

LES ÉCAILLES FRONTALES DE LA ZONE DES BRÈCHES DE TARENTAISE ENTRE LES CHAPIEUX ET LE HAUT VAL VENI (SAVOIE, PAYS D'AOSTE)

par Pierre ANTOINE

I. Introduction.

Le secteur étudié s'étend entre le massif de la Pointe de Mya immédiatement au Nord des Chapieux (rive droite du torrent des glaciers) et le haut Val Veni (région des Pyramides calcaires). Les cartes topographiques intéressées sont les feuilles de Bourg-Saint-Maurice et Saint-Gervais-les-Bains, au 1/50 000^e. Le trait structural majeur de cette région est le chevauchement de la partie frontale de la zone subbriançonnaise, sur la couverture sédimentaire autochtone de la partie méridionale du massif cristallin du Mont Blanc.

II. Historique des travaux récents.

Dès 1929, la structure des montagnes de Tarentaise, au Nord de l'Isère, fut remarquablement déchiffrée par H. SCHËLLER, mais les levés de cet auteur concernant la région étudiée ici sont transcrits un peu schématiquement dans son mémoire.

Plus au Sud, la thèse de R. BARBIER (1948) établit de façon pratiquement définitive la connaissance géologique de la zone subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Grâce aux données de ce mémoire, il est facile de moderniser la terminologie adoptée par H. SCHËLLER et de se rendre compte que la minutie des levés de cet auteur (feuille géologique Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000^e) s'accorde fort bien avec les levés de R. BARBIER de vingt ans postérieurs. Nous disposons donc de solides

documents cartographiques sur la zone subbriançonnaise entre l'Arc et la frontière franco-italienne. Deux problèmes irritants subsistent cependant : l'âge du flysch de la zone des brèches de Tarentaise et l'origine du « feston » tectonique Versoyen - Petit-Saint-Bernard.

Au-delà de la frontière italienne les choses sont moins nettement établies. R. BARBIER, en 1951, a étudié rapidement le prolongement de la zone subbriançonnaise en Italie et en Suisse. Mais opérant depuis Courmayeur, il ne fit pas de raccord détaillé avec les observations de SCHËLLER.

P. ELTER, en 1954, dans sa thèse aborde l'étude du Val Veni et produit une carte, publiée en 1964 (échelle 1/25 000°). Au niveau du col de la Seigne ses levés s'accordent assez mal avec les conceptions de SCHËLLER. Un point important de son travail est la découverte aux Pyramides calcaires de brèches à Orbitolines, à un niveau inférieur aux conglomérats du type du col de la Seigne, avec lesquels il est convenu, en France, de faire débiter la série du Flysch. P. ELTER prouve par là que la série située au dessus du Lias de la Pyramide méridionale est, à la base, au moins Crétacé inférieur.

Enfin récemment R. ZULAUF, à propos d'une étude détaillée consacrée au Val Ferret italien, aborde rapidement l'étude du haut Val Veni et donne une coupe de la région des Pyramides calcaires.

Néanmoins, jusqu'à présent le raccord des structures bien connues en France n'a jamais été tenté en partant du Sud et en suivant pas à pas l'évolution tectonique jusque vers les parties italo-suissees de la nappe des brèches de Tarentaise. J'ai abordé récemment cette étude dans le cadre d'un travail général. La présente note a pour but d'établir quelques faits intéressants.

III. Le massif de la Pointe de Mya.

Il s'agit d'un petit massif, dominant au Nord le hameau des Chapieux et culminant à 2 515 m à la Pointe de Mya (fig. 1).

A) Stratigraphie sommaire :

1) *Le Flysch* : Nous conserverons cette appellation pour des raisons de commodité, bien qu'elle soit très certainement incorrecte.

a) *Le Flysch* proprement dit (F). — C'est une masse monotone de calcaires plus ou moins gréseux, de calcaires finement cristallins, de calcschistes phylliteux.

b) *Les niveaux siliceux* (F_q). — Au-dessous viennent des couches plus riches en silice. Leur aspect devient gréseux, parfois même quartziteux.

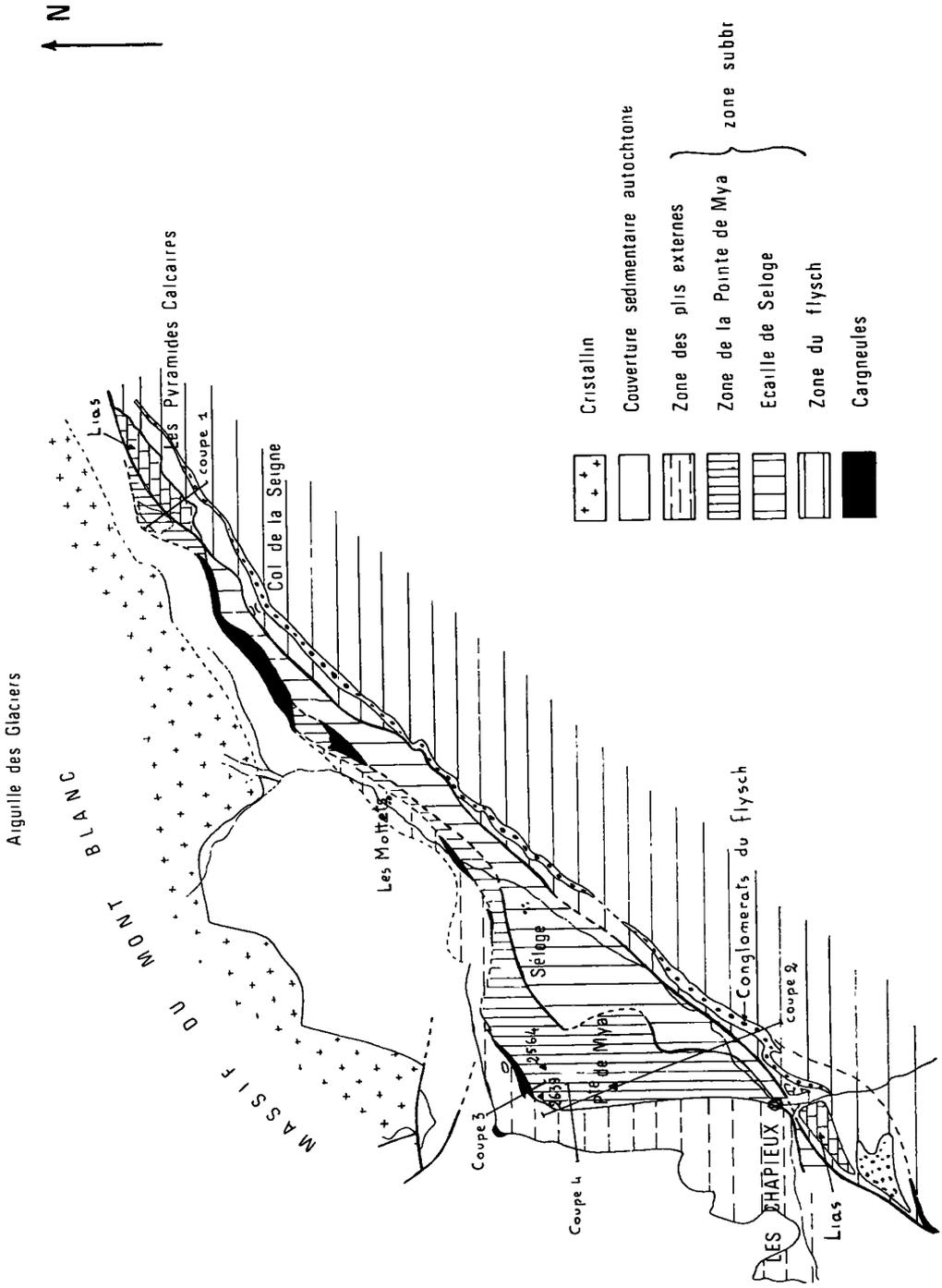


Fig. 1. — Schéma structural du front de la nappe des brèches de Tarentaise entre les Chapieux et les Pyramides calcaires.

c) Les schistes noirs à quartzites (S_a). — Il s'agit de la formation décrite par H. SCHÖLLER sous le nom de schistes noirs à quartzites verts. Dans le secteur qui nous préoccupe, ce sont plutôt des schistes noirs à zones siliceuses ou à minces niveaux quartzitiques verts ou bruns.

d) Les conglomérats (F_c). — La série détritique de base montre, de haut en bas : des niveaux de calcaire gris bleu cristallin microbréchiq (très petits éléments de dolomie triasique). Ensuite un niveau de conglomérats à galets de taille réduite de 1 à 5 cm en moyenne, en général bien roulés et aplatis secondairement. Les éléments sont constitués de dolomies triasiques en abondance, de calcaires cristallins sans doute liasiques, et beaucoup plus rarement de micaschistes.

2) *Le Dogger* : Niveau de calcschistes à patine brunâtre, d'aspect assez mat en général, parfois légèrement phylliteux, présentant un feuilletage schisteux net. Aucun fossile n'y a été trouvé. H. SCHÖLLER l'a attribué au Dogger par suite de sa présence assez régulière au-dessus du Lias. N'apportant aucun argument favorable ou contraire, je conserverai cette attribution dans ce qui suit.

3) *Le Lias* : Il s'agit en général d'un ensemble de calcaires compacts d'aspect marmoréen. La teinte est gris clair, blanche ou bleutée. Je n'ai trouvé aucun fossile dans la présente région. Cependant le faciès est bien typique de la zone des brèches de Tarentaise où il est daté par ailleurs (R. BARBIER, 1951 a). Il ne m'est pas possible de donner des épaisseurs pour aucun de ces niveaux pour des raisons tectoniques.

4) *Le Trias* : Les subdivisions adoptées dans le massif de la Pointe de Mya sont surtout lithologiques, mais les âges des diverses couches ont pu être précisés par analogie avec la coupe du Trias du Roc de l'Enfer (P. ANTOINE, 1964). La meilleure coupe est fournie par le petit sommet coté 2 564 m au Nord de la Pointe de Mya (fig. 2). Le Trias se présente ici en série renversée. Nous observons de bas en haut (c'est-à-dire de haut en bas stratigraphiquement) :

— Des dolomies grises à patine gris clair, en bancs en général épais (de l'ordre du mètre). Vers le haut de la série (base du versant) apparaissent des brèches intraformationnelles. Le sommet de la série lui même n'est pas visible. Il est caché sous les éboulis. Epaisseur de ce niveau environ 100 m.

— Des dolomies de teinte en général foncée mais à patine jaune ocre, formant un ensemble lithologiquement bien tranché, en bancs beaucoup plus minces que dans le terme précédent. Epaisseur environ 70 m.

— Des calcaires vermiculés, formant une vire schisteuse. La roche est très feuilletée mais les vermiculures sont bien reconnaissables. Epaisseur 5 à 6 m.



Fig. 2.

Photo 1. — Le Trias inférieur en série renversée au col entre les sommets 2 639 et 2 564, au N de la Pointe de Mya.

Orientée EW de droite (sommets 2 564) à gauche (sommets 2 639. Voir schéma structural).

Anisien : Blocs dans le coin gauche supérieur. Les calcaires vermiculés, Cv ; Un banc de dolomies jaunes, Dj ; Les schistes suprawertfénien, Ssw ; Les quartzites, triasiques, Tq, puis permo-triasiques, Rt.

Photo n° 2. — La face Nord de la Pointe de Mya (vue vers le Sud).

Quartzites triasiques, Tq ; Virglorien (Anisien), Vir ; Ladinien, Lad. Le couloir correspond aux schistes suprawertfénien et aux calcaires vermiculés.

— Un niveau de dolomie à patine très jaune, à cassure foncée, souligne très nettement la base de ces calcaires vermiculés (voir photo n° 1). Epaisseur 3 m.

— Des schistes de teinte rouge à violacée extrêmement feuilletés. Epaisseur 5 m.

— Des quartzites d'un blanc verdâtre, légèrement phylliteux, très lités, à patine brune ou bronzée.

Par comparaison avec la coupe du Roc de l'Enfer, j'ai attribué le premier ensemble (dolomies grises) au Ladinien, les dolomies jaunes et calcaires vermiculés à l'Anisien, la petite bande de schistes rouges située juste au-dessus des quartzites étant l'équivalent des niveaux supra-werfénieniens de la Vanoise ou du Briançonnais. Une telle coupe est un peu simpliste, mais suffit pour l'instant, notre but n'étant pas la stratigraphie mais l'étude de la structure du massif. Nous pouvons remarquer que, comme au Roc de l'Enfer, cette série triasique semble se terminer vers le haut par les dolomies grises à brèches intraformationnelles du Ladinien (sans pouvoir préciser du reste si cet étage est complet ou non). Cependant au petit col entre les sommets 2639 et 2564, les dolomies ladinieniennes reposent sur un vaste affleurement de cargneules qui incluent, au col même, une écharde synclinale de Lias. Il est très possible que ces cargneules représentent là le Trias supérieur à sa place normale (coupe n° 3).

5) *Le Permo-Trias* : L'épaisseur totale des quartzites dans le massif de la Pointe de Mya atteint 500 m. Même en tenant compte du pli anticlinal, leur épaisseur est anormale pour des quartzites triasiques de la zone subbriançonnaise. En outre une coupe effectuée un peu au Sud du lac du Petit-Mont-Blanc montre un passage progressif de quartzites werfénieniens bien typiques à grain très fin d'aspect farineux, sans traces de minéraux phylliteux, à des faciès de plus en plus grossiers (apparition de véritables lits de galets de quartz rose formant de minces niveaux conglomératiques). Parallèlement les minéraux phylliteux se développent (séricite, chlorite) et l'on peut observer le passage à de véritables faciès gneissoïdes, où les galets de quartz forment des « yeux » sur lesquels viennent se mouler les minéraux phylliteux. Ce faciès, proche du Verrucano, est à rapprocher de ceux décrits par FABRE (1958) en certains points de la zone houillère briançonnaise (coupe des Encombres en Maurienne), ou par F. ELLENBERGER (1958), au Sud de Champagny en Vanoise, et attribués au Permo-Trias.

Les quartzites détritiques et phylliteux du massif de la Pointe de Mya passent, au pied du versant Est de cette montagne, à des niveaux houillers. Pour toutes ces raisons je les range, un peu arbitrairement, dans

un ensemble permotriasique. La limite avec les quartzites werféniens est impossible à préciser cartographiquement.

6) *Le Houiller* : Les terrains attribués au Carbonifère, dont il vient d'être question, se résument à peu de chose dans le secteur étudié. Ils affleurent sous forme d'une mince bande de terrains tendres, empruntée par la vallée du torrent des Glaciers, au pied du versant Est de la Pointe de Mya. Ils se développent davantage vers le Nord (chemin du col de la Seigne). Il est possible d'observer le contact du Houiller sur les quartzites conglomératiques permotriasiques, au voisinage de l'appui rive droite du petit barrage E.D.F. situé dans la vallée des Glaciers un peu en aval de Séloge. Nous avons là des schistes noirs très froissés mais où l'on peut reconnaître des micas détritiques, des schistes grenus très siliceux, des schistes quartziteux d'un blanc laiteux, des schistes bruns mordorés. On retrouve des terrains analogues à l'entrée de la Combe de la Nova à l'Ouest des Chapieux, dans des terrains d'âge carbonifère établi (H. SCHGELLER, 1929).

B) Structure du massif de la Pointe de Mya.

1) *L'anticlinal de la Pointe de Mya* (fig. 3, coupe n° 2) : La structure du massif s'allonge suivant une direction à peu près Nord-Sud. Nous distinguerons deux zones structurellement différentes :

a) *L'anticlinal proprement dit.* — J'ai exposé plus haut que le versant Ouest du massif montre une série renversée allant du Trias calcaire au Permo-Trias. Les pendages sont de l'ordre de 30 à 50°. Le contrefort Est de la pointe de Mya elle-même montre au contraire une succession normale ; en partant de la Pointe nous rencontrons en effet :

— Les quartzites triasiques qui forment le sommet principal.

— Une profonde encoche correspondant aux schistes suprawerféniens et aux calcaires vermiculés. Ces deux niveaux sont écrasés et forment un couloir encombré d'éboulis, masquant les affleurements (fig. 2, photo n° 2). Cependant, au pied du versant Sud de la Pointe de Mya, à l'altitude 2 100 m, j'ai trouvé un petit affleurement de calcaires vermiculés et du banc de dolomie jaune sous-jacent, pointant au milieu des éboulis.

— Des dolomies à patine ocre jaune (Anisien).

— Des dolomies grises du Ladinien, formant la majeure partie du sommet secondaire Est. Le pendage de cet ensemble est de 60 à 70° vers l'Est. Le massif de la Pointe de Mya est donc constitué d'un anticlinal triasique à cœur de Permo-Trias déversé vers l'Ouest.

b) *Les accidents du versant oriental.* — En poursuivant le profil vers l'Est, après les dolomies ladinienues on rencontre une seconde encoche

vers 2 200 m, jalonnée par une bande de cargneules et surmontée de dolomies grises. Ce nouvel ensemble, vu avec une orientation convenable, montre une structure synclinale.

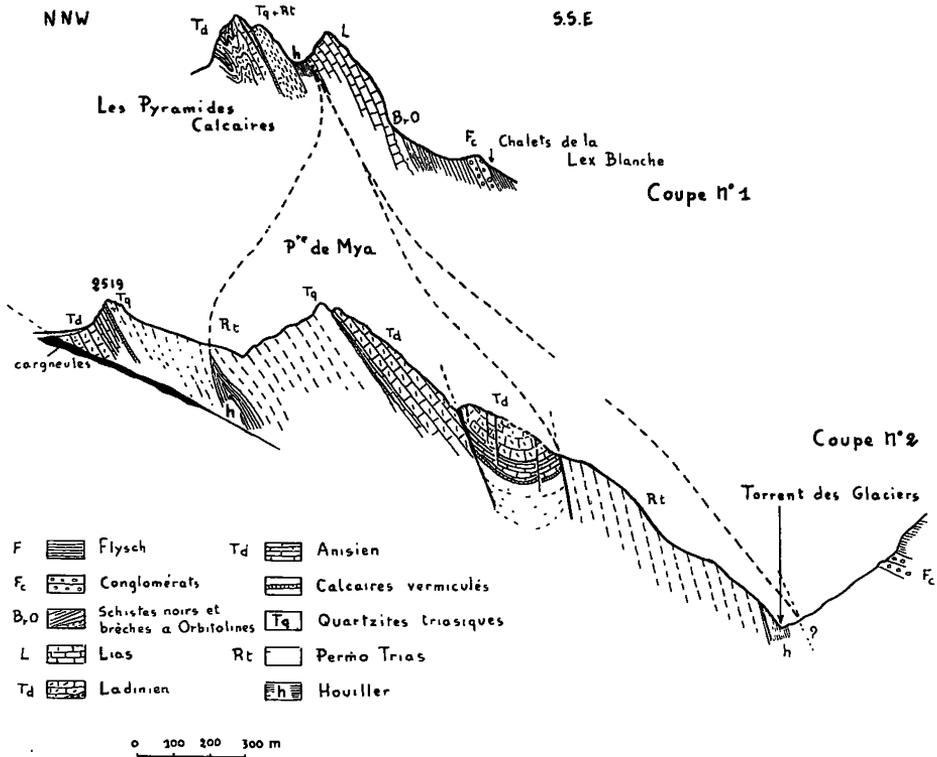


Fig. 3. — Coupes comparatives des Pyramides calcaires et du massif de la Pointe de Mya.

Toujours plus à l'Est, ce synclinal de dolomies triasiques vient buter contre les dalles de quartzites phylliteux permotriasiques qui forment le versant rive droite de la vallée des Glaciers, entre les Chapieux et Séloge.

Nous avons vu plus haut (III, A, 6) que du Houiller repose sur ces quartzites dans le fond de la vallée. Le flanc Est de l'anticlinal de la Pointe de Mya est donc tronqué par une surface de contact anormal très redressée, à pendage Est, qui vient mettre en contact une écaille renversée de Permo-

Trias et de Houiller contre les dolomies du flanc normal de l'anticlinal, rebroussées, et dessinant un petit synclinal.

2) *Les plis isoclinaux du versant Ouest* (fig. 4, coupes n° 3 et n° 4) : L'anticlinal de la Pointe de Mya (A I sur les coupes) est légèrement chevauchant sur un talus formé de plis isoclinaux, qui repose lui-même par un contact anormal majeur (le front du « pays de nappes ») sur la couverture sédimentaire liasique du Sud du massif du Mont-Blanc.

La structure de cette zone de plis isoclinaux est la suivante (d'Est en Ouest) :

— Faisant suite à A I vient un synclinal très pincé S I qui se réduit en général à une bande de cargneules plus ou moins masquée par les éboulis et le glaciaire. Une écaille de Lias à caractère synclinal matérialise localement ce pli (coupe n° 3).

— Un anticlinal complexe A II, dont l'ossature est constituée d'un anticlinal liasique pincé, dont le cœur est jalonné très régulièrement d'une bande étroite de dolomies triasiques. Mais le flanc Est de cet anticlinal est clivé tectoniquement, de sorte que le Lias est en général surmonté du côté interne par des termes inférieurs de la série (quartzites triasiques ou même Houiller présumé). Au-dessus de ces termes vient le flysch avec ses diverses subdivisions. Ces divers niveaux sont le plus souvent réduits à de minces bandes par suite du style isoclinal très poussé.

— Le synclinal S II : Il s'agit d'un synclinal de flysch faisant suite à l'anticlinal A II de façon très normale. En effet, au-dessus du Lias du cœur de A II, nous trouvons en série renversée, des schistes attribués au Dogger puis les conglomérats de la base du flysch, les schistes quartziteux, les niveaux siliceux, et enfin les calcschistes et calcaires du flysch formant le cœur du synclinal. Les deux flancs de cette structure présentent des phénomènes d'étirement et d'écaillage des couches dures. Le flanc Ouest en particulier, au niveau des coupes n° 3 et n° 4, est incomplet, puisque le flysch proprement dit chevauche directement le Lias dauphinois (autochtone) par l'intermédiaire d'un liséré discontinu de cargneules. Mais un peu plus au Sud la série se complète jusqu'aux conglomérats.

IV. Le petit massif des Pyramides Calcaires.

Les Pyramides Calcaires sont deux pointements rocheux situés dans le haut Val Veni (Italie), au pied des escarpements orientaux du massif du Mont Blanc, à peu de distance du col de la Seigne.

A) *Coupe géologique* : Du Nord au Sud nous rencontrons (fig. 3, coupe n° 1) :

a) La Pyramide septentrionale :

1) A la base des dolomies grises à brèches intraformationnelles, puis des dolomies en minces lits, à patine jaune.

2) Au-dessus de ces dolomies jaunes vient un couloir profond, encombré d'éboulis et entaillé dans des niveaux plus tendres. En un point j'ai pu y observer des schistes violacés et rougeâtres.

3) Au-dessus de ces schistes viennent des quartzites blancs à grain fin, d'aspect farineux, et très compacts. Ce type de quartzite passe rapidement à un faciès différent de quartzite phylliteux à enduit cireux verdâtre, à grain beaucoup plus grossier, et renfermant d'assez nombreux galets de quartz rose.

4) Au col entre les deux Pyramides affleurent des schistes noirs, à paillettes de micas détritiques, présentant parfois une patine brune ou mordorée, et des niveaux détritiques en minces plaquettes d'aspect finement gréseux.

b) La Pyramide méridionale :

5) A la base de son versant Est affleurent des brèches constituées de fragments anguleux de dolomies grises, liés par un ciment de dolomies claires.

6) Au-dessus, formant la totalité de la Pyramide méridionale, vient un épais niveau de calcaires marmoréens blancs ou gris bleuté en cassure. Dans cette formation, R. BARBIER, en 1951, a découvert les bélemnites et des empreintes d'ammonites, datant pour la première fois ces terrains du Lias. Récemment j'y ai trouvé de nombreuses sections de bélemnites et des articles de crinoïdes.

7) Un niveau de brèches, d'épaisseur variable, vient encroûter la partie supérieure du calcaire précédent. Il s'agit de brèches à éléments de taille réduite (dolomies triasiques très abondantes, calcaires cristallins beaucoup plus rares, fragments d'une roche d'aspect oolithique). C'est dans cette formation que P. ELTER a trouvé des fragments d'orbitolines. Les quelques lames que j'ai eu l'occasion d'y faire ne m'ont pas permis pour l'instant d'y trouver des foraminifères.

8) Une série de schistes noirs très tendres.

9) Des conglomérats polygéniques formant la petite barre rocheuse qui domine les chalets supérieurs de la Lex Blanche.

B) *Interprétation de cette coupe* (par comparaison avec le massif de la Pointe de Mya) : La Pyramide septentrionale montre en série renversée :

1) Le Trias calcaire avec ses deux niveaux de dolomie à patine grise et à patine jaune, attribués approximativement au Ladinien et à l'Anisien.

2) Comme sur le versant Est de la Pointe de Mya, le couloir entre 1 et 3 correspond à l'ensemble calcaires vermiculés (Anisien inférieur), schistes supra-werféniens écrasés ensemble tectoniquement.

3) Les quartzites, triasiques (werféniens), pour les cinq ou six premiers mètres passent progressivement au faciès permotriasique.

4) Du Houiller. Cette attribution est nouvelle et paraît logique du point de vue structural. Les arguments paléontologiques manquent cependant. Toutefois il faut remarquer qu'aucun des niveaux de cet ensemble de schistes noirs ne fait effervescence à l'acide et que les parties les plus schisteuses montrent des micas détritiques très nets. Les intercalations un peu plus gréseuses montrent des feldspaths détritiques usés. Tous ces caractères se retrouvent pour les séries houillères de la zone des brèches de Tarentaise. Je signale en outre que des diffractogrammes de rayons-X, réalisés sur des poudres obtenues par broyage des schistes en question, sont rigoureusement semblables à des diffractogrammes réalisés sur des schistes houillers certains. Ceci n'est pas en soi un argument irréfutable, car les mêmes études n'ont pas été étendues à d'autres types de schistes (à ceux du flysch en particulier), mais constitue tout de même un indice sérieux.

La Pyramide méridionale montre :

5) Un lambeau de brèches triasiques. Il est impossible de dire s'il s'agit de brèches tectoniques ou de brèches intraformationnelles.

6) Du Lias bien typique de la zone des brèches de Tarentaise.

7) Des brèches à Orbitolines marquent le début d'une série toute différente que j'appellerai pour l'instant « ensemble supraliasique » sans entrer plus avant dans le détail.

V. Conclusions.

La coupe du massif de la Pointe de Mya montre trois ensembles tectoniquement distincts :

1) Une zone externe, formée de plis très aigus, empilés insoclinalement. Elle comprend les divers termes du flysch, ainsi que le substratum de ce dernier fortement écaillé.

2) L'anticlinal de la Pointe de Mya, déversé vers l'Ouest, et dont le flanc Est est accidenté d'une gouttière synclinale.

3) L'écaille de Séloge, qui représente sans doute un flanc inverse d'anticlinal complètement écaillé. Cette unité ne comprend que des quartzites permotriasiques et du Houiller.

4) Au-delà vient un ensemble qui apparaît très homogène (rive gauche du torrent des Glaciers), et qui correspond structurellement à « l'ensemble supraliasique » de la pyramide méridionale.

Si l'on compare les coupes 1 et 2 on constate que la pyramide septentrionale présente la même structure que le flanc inverse de l'anticlinal de la Pointe de Mya. Les terrains y sont stratigraphiquement et lithologiquement les mêmes, et la structure est analogue, ouverte cependant jusqu'au Houiller aux Pyramides Calcaires, alors que ce terrain n'affleure pas au cœur du massif de la Pointe de Mya.

La Pyramide méridionale, par contre, ne trouve pas d'équivalent aussi frappant sur la coupe n° 2.

Je signalerai toutefois que, à peu près sur la transversale de la coupe n° 2, je connais, dans la vallée même du torrent des Glaciers, au-dessus du houiller renversé de la coupe 2, des niveaux microbréchiques assez remarquables, sous forme d'intercalations dans des schistes noirs. Au microscope, ces niveaux microbréchiques montrent une grande abondance de fragments de dolomies triasiques et de calcaires d'aspect oolithique. Le ciment est en général de la calcite recristallisée, renfermant parfois une phase détritique assez abondante, essentiellement quartzique. L'aspect en plaque mince rappelle fortement celui des brèches fines encroûtant le Lias des Pyramides Calcaires, dans lesquelles P. ELTER a signalé des fragments d'Orbitolines. Ces microbrèches ne m'ont livré jusqu'à présent que des débris organiques non identifiables. De tels niveaux de microbrèches se retrouvent en quelques points entre les Chapieux et les Pyramides Calcaires. On peut envisager à titre d'hypothèse que, au niveau de la coupe n° 2, les calcaires liasiques formant la Pyramide méridionale ont disparu pour des raisons tectoniques et que le niveau le plus inférieur de « l'ensemble supraliasique » chevauche directement l'écaille de Séloge. On retrouverait alors un peu plus au Sud l'équivalent de la Pyramide méridionale dans le Lias des Chapieux, et de Crêt Baudin.

On assiste donc entre les coupes 1 et 2 à la disparition du flanc normal de l'anticlinal de la Pointe de Mya, ainsi que de l'écaille de Séloge (style en festons tectoniques). Mais il semble se vérifier que certains de ces festons peuvent se laminer momentanément pour reparaître un peu plus loin (écaille de la Pointe de Mya).

Cependant, en prenant les coupes 1 et 2 comme référence, il est possible de suivre sur le terrain l'évolution des différents ensembles tectoniques. Les résultats actuels de ce travail sont figurés sur le schéma tectonique joint en annexe. On constate que la zone externe d'écailles isoclinales disparaît peu après les Mottets, elle n'atteint pas le col de la Seigne. Il en va de même pour l'écaille anticlinale de la Pointe de Mya.

L'écaille de Séloge par contre, qui est formée au Sud de Permo-Trias et de Houiller, semble se prolonger au-delà du col de la Seigne, où elle n'est plus représentée que par du Houiller, à bancs de quartzites phylliteux intercalés.

Quant à « l'ensemble supraliasique » ou série du flysch, ses vicissitudes sont tout à la fois stratigraphiques et tectoniques. Dans l'état actuel des recherches, il serait prématuré d'en aborder la description.

Pour terminer nous pouvons effectuer le raccord de ces différentes unités avec celles décrites plus au Sud par H. SCHÖLLER.

La zone externe de plis isoclinaux représente la prolongation et la terminaison vers le Nord de la zone des plis imbriqués du front de la zone subbriançonnaise.

L'écaille anticlinale de la Pointe de Mya et l'écaille de Séloge proviennent de l'évolution tectonique de l'anticlinal complexe Portetta-Combe de la Nova.

La « série du flysch » qui se développe à la Clavettaz et à la montagne de la Seigne prolonge évidemment le synclinal du Roignais.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE (P.) (1964). — Quelques précisions sur le Trias moyen et inférieur du Roc de l'Enfer et des deux Antoines (Tarentaise) (*C.R. Acad. Sc.*, t. 258, p. 1850-1852).
- BARBIER (R.) (1948). — Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Expl. Carte géol. de la France*).
- BARBIER (R.) (1951 a). — Sur la découverte de fossiles aux Pyramides Calcaires et aux Etroits du Ciex (Tarentaise) et sur ses conséquences (*C.R. Acad. Sc.*, t. 232, p. 748-749).
- (1951 b). — La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 29, p. 3-46).
- BARBIER (R.) et TRUMPY (R.) (1955). — Sur l'âge du flysch de la zone des brèches de Tarentaise (*Bull. Soc. Géol. de France*, 6 série, tome V, p. 207-216).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) (1963). — Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais *sensu stricto* (*Colloque sur le Trias, Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 232-242).
- ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. Expl. Carte géol. de la France*).
- ELLENBERGER (F.) (1963). — Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias (*Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 215-231).
- ELTER (P.) (1951). — Observations géologiques dans le Val Veni (versant italien du Mont Blanc) (*Archives des Sciences*, Genève, vol. 4, fasc. 6).
- (1954). — Etudes géologiques dans le Val Veni et le vallon du Breuil (Petit-Saint-Bernard) (*Thèse, Lab. Géol. Univ. Genève*, N.S., 66).
- ELTER (P. et G.) (1964). — Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*).
- SCHÖLLER (H.) (1929). — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (*Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 175).
- TRUMPY (R.) (1955). — Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais, et sur l'origine de la nappe des Préalpes (*Bull. Soc. Géol. France*, 6, V.).
- ZULAUF (R.) (1963). — Zur geologie der tief penninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien) (*Thèse, Zurich*).