

Zeitschrift:	Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber:	Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band:	5 (1952)
Heft:	6
Artikel:	Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone pennique des alpes franco-italo-suisses et son environnement
Autor:	Fourmarier, Paul
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-739546

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: 09.01.2026

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

ESSAI
SUR LE COMPORTEMENT ET L'ALLURE
DE LA SCHISTOSITÉ
ET DES JOINTS CONNEXES DANS LA
ZONE PENNIQUE DES ALPES FRANCO-
ITALO-SUISSES ET SON ENVIRONNEMENT

PAR

Paul FOURMARIER

(Avec 16 fig.)

INTRODUCTION.

Dans un travail antérieur¹, j'ai donné quelques indications d'ordre général sur la schistosité dans les Alpes, d'après la documentation que j'avais recueillie personnellement à l'occasion de nombreuses excursions dans l'autochtone, les nappes helvétiques et ultra-helvétiques et leurs racines². J'ai été beaucoup plus sommaire en ce qui concerne la vaste zone située à l'intérieur des massifs cristallins centraux parce que mes recherches n'y avaient pas été poussées de façon suffisante.

Depuis lors, j'ai eu l'occasion de visiter un certain nombre d'endroits intéressants de cette partie des Alpes, et je crois pouvoir donner, à titre provisoire tout au moins, les premiers résultats de mes études. Je m'empresse de rappeler que, dans

¹ P. FOURMARIER, « Observations sur le comportement de la schistosité dans les Alpes », *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, *livre jubil. Ch. Jacob*, 1949, pp. 171-183.

² Dans un autre travail, j'ai signalé aussi quelques observations faites en bordure de la chaîne: P. FOURMARIER, « La schistosité dans les terrains de la bordure externe des Alpes entre l'Ubaye et la Méditerranée ». Assoc. franç. Avanc. Sciences: Congrès Toulouse, 1950.

le problème si complexe de la schistosité, les conclusions sont parfois sujettes à caution; c'est en multipliant les observations que l'on peut espérer arriver à serrer de plus près la solution des problèmes posés.

Une telle étude demande beaucoup de temps; dans l'incertitude du lendemain, je crois préférable de livrer à mes confrères les résultats déjà acquis avec l'espoir qu'ils pourront en tirer quelque profit.

Le présent travail se rapporte essentiellement au territoire compris à l'intérieur de l'arc des massifs cristallins centraux, de la Méditerranée au Prättigau et à la Basse-Engadine, et limité au sud par la plaine du Pô jusqu'au lac de Garde. Il intéresse la zone pennique proprement dite mais aussi les unités tectoniques qui l'entourent, toute comparaison entre ces deux groupes pouvant conduire à des résultats intéressants.

Je m'occuperai spécialement des formations mésozoïques et cénozoïques; leur soubassement cristallophyllien ne sera envisagé que là où il présente lui-même la schistosité, ce qui est plutôt exceptionnel, ou bien un microplissement assez net pour permettre de juger de ce qu'eût été la schistosité si elle s'était développée normalement¹.

J'ai été grandement aidé dans mes travaux par mon ami A. Amstutz ainsi que par le professeur Wegmann et MM. Bellair et Ellenberger, qui m'ont accompagné sur le terrain et qui m'ont fait profiter de leur expérience du pays. À tous, j'exprime ma très vive reconnaissance.

I. PRÄTTIGAU ET VIA MALA. FENÊTRE DE LA BASSE-ENGADINE.

1. *Nature et développement des déformations intimes des roches.*

Je prendrai comme point de départ la région du Prättigau où mes recherches ont été grandement facilitées par la docu-

¹ Pour la signification des termes employés, voir: P. FOURMARIER, « Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés », *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXV, pp. B 181-194, 1952.

mentation que j'ai trouvée dans une publication récente de Paul Nänny¹. Son auteur a levé en détail la carte du Prättigau au nord de la vallée de la Plessur, dans la terminaison nord-orientale de la zone pennique, demi-fenêtre du Prättigau, là où elle s'enfonce au nord, à l'est et au sud-est sous la couverture des nappes austro-alpines. Il s'agit d'une vaste zone occupée par les formations que, dans sa carte tectonique de 1923, R. Staub figurait sous la teinte des Bündnerschiefer, ou « schistes lustrés », et qu'il désigne, dans sa carte des Alpes méridionales de 1949 sous le nom de « Prättigauschiefer » faisant partie de son « Tiefpenninikum »².

Dans leur ensemble, ces roches constituent un « flysch », et P. Nänny a pu établir, par la paléontologie, que leur âge va du Crétacé inférieur à l'Eocène inférieur.

La carte jointe au mémoire de ce savant montre que la série du Prättigau est disposée en une large allure anticlinale de direction ouest-sud-ouest-est-nord-est, compliquée par un accident tectonique important à sa bordure septentrionale, près de la plaine du Rhin.

Sur le terrain, on est frappé de voir que ces roches sont affectées de plis de dimensions relativement réduites, mais d'une complication singulière, dont il est souvent difficile d'interpréter le style tectonique. C'est ce que P. Nänny a indiqué dans les coupes jointes à son mémoire, de façon schématique tout au moins.

La coupe de la vallée de la Landquart m'a servi de base, car on y rencontre la succession complète des étages distingués par Nänny, depuis les couches les plus anciennes attribuées provisoirement au Crétacé inférieur, bien visibles dans les gorges étroites de la Landquart en aval de Grünsch et de Seewis,

¹ Paul NÄNNY, *Zur Geologie der Prättigausechiefer zwischen Rhätikon und Plessur*, Gebr. Fretz A.G., Zurich, 1948.

Voir aussi: J. CADISCH, « Prättigauer Halbfenster und unterengadiner Fenster, ein Vergleich », *Eclog. geol. Helv.*, vol. 43, n° 2, 1950, p. 172.

² R. STAUB, *Carte géologique des Alpes*, Société helvétique des Sciences naturelles, 1923; Id., « Tektonische Karte der Südalpen und ihre Nachbargebiete in Betrachtungen über den Bau der südalpen », *Eclog. geol. Helv.*, 42, 1949.

jusqu'aux couches les plus récentes de l'Eocène inférieur affleurant près de Serneus, à 5 kilomètres de Klosters Platz, cette dernière localité se trouvant au contact des Prättigauschiefer et des nappes austro-alpines.

La différence est très nette entre les niveaux inférieurs et les niveaux supérieurs: dans les premiers, rapportés au Crétacé inférieur ou moyen¹, la schistosité est très développée, ainsi qu'on peut l'observer dans la gorge de la Landquart près de la plaine alluviale du Rhin; les feuillets des schistes sont disposés suivant le plan axial des nombreux plis serrés que dessinent les couches à cet endroit. Il s'agit en l'occurrence d'un clivage de flux; les feuillets ont leur surface généralement luisante et le débitage de la roche s'opère facilement suivant ces joints.

A la sortie amont du village de Schiers, j'ai pu observer un bel affleurement situé vers la base de la série de Sassauna de P. Nännny, c'est-à-dire dans des roches du Crétacé moyen; les schistes se débitent en grands feuillets relativement réguliers, à surface luisante, encore du type de la schistosité de flux.

En amont de Jenaz, dans la série de Fadura, d'âge sénonien inférieur, le débitage en feuillets obliques à la stratification se rapproche davantage du clivage de fracture; ce caractère s'accentue de plus en plus au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série stratigraphique; c'est ainsi que près de Serneus, dans les couches les plus récentes du Crétacé, le feuillement oblique à la stratification est peu développé; l'aspect des feuillets généralement grossiers et mats indique la zone à schistosité de fracture.

On peut donc affirmer que, dans la série du Prättigau, la schistosité se développe de plus en plus au fur et à mesure que l'on descend l'échelle stratigraphique; le passage est très progressif de la schistosité de fracture à la schistosité de flux, au point que, dans la zone de transition, il est souvent difficile de décider si le feuillement doit être rapporté à l'un ou à l'autre type. La coupe de la vallée de la Landquart confirme ainsi la

¹ Dans son travail de 1950, J. Cadisch les désigne sous le nom de « Alter als Cenoman ».

règle établie quant au développement progressif du clivage en dessous du front supérieur de schistosité¹.

Mes observations dans la vallée de la Plessur conduisent au même résultat. D'après la carte de Nanny, de Langwies, qui se trouve à la bordure des nappes austro-alpines, à Coire la rivière traverse toute la succession des terrains depuis le Campanien (Gyreuspitz-série) jusqu'au Crétacé inférieur (Klus-série).

Près de Langwies, sur la route d'Arosa ou dans la vallée du Fondeierbach, le Campanien est formé de bancs alternants de schiste foncé et de grès bleu; les schistes sont tendres et se débitent en feuillets grossiers obliques à la stratification; il s'agit d'un véritable clivage de fracture.

Dans le Sénonien inférieur, qui affleure à l'endroit où la route de Coire traverse la Grundtje Tal et dans le ravin dit Frauentobel, les schistes prennent un aspect plus phylladeux, la surface des feuillets est luisante et le clivage n'a plus cet aspect grossier qu'il présente près de Langwies, bien que l'on n'ait pas encore affaire à de véritables phyllades.

Cette différence s'accentue au fur et à mesure qu'on approche de Coire, c'est-à-dire qu'on descend dans la série: les schistes passent aux phyllades et la schistosité est une schistosité de flux. La coupe suivant la vallée de la Plessur confirme ainsi les données relevées dans la vallée de la Landquart, dans des formations de même âge.

Pour pouvoir étudier les étages sous-jacents, j'ai parcouru la vallée de l'Hinterrhein entre la localité de ce nom et son confluent avec le Vorderrhein.

D'après la carte géologique au 500.000^e, de A. Heim et C. Schmidt, toute la vallée est creusée dans les « Bündnerschiefer » sauf entre Andeer et Splügen où elle traverse du cristallophyllien. Sur la carte tectonique de R. Staub de 1923, ces formations rentrent dans les Bündnerschiefer (Mésozoïque et Cénozoïque des Pennides); sur la carte tectonique des Alpes

¹ Voir à ce sujet: P. FOURMARIER, « Schistosité, foliation et micro-plissement », *Arch. des Sciences*, 4, 5, 1951.

méridionales du même auteur (1949), elles appartiennent au « Tiefpenninikum » (« système des nappes du Tessin ») au même titre que les Prättigauschiefer.

L'étude de W. K. Nabholz¹, parue en 1945, sur la région comprise entre le Rheinwald et le Vorderrhein m'a apporté des renseignements précieux du point de vue stratigraphique. Il résulte, en effet, de cette étude que les terrains envisagés appartiennent au Triasique, au Lias et au Dogger, c'est-à-dire à une série stratigraphique plus ancienne que celle des Prättigauschiefer que j'ai observés dans les vallées de la Landquart et de la Plessur.

Il est difficile au cours d'une visite rapide de bien connaître la tectonique de la région. J'ai pu néanmoins recueillir des données suffisantes sur le feuilletage des roches pour pouvoir compléter les résultats obtenus dans le Prättigau.

Entre Hinterrhein et Splügen affleurent les couches inférieures, avec massifs de roches vertes; ces terrains ont atteint un degré assez avancé de métamorphisme: les calcaires sont cristallins, les roches arénacées sont à l'état de quartzite plus ou moins micacé; les roches argileuses sont des phyllades et des phyllites; d'autres roches, quartzites micacés ou quartzophyllades, occupent une place importante dans l'ensemble.

Les roches schisteuses ou quartzophylladeuses se débloquent en feuillets parallèles à la stratification; des schistes noirs présentent des microplis apparaissant à la surface des feuillets comme un *gaufrage*; c'est l'indice que l'on se trouve ici à proximité ou même en-dessous du front inférieur de schistosité. Dans des calcaires argileux ou silico-argileux, j'ai noté la présence de petits plis serrés dans la charnière desquels on voit très nettement un clivage schisteux parallèle au plan axial.

¹ W. K. NABHOLZ, « Geologie des Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser und Safiental », *Eclogae geologicae Helvetiae*, 38, n° 1, 1945.

Voir aussi la coupe jointe au mémoire: W. K. NABHOLZ, « Beziehung zwischen Fazies und Zeit », *Eclog. geol. Helv.*, 44, n° 1, 1951.

C'est une application de la notion du *retard* sur laquelle j'ai insisté antérieurement¹.

Dans les quartzites blanchâtres, micacés de Nüfenen, qui paraissent assez fortement écrasés, j'ai vu des joints espacés, obliques à la stratification qui, à distance, donnent l'impression d'un clivage schisteux.

Il semble donc se confirmer que l'ensemble de ces roches se trouve au voisinage du front inférieur de schistosité tel que je l'ai défini, voire même en dessous de ce front. Suivant la règle, les schistes sont en avance par rapport aux autres roches; sous l'action des efforts de compression et d'étirement, leur feuillage est devenu parallèle à la stratification; les calcaires présentent des plis serrés avec schistosité vraie; les roches arénacées montrent, par contre, une apparence de clivage oblique assez rudimentaire, si elles n'en sont pas complètement exemptes.

Cette portion de coupe met ainsi en évidence l'influence de la profondeur, c'est-à-dire de la charge statique, car elle intéresse des roches d'un niveau stratigraphique inférieur à celui des roches de la Plessur et de la Landquart. Elle montre aussi l'influence de la nature lithologique dans cette zone relativement profonde.

Au nord d'Andeer, près de Clugin, au delà d'une zone occupée par des roches cristallophyliennes (gneiss), le Trias apparaît en affleurement; il comprend des calcaires cristallins, des quartzites micacés, feuilletés, du gypse; il est suivi par les « Bündner-schiefer ».

Dans les calcaires, j'ai observé des microplis; j'y ai vu aussi des plis plus amples, de type isoclinal avec clivage parallèle au plan axial; dans les schistes, le débitage en feuillets s'opère parallèlement à la stratification. Cependant, j'ai constaté aussi la présence d'un véritable clivage schisteux oblique; il s'agit alors de bancs épais de schiste en contact avec un banc de quartzite.

¹ P. FOURMARIER, « Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés », *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXV, *Bull.*, p. 181, Liège. 1952.

En aval du village de Zillis, le fleuve coule dans une gorge étroite creusée dans des quartzites micacés très feuilletés passant aux quartzophyllades; dans la première partie de la gorge, à peu de distance du village, le feuilletage est parallèle aux strates; cependant, localement, j'ai observé dans un banc de schiste un clivage oblique bien apparent, grâce à la présence d'un petit pli dans le banc de quartzite qui le surmonte.

On remarque (fig. 1) que le schiste situé à droite du banc de quartzite est, à son contact, affecté de microplis, le clivage proprement dit ne se marquant qu'un peu plus loin.

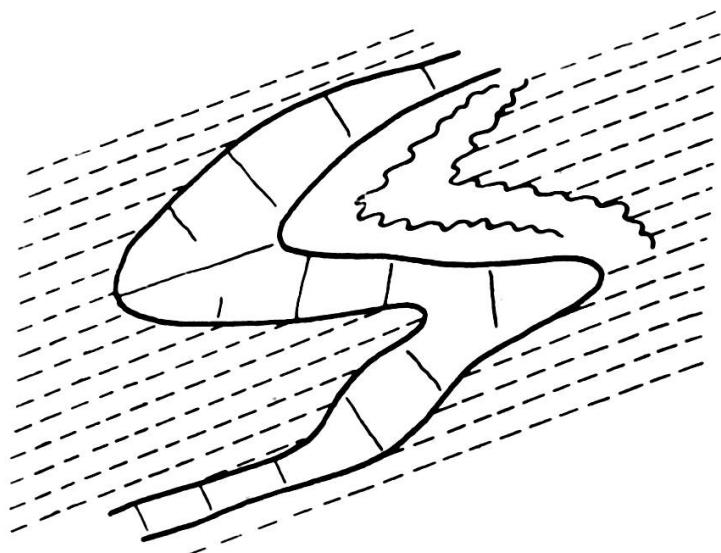


Fig. 1.

Schistosité et pli dans les « Bündnerschiefer » en aval de Zillis, dans la vallée de l'Hinterrhein (Via Mala).

Le clivage proprement dit n'est vraiment apparent que dans la partie des gorges à l'amont immédiat de la ville de Thusis; les bancs de quartzite s'y présentent avec des allures lenticulaires, presque parallèles au feuilletage, qui ont souvent provoqué une déformation des feuillets, comme le montrent les deux coupes partielles reproduites ci-après (fig. 2 et 3).

Il n'empêche que, dans cette partie de la coupe, j'ai relevé un beau clivage oblique comme le montre la figure 4; les feuillets présentent parfois des déformations en rapport avec l'allure lenticulaire des bancs de quartzite. Dans un autre banc

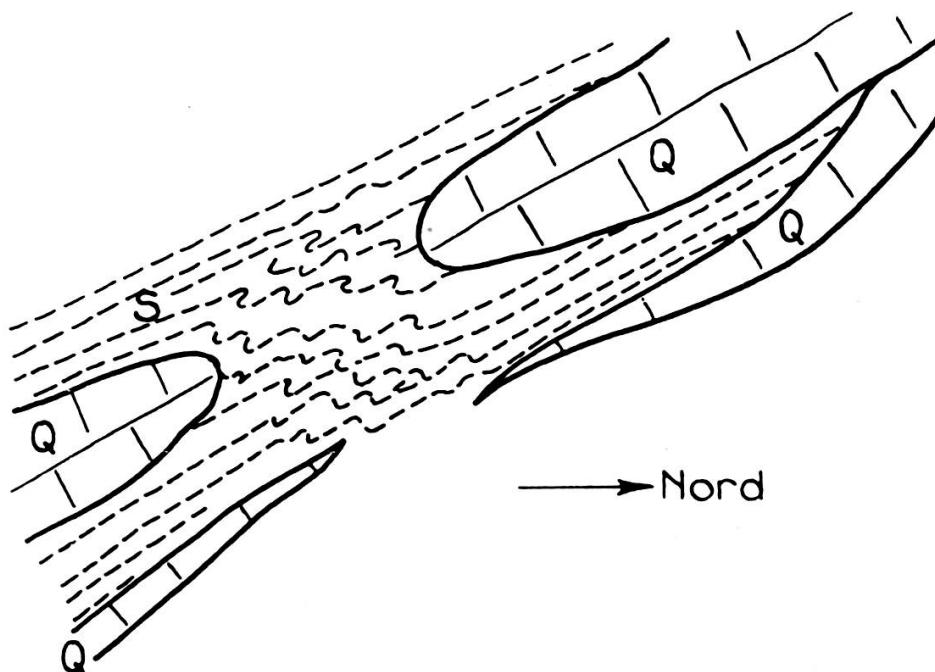


Fig. 2.

Déformation des feuillets des schistes (S) au voisinage de lentilles de quartzite (Q).

Via Mala.

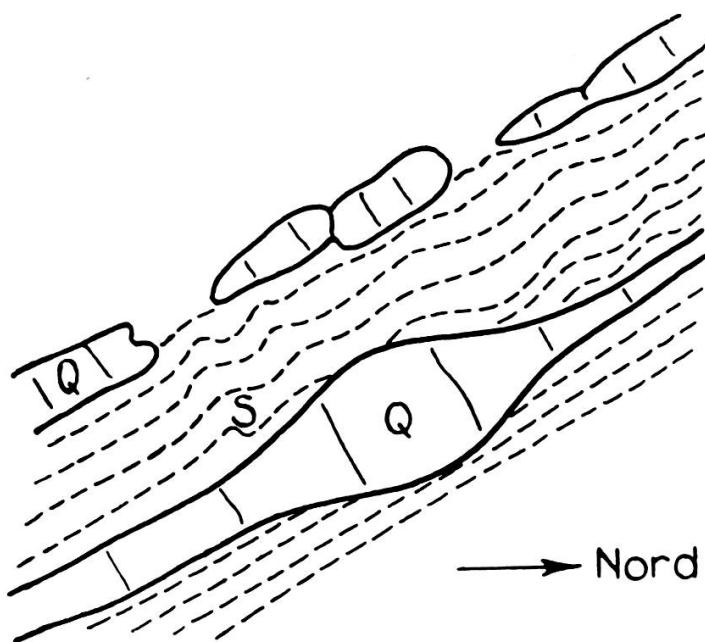


Fig. 3.

Déformation du feuillement des schistes (S) entre des bancs irréguliers de quartzite (Q).

Via Mala.

schisteux épais, le clivage oblique est très régulier avec seulement de légères déformations des feuillets au contact de bancs quartzitiques (fig. 5). Cependant, de façon très générale, les

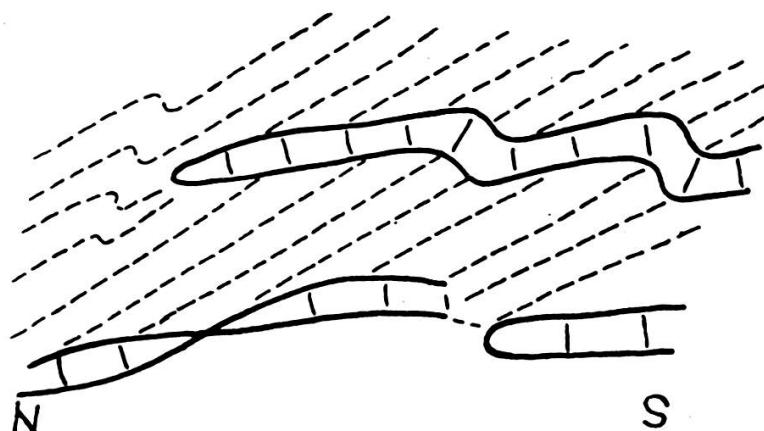


Fig. 4.

Exemples de schistosité dans les schistes lustrés à l'entrée aval des gorges de la Via Mala, avec déformation locale.

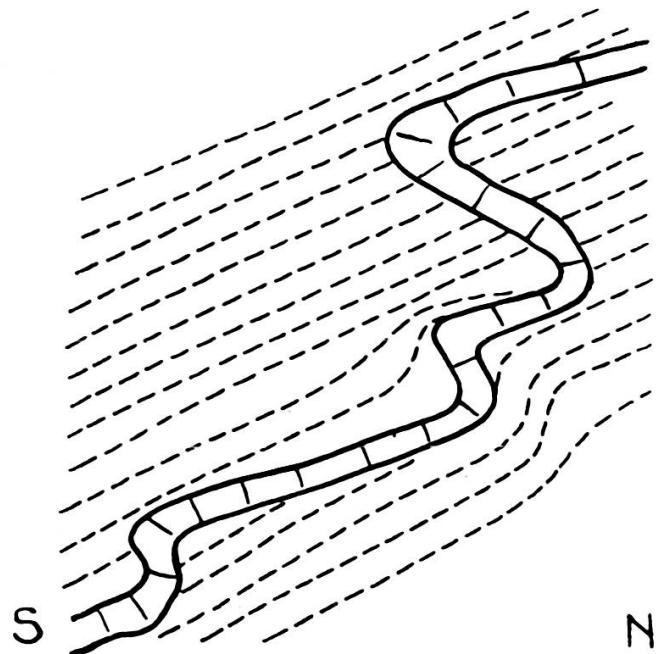


Fig. 5.

Schistosité dans les schistes lustrés (même endroit que fig. 4).
A remarquer la déformation des feuillets au contact du banc de quartzite.

schistes se feuillettent parallèlement à la stratification; ils sont toutefois affectés de plis de très faible amplitude, qui peuvent

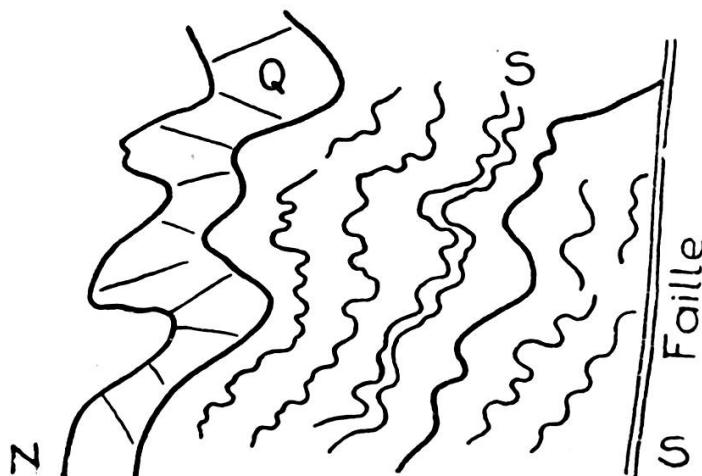


Fig. 6.

Plis dans le quartzite Q et plis très petits dans le schiste S.
Via Mala en aval de Zillis.

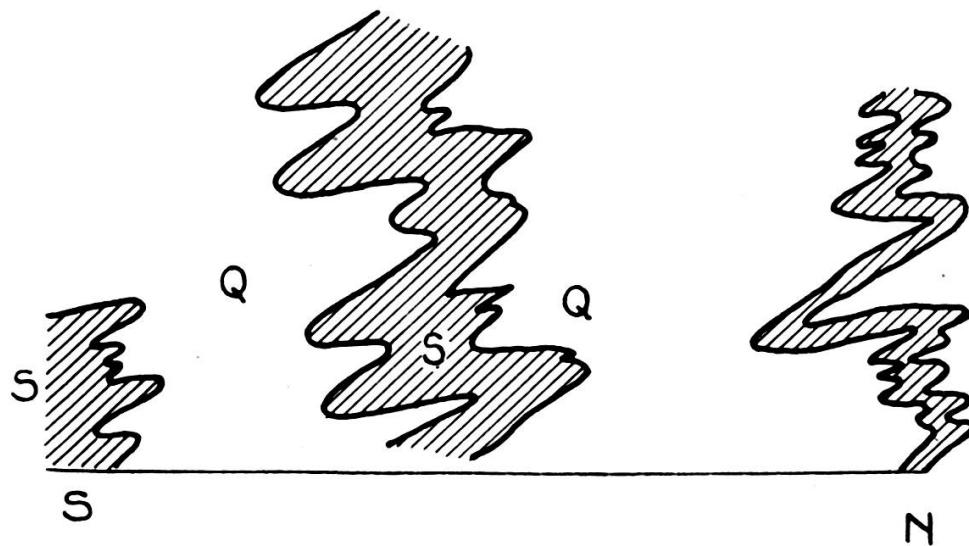


Fig. 7.

Détail de la coupe de la Via Mala en amont du tunnel de la route
Q = quartzite; S = schiste.

être rapprochés des microplis, tels que je les ai décrits dans un travail antérieur¹, bien que leur disposition soit peut être moins

¹ P. FOURMARIER, *Op. cit.* Schistosité, foliation et microplissement.

systématique, comme le montre la figure 6 se rapportant à un point sur la rive droite du cours d'eau. On peut penser, d'après cela, que toute la masse se trouve au voisinage du front inférieur de schistosité.

Dans la partie de la coupe de la Via Mala, immédiatement en amont du tunnel qui livre passage à la route, j'ai relevé l'allure indiquée à la figure 7.

Il semble bien que les plis serrés à plan axial incliné représentés dans cette figure sont l'équivalent d'un clivage schisteux suivant le principe du microplissement.

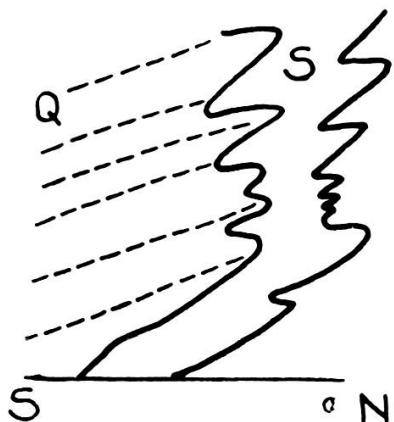


Fig. 8.

Banc de quartzite (Q) montrant une schistosité grossière orientée suivant les indentations du schiste adjacent (S).

plus résistant, est en retard et c'est lui qui, à profondeur suffisante, montre une schistosité grossière.

Au nord de Thusis, les schistes se feuillettent parallèlement à la stratification. Il s'agit vraisemblablement d'un niveau situé sous le front inférieur de schistosité ou à son voisinage.

On peut admettre que, dans la coupe de la Via Mala, on se trouve en présence d'un niveau stratigraphique inférieur à celui observé dans la Plessur ou la Landquart; il n'est pas étonnant que la schistosité tende à disparaître pour être remplacée par un feuillement parallèle à la stratification, ou par le microplissement proprement dit.

Dans quelques bancs de quartzite, vers le même endroit de la coupe, j'ai noté que cette roche présente une allure zonaire qui ne correspond pas à la stratification, mais qui s'oriente suivant les indentations du schiste en contact avec le quartzite (fig. 8); les zones sont soulignées par de minces intercalations de quartz.

On se trouve ici en présence d'une disposition fréquente: le schiste plus déformable a pris le microplissement; le quartzite,

Dans la fenêtre de la Basse-Engadine affleurent les « Bündner-schiefer » qui sont considérés comme le prolongement des formations du Prättigau et de la Via Mala. Près de la ville de Scuol, comme dans la partie nord de la fenêtre, au val Sinestra, j'ai noté la présence d'une schistosité de flux bien apparente, en rapport avec un étirement marqué des roches.

2. *L'allure du feuillement.*

Dans la coupe de la Landquart, à peu près normale à l'orientation générale du plissement alpin, l'allure de la schistosité

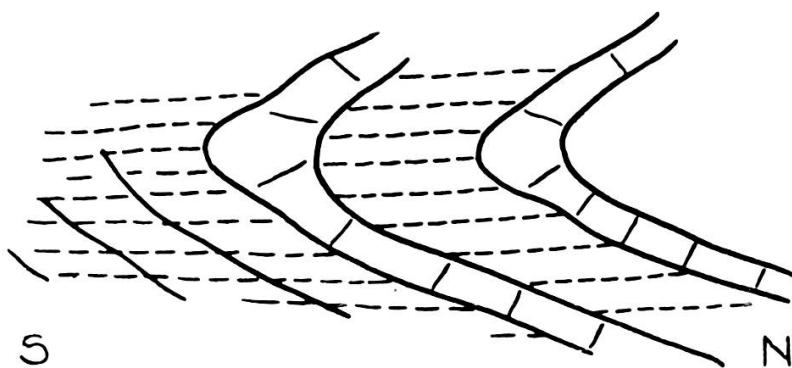


Fig. 9.

Coupe partielle entre Küblis et Jenaz.

Les traits interrompus indiquent l'allure du clivage dans les bancs schisteux.

se modifie progressivement; au sud-est, c'est-à-dire au voisinage des nappes austro-alpines, dans les couches les plus récentes de la série, les joints de clivage sont faiblement inclinés, voire subhorizontaux ainsi que je l'ai observé près de Klosterdorf, à Küblis, à Jénaz (fig. 9). En aval de cette localité, la pente augmente pour atteindre en moyenne 40 à 45°, cette inclinaison se faisant vers le sud; en conséquence, le clivage se place parallèlement à la stratification, là où les bancs ont même pendage.

A Schiers, et en aval de cette localité, la pente de la schistosité augmente encore pour atteindre 65° SSE (fig. 10).

Dans la gorge étroite, au voisinage de la plaine du Rhin, dans des plis très serrés, la pente du clivage est d'environ 35° vers

l'est. Cette diminution de la pente pourrait être en relation avec un important changement dans la direction des bancs: à Schiers et en amont, l'orientation moyenne va de E-W à N-60 à 70°-E; près de la plaine du Rhin, elle se rapproche du méridien.

Dans la vallée de la Plessur entre Langwies et Coire, j'ai observé une variation très semblable de l'inclinaison des plans de clivage. Dans la partie amont de la coupe, là où affleurent les couches les plus jeunes de la série traversée, au voisinage

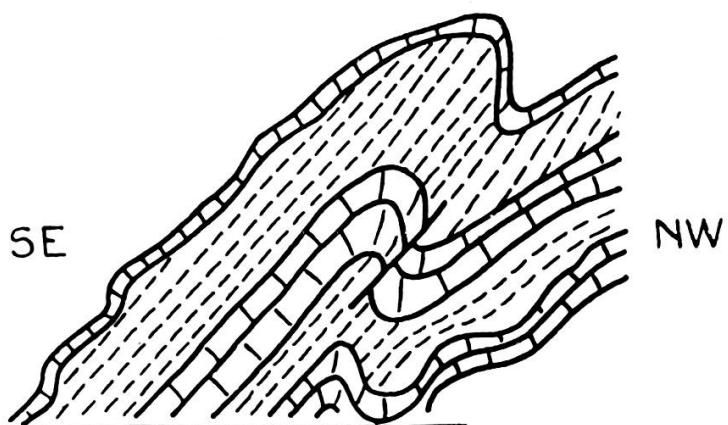


Fig. 10.
Coupe à l'entrée amont de Schiers.

des nappes austro-alpines, la schistosité incline de 25° au sud-ouest; plus bas, par exemple au ravin de Grundtje, à Peist, à Saint-Peter, elle est voisine de l'horizontale ou bien elle incline faiblement vers le sud, sa pente ne dépassant guère une vingtaine de degrés; par contre, en aval de Castiel, la pente commence à augmenter; les plis ont, d'ailleurs, un style tectonique différent en ce sens que leur plan axial est beaucoup plus redressé; en approchant de Coire, la schistosité incline de 60 à 75° vers le sud; comme les bancs ont eux-mêmes une inclinaison sensiblement égale, clivage et stratification sont parallèles.

Dans la Via Mala entre Zillis et Thusis, il est plus difficile d'indiquer une règle quant à l'allure de la schistosité parce que le véritable clivage oblique y est exceptionnel.

En aval de Zillis, à l'extrémité amont des gorges, le feuilletage est parallèle à la stratification; il est très voisin de l'horizontale.

Vers le nord, la pente augmente progressivement, comme on peut le voir dans les figures 4 et 5 ci-avant; là où la schistosité fait place à des petits plis, les plans axiaux de ceux-ci inclinent vers le sud d'une valeur comparable.

On observe une disposition analogue en aval de Thusis où la schistosité proprement dite fait défaut, mais où il existe de petits plis serrés qui paraissent en tenir lieu. Comme les bancs sont très redressés, on peut admettre que ces petits plis résultent de la compression, par leur tranche, de bancs subverticaux suivant en cela une observation ancienne due à Sorby: un banc de grès disposé parallèlement à la pression se contracte en se plissant tandis que la masse environnante se déforme plastiquement en devenant schisteuse¹.

Dans la partie sud de la fenêtre de la Basse-Engadine, les roches dessinent des plis serrés à plan axial très redressé, soulignés par la présence de bancs minces de quartzite; le feuilletage, inclinant à 65° sud, est parallèle à la stratification; il s'agit cependant d'un vrai clivage comme on peut le voir dans les charnières des plis aigus, c'est la disposition que j'ai désignée provisoirement sous le nom de *pseudofoliation*².

Par contre, dans le val Sinestra au nord-est de Scuol, les schistes sont affectés de plis serrés fortement déversés vers le nord; le clivage oblique très apparent, incline en moyenne de 45° vers le sud-sud-est à l'entrée du val; son inclinaison diminue ensuite progressivement pour n'être plus que de 15° près de la Kurhaus du val Sinestra, et tendre même à l'horizontalité.

On constate ainsi un changement systématique dans la pente de la schistosité suivant une direction méridienne.

Si l'on rapproche cette disposition de celle observée dans le Prättigau, on a l'impression que, dans l'ensemble, la schistosité

¹ SORBY, « On the origin of slaty cleavage », *Edin. New. Phil. Journ. (Old ser.)*, 55, 137, 1853.

² P. FOURMARIER, *Op. cit.* Aperçu sur les déformations intimes des roches.

dessine l'allure indiquée au schéma ci-contre (fig. 11), comme si elle tendait à épouser la courbure de la grande surface de charriage limitant à leur base les nappes austro-alpines.

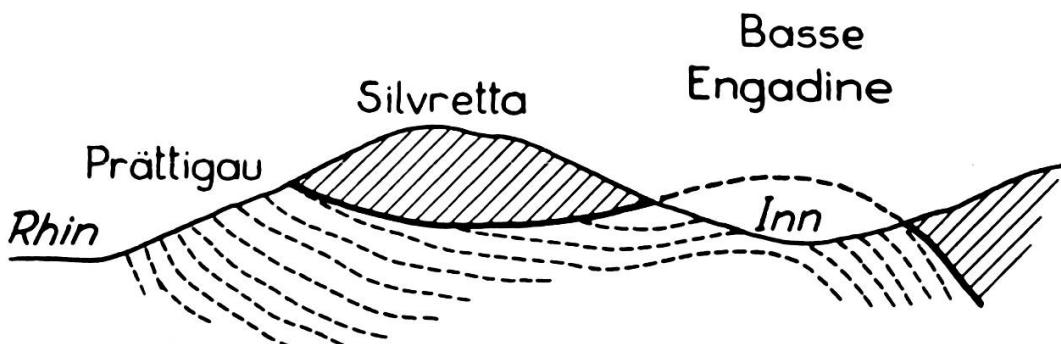


Fig. 11.

Allure schématique de la schistosité dans le Prättigau et la fenêtre de la Basse-Engadine.

La schistosité est indiquée en traits interrompus.

II. LE PROLONGEMENT OCCIDENTAL DES SÉRIES DU PRÄTTIGAU.

Sur la carte tectonique de Staub (1949), les roches du Prättigau appartiennent aux nappes du Tessin (« Tiefpenninikum »), qui s'étendent largement jusqu'au Simplon pour s'enfoncer vers l'ouest sous le « Mittel und Oberpenninikum » ou nappes du Valais (nappe du Grand-Saint-Bernard de la carte de 1923 du même auteur). A l'ouest du méridien du San Bernardino, les terrains mésozoïques ne forment plus qu'une bande assez étroite longeant le massif du Gotthard et celui de l'Aar; par contre, dans la partie méridionale de la zone, les terrains cristallins antetriasiques prennent la prépondérance, tandis que les formations mésozoïques ne s'y rencontrent que sous l'aspect d'étroites bandes dont la distribution est en rapport avec le jeu des nappes¹.

¹ Ces bandes apparaissent de façon très nette sur la carte tectonique de Staub (1923).

a) *La zone des terrains mésozoïques.*

Dans cette zone, les recherches de W. Nabholz ont établi l'existence, du nord au sud, de différentes unités tectoniques de la zone pennique:

- α) au nord, s'appuyant normalement sur le massif du Gotthard ou sa couverture de Verrucano, une série mésozoïque comprenant du Trias et du Lias, série à laquelle Nabholz a donné les noms de Gotthardmassivische Trias et Gotthardmassivische Bündnerschiefer¹.
- β) une série ayant approximativement le même âge, que l'auteur désigne sous le nom de Lügnezerschiefer, d'âge principalement liasique,
- γ) une autre série de même âge désignée sous le nom de zone de Lunschania-Piz-Terri.

Ces unités sont bien représentées en surface à l'ouest de Reichenau, tandis qu'à l'est de cette localité, la couverture du massif du Gotthard (Gotthardmassivisches Trias und Bündnerschiefer), de même que les couches inférieures des Lügnezerschiefer sont débordées vers le nord par les Prättigauschiefer *stricto sensu*, qui viennent en contact avec l'autochtone et l'helvétique (massif de Calanda), par une importante dislocation suivant la vallée du Rhin; plus à l'est, les Prättigauschiefer sont eux-mêmes débordés vers le nord par les nappes austro-alpines².

Une coupe méridienne entre Ilanz (vallée du Vorderrhein) et Vals (Valsertal) m'a permis d'étudier, en partie tout au moins, cette succession de zones tectoniques.

Le Verrucano qui repose sur le cristallin du Gotthard et qui constitue la base de la série sédimentaire s'observe très aisément dans une ancienne carrière sur la rive gauche du Vorderrhein, en aval d'Ilanz ainsi que dans divers affleurements, le long de

¹ W. K. NABHOLZ, « Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser und Safiental », *Eclog. Geol. Helvetiae*, 38, Nr. 6, 1945.

² On consultera à ce sujet: W. K. NABHOLZ, « Beziehungen zwischen Fazies und Zeit », *Eclog. Geol. Helvetiae*, 44, 131, 1951.

la route en amont de la ville. Il est formé de bancs de poudingue blanchâtre, pisaire, parfois nuculaire, micacé. La roche a été fortement laminée et a pris de ce fait l'apparence d'une roche cristallophyllienne. Le feuillement est parallèle à la stratification; c'est la conséquence de l'étirement considérable de la matière; on a l'impression de se trouver en présence de foliation normale, bien qu'il convienne de faire quelque réserve à ce sujet.

Au sud du Verrucano d'Ilanz, affleure le Trias avec ses quartzites, ses dolomies, ses masses de gypse parfois très développées. Vient ensuite le Lias débutant par une grande épaisseur de schiste noir avec lentilles ou bancs de quartzite; le feuillement y est parallèle à la stratification; la schistosité oblique ne s'observe que très localement, et notamment à l'endroit de charnières de plis secondaires; on note aussi la présence de microplis dans quelques charnières. Au delà de la grande masse schisteuse se trouvent des quartzites, puis encore des schistes, puis encore des calcaires siliceux et des quartzites avec schistes calcaieux fossilifères, que l'on recoupe jusqu'à l'endroit dénommé Pitaschersäge.

Toutes ces roches sont caractérisées par la présence de veines de quartz, parfois épaisses dans les bancs de grès, et par des lentilles ou masses irrégulières de quartz dans les niveaux schisteux. Ces roches ont été soumises à un étirement considérable, tout comme les congolomérats du Verrucano.

La présence locale d'un peu de schistosité oblique ou de microplis fait penser que l'on se trouve ici au voisinage du front inférieur de schistosité, comme dans la Via Mala et que le parallélisme du feuillement et de la stratification est plutôt de la pseudofoliation résultant d'un fort écrasement que de la foliation proprement dite.

Au sud de Pitaschersäge, comme il est figuré sur la coupe dressée par Nabholz, on entre dans une nouvelle unité tectonique, séparée de la précédente par une surface de charriage; sur cette surface repose un niveau de dolomie avec quartzite et schistes calcaieux appartenant au Trias. Il est surmonté par une série épaisse de schistes calcaieux et phylliteux avec niveau de calcaires et de quartzites qui dessinent un synclinal entre

Peidenbad et Vals. Sur les deux flancs de ce pli, le débitage s'opère parallèlement à la stratification, ce qui fait penser à la foliation; cependant, dans des charnières de plis serrés, le feuillement suit l'allure du plan axial; l'étirement considérable des roches, souligné notamment par le poli des feuillets et l'écrasement des plis secondaires, me fait croire qu'il peut s'agir tout aussi bien de pseudofoliation. De toute manière, dans l'ensemble de la coupe, les roches paraissent être voisines du front inférieur de schistosité.

En surface, les terrains mésozoïques de la couverture du massif du Gotthard occupent encore une largeur relativement grande au méridien d'Ilanz; vers l'ouest, cette largeur diminue progressivement au point que ces formations disparaissent presque entièrement non loin de Bedretto; elles réapparaissent ensuite et occupent à nouveau une largeur assez grande dans la région de l'Alginental (col de Nüfenen) et aux environs de Brigue¹. On y trouve du nord au sud, du Trias avec gypse, dolomie, calcaire, quartzites, schistes siliceux et du Lias constitué en ordre principal par des schistes phylladeux. Des plis secondaires se voient dans la région de Brigue. Au sud de cette bande s'étendent d'autres formations qui en sont séparées par un peu de Trias et qui sont désignées par Nabholz sous le nom de « Nordpenninischen Bündnerschiefer », dans une situation identique à celle des « Lugnezerschiefer » de la coupe de Ilanz à Vals; elles comprennent essentiellement des calcaires phylliteux, traversés parfois par de nombreuses veines de calcite.

J'ai observé ces terrains dans la belle coupe de la vallée de la Binna entre Ausserbinn et Binn. Qu'il s'agisse de la zone septentrionale, s'appuyant normalement sur le massif du Gotthard ou de la zone méridionale, les bancs sont sensiblement verticaux et l'on peut penser que la surface de contact anormal qui sépare ces deux zones est également subverticale.

Dans toute l'étendue de la coupe, je n'ai relevé aucune trace de schistosité ni de microplissement. Dans la zone méridionale, et notamment au voisinage de sa limite nord, j'ai vu dans les

¹ Peggy MEIER und W. K. NABHOLZ, « Die Mesozoïsche Hülle der Westlichen Gotthard-Massives im Wallis », *Eclog. Geol. Helv.*, 42, 197, 1949.

calcaires phylliteux de petits plis isoclinaux; il m'a paru que, même dans les charnières de ces plis, le débitage s'opère parallèlement aux strates. Aussi peut-on penser que les roches dont il s'agit ont atteint le stade de foliation et qu'elles ont évolué, par conséquent, sous une charge un peu supérieure à celle qui les recouvrait dans la région d'Illanz-Vals.

D'un côté comme de l'autre, bien que la pente moyenne des strates soit très différente, je note la grande ressemblance des massifs en contact, qu'il s'agisse de leur degré d'évolution lithologique ou du développement des déformations intimes des roches.

Dans leur travail rappelé ci-dessus, Meier et Nabholz signalent une légère différence dans la composition lithologique et le degré de métamorphisme du Mésozoïque de part et d'autre de la surface de contact anormal. Mes investigations n'ont pas été suffisamment poussées pour pouvoir apprécier l'importance de cette différence; elle m'a cependant paru très probable, bien que de faible intensité.

Aux environs immédiats de Brigue, la situation est sensiblement la même que dans la coupe de la Binna. Un peu en amont de la ville, dans la gorge de la Massa, au contact du Cristallin du massif du Gothard, les bancs du Trias avec gypse, quartzite, calcaires et dolomie sont fortement redressés et l'on y voit de petits plis à plan axial subvertical avec, par endroits, trace de schistosité suivant ce plan.

Au sud du Rhône viennent des roches calcareuses et des phyllades noirs du Lias exploités pour ardoises. Le feuillement y est parallèle à la stratification mais j'y ai trouvé aussi de la schistosité oblique.

En aval de Brigue, à peu près à mi-distance entre cette ville et Viège (Visp), j'ai noté la présence de schistes grisâtres, phylliteux, traversés de nombreuses veines de quartz, disposées généralement suivant le feuillement; ces roches montrent de très beaux exemples de microplissement. Toutes ces roches sont donc situées au voisinage du front inférieur de schistosité¹.

¹ A consulter: R. JÄCKLI, «Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabel zwischen Rechy, Val d'Anniviers und Visp», *Eclog. geol. Helvetiae*, 43, 31, 1950.

Dans la gorge de la Saltina et le long de la route du Simplon passe le contact de ces roches avec les « penninischen Bündnerschiefer » comprenant notamment des calcaires phylliteux et des micaschistes, dont les bancs sont fortement redressés, et où le feuillement coïncide avec la stratification. On se trouve là à la bordure des nappes simploniques des cartes tectoniques de Staub. La présence de roches triasiques permet de dire que ces « Bündnerschiefer » appartiennent à un niveau inférieur de la série mésozoïque, dont le métamorphisme est relativement accentué puisque les calcschistes micacés et les micaschistes y sont largement représentés. Si le feuillement y est d'ordinaire parallèle à la stratification, j'ai observé dans des micaschistes à muscovite près du pont de la Gander de la route du Simplon, un véritable clivage oblique à la stratification.

Plus au sud, le même niveau se présente avec un aspect plus métamorphique encore, notamment sous forme de micaschiste ou de calcschiste grenatifère; il est alors difficile, au cours d'une visite rapide, de faire la séparation entre la série des « schistes lustrés » et le Cristallophyllien qui en forme le substratum.

De toute manière, le feuillement y est parallèle à la stratification, sauf dans certains bancs, à peu de distance du Simplon Kulm où j'ai trouvé une schistosité oblique; comme je l'ai établi dans un article antérieur, il s'agit d'un clivage schisteux résultant d'une reprise des efforts et affectant la foliation; c'est la même explication qui convient pour la schistosité dans les micaschistes du pont de la Gander¹.

J'ai ensuite observé les « schistes lustrés » des nappes simploniques près de Viège (Visp) sur la rive gauche du Rhône, le long de la route de Zeneggen, au nord des schistes de Casanna de l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard². Ces roches portent les traces d'un étirement considérable et le feuillement y est conforme aux strates. Cependant, une intercalation de prasinite présente des chiffonnages accentués par des joints espacés, qui

¹ P. FOURMARIER et J.-M. GRAULICH, « La notion de la rétrō-schistosité », *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1952.

² Carte géologique de la Suisse, à l'échelle du 1/200.000^e, feuille 6, Sion, dressée et dessinée par P. Christ, sous la direction de A. Buxtorf, 1937.

rappellent la schistosité, telle que je l'ai constatée à plus petite échelle dans les schistes de Casanna, à Zeneggen même, où elle est en relation étroite avec le microplissement¹.

On peut accepter que la prasinite, plus résistante aux efforts que les schistes encaissants, est en retard vis-à-vis d'eux quant aux déformations intimes; elle est restée, au moins par endroits, à un stade de déformation au-dessus du front inférieur de schistosité.

b) *Les nappes à terrains antétriasiques dominants.*

Au sud de la zone envisagée ci-avant, les terrains cristallophyliens antétriasiques dominent dans la constitution des nappes simploniques et tessinoises. Cependant, on a rapporté au Trias des roches calcaires cristallines et des roches phylliteuses très métamorphiques; ce sont elles qui ont retenu spécialement mon attention du point de vue des déformations intimes de la matière.

Je les ai observées dans le val d'Antigorio, aux environs de Crodo, Cravegna et Baceno, en fenêtre sous les gneiss de la nappe d'Antigorio. Avec les calcaires cristallins, se trouvent des micaschistes à muscovite, parfois à biotite, souvent grenatifères; il s'y trouve fréquemment des lentilles de quartz, allongées d'ordinaire suivant la foliation, laquelle correspond à la stratification originelle. Nulle part, je n'ai observé de schistosité dans ces roches; cependant, sur la route de Crodo à Baceno, au sud du massif granitique indiqué sur les cartes géologiques, j'ai noté du microplissement dans les micaschistes; les plans axiaux de ces microplis font un angle faible avec la foliation, présentant elle-même une faible inclinaison vers le sud. Une disposition symétrique se voit au nord du massif granitique, où les micaschistes faiblement inclinés au nord, présentent ainsi un peu de microplissement.

Des roches analogues comprenant des calcaires cristallins et des micaschistes à grenats, constituent en majeure partie la nappe du Lebendun, recouvrant la nappe d'Antigorio. Dans

¹ Voir à ce sujet: P. FOURMARIER, *Op. cit.* Schistosité, foliation et microplissement (v. p. 13).

la vallée de la Diveria, que suit la route du Simplon, j'ai pu observer ces formations près de Crevola d'Ossola (carrière de San Giovanni) et entre Gondo et Gaby: outre les calcaires, on y voit des schistes grenatifères et des gneiss à galets de quartz. Ces roches sont affectées uniquement par la foliation. Dans les calcaires de San Giovanni, cependant, j'ai observé de petits plis serrés, mis en évidence grâce à la présence d'une intercalation plus riche en mica; on y constate parfois une légère tendance au clivage suivant le plan axial de ces plis, tandis que les micaschistes à grenats sont affectés par la foliation; suivant la règle générale, les calcaires sont en retard par rapport aux schistes. Par contre, dans les mêmes calcaires triasiques, près de la vieille caserne entre Gondo et Gaby, bien que la roche soit très laminée et présente quelques petits plis, je n'ai pas vu de schistosité; la base du Trias à cet endroit serait dans la zone de foliation.

Toutes ces formations ont été très fortement laminées, ce qui peut expliquer l'absence de schistosité et de microplissement; elles sont aussi très métamorphiques, ce qui marche de pair avec le développement de la foliation. Ces caractères semblent indiquer que tout l'ensemble envisagé ici a subi son évolution lithologique sous une charge considérable, avec cette restriction que les efforts dynamiques extrêmement développés ont pu compenser, en partie tout au moins, l'importance de la charge.

Quant aux terrains antétriasiques, comme les gneiss d'Antigorio et de Monte Leone, à cristallinité très développée, ils montrent uniquement la foliation, comme on peut le voir dans les nappes et dans la zone dite des racines aux environs de Locarno et à l'ouest de cette ville, sur la route de Domodossola.

Toutefois, au voisinage de Bognanco, à l'ouest de Domodossola, affleurent des micaschistes de teinte sombre, parfois graphiteux qui, d'après A. Amstutz, pourraient être rapportés au Permo-carbonifère; leur foliation incline légèrement vers le sud-est et leurs feuillets sont un peu ondulés; par endroits cependant, la foliation atteint une pente plus forte par suite de la présence de petits plis; sur le flanc redressé apparaît le microplissement.

Des observations qui viennent d'être rapportées, on peut conclure en première approximation qu'il existe une zone centrale correspondant à peu près au val d'Antigorio où la foliation est prédominante jusque dans des couches mésozoïques; au fur et à mesure que l'on s'écarte, dans la direction de l'est principalement, mais aussi de l'ouest, la schistosité apparaît de plus en plus nettement et cette disposition est en rapport avec l'atténuation progressive du métamorphisme. On sait qu'il existe une relation entre le développement du métamorphisme et le remplacement de la schistosité par la foliation.

Ces observations confirment ainsi la grande règle générale du développement de la schistosité, puis du microplissement, puis de la foliation au fur et à mesure qu'augmente la charge. Il faut tenir compte aussi de ce que du Simplon au Prättigau, parallèlement à l'orientation de la chaîne se rencontrent des terrains de plus en plus récents dans la série stratigraphique.

III. LES PLIS TRANSVERSAUX DE SAN BERNARDINO ET DE SPLÜGEN-PASS.

A la bordure orientale de la zone occupée par les nappes simploniques et tessinoises se trouve un accident assez singulier en apparence: le synclinal transversal de San Bernardino dont la direction voisine du méridien est bien différente de l'orientation générale dans cette partie de la chaîne alpine; ce pli est brisé, mais couché vers l'ouest. Les roches dominantes du Mésozoïque sont des calcaires micacés, cristallins, et des séricito-schistes. Par endroits, j'ai observé des traces de clivage schisteux oblique à la stratification, notamment dans un niveau calcaire; cependant, en fait de déformations intimes, c'est le microplissement qui domine. A ce sujet, j'ai fait une observation remarquable: alors que l'orientation générale des bancs est voisine du méridien, les axes des microplis sont disposés suivant la ligne de plus grande pente de ces bancs, ce qui revient à dire qu'ils ont une direction est-ouest. A la sortie sud de Piano San Giacomo, dans les micaschistes à grandes paillettes de muscovite sous-jacents aux calcaires, j'ai noté la

présence de minces intercalations de quartz formant de petits plis remarquables dont les charnières isoclinales sont également disposées suivant la ligne de plus grande pente des bancs, qui est ici de 40° vers l'est. Ces intercalations quartzeuses ont subi des déformations identiques à celles qui donnent les microplis dans les bancs schisteux surmontant les calcaires. Il y a donc une règle générale qui mérite de retenir l'attention; ces microplis se marquent très nettement sur les joints de stratification par de fines cannelures parallèles disposées suivant l'inclinaison de ces joints.

Au sud de Splügen (vallée de l'Hinterrhein), il existe un pli analogue à celui de San Bernardino, avec direction méridienne. J'y ai fait quelques observations d'abord à peu de distance de Splügen, ensuite à Madesimo, à une dizaine de kilomètres plus au sud.

Au premier endroit, dans des bancs de calcaire triasique subcristallin, de direction méridienne, avec inclinaison de 25° vers l'est, j'ai noté un microplissement bien marqué; les charnières des microplis sont disposées suivant la plus grande pente des bancs calcaires, c'est-à-dire dans une direction ouest-est et leurs plans axiaux m'ont paru inclinés de 20 à 25° vers le nord.

Des micaschistes affleurant à l'est de la bande calcaire sont affectés par le microplissement.

A Madesimo, des calcaires argileux du Trias et du Lias, faisant partie de la même bande de Mésozoïque, ont la direction ouest-est avec inclinaison de 40 à 50° nord; dans un banc schisteux, j'ai noté la présence d'un clivage qui incline vers le nord d'une valeur moindre que la stratification.

En-dessous de ces calcaires se trouvent des schistes cristallins, appelés « gneiss minuti » par les géologues italiens et dont l'âge pourrait être permo-carbonifère. On y voit par endroits un peu de schistosité oblique.

Si donc, dans sa partie septentrionale, le pli transversal de Splügen-Pass s'apparente à celui de San Bernardino, quant aux déformations intimes des roches, plus au sud, il semble y avoir une différence plus marquée puisque la schistosité fait son apparition dans le pli de Splügen, alors que dans le pli de San Ber-

nardino, les roches visibles en affleurement semblent être dans la zone du micropissement mais vraisemblablement au voisinage du front inférieur de schistosité.

Si l'on se reporte à la carte tectonique de Staub (1923), les roches mésozoïques du pli transversal du Splügen appartiendraient à la même grande unité tectonique que celles de la Via Mala et du Prättigau. Par contre, la carte du même auteur, de 1949, range le Mésozoïque du Splügen-Pass et de Madesimo dans une autre unité. D'après cette même carte, le pli transversal de San Bernardino se trouve à la bordure orientale des nappes simploniques et tessinoises.

On comprend qu'il puisse y avoir quelque différence dans le développement de la schistosité et des déformations connexes suivant que l'on considère l'un ou l'autre de ces éléments tectoniques, car la charge pouvait différer assez notablement de l'un à l'autre.

IV. LA ZONE GRAND-SAINT-BERNARD-MONT-ROSE-GRAND-PARADIS.

A l'ouest du méridien de Brigue, s'étend la grande zone tectonique du Grand-Saint-Bernard (Mont-Rose, Grand-Paradis, Mischabel); elle est limitée au sud par la zone Sesia. A sa surface s'étendent des lambeaux d'une grande nappe complexe, dont le principal est le massif de la Dent-Blanche¹.

La zone Grand-Saint-Bernard comporte trois parties: une zone interne où affleurent largement les « schistes lustrés » ou « calcschistes du Piémont » d'âge postpaléozoïque, entourant des massifs cristallins (Mont-Rose, Grand-Paradis, Ambin, Dora-Maira); une zone centrale comprenant les terrains plus anciens, désignée sous le nom de zone axiale du Grand-Saint-Bernard sur la carte tectonique de Staub (1923);

¹ Pour cette partie des Alpes, consulter: A. AMSTUTZ, « Pennides au sud d'Aoste et nappe du Mont-Rose. Sur les Pennides près de Domodossola », *Arch. des Sc. Genève*, 3, 231, 232, 1950.

une zone externe comprenant à partir du Cristallin:¹

le briançonnais,
le subbriançonnais,

venant en contact avec les séries ultra-helvétiques ou ultra-dauphinoises ou avec l'autochtone recouvrant les massifs cristallins centraux.

Je m'attacherai surtout à l'étude des déformations intimes dans les roches postpaléozoïques couvrant de part et d'autre la zone axiale.

1. *Nature et développement des déformations postpaléozoïques.*

a) *La zone interne.*

Les formations postpaléozoïques couvrent de grandes surfaces à l'intérieur de l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard.

Sur le flanc sud de cet axe, la coupe du val d'Hérens près d'Evolène-Les Haudères m'a fourni des renseignements précieux sur la question qui m'occupe.

La coupe dressée par W. Leupold d'après les travaux de E. Argand, E. Wegmann, M. Lugeon et P. Christ montre que les roches triasiques (calcaires et dolomies) affectées de plis fortement écrasés et laminés, reposent sur les schistes de Casanna qui s'étendent au nord d'Evolène; au sud, par contre, apparaissent les « schistes lustrés » plus récents que le Trias.

Au hameau de La Tour, les dolomies triasiques inclinent au sud de 25 à 30° et ce pendage est aussi celui du plan axial des nombreux plis serrés qui affectent ces roches. Au sud, se voient des schistes sériciteux dont le feuillement est parallèle à la stratification, laquelle incline faiblement au midi.

Lorsqu'on dépasse Les Haudères, en continuant à remonter la vallée, on entre dans une zone schisteuse, comprenant essentiellement des schistes sériciteux, des micaschistes grenatifères

¹ Voir à ce sujet: R. BARBIER, « La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. » *Trav. lab. géol., Grenoble*, 29, 1951.

dans lesquels j'ai cru voir aussi de la biotite, des chloritoschistes, des phyllades; dans ces roches sont intercalés des massifs de « roches vertes ».

La proximité du Trias indique que ces schistes appartiennent à un niveau inférieur du Mésozoïque; il n'est donc pas étonnant de n'y point trouver de clivage oblique à la stratification, mais, au contraire, un débitage parallèle à celle-ci, accompagné par endroits, de microplis. C'est la confirmation des observations faites dans les nappes simploniques à proximité de la zone du Grand-Saint-Bernard.

Au sud des Haudères, au delà du massif cristallin de la Dent-Blanche, les « schistes lustrés » couvrent de grandes surfaces dans la région d'Aosta; j'ai observé ces terrains notamment dans la vallée de la Dora Baltea où j'ai recueilli quelques faits intéressants.

La base de la formation est caractérisée par des calcaires marmoréens accompagnés parfois de quartzite, que l'on rapporte au Trias. Par-dessus vient une grande masse de « schistes lustrés », c'est-à-dire de calcschistes et de séricitoschistes dans lesquels sont, par endroits, interstratifiés des bancs de calcaires, ou de roches siliceuses¹, mais qui renferment de nombreuses intercalations de roches vertes (prasinites), tantôt minces, tantôt très épaisses; des lentilles et filons de quartz y sont assez fréquents.

Certaines coupes, notamment dans la région de Cogne, semblent indiquer l'existence de nappes superposées.

Toutes ces roches sont, en général, très écrasées et laminées; les prasinites, comme les schistes, se débitent en feuillets plus ou moins minces, à surface luisante; les prasinites prennent dans ce cas l'apparence de schistes verts. Nulle part je n'ai observé la présence d'un vrai clivage schisteux; par places, j'ai noté un peu de microplissement, notamment dans la prasinite exploitée à Monjovet, le long de la route d'Aosta à Ivréa. De même, en amont d'Aosta, près de Villanova, dans des roches

¹ La présence d'intercalations de ce genre permet de voir la stratification alors que, dans les grandes masses de schiste il est presque impossible d'indiquer l'allure probable des terrains.

du type des micaschistes, j'ai noté également la présence de microplissement.

De façon générale cependant, tout cet ensemble présente un débitage en feuillets à surface luisante indiquant un écrasement et un flux marqués des roches. On peut croire qu'il s'agit de foliation proprement dite. Cependant, s'il en est ainsi dans certains cas, on peut penser aussi que l'on est en présence d'une pseudofoliation, compliquée par endroits par le microplissement.

Au sud de la région d'Aosta¹, j'ai encore observé les terrains de la partie interne de la zone pennique suivant la Dora-Riparia en aval de Susa puis à l'ouest de cette localité, au Mont-Cenis et à la Vanoise. A l'extrémité orientale de la coupe, c'est-à-dire près de Lanzo, non loin de la dépression du Pô, dans la vallée de la Stura d'Ala, sur la route de Ceres affleurent des micaschistes et des gneiss dont le feuillement est parallèle à la stratification, pour autant que celle-ci puisse être déterminée avec certitude. On y voit aussi les « schistes lustrés » sous la forme de séricitoschistes passant aux micaschistes. Ces roches n'ont pas de schistosité oblique, mais elles sont affectées par le microplissement. Il en est ainsi également aux environs de la ville de Susa.

A l'ouest de cette localité, à la bordure sud du massif d'Ambin, le microplissement est très typique dans des micaschistes.

Dans le voisinage du col de l'Iseran, dans une situation comparable à celle des environs de Susa par rapport à l'axe de la chaîne, les « schistes lustrés » s'étendent largement en bordure du massif cristallin du Grand-Paradis. Dans ces schistes, le feuillement est parallèle à la stratification. Cependant, des bancs calcaires intercalés dans la masse sont affectés de plis serrés, très écrasés, de faible amplitude, où l'on aperçoit une schistosité parallèle au plan axial de ces plis, parallèle aussi au feuillement général de la masse schisteuse; c'est grâce à la présence des charnières de ces plis secondaires qu'il est possible de se rendre compte de l'existence d'une véritable schistosité.

¹ J'ai visité cette partie de la zone pennique sous la conduite de MM. Amstutz et Ellenberger.

En se dirigeant vers l'ouest, c'est-à-dire vers la bordure de la zone pennique, la schistosité oblique est déjà plus apparente. En effet, à peu de distance à l'ouest du col du Mont-Cenis, les « schistes lustrés » sont affectés de plis serrés qui montrent un clivage schisteux extrêmement net, disposé, comme c'est la règle générale, suivant le plan axial de ces plis.

Ces roches sont à proximité du gypse triasique qui affleure au col, de sorte que l'on peut supposer qu'il s'agit ici d'un niveau inférieur de la série des « schistes lustrés »; il est vrai que le gypse peut être injecté dans les roches avec lesquelles il est maintenant en contact, de telle manière que sa présence ne suffit pas pour décider du niveau stratigraphique auquel appartiennent les schistes lustrés dont il s'agit.

A Termignon, qui se trouve au nord-ouest du Mont-Cenis, on observe dans la même formation, une schistosité analogue à celle signalée au col du Mont-Cenis.

Sur le flanc oriental du massif de la Vanoise qui se rattache, d'après les cartes tectoniques, à l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard, M. Ellenberger m'a fait voir, aux chalets de Sardières, une coupe très intéressante, allant du Cristallin de la Vanoise au Lias. Les schistes liasiques ne montrent pas de schistosité; celle-ci est remplacée par le microplissement; par contre, dans les niveaux à bancs siliceux du Lias, on observe des plis serrés dans les charnières desquels apparaît une schistosité nette suivant le plan axial.

Au sud-ouest de Susa, j'ai pu faire quelques bonnes observations depuis Bardonèche à la bordure occidentale de la zone des « schistes lustrés » jusqu'à Fenestrelle, au contact de cette zone et du massif cristallin de Dora Maira.

Entre Fenestrelle et Mentoulles, au voisinage des gneiss du massif de Dora Maira, les couches inférieures de la série des « calcschistes du Piémont » (« schistes lustrés ») ne montrent pas de schistosité et leur feuillement est parallèle à la stratification; il en est d'ailleurs ainsi également dans le Cristallophyllien sous-jacent où la foliation est de règle. On se trouve, d'ailleurs ici, dans le prolongement de la zone de Susa.

Au sud-est du massif d'Ambrì, notamment près de Chiomonte, les « schistes lustrés » ou « calcschistes du Piémont »

reposant sur les calcaires du Trias, ne sont pas affectés par la schistosité; comme à Fenestrelle, ils se débitent en feuillets parallèles à la stratification, ou bien le clivage schisteux est remplacé par le microplissement.

Au col de Sestrière, situé à l'ouest des endroits précédents, et dans la descente vers Ulzio, l'allure de ces roches est caractérisée par la présence de plis serrés et la schistosité y est très apparente, notamment dans les charnières des plis où elle est parallèle au plan axial.

Cette disposition s'accentue à l'ouest du massif d'Ambin; en effet, dans des roches schisteuses (micaschistes) et des conglomérats rapportés au Permien, de petits plis montrent une schistosité oblique. Les « schistes lustrés » proprement dits recouvrant les quartzites, calcaires et cargneules du Trias sont affectés de plis de faible amplitude, très serrés, à peu près isoclinaux, qu'il ne faut pas confondre avec le microplissement, car ils sont à échelle nettement plus grande; ces plis laissent voir, à l'endroit de leur charnière, une belle schistosité conforme au plan axial de ces plis.

A l'entrée de Bardonneche, des schistes calcaieux dans lesquels la stratification est indiquée par la présence de bancs minces calcaires, la schistosité oblique est très apparente sans qu'il y ait cependant de plis serrés analogues à ceux observés plus au sud.

A l'est de la zone houillère de Briançon, dans des schistes calcaieux appartenant à la série des « schistes lustrés » décollés¹, la schistosité est très apparente; ces roches sont plissées et les plis sont déversés vers l'Italie.

On se rend compte, par ces observations, que le régime se modifie progressivement de Susa-Fenestrelle à Bardonneche-Briançon. Alors que la schistosité est normale en ces derniers endroits, elle fait place au microplissement, voire à la foliation quand on se dirige vers l'est, c'est-à-dire vers l'intérieur de la chaîne.

¹ R. BARBIER, « La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse », *Trav. labor. géol. Grenoble*, 29, 1951.

Deux hypothèses sont à envisager pour expliquer cette différence: la première consiste à supposer que d'est en ouest on rencontre des couches de plus en plus récentes et que l'on s'élève ainsi progressivement dans l'échelle des zones des déformations intimes suivant la règle que j'ai énoncée dans un travail antérieur¹. La seconde consiste à supposer que, dans la situation originelle, la charge était moindre vers l'ouest, de telle sorte que, dans cette direction, un même niveau se trouvait dans une zone de moins en moins profonde.

Cette dernière hypothèse est vraisemblablement la plus probable puisqu'à l'extrême sud-ouest du massif d'Ambin, j'ai noté la présence de schistosité dans des roches rapportées au Permien et, en tous cas, dans un niveau de « schistes lustrés » qui doit être très voisin de la base de la série.

Mes observations dans la partie interne de l'arc alpin au sud du parallèle de Briançon ne sont pas encore suffisantes pour qu'il me soit possible d'en faire état dans cette note préliminaire.

b) *Les lambeaux avancés.*

Sur la carte d'ensemble annexée à son travail de 1951 sur le prolongement vers le nord-est de la zone subbriançonnaise, R. Barbier² emploie cette expression pour désigner des lambeaux plus ou moins étendus des « schistes lustrés » de la zone interne décollée, qui se sont avancés sur le briançonnais et le subbriançonnais.

Au col de l'Iseran, près de la table d'orientation, on se rend compte assez aisément de l'avancée des « schistes lustrés » de la zone interne sur le Crétacé et le Trias, en bancs verticaux.

Aux abords de Bourg-Saint-Maurice, un lambeau rapporté aux « schistes lustrés » est désigné sous le nom de « Versoyen »³. J'ai eu l'occasion d'en observer les roches à la sortie est de la ville. Il s'agit de schistes foncés, dans lesquels de minces

¹ P. FOURMARIER, *Op. cit.* Schistosité, foliation et microplissement.

² R. BARBIER, « La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays », *Trav. Labor. géol. Univ. Grenoble*, 29, 1951.

³ Voir la carte annexée au travail de R. Barbier cité ci-avant.

lits calcaieux soulignent la stratification¹. Ces schistes sont affectés par un clivage oblique très apparent; il incline au sud de 50° environ alors que les couches sont assez faiblement inclinées.

La surface des joints de stratification montre une striation très apparente suivant la ligne de plus grande pente, striation qui rappelle le « gaufrage » de certains schistes. En fait, il s'agit plutôt ici de la trace laissée par les joints de clivage. On notera cependant que, dans une section perpendiculaire à la stratification et au clivage, on voit une sorte de microplissement affectant spécialement de très minces lits calcaieux. En réalité, je pense que l'on se trouve ici en présence d'un état intermédiaire entre le microplissement et la schistosité et c'est pourquoi la surface des bancs montre une striation ou un gaufrage plus accusé qu'il ne conviendrait à première vue.

Certains bancs sont traversés par des veines de quartz dont la direction est celle des strates, et qui sont disposées perpendiculairement à la stratification suivant la règle habituelle. Ces veines sont parfois assez épaisses, ce qui indique un étirement marqué de la matière.

La présence d'une schistosité vraie à cet endroit n'est pas pour étonner si l'on se rappelle que plus au sud, entre Susa et Bardonecchia, la schistosité se développe de l'intérieur vers l'extérieur de la zone interne, prenant la place du microplissement.

c) *La zone axiale antétriasique du Grand-Saint-Bernard (partie interne).*

Il est assez facile de distinguer deux parties dans la ride axiale antétriasique de la zone du Grand-Saint-Bernard. Du côté interne de l'arc se trouve une partie constituée par des schistes cristallins et du Permohouiller métamorphique; vers l'extérieur, au contraire, le Houiller non métamorphique constitue un horizon très caractéristique.

¹ Ce même lambeau renferme aussi des roches vertes, mais je n'ai pas eu l'occasion de les observer.

Dans la partie interne, je n'ai pas observé de schistosité en aucun endroit, cependant le microplissement y est bien développé, du moins dans un certain nombre de coupes que j'ai pu étudier.

Sur la route du Grand-Saint-Bernard à Aosta, en aval du village de Saint-Rhemy, dans des roches quartzitiques micacées (gneiss à grain fin) rapportées au Permo-carbonifère, j'ai observé de très beaux exemples de microplissement dont l'axe est disposé obliquement à la stratification comme le serait un clivage normal, que ce soit à l'endroit de plis aigus ou dans des bancs d'inclinaison régulière.

C'est ce que montre le croquis ci-dessous:

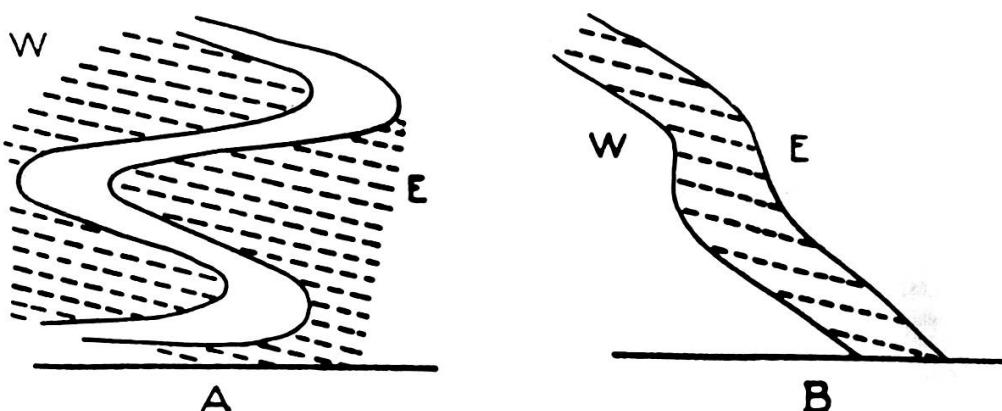


Fig. 12.

Microplissement dans le Permo-carbonifère
en aval de Saint-Rhemy.

A, dans une partie à plis serrés; B, dans des bancs réguliers. Les traits interrompus indiquent l'allure des axes des microplis.

Il est indiscutable que le microplissement tient ici la place de la schistosité proprement dite, et l'on peut se rendre compte, par ces coupes, de la relation évidente qui existe entre ces deux types de déformation intime des roches.

En un autre endroit de la zone, dans la haute vallée d'Aosta, en amont d'Arvier, où dominent les gneiss et les micaschistes, j'ai observé également de beaux exemples de microplissement.

Dans la vallée de Champagny, en amont du village de ce nom, on peut voir de belles coupes dans le Carbonifère et le

Permien métamorphiques, avec intercalations de prasinites. Ces roches fortement écrasées ne montrent pas de schistosité; par contre, elles sont affectées par un microplissement très caractéristique dont l'allure correspond à celle qu'aurait la schistosité si elle s'était développée normalement¹.

Dans le massif de la Vanoise, les roches antétriasiques qu'il convient très probablement de rapporter au Permo-carbonifère sont affectées de microplis remplaçant la schistosité.

Ces quelques indications suffisent à montrer que, dans toute la zone comprise à l'intérieur de l'arc cristallin du Grand-Saint-Bernard, la schistosité proprement dite, c'est-à-dire le débitage en feuillets obliques à la stratification fait défaut dans les roches antétriasiques; la foliation et le microplissement dominent, avec la restriction que le débitage parallèle aux strates pourrait être une pseudo-foliation plutôt que la foliation proprement dite.

d) *La zone axiale du Grand-Saint-Bernard (partie externe) — Zone briançonnaise externe et zone subbriançonnaise.*

Un peu à l'est de Sierre, à la bordure externe de l'axe cristallin (schistes de Casanna) du Grand-Saint-Bernard, s'amorce une bande de Houiller et de Permien non métamorphiques, qui se dirige vers le sud-ouest pour contourner l'arc alpin et prendre son plus grand développement en Maurienne; c'est ce que l'on désigne, suivant la nomenclature de l'école de Grenoble sous le nom de zone briançonnaise externe. Elle est bordée vers l'extérieur par des terrains plus récents allant du Trias au Jurassique et par endroits, à l'Eocène inférieur; c'est la zone subbriançonnaise comprenant notamment les brèches de la Tarentaise et les séries calcaires de Sion². Ces deux parties de la chaîne seront examinées de concert.

A Sion, la carte géologique suisse au 200.000^e indique, sur la rive droite du Rhône, une bande de « Bündnerschiefer »

¹ P. FOURMARIER, « Schistosité. foliation et microplissement », *Arch. des Sciences*, 4, 5, 1951.

² R. BARBIER, « La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse », *Trav. Lab. géol. Grenoble*, 29, 1951.

(schistes lustrés) dans laquelle dominent les calcaires; Barbier les considère comme le prolongement du subbriançonnais. Ces roches sont fortement écrasées, laminées, étirées; le feuilletage y est disposé parallèlement à la stratification.

Sur la rive gauche du fleuve, en face des affleurements précédents apparaît le Carbonifère. Il est formé de schistes phylladeux noirs, avec quartzites et conglomérats et quelques couches irrégulières d'anthracite. Le débitage des schistes en feuillets y est parallèle à la stratification, et les surfaces de ces feuillets montrent souvent le gaufrage caractéristique de la zone du microplissement; la schistosité vraie, oblique aux strates, n'y existe pas; cependant, dans des bancs de quartzite, j'ai noté localement la présence d'un clivage schisteux inclinant de 40 à 50° vers le sud-est. C'est là une chose normale, car les roches siliceuses, par leur résistance aux efforts, sont en retard par rapport aux roches argileuses en ce qui concerne la schistosité. De toute manière, l'étirement est très marqué. Cette disposition s'accorde avec l'écrasement considérable des terrains post-hercyniens tel qu'on l'observe dans le val d'Hérens, notamment à Evolène. Cependant, du point de vue de la tectonique générale, la zone des schistes lustrés en amont d'Evolène se trouve sur le flanc sud de la zone axiale du Grand-Saint-Bernard, tandis que le Houiller, le Trias et les « schistes lustrés » de Sion appartiennent au flanc nord de cet axe qui joue ainsi le rôle d'une zone anticlinale très complexe, caractérisée notamment par une structure en écailles.

En suivant la direction de l'arc alpin vers l'ouest dans le prolongement des zones de la région de Sion, on trouve dans les environs de Liddes et de Bourg-Saint-Pierre, avec direction subméridienne, du Carbonifère, s'appuyant sur le Cristallophyllien (schistes de Casanna), et suivi vers l'ouest par les calcaires et dolomies du Trias, puis par une série riche en calcaire et en schiste désignée sur la carte suisse sous le nom de « schistes lustrés ». Ces terrains inclinent vers l'est par suite de leur renversement vers l'ouest, c'est-à-dire vers le massif du Mont-Blanc. Dans les « schistes lustrés », le débitage est parallèle à la stratification; dans le Carbonifère, que j'ai observé entre Liddes et Bourg-Saint-Pierre sous la conduite de M. le

professeur Oulianoff, j'ai pu voir un clivage inclinant à l'est de 65° , mais il affecte des roches gréseuses et conglomératiques avec lentilles de schiste, de telle sorte que ces roches sont, à cause de leur résistance aux déformations, en retard par rapport aux roches schisteuses de la bande voisine.

Les observations faites dans cet endroit sur la retombée ouest du Cristallin du Grand-Saint-Bernard, concordent avec celles de la région de Sion. Il ne peut faire de doute que, dans un cas comme dans l'autre, le parallélisme du clivage et de la stratification tient avant tout à l'éerasement et à l'étirement des roches qui en est la conséquence. On se trouve là dans une zone où ces actions ont été particulièrement intenses. Il est donc vraisemblable d'admettre que, partout où des formations de même nature ont évolué sous une charge considérable et ont été affectées par un métamorphisme assez avancé, le parallélisme entre la schistosité et la stratification résulte de l'écrasement et de l'étirement de la matière.

J'ai pu observer une disposition identique au col du Grand-Saint-Bernard, le long de la route qui descend en Italie. A cet endroit, le Houiller, prolongeant celui du val Ferret, est en contact avec le quartzite du Trias. Dans les schistes carbonifères, le feuilletage est parallèle à la stratification; dans la bande quartzitique par contre, quelques bancs sont affectés par une schistosité grossière à faible pendage vers l'est¹; encore une fois, dans cette zone très écrasée, les roches arénacées sont en retard par rapport aux schistes et ont encore la schistosité oblique alors qu'elle a disparu dans les schistes par suite d'un laminage trop intense.

Dans la partie haute de la vallée d'Aosta, entre La Salle et Morgex apparaît le Houiller reposant également sur l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard, qui le borde au sud-est; c'est le prolongement du Carbonifère du col du Grand-Saint-Bernard; comme en ce dernier endroit, les roches sont laminées et le feuilletage est parallèle à la stratification. Au nord-ouest,

¹ Certains bancs plus compacts sont exempts de schistosité; dans les autres, la pente du clivage varie suivant la résistance plus ou moins grande de la roche à la déformation intime; c'est l'application des règles habituelles à ce genre de phénomène.

jusqu'à Courmayeur, s'étendent des calcaires mésozoïques et des schistes probablement plus récents (flysch de Tarentaise de R. Barbier¹) figurés sur la carte suisse au 1/200.000^e sous la teinte des « schistes lustrés »; la pente moyenne des bancs est de 60° vers le sud-est. Dans des bancs plus argileux, j'ai pu observer un clivage oblique inclinant de 30 à 60° SE; dans des bancs plus calcaieux, le clivage est également apparent à l'endroit des charnières de plis serrés.

Il y a donc ici une différence assez nette entre les roches s'étendant de part et d'autre de l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard: au sud-est, ce sont les schistes lustrés à feuilletage parallèle à la stratification; au nord-ouest, les bancs calcschisteux ou schisteux de même âge sont affectés par la schistosité.

Dans la région de Champagny au sud-ouest de la précédente, le Houiller apparaît sous deux aspects: Houiller métamorphique avec intercalations de prasinite du côté interne de la chaîne, Houiller non métamorphique du côté externe; ces deux zones sont séparées par une bande de Trias très écrasé. Comme il a été dit ci-avant, dans le Houiller métamorphique et le Permien qui le recouvre, la schistosité oblique n'existe pas, mais le microplissement y est très apparent; dans le Houiller de la zone externe, le débitage en feuillets est généralement parallèle à la stratification; cependant, à Champagny-le-Bas, j'ai trouvé un échantillon de schiste à clivage légèrement oblique, montrant aussi un début de microplissement.

Dans le Lias de Brides-les-Bains, le feuilletage est parallèle à la stratification. D'autre part, à Pralognan, dans des calcaires rapportés au Crétacé par M. Ellenberger, la schistosité oblique est très apparente.

Il résulte de là que, dans toute la bordure de la zone pennique entre la vallée d'Aosta et Pralognan, les terrains mésozoïques sont près du front inférieur de schistosité; un même niveau stratigraphique peut y descendre par endroits, alors qu'ailleurs, il reste au-dessus.

¹ R. BARBIER, *op. cit.*

Plus au sud, dans la vallée de l'Arc, près de Modane, le Houiller et le Permien sont affectés par le clivage schisteux; ces terrains sont ici nettement au-dessus du front inférieur de schistosité. Il en est de même près de Briançon, où l'on observe, dans le Houiller non métamorphique affleurant au nord de la ville, un clivage grossier, véritable clivage de fracture, inclinant de 75° vers l'ouest dans des bancs à pente de 80° à l'est.

A l'ouest de la bande houillère de Briançon, les terrains plus récents de la zone subbriançonnaise sont affectés par la schistosité de façon variable. Tantôt elle est à peine indiquée dans le Mésozoïque, tantôt elle affecte des niveaux stratigraphiques plus élevés, tel le flysch nummulitique. Je n'ai pas étudié suffisamment cette partie du territoire pour pouvoir indiquer les raisons de ces différences de comportement; j'espère pouvoir reprendre cette étude.

Si sommaires que soient mes observations dans cette partie des Alpes, je suis frappé par le fait d'une modification importante quant au développement de la schistosité entre la vallée de l'Isère (Moutiers et environs) et la région de Briançon: la schistosité s'atténue rapidement du nord au sud au point que le Houiller briançonnais ne présente plus que la schistosité de fracture.

Il est certain qu'il y a, dans toute cette partie de la chaîne, des variations importantes dans la puissance des terrains, comme l'ont bien mis en évidence les géologues français¹. C'est vraisemblablement là qu'il faut chercher la cause de ces variations dans le comportement du clivage schisteux.

J'ajouterai qu'en bordure de la Méditerranée, là où la chaîne des Alpes vient s'arrêter à la mer, le niveau stratigraphique du front de schistosité est dans le Permien à l'ouest du Mercantour;

¹ Voir notamment: M. GIGNOUX et L. MORET, *Description géologique du bassin supérieur de la Durance*, Grenoble, Imprimerie Allier père et fils, 1938. A titre d'exemple, en aval de Bourg-d'Oisans dans la vallée de la Romanche, le Lias présente une très belle schistosité oblique, alors qu'au Lautaret, le même terrain n'en est pas affecté; dans le premier endroit, la charge était plus grande au moment du plissement qu'elle ne l'était au second.

par contre, dans le « flysch de San Remo »¹, il monte jusque dans l'Eocène au moins sur le versant oriental du synclinal que dessinent ces couches; sitôt dépassé vers l'est le Cristallin de Savona, les roches supérieures au Trias sont affectées par le microplissement. Une coupe transversale à la chaîne suivant approximativement le rivage de la Méditerranée montre ainsi des variations importantes dans la hauteur stratigraphique atteinte par le front supérieur de schistosité, et cela suivant la même règle que celle enregistrée à hauteur du parallèle passant par l'Embrunais ou la Maurienne.

2. *L'allure des déformations.*

Dans la région d'Aosta, au nord, à l'est et au sud de cette ville, le feuillement des schistes lustrés, conforme à la stratification, est peu incliné. La pente des feuillets va en augmentant au fur et à mesure que l'on remonte la vallée pour atteindre les terrains cristallophylliens de l'axe du Grand-Saint-Bernard-Simplon. Dans ces terrains, le microplissement remplace le clivage, par endroits tout au moins; d'après l'allure de ces petits plis, on peut penser que, si le clivage s'était développé normalement, il aurait une inclinaison de 25 à 30° vers le sud-est. Dans la région de Cogne, au sud de la vallée d'Aosta, le feuillement dans les « schistes lustrés » incline au nord-ouest de 60° environ.

Dans la région du Mont-Cenis, au sud du col de l'Iseran, à Bardonèche, à Sestrière, la schistosité, bien apparente dans la charnière des plis secondaires, est voisine de l'horizontale. C'est seulement dans une bande allant du col de l'Iseran à Termignon que j'ai observé un feuillement des schistes lustrés incliné de 30 à 40° vers le nord-ouest.

Toutes les observations depuis le Prättigau jusqu'en Maurienne-Vanoise sont concordantes: les plans de schistosité ou de foliation dans les roches postpaléozoïques de la zone pennique interne sont subhorizontaux, avec seulement un redressement plus ou moins marqué en bordure des roches

¹ R. STAUB, *Carte tectonique des Alpes*, 1923.

sous-jacentes tant au nord qu'au sud et à l'ouest. Je citerai à ce propos une observation assez intéressante que j'ai faite dans le val d'Hérens: en amont des Haudères dans la formation des « schistes lustrés », le feuilletage est voisin de l'horizontale, au moins dans son allure générale; cependant cette disposition

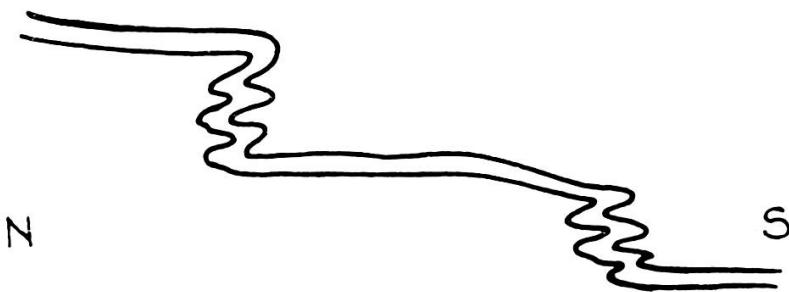


Fig. 13.

Allure des schistes lustrés au sud de Les Haudères.

est interrompue en différents endroits par des plis serrés suivant le dispositif indiqué à la figure 13, plis serrés dont la courbe enveloppe est voisine de la verticale.

Une telle disposition donne l'impression que l'allure originelle était caractérisée par une succession de gradins (A, fig. 14). A l'intervention d'une force verticale, les parties *ab*, *cd*, se sont étirées, tandis que les parties subverticales *bc*, *de*, subissant

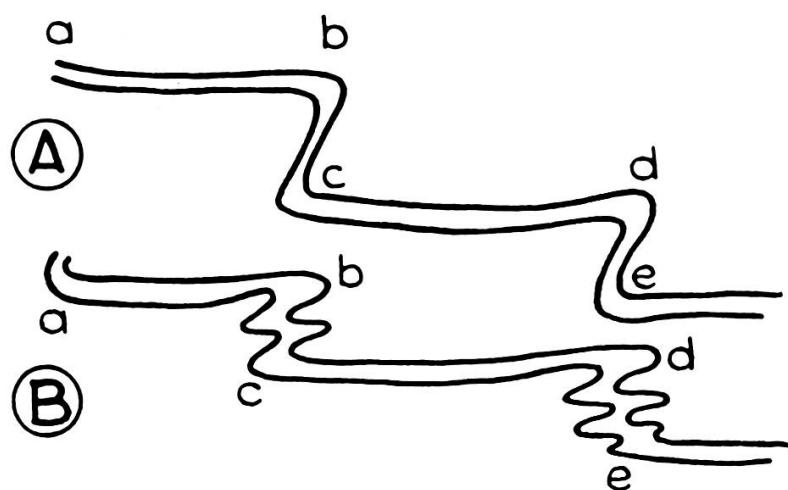


Fig. 14.

Schéma montrant la formation des petits plis dans les parties redressées, à l'intervention d'un effort vertical.

par leur tranche, l'effort d'écrasement, se sont repliées sur elles-mêmes. Ceci est conforme à l'opinion émise ci-avant quant aux allures observées en certains endroits de la coupe de la Via Mala.

Près d'Evolène, les dolomies triasiques limitant au nord la masse des schistes lustrés inclinent au sud de 25 à 30°; elles sont affectées de plis serrés ayant même inclinaison et le feuillement des roches se fait dans le même sens, suivant le plan axial de ces plis.

Ces observations dans le val d'Hérens concordent avec celles que j'ai faites dans les autres parties de la zone pennique centrale, là où le métamorphisme n'est pas trop développé.

Comme il a été indiqué précédemment, la bordure externe de l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard comprend une bande houillère en contact direct avec le Cristallin et, vers l'extérieur, une bande de sédiments plus récents, qui constitue la zone subbriançonnaise et son prolongement nord-oriental. En général, dans cette bordure, les terrains sont fortement écrasés et laminés, le feuillement est parallèle à la stratification; il incline, de ce fait, vers l'axe cristallin, les plis secondaires étant déversés vers l'extérieur. Par contre, dans le Briançonnais, l'écrasement de la zone externe est moindre, la schistosité y a des caractères de moindre profondeur, comme on le constate dans le Carbonifère non métamorphique de Briançon; quant à son allure, elle est la même que dans les zones plus septentrionales: elle incline en général vers la zone axiale, avec cependant des irrégularités dans sa pente comme dans son développement.

En bordure de la Méditerranée, à l'ouest du Cristallin de Savona, les allures sont plus tranquilles et les joints de schistosité présentent une inclinaison variable vers le sud-ouest.

3. Comparaison avec les déformations intimes dans la zone delphino-hélvétique en bordure du pennique.

Arrivé à ce point de l'étude entreprise sur les déformations intimes de la zone pennique, il n'est pas sans intérêt de tenter une comparaison sommaire avec les terrains de la zone delphino-hélvétique en contact avec elle.

A hauteur de Coire, sur la rive gauche du Rhin, affleurent l'autochtone et le parautochtone du massif de Calanda; en bordure du fleuve, un peu en aval de Coire, à Haldenstein, les roches schisteuses et schisto-calcaires du Malm accusent une schistosité oblique inclinant au sud-est de 60° en moyenne, plus faible (35° environ) dans des bancs plus argileux; le débitage en feuillets est nettement oblique à la stratification, lorsque celle-ci est peu inclinée; elle lui devient parallèle lorsque les bancs ont eux-mêmes une inclinaison de 55 à 60° . Dans le flysch éocène du massif de Calanda, la schistosité apparaît partout avec une pente moyenne de 40° sud-est, en harmonie avec le sens de déversement des plis.

On a vu précédemment que, dans les « Prättigauschiefer » au sud de Coire, la pente de la schistosité est de peu de valeur de façon générale; cependant, il est de règle qu'elle augmente progressivement et de façon notable en approchant de la bordure nord occidentale de la zone pennique. Le débitage en feuillets est, de cette manière, sensiblement parallèle dans la dite bordure et dans le massif de Calanda près de la zone pennique, comme si ces deux éléments tectoniques avaient pris ensemble leur aspect final, sous l'action des mêmes contraintes.

A l'ouest de Coire, le massif du Gothard avec ses roches anciennes vient en affleurement, recouvert dans sa terminaison orientale par le Verrucano.

La nature de ce Verrucano, son aspect laminé, son allure ont été décrits antérieurement. Le Trias et le Lias lui font suite de façon normale et appartiennent de ce fait à la couverture sédimentaire du massif. On a vu précédemment qu'au delà, les mêmes formations sont répétées une série de fois par le jeu de nappes successives, dont une partie tout au moins représente le prolongement vers le sud-ouest des Prättigauschiefer.

Dans ces diverses unités tectoniques, les bancs ont même allure, qui est ainsi parallèle à celle des couches formant la couverture mésozoïque du massif du Gothard.

On a vu aussi qu'il en est de même à l'est de Brigue où les couches du Mésozoïque de la couverture du Gothard sont parallèles à celles qui les recouvrent à l'intervention d'une

surface de charriage comme il apparaît dans la coupe de la Binna¹.

Plus à l'ouest encore, les nappes Simplon-Tessin disparaissent et ce sont les roches du flanc nord de l'axe du Grand-Saint-Bernard qui viennent en contact avec l'Helvétique.

A Sion, au nord de la zone dite « des schistes lustrés », affleurent le Jurassique et le Crétacé de la zone helvétique; ces roches sont fortement écrasées et étirées au voisinage de la zone pennique et leur débitage en feuillets est, en général, parallèle à la stratification, comme on peut le voir au nord d'Ormone et à La Place (Les Ayens) dans le Lias.

Cependant, à Sainte-Marguerite et au château de la Soie (hameau de Granois, près de Chandolin), dans des bancs inclinant de 45° au sud-est, j'ai noté la présence d'un clivage très net à pente sud-est de 85°; un banc de calcaire intercalé ne laisse aucun doute sur la disposition de la stratification; il se montre affecté de boudinage, et des veines de calcite assez larges séparent les fragments du banc. Ce n'est là qu'un fait local, car dans les schistes jurassiques affleurant à la chapelle de Notre-Dame de Corbelin, le feuillement est également parallèle à la stratification.

A peu de distance à l'est de ces affleurements et dans leur prolongement, à Grimisuat (Les Ayens) et à La Place, les schistes du Lias et les calcaires et schistes du Jurassique qui les surmontent sont feuillettés parallèlement à la stratification; ils sont fortement laminés et étirés; mais au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers le nord, on voit apparaître la schistosité dans les niveaux plus élevés du Jurassique, et plus loin dans le Crétacé; les feuillets inclinent de 40 à 45° au sud-est. On peut accepter l'hypothèse qu'au contact des schistes lustrés de la zone pennique, les roches de l'Helvétique ont été, comme eux, fortement écrasées et laminées, ce qui a empêché le développement de la schistosité, ainsi que je l'ai signalé antérieurement près de Loèche-les-Bains². Au fur et à mesure que l'on s'écarte

¹ P. MEIER und W. K. NABHOLZ, *Op. cit.*

² P. FOURMARIER, « L'étirement des roches et la schistosité », *Bull. Soc. géol. France*, 5^e sér., t. 19, 1949.

de la zone de contact entre le Pennique et l'Helvétique, l'écrasement a été moindre et la schistosité redevient normale.

Dans le val d'Entremont et dans le val Ferret affleurent des roches d'âge mésozoïque appartenant à l'ultra-dauphinois et à l'ultra-helvétique; c'est, en partie du moins, ce que l'on considère comme les racines des nappes ultra-helvétiques et d'une partie des nappes helvétiques¹; ces roches à fort pendage à l'est sont extrêmement écrasées et laminées; on y voit, à Orsières notamment, de très beaux halos d'étirement dans des calcaires du Dogger et du Malm. Le feuilletage y est forcément parallèle à la stratification, avec par conséquent forte pente à l'est.

La comparaison avec les terrains s'étendant à l'est, c'est-à-dire avec la bande des schistes lustrés et du Houiller, est intéressante. Elle indique en effet le parallélisme parfait dans la disposition des bancs, ce qui porte à supposer que la zone pennique et la zone helvétique à son contact ont été soumises aux mêmes efforts d'écrasement et d'étirement. C'est une disposition analogue que l'on trouve dans le val Ferret en amont de Courmayeur où les schistes du Lias sont très laminés et se débitent en minces feuillets parallèles à la stratification. On note un parallélisme presque parfait entre l'allure de ces roches en contact avec le massif du Mont-Blanc et les roches de la bordure de la zone pennique affleurant à l'est de Courmayeur, sur le versant ouest de l'axe cristallin du Grand-Saint-Bernard.

En continuant à suivre vers le sud-ouest puis le sud parallèlement à l'arc alpin, les terrains autochtones ou parautochtones (zone dauphinoise et ultra-dauphinoise) en bordure de la zone pennique, on arrive en Maurienne et l'on constate que le front supérieur de schistosité s'abaisse de plus en plus, au point qu'au col du Lautaret, le Lias autochtone ne montre plus de schistosité. On a vu précédemment qu'il en est de même dans les terrains du briançonnais et du subbriançonnais. Au moment du plissement, la charge supportée y était moindre qu'au nord et à l'est.

¹ R. TRUMPY, « Sur les racines helvétiques et les « schistes lustrés » entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre à Voir) », *Eclog. geol. Helvet.*, 44, n° 2, 1951.

J'ai montré précédemment que le front supérieur de schistosité, dans les terrains de l'autochtone ou du parautochtone, s'abaisse de plus en plus dans la série stratigraphique au fur et à mesure que l'on s'avance vers la Méditerranée parallèlement à la chaîne alpine¹.

On arrive ainsi à ce fait remarquable: alors qu'aux environs de Sion le feuillement en rapport avec l'écrasement et l'étirement des terrains montre de grandes analogies dans les diverses unités en contact, au fur et à mesure que l'on considère une région plus méridionale la différence s'accentue; tandis que la schistosité disparaît dans l'autochtone jusqu'à la base du Mésozoïque, elle subsiste dans le subbriançonnais et le briançonnais, parfois jusque dans le nummulitique, tout en étant cependant réduite au type de schistosité de fracture; par contre, elle reste bien marquée dans les terrains mésozoïques à l'intérieur de l'arc; le changement s'opère sur une distance relativement courte comme on peut l'observer près de Chambagny notamment, et sur le rivage méditerranéen.

V. LA ZONE SESIA-DENT-BLANCHE.

Je me suis peu arrêté à l'étude de la zone de Sesia et à la nappe de la Dent-Blanche qui lui est apparentée. Les terrains cristallophylliens y dominent et la foliation y est de règle.

Je dois signaler cependant qu'en amont d'Ivrée, dans la vallée de la Dora Baltea, les «gneiss d'injection» appartenant à la zone Sesia montrent des plis serrés de faible amplitude, de l'ordre du centimètre à l'ordre du mètre, qui tendent vers le microplissement. Dans les bancs feldspathiques atteignant par endroits plusieurs décimètres de puissance, j'ai eu l'impression de voir une sorte de schistosité grossière, dont l'allure est

¹ P. FOURMARIER, «Observations sur le comportement de la schistosité dans les Alpes», *Livre jubil. Charles Jacob, Ann. Hébert et Haug*, extr. t. VII, 1949; IDEM, «La schistosité dans les terrains de la bordure externe des Alpes entre l'Ubaye et la Méditerranée», Extr. du *Bull. de la Soc. d'Hist. nat. de Toulouse*, t. 85, Congrès A.F.A.S., 1950.

conforme à celle des plis, les joints étant soulignés par la présence d'un peu de biotite, comme si ces bancs montraient quelque retard vis-à-vis des bancs riches en biotite qui les séparent.

VI. LES NAPPES AUSTRO-ALPINES.

J'ai étudié sommairement les nappes austro-alpines au voisinage de la zone pennique.

Le long de la route de Julier, en aval du col de Julier du côté nord, on voit des roches rangées dans le Verrucano, le Trias et le Lias. Les niveaux schisteux (chloritoschistes, séricito-schistes) avec jaspes et calcaires sont fortement laminés et écrasés; on y observe par endroits du microplissement.

Dans les roches vertes laminées (grün-schiefer, avec serpentine) on note aussi un laminage considérable et du microplissement.

Il est à remarquer que les calcaires ont une apparence assez normale et n'atteignent pas le degré de métamorphisme de la région des nappes simploniques s'étendant à l'ouest.

En aval de Saint-Moritz, dans le prolongement du Trias et du Lias de la nappe de l'Err, j'ai vu dans des fragments de schiste noir une schistosité oblique à la stratification.

Au-dessus des nappes de l'Err et de la Platta, c'est-à-dire l'« Unterostalpin und Hochpenninikum » de Staub, 1951, viennent les nappes que ce savant range dans le « Mittelostalpin ». J'en ai observé les roches le long de l'Inn, notamment près de Zuoz; dans des calcaires argileux et schistes calcareux, j'ai pu voir une schistosité assez grossière, donnant des feuillets non luisants et un débitage de la roche en longues baguettes. Ce clivage incline de 45° sud. Je considère qu'il s'agit d'un clivage de fracture.

Au sud du Prättigau, en aval de Bergün, la vallée de l'Albula recoupe des calcaires et des schistes appartenant également aux nappes austro-alpines (Mittelostalpin de R. Staub, 1949). Ces roches montrent, par endroits, une schistosité de fracture; ailleurs, le débitage se fait parallèlement à la stratification et les feuillets ne sont pas luisants, comme ce serait le cas s'il

s'agissait d'une schistosité de flux conforme à la stratification. On a ainsi l'impression que ces roches sont au voisinage du front supérieur de schistosité. Les feuillets de clivage ont, en général, une faible inclinaison.

Dans le Mésozoïque d'une nappe supérieure à la précédente (Oberostalpin de Staub, 1949), bordant au sud la fenêtre de la Basse-Engadine, j'ai pu faire quelques observations dans la vallée de la Clemgia. Au sud des « schistes lustrés » apparaissent des micaschistes où le débitage s'opère suivant le processus de la foliation; mais au delà on voit d'autres micaschistes dans lesquels s'est développé un clivage oblique très apparent, à inclinaison variant de 15 à 40° vers le sud suivant les endroits; l'inclinaison des bancs, dans cette partie de la coupe, est de 10 à 15° dans le même sens; plus au sud, l'inclinaison des bancs est de 30° sud, tandis que les joints de clivage inclinent de 65°. Au-delà d'une grande masse de serpentine apparaissent des calcaires et des schistes (Scarl Decke, Oberostalpin de Staub) dessinant des plis réguliers à plan axial redressé; j'ai observé, dans certaines de ces roches, une schistosité oblique dont la pente est de 45° sud et qui est une schistosité de fracture.

Il a été dit précédemment que, dans la zone des Prättigauschiefer au sud-est de Coire et de Thusis, comme aussi près de Tiefenkastel, les roches sont proches du front inférieur de schistosité; bien au contraire, dans la nappe située immédiatement au sud, la schistosité de fracture domine. Deux zones à comportement très différent de la schistosité sont ainsi mises en contact, comme d'ailleurs au sud de la fenêtre de la Basse-Engadine.

Si l'on se rend sur la rive droite du Rhin au nord de la demi-fenêtre du Prättigau, le Mésozoïque (Jurassique) de la nappe austro-alpine (Mittelostalpin) forme des plis réguliers, légèrement déversés vers le nord, on y voit une schistosité de fracture orientée sud-ouest-nord-est, voire même de direction sub-méridienne, avec pente de 25 à 35° vers le sud-est ou l'est. Par sa nature, cette schistosité rappelle la schistosité de fracture des séries supérieures des Prättigauschiefer qui s'étendent au sud. La différence est donc moins sensible ici qu'elle ne l'est au bord méridional de la demi-fenêtre ou au sud de la fenêtre de la Basse-Engadine.

VII. LA ZONE CANAVESE.

Pour l'objet de mes recherches, la zone de Canavese, généralement très étroite, ne permet pas de bonnes observations. Je ne la signale que pour mémoire.

A l'ouest du lac Majeur, le long de la route de Malesco à Cannobio, au nord de Finero, la bande dite du Canavese est pincée entre la zone d'Ivrée et la zone Sesia. Dans les calcaires du Trias, j'ai constaté la présence de plis serrés avec apparence de schistosité orientée suivant le plan axial de ces plis. Au nord des calcaires, affleurent des schistes avec conglomérats; dans ces roches j'ai noté la présence de microplis. Ces observations permettent de situer la zone du Canavese dans la succession que j'ai établie¹.

VIII. LES DINARIDES.

Au sud d'Ivrée, de Locarno, de Sondrio, c'est-à-dire au sud de la ligne insubrienne s'étendent les Dinarides, comprenant un soubassement cristallin antétriasique et une couverture de mésozoïque.

En ce qui concerne le développement des déformations intimes des roches, la situation est très différente suivant qu'il s'agit du soubassement ou de sa couverture.

Dans le soubassement, sur la rive ouest du lac Majeur, j'ai observé de la foliation, sans aucun indice de microplissement. Par contre, au lac de Côme, à proximité de la couverture, j'ai noté de beaux exemples de microplissement.

Dans les terrains de la couverture, je n'ai vu que de la schistosité de fracture et encore n'existe-t-elle que dans les étages inférieurs. Je donnerai ci-après quelques indications à ce sujet.

Entre le lac de Lugano et le lac de Côme s'étend largement la zone bergamasque appartenant aux Dinarides et formant

¹ P. FOURMARIER, « Schistosité, foliation et microplissement », *op. cit.*

l'arrière-pays de la chaîne. Le style tectonique y est caractérisé par des plis à tendance au déversement vers le sud; sur la rive orientale du lac de Lecco, on voit aussi des failles de refoulement¹ à pendage nord. Dans toute cette zone, le front de schistosité ne paraît pas dépasser le sommet du Trias.

Les couches inférieures du Trias, affleurant en bordure du Cristallin sur la rive orientale du lac de Côme, comprennent

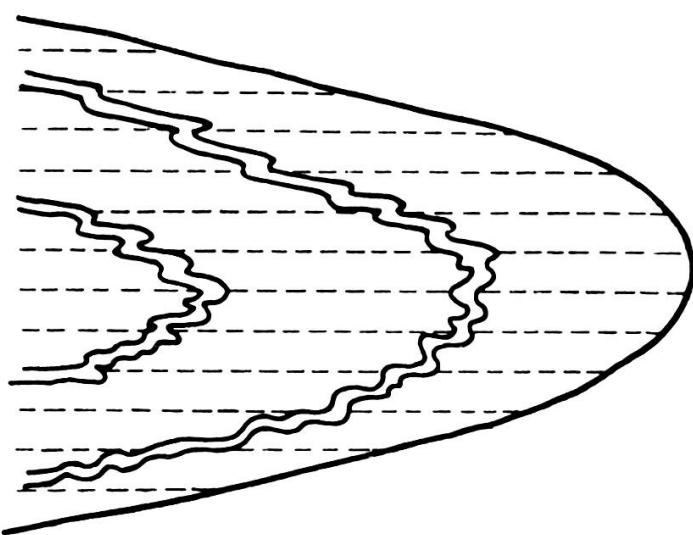


Fig. 15.

Petits plis et schistosité dans la dolomie triasique de la rive occidentale du lac de Lecco.

des quartzites, des calcaires et des schistes rouges; les horizons schisteux ne montrent qu'une schistosité grossière (schistosité de fracture); une telle schistosité se voit aussi dans les roches du Rhétien; mais les schistes du Lias ne sont pas affectés par le clivage. Cependant, au sud de Bellagio, sur la rive ouest du lac de Lecco, une carrière est ouverte dans la dolomie triasique, grenue, zonale, avec petits lits de brèche à galets de calcaire noir. Cette roche est déformée par de nombreux plis serrés, à plan axial voisin de l'horizontale; on y observe une schistosité extrêmement développée qui rappelle par certains de ses caractères, l'aspect et la schistosité des calcaires très plissés

¹ L. U. DE SITTER and C. M. DE SITTER-KOOMANS, « The Geology of the Bergamasque Alps Lombardie, Italy », *Leidsche Geol. Mededel.*, 1949, vol. XIV B.

intercalés dans les schistes lustrés de la zone pennique, par exemple au col du Mont-Cenis; dans les charnières, des lits plus résistants sont affectés par une sorte de microplissement comme indiqué à la figure 15.

Il y a donc une opposition très nette entre le comportement de la schistosité dans les couches schisteuses inférieures du Trias et dans la dolomie. Cette différence tient probablement à ce que cette dernière roche, à l'endroit de mes observations, est particulièrement chiffonnée en petits plis serrés, montrant un écrasement considérable de la matière. C'est, à mon avis, une exagération locale du clivage schisteux, car s'il s'agissait d'un phénomène régional, le front supérieur de schistosité s'élèverait bien plus haut que la base du Lias. D'ailleurs, dans la même unité tectonique à l'est du lac de Lugano, à l'endroit dénommé Alpe de Salorino, j'ai constaté la présence d'un clivage de fracture, très grossier, dans des schistes calcareux et des calcaires noduleux du niveau de l'*Ammonitico rosso*, plus récents que les calcaires du Lias; je suppose que cette disposition exceptionnelle tient à ce qu'il s'est produit en cet endroit un pli un peu plus serré que les plis normaux de la région. En effet, dans la vallée de la Breggia, dans le même niveau, je n'ai pas observé de schistosité et cependant cet endroit est peu éloigné du précédent.

Ces deux observations confirment la conclusion indiquée ci-avant à savoir que le front supérieur de schistosité ne monte guère au-dessus de la base du Lias, si ce n'est localement pour une raison spéciale.

Une conclusion s'impose: il existe une grande différence entre le développement de la schistosité dans la zone pennique et dans son arrière-pays; il en est de même, d'ailleurs, dans la structure tectonique et le degré de métamorphisme des terrains de même âge.

J'ai trouvé confirmation de ces faits dans des observations faites au lac Majeur, dans le val Brembana au nord de Bergamo et près de Rogno au nord du lac d'Yseo. Au lac Majeur, j'ai pu me rendre compte que les couches supérieures du Trias, notamment le niveau de l'*Ammonitico rosso* sont exemptes de schistosité.

Dans le val Brembana, j'ai observé une schistosité de fracture dans la partie inférieure du Trias. Dans les niveaux plus élevés elle n'existe qu'exceptionnellement; de toute manière, le front supérieur de schistosité n'atteint pas le Lias.

Au nord du lac d'Yseo, les schistes du Permien montrent une schistosité de fracture; on trouve encore quelques indices de schistosité dans le Trias, mais la situation paraît être la même que dans le val Brembana.

Ces quelques exemples montrent avec une parfaite netteté que les formations mésozoïques des Dinarides sont tout à fait indépendantes, quant aux déformations intimes, des roches du soubassement.

CONCLUSIONS.

Il paraîtra sans doute prématué de vouloir tirer, dès maintenant, des conclusions au sujet des faits rapportés sur la schistosité dans la zone pennique. A titre de synthèse, je crois intéressant cependant d'insister sur quelques résultats essentiels qui se dégagent de mes observations:

1. Suivant la règle habituelle dans une série concordante, comme celle du Prättigau, la schistosité croît en intensité du sommet à la base de la série stratigraphique; si celle-ci est assez épaisse, la succession normale des déformations intimes s'y trouve réalisée: schistosité de fracture, schistosité de flux, microplissement et foliation.

Le fait de trouver une simple schistosité de fracture dans les couches supérieures des « Prättigauschiefer » près de Klosters et de Langwies notamment, permet d'estimer l'importance de la charge qui recouvrerait ces roches au moment où elles ont subi les efforts de plissement.

2. Dans mes observations sur la zone pennique, je trouve l'application d'une autre règle, à savoir que la schistosité peut changer de nature suivant un même horizon, par exemple passage latéral de la schistosité de flux à la schistosité de frac-

ture. C'est incontestablement l'indice d'une modification dans l'importance de la charge ou dans l'intensité du plissement.

Il n'est pas sans intérêt à cet égard de tracer un profil sché-

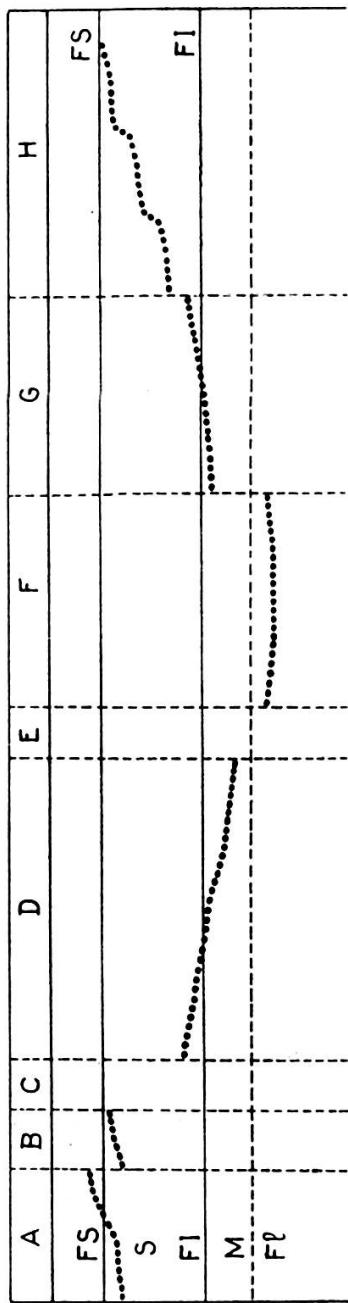


Fig. 16.

Les fronts de schistosité et un horizon repère (Lias) dans une coupe schématique du Briançonnais au Prättigau.

- FS = front supérieur de schistosité.
- S = zone de schistosité.
- F1 = front inférieur de schistosité.
- M = zone de micropliissement.
- F1 = zone de foliation.
- A = chaînes dauphinoises.
- B = Briançonnais, subbriançonnais et ultradauphinois.
- C = Axe cristallin du Grand-Saint-Bernard.
- D = zone pennique à l'intérieur de l'axe cristallin Grand-Saint-Bernard - Mont-Rose - Grand-Paradis.
- E = zone Mont-Rose.
- F = Nappes simploniques-tessinoises.
- G = zone du Prättigau.
- H = nappes austro-alpines.

matique en travers de la chaîne alpine de façon à montrer comment sont situés les fronts de schistosité vis-à-vis d'un horizon déterminé, le Lias par exemple (fig. 16).

Ce schéma, tout provisoire qu'il soit, met en évidence les variations de charge qui ont dû exister sur un même niveau stratigraphique suivant que l'on considère l'une ou l'autre région des Alpes. Son orientation a été choisie de façon à montrer ces variations là où elles apparaissent au maximum.

Ces changements dans l'importance de la charge peuvent être originels et résulter de variations latérales dans la puissance des sédiments accumulés dans l'aire géosynclinale. Cependant, j'ai l'impression que la charge, dont le rôle fut particulièrement efficace dans le développement de la schistosité, résulte aussi de l'empilement des nappes. J'ai montré, en effet, que, dans les nappes austro-alpines les plus hautes, le front supérieur de schistosité atteint un niveau stratigraphique moins élevé que dans les nappes inférieures. C'est une disposition comparable que j'ai signalée autrefois dans les nappes superposées de la zone helvétique des Alpes et qui apparaît si nettement dans la belle coupe du lac des Quatre-Cantons¹.

On établirait ainsi que la schistosité s'est faite dans les conditions analogues dans la zone pennique d'une part, dans la zone helvétique d'autre part. Ce serait là une indication de première importance dans l'étude de la tectogénèse de la chaîne alpine. C'est sans doute à ces variations de charge due aux nappes qu'il faut attribuer le développement de la foliation, comme du métamorphisme dans le Mésozoïque des nappes du Simplon-Tessin.

Il faut ajouter cependant que l'étirement des masses joue un rôle considérable: dans les masses schisteuses soumises à de telles contraintes, la schistosité oblique peut faire place à un débitage parallèle à la stratification qui rappelle la foliation, mais sans le développement de la cristallinité. Une telle disposition si fréquente dans les Alpes, et notamment dans la zone pennique, mérite peut être la création d'un nouveau vocable: j'ai proposé d'employer le terme de *pseudo-foliation*, au moins provisoirement².

¹ P. FOURMARIER, *op. cit.*, Livre jubil. Ch. Jacob.

² P. FOURMARIER, *op. cit.*, Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés.

3. Sans vouloir m'aventurer trop loin dans cette voie et sous bénéfice d'un contrôle très serré, j'ai l'impression que, dans la zone pennique, le développement de la schistosité est le plus marqué suivant une zone transversale correspondant approximativement au val d'Antigorio et aux Mischabel. Or c'est suivant une zone transverse légèrement décalée vers l'ouest par rapport à celle-ci que, dans l'autochtone et les nappes helvétiques, le front de schistosité s'élève le plus haut dans la série stratigraphique.

4. Le développement de la schistosité, du microplissement ou de la foliation est lié de façon remarquable à l'intensité du métamorphisme régional des terrains affectés. C'est là, d'ailleurs, une règle générale.

5. Au cours de l'exposé qui précède, j'ai attiré l'attention sur la façon dont se comporte la schistosité dans la zone pennique, d'une part, et les terrains environnants, d'autre part; suivant la limite nord-ouest de la zone pennique, il y a une remarquable analogie entre ces deux domaines, ce qui porte à croire qu'ils ont subi les effets des mêmes contraintes; ailleurs, par contre, la différence est appréciable. Peut-être faut-il faire intervenir, en partie tout au moins, l'influence des massifs cristallins centraux.

6. Au cours de mes recherches relatives à la schistosité dans l'Helvétique, j'étais arrivé à la conclusion que la nappe des Préalpes médianes s'était mise en place alors que ses roches présentaient déjà la schistosité; la charge supplémentaire qui en résultait sur les terrains situés par-dessous, était intervenue cependant de façon efficace pour le développement du clivage schisteux dans les unités sous-jacentes; c'est notamment la surcharge des Préalpes que je croyais pouvoir rendre responsable de la présence d'un clivage de fracture dans les couches de la Molasse du val d'Illiez.

Il est possible que les nappes austro-alpines aient joué un rôle analogue dans le développement de la schistosité du Pennique. Il n'est pas interdit de supposer que les Prättigauschiefer ont achevé de se plisser et de se cliver sous une charge constituée en partie par les nappes austro-alpines. Toutefois la question

est délicate car il faudrait pouvoir établir si ces nappes avaient leur schistosité propre au moment de leur mise en place ou si elles l'ont acquise au moment du plissement du substratum pennique. La présence, en plusieurs endroits, d'une schistosité de fracture, tant au-dessus qu'au-dessous de la surface de contact des deux grandes unités tectoniques, laisserait croire que la schistosité s'y est développée à l'intervention d'une même action, au cours d'une même phase tectonique. Cependant, il serait difficile, dans l'état des connaissances acquises, d'être affirmatif à cet égard; en effet, au sud de Tiefenkastel, le clivage dans les nappes reposant sur les « schistes lustrés » est du type du clivage de fracture, tandis que les schistes lustrés ont des caractères qui permettent de dire qu'ils ont fait leur évolution à proximité du front inférieur de schistosité.

7. Enfin, j'ai attiré l'attention sur l'allure de la schistosité dans la zone pennique et j'ai montré que son inclinaison varie de façon systématique. A mon avis, il y a là un enseignement précieux pour l'explication de la tectogénèse de la chaîne alpine, si l'on accepte que les joints de clivage sont, dans leur disposition générale, orientés perpendiculairement aux forces qui ont provoqué la déformation des terrains affectés par la schistosité.

J'ai donné (fig. 11) une coupe schématique passant par le Prättigau et la fenêtre de la Basse-Engadine pour montrer le changement systématique d'inclinaison de la schistosité, en rapport avec le style tectonique, en relation également avec la double courbure de la surface de charriage des nappes austro-alpines. Le problème se pose de savoir si cette double ondulation dans la nappe comme dans l'allure moyenne de la schistosité est originelle ou bien si elle est la conséquence d'une reprise des efforts, modifiant l'inclinaison de la surface de charriage, en même temps que celle des joints.

On sait que, dans beaucoup de chaînes plissées, les nappes ont été déformées postérieurement à leur mise en place. La seconde hypothèse n'est donc pas à rejeter, sans qu'il faille nécessairement renoncer à accorder à la première une certaine part dans l'explication de l'allure actuelle.