenclature à connotation plus génétique, il s'agit typiquement d'une schistosité de dissolution («pressure-solution cleavage») passant à une schistosité de cristallisation («schistosity») dans les faciès les plus fins.

De plus, des observations effectuées sur les auréoles des débris organiques dans des coupes minces taillées dans plusieurs directions montrent (fig. 5) que l'ellipsoïde des déformations finies possède trois axes inégaux ($x > y > z$) correspondant respectivement à (a, b, c).

Toutes les roches schisteuses présentent à l'échelle microscopique des fissures d'extension perpendiculaires à la direction de l'allongement maximal. Les moins larges d'entre

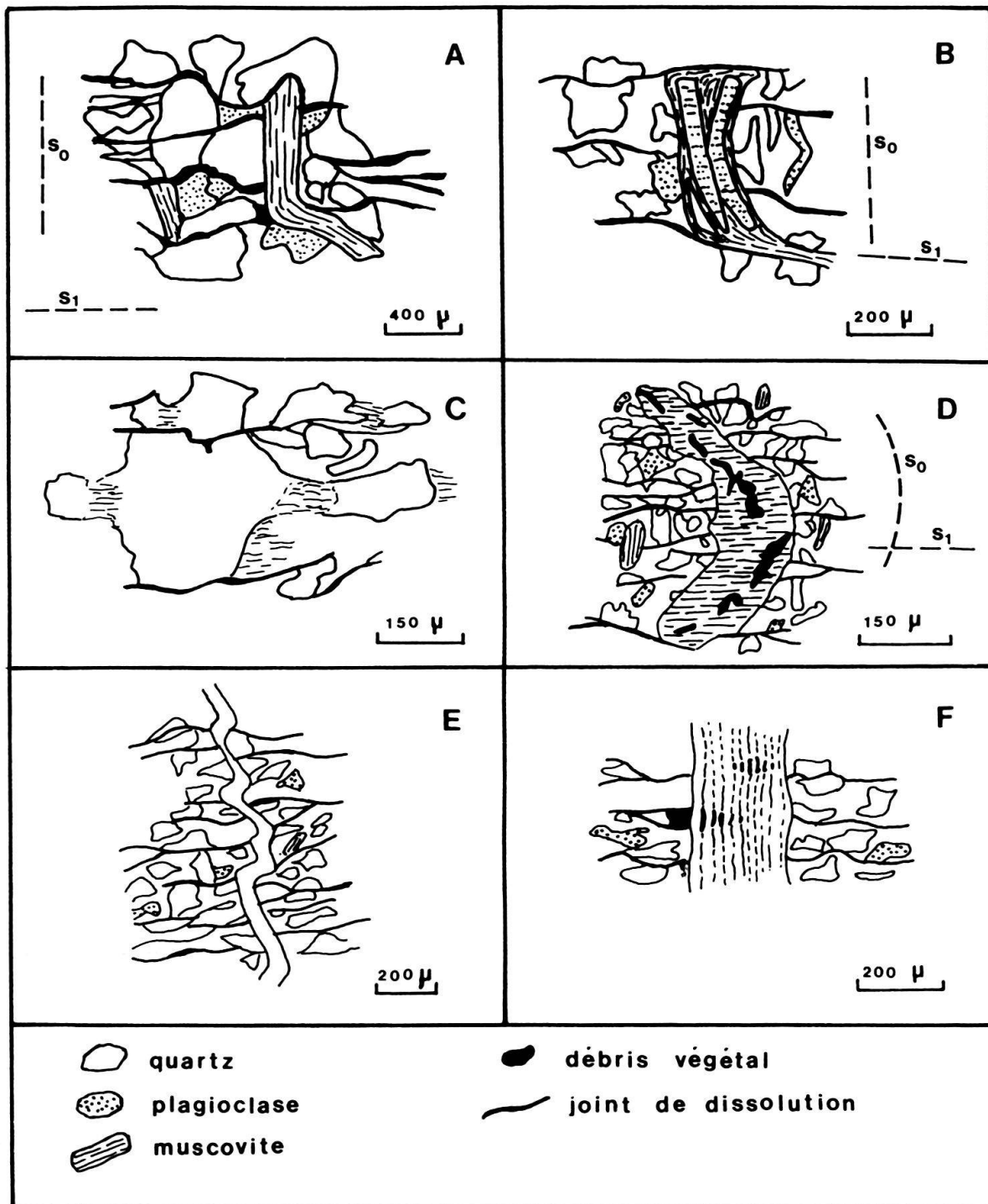


Fig. 4. Schistosité de dissolution et structures associées dans les sédiments silésiens (dessins à la chambre claire):

A: impressionnement des quartz et feldspaths; grande muscovite détritique parallèle à s_0 , pliée par l'aplatissement tectonique selon s_1 .

B: quartz fibreux de néoformation entre les feuillets écartés d'une muscovite détritique.

C: auréoles d'étirement («barbes») de quartz + séricite, parallèles à s_1 .

D: auréole d'étirement formée de muscovite autour de débris végétaux.

E: fissure d'extension occupée par du quartz, perpendiculaire à s_1 et plissotée par suite de l'aplatissement.

F: fissure d'extension témoignant du «crack-seal mechanism».

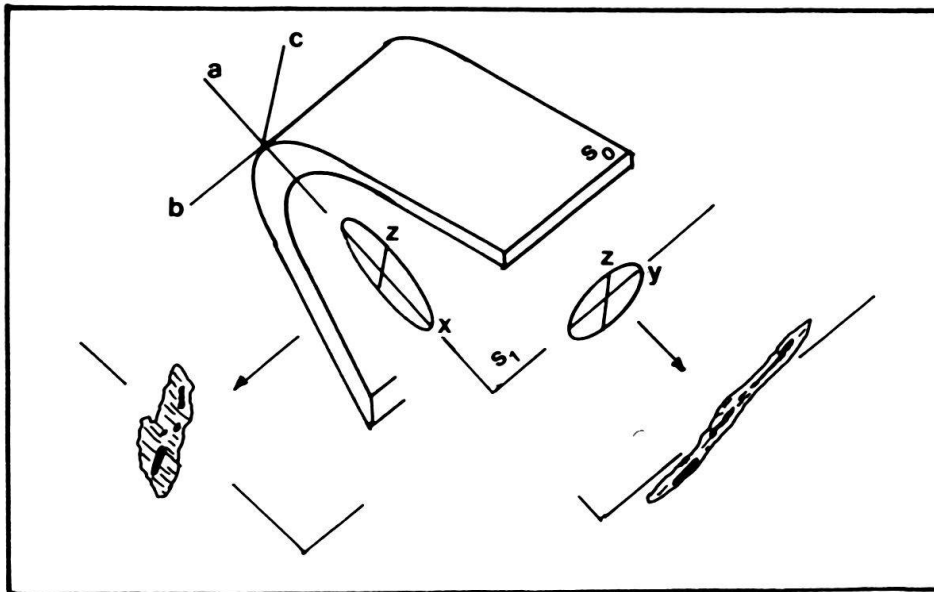


Fig. 5. Position de l'ellipsoïde des déformations finies dans un pli synschisteux : synthèse d'observations faites en plusieurs endroits. Direction de l'axe b: environ N20°E; dimension de la portion de couche représentée: environ 0,5 m.

elles ($< 10 \mu$) ont été cicatrisées par les minéraux mêmes des grains traversés, recristallisés en continuité cristallographique avec ceux-ci, dont ils ne diffèrent que par leur état de fraîcheur et de limpidité plus grande. Les fissures d'extension les plus larges ($> 100 \mu$) présentent de manière très nette des traînées d'inclusions parallèles aux parois qui témoignent d'un processus répétitif d'ouverture, décrit par Ramsay (1980) sous le nom de «crack-seal mechanism» (fig. 4F). Ces microfilonnets sont souvent plissotés (fig. 4E), conséquence de l'aplatissement selon le plan de schistosité, qui s'est poursuivi après leur apparition. Dans les roches très grossières, dépourvues de schistosité, les fissures d'extension ont la forme de veines, parfois très nombreuses à l'échelle macroscopique, remplies de quartz cristallisé perpendiculairement aux parois.

Macrostructures: les plis

A l'échelle de l'affleurement ou de la carte, les roches silésiennes de Pormenz dessinent de nombreux plis dont la direction d'axe générale est d'environ N20°E. La fig. 2 en donne la représentation par une série de coupes transverses à cette direction. On notera en particulier les points suivants.

1. Le plissement est relativement irrégulier: la forme et l'amplitude des plis changent d'une transversale à l'autre. Ce changement est surtout flagrant entre les deux coupes septentrionales A et B qu'il est pratiquement impossible de raccorder, d'autant plus qu'elles sont séparées sur le terrain par une zone couverte de dépôts quaternaires.

2. Il existe dans le plissement une disharmonie marquée qui est en relation avec la lithologie des matériaux déformés: les plis qui affectent les roches plus grossières (série inférieure gréseuse et conglomératique) sont relativement ouverts (70° à 100° en général) et de longueur d'onde importante (200 à 300 m); seul fait exception le pli isoclinal décrit

par les grès au nord des chalets de Moëde (fig. 2, coupe A). Par contre, au sein de la formation supérieure, formée essentiellement de siltites schisteuses, les plis sont beaucoup plus serrés (30° à isoclinaux) et d'une longueur d'onde réduite: quelques dizaines de mètres avec de nombreux plissements décimétriques (voir, par exemple, la partie est des coupes C, D et E de la fig. 2).

3. Dans tous les plis dont il vient d'être question, la schistosité est parallèle aux plans axiaux. Il s'agit donc de plis synschisteux.

4. En de nombreux endroits, une déformation ultérieure a affecté les surfaces axiales et par conséquent la schistosité, provoquant la formation de nombreux plis postschisteux. Dans la partie nord de la région, cette reprise est visible à l'échelle de la coupe sous la forme d'une large ondulation en voûte (coupe A, fig. 2). Plus au sud, elle se manifeste plutôt sous la forme d'ondulations métriques. Cette reprise a pour conséquence une attitude variable de la schistosité à travers la région, comme le montre la fig. 6. Le report des mesures sur un diagramme stéréoscopique (fig. 7) montre.:

a) une zone de densité maximale correspondant à une orientation de $N20^\circ E$ avec une pente de $30^\circ E$;

b) une distribution en zone autour d'un axe p subhorizontal de direction $N15^\circ E$. La reprise postschisteuse est donc sensiblement coaxiale de la première déformation synschisteuse.

5. Dans la région qui s'étend immédiatement au sud du lac de Pormenaz, l'érosion a mis à nu de larges surfaces de stratification dans les conglomérats de la formation inférieure. Dans ces conditions, on peut se rendre compte que les plis ouverts décrits par ces roches (parties ouest de la coupe E, fig. 2) ne sont pas cylindriques, mais correspondent à des surfaces gauches, avec des directions d'axes locaux variant de $N10^\circ E$ à $N45^\circ E$. La cause de cette disposition n'est pas claire. Elle pourrait être due à une interférence des mouvements varisques et des mouvements alpins (voir ci-dessous).

6. Comme le montre la coupe A (fig. 2), toutes les structures dont il vient d'être question (les plis primaires synschisteux, la schistosité de plan axial qui leur est contemporaine et les plis secondaires postschisteux) sont «cachetées» de manière indubitable par les bancs de quartzite de la base du Trias, discordants sur les formations pré-alpines (cette discordance est directement observable dans la partie est de la coupe). Il en résulte que toutes ces structures sont nécessairement d'âge tardi-varisque, contrairement à un modèle proposé antérieurement (Breton 1972), même si localement la schistosité varisque du Silésien peut se trouver parallèle à la schistosité alpine des argilites triasiques surincombantes.

Effet du plissement alpin sur les roches silésiennes

Le quartzite de base du Trias forme une dalle dont l'attitude ($N45^\circ E$, pente $30^\circ NW$) est remarquablement constante le long du bord nord-ouest du massif cristallin des Aiguilles Rouges. Toutefois, dans la région de Moëde-Pormenaz, où le Trias ne repose pas sur le cristallin mais sur les sédiments silésiens, cette attitude se modifie légèrement. En effet, les mesures, reportées sur une projection stéréographique (fig. 8) montrent les

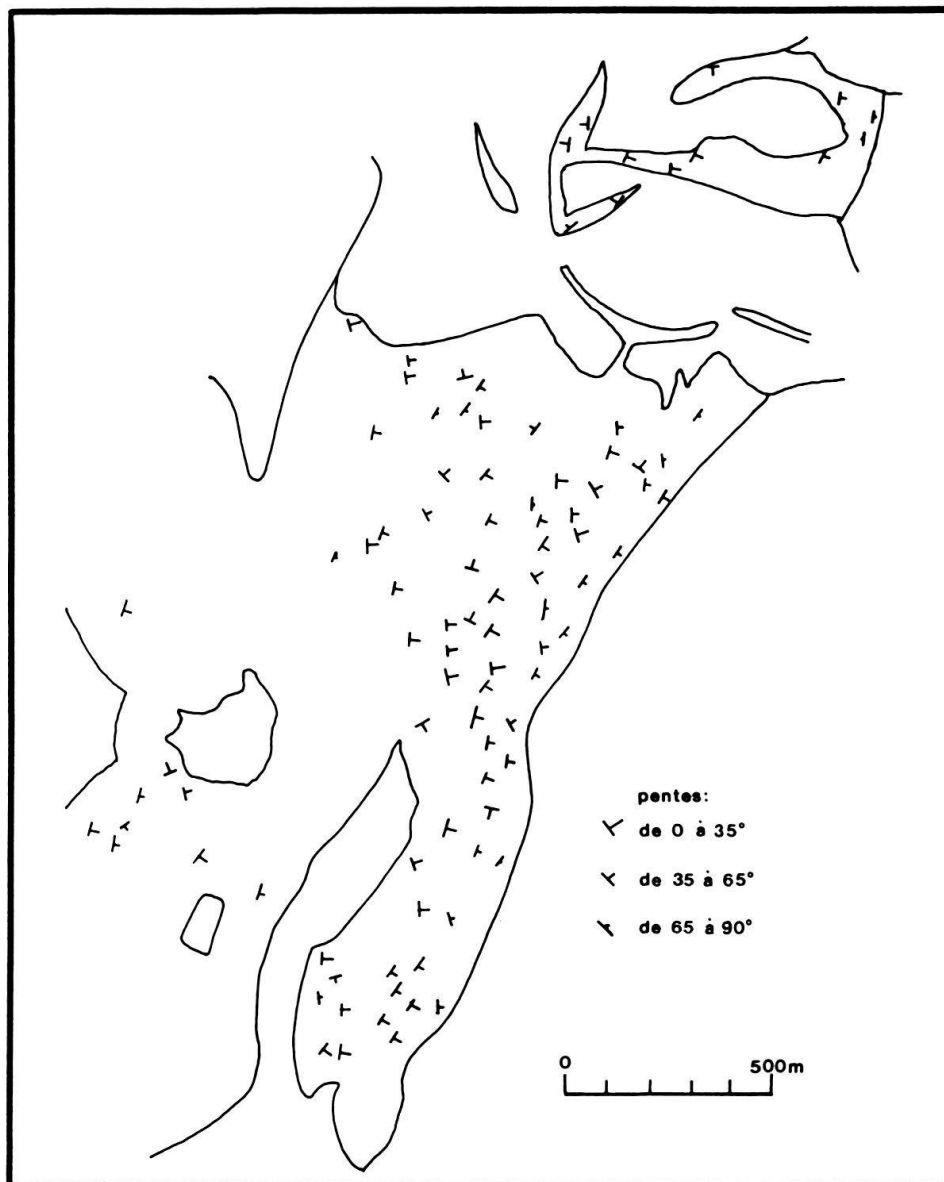


Fig. 6. Distribution de la schistosité dans le Carbonifère de la montagne de Pormenaz.

pôles de la stratification alignés sur un grand cercle, ce qui correspond à une ou plusieurs ondulations d'axe N8°W et d'ennoyage 22°N. Il semble donc que la présence des formations carbonifères (ou des fractures de l'ancien graben qui leur est sousjacent) ait déterminé dans le socle pré-triasique une zone de faiblesse qui a pu être le siège de mouvements posthumes au cours de la tectogenèse alpine. Ce phénomène peut avoir une part de responsabilité dans la distribution quelque peu irrégulière de la schistosité varisque dans le Silésien de la montagne de Pormenaz (voir plus haut) mais n'a pas été suffisamment intense pour y engendrer une deuxième schistosité d'âge alpin.

Le problème de l'incidence des mouvements alpins dans le socle varisque est toutefois loin d'être simple, ainsi qu'en atteste la constitution apparemment paradoxale de la «klippe» mésozoïque de Pormenaz. Il s'agit d'un petit volume de calcaire d'environ 250 m de long, 100 m de large et 30 m de haut, complètement isolé et situé à 300 m au

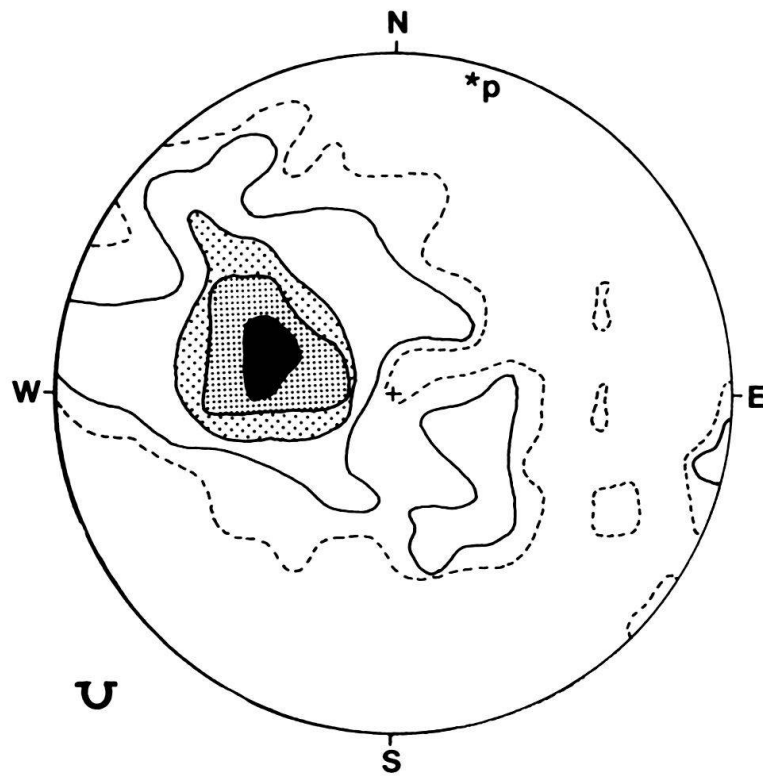


Fig. 7. Diagramme π de la schistosité à Pormenaz. Contours: 14 – 8 – 5 – 2 – < 2%.

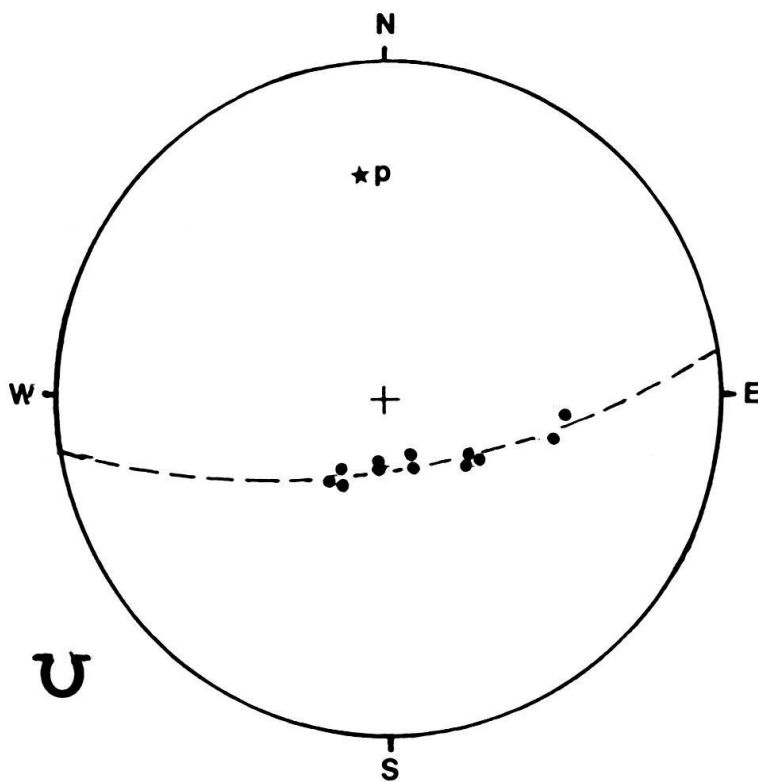


Fig. 8. Distribution de la stratification du quartzite triasique le long du contact nord de l'aire occupée par le Silésien.

sud du lac de Pormenaz (fig. 1 et coupe E de la fig. 2). Ce calcaire a été décrit et daté du Turonien et/ou du Sénonien inférieur par Pairis et al. (1973). La coupe schématique de la fig. 9 en donne la nature et la géométrie. On notera en particulier les points suivants:

a) Ces couches calcaires reposent en concordance apparente sur le Silésien dont elles sont séparées par un niveau discontinu (0 à 1,5 m) d'une roche très écrasée qui pourrait être: soit du Trias basal atypique, soit plus probablement une cataclasite de cristallin ou de Silésien arkosique. Ce niveau, en raison de sa faible épaisseur, n'est pas représenté sur la fig. 9.

b) L'ensemble (Silésien et Mésozoïque) dessine un pli bien exprimé dont la géométrie est conforme à celle des plis du Silésien de cet endroit (coupe E de la fig. 2 et fig. 9).

c) Les calcaires sont fortement tectonisés, surtout dans leur partie inférieure: ils y sont affectés d'une schistosité qui est parallèle à la stratification et qui est donc déformée par le pli, en dessinant localement de petits plissements (fig. 9). Ce caractère tectonisé contraste avec l'aspect peu affecté du Silésien sous-jacent.

Ces observations amènent à considérer ce petit massif comme une écaille, écrasée entre l'autochtone et les masses charriées surincombantes de la nappe de Morcles (Epard 1990); cette écaille pourrait, dans une certaine mesure, être apparentée aux téguments jurassiques que l'on rencontre plus au nord-est à la base de la nappe de Morcles; ceci avec la réserve qu'impose son âge crétacé et son caractère à la fois isolé et singulier.

Le caractère paradoxal de cette petite unité réside dans l'âge alpin indubitable du pli qui l'affecte en même temps que le Silésien sous-jacent, alors que plus au nord la couverture continue de Trias n'est affectée que d'ondulations de faible amplitude et ne montre aucun pli de ce genre. Il doit donc s'agir, ici aussi, d'une manifestation posthume, c'est-à-dire d'une déformation d'âge alpin qui emprunte la direction et le style de la déformation varisque. Que cette déformation ait affecté précisément une partie du socle formée de roches très compétentes (conglomérats très grossiers en bancs épais) est un autre trait paradoxal.

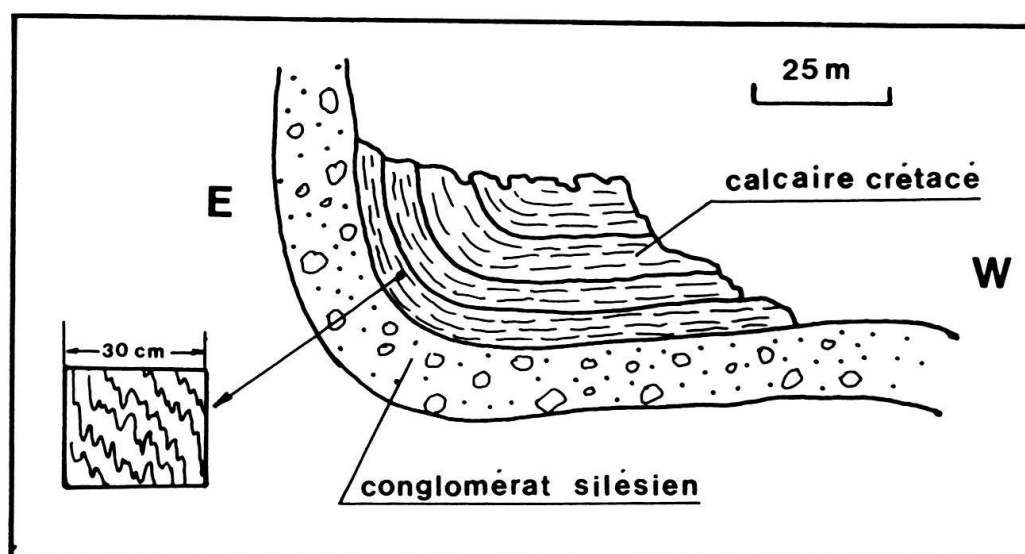


Fig. 9. Coupe de la klippe mésozoïque de Pormenaz. Contrairement à l'usage, l'ouest est placé à droite, de manière à montrer la couple telle qu'elle est vue sur l'affleurement.

Comparaison avec le Silésien d'autres parties des Aiguilles Rouges

Comme on l'a rappelé au début de cette note, le massif des Aiguilles Rouges comporte deux zones principales occupées par des roches silésiennes: la zone de Pormenaz-Prarion à l'ouest et la zone de Dorénaz-Châtelard à l'est. Un commentaire s'impose au sujet de cette dernière.

Il faut signaler d'abord qu'outre les sédiments gris et noirs identiques à ceux de Pormenaz, elle comporte des roches lie-de-vin, traditionnellement considérées comme supérieures aux roches grises et attribuées au Permien. L'extrémité nord-orientale de cette zone de Dorénaz-Châtelard, située à l'est du Rhône, consiste en un grand synclinal, de forme bien exprimée, dont la coupe est bien exposée dans le flanc droit de la vallée du Rhône (fig. 1). Le reste de la zone, qui traverse le massif des Aiguilles Rouges en biais entre les vallées du Rhône et de l'Arve, montre par contre une structure de plus en plus complexe qui passe vers le sud-ouest à une disposition en écailles redressées, plus ou moins coincées dans le socle cristallin et dans laquelle la forme synclinale n'est plus identifiable.

La partie nord-orientale (à l'est du Rhône) a fait l'objet antérieurement de plusieurs travaux (Sublet 1969; Badoux 1971) dont les auteurs concluent à une structure synclinale d'âge varisque, cachetée par le Trias discordant et quelque peu rajeunie par des mouvements posthumes lors de la tectogenèse alpine: en effet, le Trias autochtone dessine lui-même une allure synclinale emboîtée dans le synclinal de Carbonifère sous-jacent. Plus récemment l'étude de cette région a été reprise par Pilloud (1989). Cet auteur, sur la base d'arguments d'ailleurs assez convaincants, voit dans les couches lie-de-vin une variation latérale de facies des couches grises, et non une formation plus jeune que celles-ci. Cette interprétation l'amène à minimiser fortement la discordance angulaire du Trias sur le Paléozoïque supérieur, à conclure à l'âge alpin de l'essentiel de la structure du synclinal de Dorénaz et en particulier à l'âge alpin de la schistosité qui en affecte le contenu.

On voit que ces conclusions s'écartent nettement de celles auxquelles nous ont conduit l'étude de la zone de Pormenaz. En effet, nos observations montrent clairement l'existence, à Pormenaz, d'une phase déformative post-silésienne et anté-triasique, accompagnée d'une schistogenèse généralisée et compliquée d'une phase secondaire (schistosité plissée). Ces conclusions sont conformes à celles qu'avaient émises les auteurs antérieurs (Sublet 1969; Badoux 1971) à propos de Dorénaz. De plus, les roches de Pormenaz, par leur sédimentologie, leur lithologie et leur structure schisteuse, sont identiques à celles de Dorénaz-Châtelard, au point qu'il est impossible, tant macroscopiquement que microscopiquement de distinguer les unes des autres en échantillons. Il serait donc assez surprenant que le rôle de la tectonique post-silésienne ait été aussi différent dans les deux zones synclinales.

BIBLIOGRAPHIE

- BADOUX H. 1971. Notice explicative de la carte géologique, feuille 1305: Dent de Morcles. Commission Géologique Suisse.
- BELLIÈRE J. 1958. Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins des Aiguilles Rouges. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 81, 1–198.
- (coordinateur) 1987. Carte géologique de la France au 1:50000. Feuille CHAMONIX. Bur. Rech. géol.-min. Orléans.
- BRETON J. P. 1972. Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, Paris-sud.
- CORBIN P. & OULIANOFF N. 1969. Carte géologique du Massif du Mont Blanc (partie française). Feuille PORMENAZ. Sté. franç. de Stéréotopogr.
- EPARD J. L. 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont Blanc. Thèse doct. Univ. de Lausanne.
- JONGMANS W. J. 1960. Die Karbonflora der Schweiz. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 108.
- LAURENT R. 1968. Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie, France) Thèse n° 1434, Fac. des Sc. Univ. de Genève.
- OULIANOFF N. 1971. Feuille PORMENAZ, 14e de la carte géologique au 1:20000 des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. Vaudoise des Sc. Nat.* 71, 366, 99–104.
- PAIRIS B., PAIRIS J. L. & PORTHAULT B. 1973. Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges (Alpes de Haute Savoie). *C.R. Acad. Sci.* 276, série D, 1131–1134.
- PILLOUD C. 1989. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges). Thèse doct. Fac. des Sc. Univ. de Lausanne.
- POWELL, C. MC. A. 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics* 58, 21–34.
- VON RAUMER J. 1984. The external massifs, relics of variscan basement in the Alps. *Geol. Rdsch.* 73, 1–31.
- RAMSAY J. G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 5772, 135–139.
- SUBLET P. 1962. Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais). *Ecl. Geol. Helv.* 55, 23–26.

Manuscrit reçu le 19 août 1991

Révision acceptée le 23 mai 1993

