[Géologie Alpine, t. 44, 1968.]

Sur la position structurale de la « Zone du Versoyen »
(Nappe des Brèches de Tarentaise sur les confins franco-italiens)

par Pierre ANTOINE

SOMMAIRE. — Les Schistes ophiolitifères du Versoyen (près du col du Petit St-Bernard), dont l'âge et la position structurale étaient jusqu'à présent très discutés, appartiennent à la zone des Brèches de Tarentaise (zone valaisane). Ils représentent la base stratigraphique du Flysch de Tarentaise et sont probablement d'âge crétacé inférieur ou moyen.

ABSTRACT. — The Versoyen ophiolite bearing schists (near the Petit-St Bernard pass), whose âge and structural environment (level or position) have both been much discussed up to now, belong to the Tarentaise Breccias zone (Valais zone). From a stratigraphic point of view, they underlie the Tarentaise Flysch and probably are of lower or middle Cretaceous age.

I. — Avant-propos.

L'étroite bande de terrains sédimentaires située immédiatement en arrière du Massif du Mont-Blanc, entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière italo-suisse, a fait l'objet, dans un passé récent, de nombreux travaux. Du fait d'une situation géographique empiétant sur les territoires français, italien et suisse, les recherches géologiques s'y sont poursuivies de façon sporadique et sans grande coordination. De ce fait, les opinions des auteurs ayant abordé les problèmes délicats posés par ces régions sont fréquemment divergentes. Si les connaissances structurales sur ce domaine particulier de l'arc alpin sont satisfaisantes au Sud de l'Isère ainsi qu'en Val Ferret suisse et en Valais, la zone intermédiaire est encore assez mal connue quant à sa paléogéographie et son évolution structurale. L'un des points litigieux concerne en particulier la position structurale et l'attribution paléogéographique de la « zone du Versoyen », représentée essentiellement par une série de schistes noirs à ophiolites.

II. — Cadre général du présent travail.

Depuis 1963 j'ai eu l'occasion d'effectuer des recherches générales pour essayer d'harmoniser les diverses conceptions relatives à la portion de la zone des Brèches de Tarentaise (ou domaine valaisan) dans le secteur défini au paragraphe précédent. Par la force des choses un tel travail présentait dès le début un aspect synthétique plutôt que novateur du fait du grand nombre de travaux déjà publiés sur cette région et qui constituaient autant de points de départ obligatoires. Les difficultés rencontrées furent les mêmes que pour mes prédécesseurs : absence quasi totale de fossiles (qu'il s'agisse de microfaune ou de macrofaune), métamorphisme général des séries ayant très souvent altéré les faciès sédimentaires primitifs, corrélations souvent difficiles entre les quelques cartes géologiques détaillées déjà publiées, empêchant le plus souvent de replacer les travaux existants dans un contexte précis.

Je fus ainsi conduit rapidement à reprendre d'une façon complète et aussi objective que possi-

ble la cartographie détaillée de l'ensemble des terrains considérés, la carte devenant dans ces conditions, selon une expression de F. ELLENBERGER, « un outil pour comprendre ».

La présente note a pour but de montrer comment, à l'aide d'arguments essentiellement cartographiques ou « géométriques », je suis maintenant amené à proposer une solution nouvelle au problème de l'origine de la « zone du Versoyen ».

Il est toutefois indispensable de préciser auparavant, brièvement, le cadre historique des recherches.

III. — Rappel historique.

Les recherches véritablement modernes ont débuté en 1923 avec les travaux de H. SCHOELLER dans le secteur compris entre la vallée de l'Isère et la frontière franco-italienne. Cet auteur eut le grand mérite d'établir la première stratigraphie cohérente pour l'ensemble de la région. Ses principales subdivisions sont encore utilisées actuellement. Il montra notamment que le faciès « schistes lustrés », reconnu jusqu'alors à la plupart des terrains, était en réalité un faciès « flysch », caractérisé par une transgression avec faciès conglomératique de base, sur un substratum préalablement plissé et érodé. Par analogie avec les terrains du Niélard, datés, au Sud de l'Isère, il attribue, malgré le manque de fossiles, un âge nummulitique à ce flysch. Tous ces terrains étaient rattachés tectoniquement à la nappe de l'Embrunais suivant une dénomination due à E. HAUG.

Par ailleurs, H. SCHOELLER (1929) mit en évidence ce qu'il pensait être une unité tectonique unique, formée de calcschistes et de schistes noirs à ophiolites, située à la marge interne de sa nappe de l'Embrunais, et qu'il dénomma zone du Petit-Saint-Bernard. Se basant sur des arguments structuraux (cartographiques), il avait tendance à rattacher cette unité au domaine briançonnais. Il évoquait toutefois une autre possibilité, suivant en cela une hypothèse émise par P. TERMIER (1928), à savoir que la zone du Petit-Saint-Bernard pouvait représenter une ancienne klippe de schistes lustrés piémontais pincés ultérieurement entre la zone briançonnaise et la nappe de l'Embrunais.

Une vingtaine d'années plus tard, R. BARBIER (1948) aborda l'étude du domaine correspondant entre l'Arc et l'Isère. Cet auteur développa magistralement des notions alors entièrement nouvelles, établies plus au Sud sous l'impulsion de M. GIGNOUX, L. MORET, D. SCHNEEGANS qui venaient de créer des entités tectoniques et paléogéographiques nouvelles, les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises.

Par une analyse stratigraphique minutieuse, R. BARBIER fut conduit à subdiviser, d'Ouest en Est, en Savoie, la « nappe de l'Embrunais » en une série d'unités devenues classiques :

I. L'écaille parautochtone des Aiguilles d'Arves ;
II. La nappe des Brèches de Tarentaise avec ses digitations du Niélard, de Moûtiers, et le faisceau de Salins ;
III. La nappe du Pas du Roc avec ses écailles externes, et les deux digitations de la Grande Moenda et du Perron des Encombres ;
IV. La zone des gypses.

L'unité I correspond à la zone ultradauphinoise. Les unités II et III correspondent à un domaine subbriançonnais dans lequel existent toutefois deux ensembles paléogéographiques : la nappe des Brèches de Tarentaise caractérisée par ses faciès de cordillère et la nappe du Pas du Roc très proche du subbriançonnais défini en Ubaye par D. SCHNEEGANS.

L'unité IV correspond à une vaste cicatrice tectonique marquant la disparition des unités subbriançonnaises internes, connues plus au Sud en Ubaye, et ici expulsées tectoniquement en direction des Préalpes. Si l'on compare les travaux de R. BARBIER et de H. SCHOELLER, on constate les faits suivants :

— La nappe de l'Embrunais de SCHOELLER correspond à l'épanouissement de la digitation de Moûtiers de la nappe des Brèches de Tarentaise.

— « La bande occidentale de Houiller », rattachée par SCHOELLER au domaine briançonnais, correspond en fait au faisceau de Salins.

— La nappe du Pas du Roc disparaît vers Longefoy sur Aime et n'a pas d'équivalents au Nord de l'Isère.

Pour ce qui est de la zone du Petit-Saint-Bernard, R. BARBIER est amené à abandonner l'idée de H. SCHOELLER de la rattacher au Briançonnais. Parmi plusieurs solutions alors proposées, l'auteur marque sa préférence pour l'hypothèse de P. TERMIER d'en faire une klippe de schistes lustrés

piémontais, analogue au Mont Jovet mais pincée secondairement entre la digitation de Moûtiers et la zone briançonnaise.

Ultérieurement, R. BARBIER (1951) va étendre son interprétation vers le Nord-Est par une étude rapide en Val Veni (Italie), Val Ferret (italien et suisse), ainsi qu'en Valais. Il constate lui aussi que le flysch ne peut être daté directement et que la zone des Brèches de Tarentaise se poursuit jusqu'en Valais où elle paraît se laminer aux environs de Sierre. Il conclut plus nettement qu'auparavant au rattachement de la zone du Petit-Saint-Bernard à la nappe des schistes lustrés piémontais.

A peu près à la même époque (1949-1955) R. TRUMPY abordait, en Valais, par des recherches dans le massif de la Pierre Avoi, l'étude du domaine compris entre l'Ultrahelvétique et la nappe du Grand-Saint-Bernard. Dans une première publication (R. TRUMPY, 1951) il manifeste quelque désaccord avec l'interprétation de R. BARBIER. Il précise ses conceptions en 1954 dans un travail plus complet.

Selon cet auteur, le grand ensemble schisto-gréseux qualifié de « schistes lustrés » par les géologues italiens et suisses, et attribué par R. BARBIER à la digitation de Moûtiers de la nappe des Brèches de Tarentaise, est en réalité composé de deux unités tectoniques : les zones de Ferret et des Brèches de Tarentaise. Il distingue dans la zone de Ferret trois ensembles lithologiques : les séries inférieures moyennes et supérieures de Ferret. Stratigraphiquement il existe une analogie frappante entre les séries moyennes et supérieures de Ferret et les terrains de la digitation de Moûtiers. R. TRUMPY décrit en effet, de bas en haut, les couches de la Vatse, de la Peula et de l'Aroley. Ces différents termes constituent, selon lui, la série moyenne de Ferret. Ils correspondent dans l'ensemble à la formation détritique de base du flysch de la digitation de Moûtiers. En particulier le parallélisme est frappant entre les couches de l'Aroley et les conglomérats de base du Flysch de Tarentaise.

Au-dessus viennent les couches dites des Marmontains et de Saint-Christophe, formant la série supérieure de Ferret. Là encore un parallèle rigoureux peut être fait avec les subdivisions lithologiques de Tarentaise (schistes noirs à quartzites verts de H. SCHOELLER et flysch p. p. d.).

Ayant trouvé des Orbitolines dans les couches de l'Aroley, R. TRUMPY les range dans le Crétacé inférieur, les couches des Marmontains représentant alors l'Albien et les couches de Saint-Christophe pouvant représenter le Crétacé supérieur, voire le Tertiaire. Ceci empêche à priori tout parallèle avec la digitation de Moûtiers qui, pour R. BARBIER, serait en fonction de ce qu'il avait établi plus au Sud, plutôt nummulitique.

R. TRUMPY n'attribue en fait à la zone des Brèches de Tarentaise qu'une étroite bande de terrains à dominante détritique s'étendant de la Pierre Avoi à la région du Mont Fourchon, près du Grand-Saint-Bernard. Il remarque la présence de roches vertes (ovardites) dans certains termes de la série (série schisto-quartzitique).

Finalement, après une nouvelle note (R. TRUMPY, 1955) dans laquelle il souligne les analogies énumérées ci-dessus entre la zone de Ferret et la digitation de Moûtiers, et en insistant sur la différence d'âge, les deux auteurs tentent une mise au point commune (R. BARBIER et R. TRUMPY, 1955). Il en résulte que la digitation de Moûtiers peut être considérée comme intermédiaire entre les séries de Ferret et du Niélard, en admettant qu'au sein du flysch se fait un passage continu du Crétacé au Tertiaire. Par ailleurs R. TRUMPY, ayant trouvé des roches vertes dans les terrains attribués par lui à la zone des Brèches de Tarentaise, a tendance à rattacher les ophiolites du Versoyen à cette dernière zone. Cela lui permet d'envisager l'existence d'un vaste sillon eugéosynclinal externe qu'il qualifie de « géosynclinal valaisan », reprenant en cela un terme créé par HAUG (1909, 1925).

Plus récemment R. ZULAUF (1961), élève de R. TRUMPY, étudia en détail la partie de la nappe des Brèches de Tarentaise située entre la Doire Baltée et la frontière italo-suisse.

Le point capital de son travail fut la démonstration que dans la série de Ferret, au sens de R. TRUMPY, tous les termes lithologiques, depuis les couches de l'Aroley au sens large (incluant les couches de la Vatse et de la Peula), appartenait en réalité à la digitation de Moûtiers. Cette découverte revêt une importance capitale, car elle résout en grande partie la contradiction entre les conceptions de R. BARBIER et de R. TRUMPY. La digitation de Moûtiers prend ainsi un caractère très homogène, depuis la vallée de l'Isère jusqu'en Valais, puisque les séries de l'Aroley, des Marmontains, de Saint-Christophe deviennent les homo-

logues exacts de la série détritique de base du Flysch de Tarentaise, des schistes noirs à quartzites verts, et du flysch lui même.

Par contre la série de Ferret se trouve réduite aux seuls schistes inférieurs et, du coup, on ignore tout de son âge comme de son origine.

Enfin l'ancienne zone des Brèches de Tarentaise de R. TRUMPY (écailles de la Pierre Avoi et du Mont Fourchon) n'apparaît plus que comme une digitation interne de la nappe des Brèches de Tarentaise.

Durant cette longue période les géologues italiens ne restaient pas inactifs. Les deux géologues valdotains, G. et P. ELTER, étudiaient de leur côté le secteur compris entre la Doire Baltée et la frontière franco-italienne. Parmi les principaux résultats de leurs recherches il faut signaler la découverte par P. ELTER de fragments d'Orbitolines dans une série détritique inférieure à l'Aroley, aux Pyramides calcaires dans le Val Veni (P. ELTER, 1954), et la subdivision de la zone du Petit-Saint-Bernard de SCHOELLER en deux unités tectoniques : la *zone du Versoyen,* presque exclusivement formée de roches vertes, et la *zone du Petit-Saint-Bernard s. str.* surtout constituée de calcaires et de calcschistes qu'ils rattachent à la digitation de la Grande Moenda (P. et G. ELTER, 1957).

Pour R. ZULAUF, la zone du Versoyen se rattacherait au contraire à la zone des Brèches de Tarentaise dont elle constitue selon lui la digitation la plus interne. Il donne à cette unité tectonique une extension géographique considérable allant du Sud de Moûtiers au Valais, ce qui est à mon sens bien exagéré.

Dans deux mémoires importants, G. ELTER (1960), P. et G. ELTER (1965) apportent des précisions intéressantes et se livrent à une analyse critique très pertinente de certaines conceptions de l'école suisse. En ce qui concerne l'origine de l'unité du Versoyen, ils reconnaissent les nombreuses difficultés que soulève son attribution et concluent que s'il existe plusieurs possibilités, aucune n'est vraiment démontrée. Dans leur dernière publication ils insistent sur le fait que la surface basale de l'unité du Versoyen est une surface de décollement et que les analogies trouvées par R. ZULAUF entre unité du Versoyen et zone des Brèches de Tarentaise ne sont rien moins que légères.

Je signalerai enfin que, durant mes propres recherches, un élève du professeur VUAGNAT de Genève, H. LOUBAT, a entrepris et mené à bien l'étude détaillée des ophiolites du Versoyen. Par amabilité, cet auteur n'a pas voulu en tirer de conclusions générales, pensant que c'était là surtout mon domaine. Néanmoins j'aurai l'occasion de montrer que mes idées actuelles doivent beaucoup à sa collaboration et qu'il mérite donc d'être cité dans cette revue des auteurs récents ayant apporté une contribution importante à la connaissance de la région.

En conclusion, au début de mes propres recherches (1963) la concordance s'était à peu près établie entre les idées des auteurs suisses, français et italiens pour ce qui concernait la majeure partie de la zone des Brèches de Tarentaise (Digitation de Moûtiers essentiellement). Par contre, les divergences restaient fortes à propos des unités du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard. On remarque également la nette tendance des auteurs suisses à rattacher ces unités au domaine subbriançonnais selon R. BARBIER (1948), ou mieux valaisan selon R. TRUMPY, puis R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966).

IV. — Etude stratigraphique sommaire.

Un fait, établi depuis longtemps, caractérise les séries de Tarentaise : c'est la présence d'un faciès « flysch » transgressif sur un substratum plissé et érodé représenté par des terrains allant du socle cristallin au Lias ou au Dogger. La série de ce flysch est subdivisée classiquement depuis SCHOELLER en trois termes très constants : des conglomérats, calcaires et microbrèches à la base (couches de l'Aroley), puis un niveau de schistes noirs à quartzites verts (couches des Marmontains) et enfin le flysch proprement dit (couches de Saint-Christophe).

Il m'a été donné de préciser l'importance en France et en Italie d'un ensemble de terrains à dominante schisteuse, liés génétiquement aux précédents (participant d'un même bassin de sédimentation), mais plus anciens. L'existence d'une telle série avait du reste déjà été établie par R. TRUMPY et R. ZULAUF qui l'avaient dénommée « couches de la Peula ». Les conditions d'affleurement étaient cependant telles dans leur secteur d'étude

que ces auteurs n'avaient pas pu tirer de conclusions générales.

Pour l'instant je me bornerai à qualifier ce nouvel ensemble de terrains, d'ensemble « anté-flysch ». Je ferai remarquer que la véritable transgression du Flysch de Tarentaise se place en réalité à sa base et non à celle de la série détritique de base du flysch (Aroley), comme cela est encore admis en France. Dans la plupart des cas le niveau de base de la transgression n'est pas observable à cause de la tectonique. Une belle exception est toutefois constituée par le petit massif des Pyramides Calcaires dans le haut Val Veni ainsi que nous le verrons un peu plus loin.

Dans ce paragraphe je me bornerai à décrire la série transgressive avec les deux ensembles ci-dessus. Je mentionnerai à l'occasion, et sans les détailler, les terrains du substratum, ces derniers ne jouant pas de rôle fondamental dans le cadre de la présente note. Cette étude stratigraphique sommaire sera en outre limitée à la seule digitation de Moûtiers.

A) *Le Flysch de Tarentaise.*

1) Généralités : Valeur du terme flysch dans le cas particulier de la nappe des Brèches de Tarentaise.

Il n'est pas dans mon intention d'entrer ici dans les discussions qui opposent à l'heure actuelle certaines écoles sédimentologistes à propos de la définition des flyschs. Il est toutefois indispensable de fixer les idées du lecteur à propos de la validité du terme en Tarentaise.

Lorsque l'on veut essayer de définir un flysch par des observations de terrain, on recherche en général des critères ayant trait à la stratonomie, au granoclassement, aux figures de courant ou éventuellement aux empreintes physiologiques. Si les observations microscopiques sont intéressantes du point de vue pétrographique, elles restent assez secondaires dans la diagnose du faciès flysch.

La plupart des belles études récentes effectuées sur les flyschs portent ainsi sur des bassins relativement peu affectés par la tectonique. Il n'en va malheureusement pas ainsi en Tarentaise où, comme en bien d'autres points des Alpes, des déformations violentes dues au paroxysme alpin ont le plus souvent modifié les données du problème. Ces déformations d'origine tectonique se traduisent par des systèmes de plis extrêmement serrés dans certains cas. Il en résulte un microplissement très fréquent, un étirement parfois important, ainsi que le développement de la schistosité. On observe ainsi très souvent des charnières extrêmement étirées. De ce fait les méthodes stratonomiques sont en général sujettes à caution.

De plus, en relation probable avec ces déformations, un métamorphisme général de la zone du « greenschist facies » affecte l'ensemble de ces terrains. Ceci se traduit en lame mince par la disparition de la majeure partie des caractères pétrographiques originels du sédiment, due pour une bonne part à la recristallisation globale de la calcite. Les vestiges organiques se trouvent ainsi le plus souvent effacés ou bien ne subsistent que dans certaines conditions bien particulières (pyritisation), mais dans la plupart des cas à l'état de fantômes indéterminables.

La phase détritique, essentiellement représentée par des grains de quartz, a elle aussi subi des recristallisations empêchant toute observation morphoscopique ou granulométrique. En particulier l'estimation relative de la clasticité du sédiment, sur le terrain, préconisée par certains auteurs (A. Lombard), est le plus souvent très difficile et totalement subjective.

La phase argileuse primaire s'est trouvée transformée en phyllites diverses : séricite, phengite, chlorites variées, stilpnomélane...

Le métamorphisme est enfin responsable de la néoformation d'albite en quantité parfois appréciable.

Par ailleurs, sur le plan général, si la base stratigraphique de la série à faciès flysch peut être définie lithologiquement, le sommet est pour l'instant inconnu. Ceci exclut donc à priori la possibilité d'une étude évolutive globale suivant les méthodes mises au point par A. Lombard par exemple.

Ceci étant, quels sont les traits caractéristiques des séries de Tarentaise ? D'après ce qui précède on peut craindre qu'il ne s'agisse en l'occurrence que de caractères négatifs. Nous allons voir cependant qu'il subsiste assez de données pour conférer à ces séries une homogénéité certaine :

— Les couches sont en général assez minces, la moyenne se situant entre 5 et 30 cm, si l'on

excepte les couches de l'Aroley qui, à plusieurs égards, sont bien particulières.

— Le « clastic shale ratio » est en général assez fort (rapport du total des bancs détritiques au total des interstrates schisteux pour une coupe donnée).

— La phase détritique, sauf là encore le cas particulier de l'Aroley, est très monotone et le granoclassement très rare, ou bien mal marqué.

— Les sommets et base de bancs ne présentent jamais rien de remarquable. Je n'ai jamais observé la moindre sole mark.

— Les séquences sont en général binaires : calcaires - schistes, calcaire gréseux - schiste, conglomérat ou microbrèche - schiste.

Tout cela pourrait être résumé en disant que le Flysch de Tarentaise ne montre jamais de turbidites, sauf peut-être en certains points de l'Aroley.

Mais par ailleurs les caractères ci-dessus se retrouvent sur de grandes épaisseurs, avec une alternance très nette, même si des rythmes ne sont pas toujours évidents, la sédimentation s'étant produite dans un sillon marin intra-orogénique antérieurement au paroxysme. Pour ces dernières raisons, et en dépit des premiers caractères énumérés qui peuvent paraître négatifs à certains auteurs, je conserverai le terme « flysch » au moins pour les couches supérieures (série de Saint-Christophe ou flysch p. p. d.).

2) Le flysch p. p. d. ou couches de Saint-Christophe.

C'est un ensemble assez monotone de couches alternativement calcaires et schisteuses présentant à l'affleurement une patine jaunâtre ou gris brunâtre par suite de présence de pyrite à l'état diffus dans la roche. La phase détritique était constituée originellement d'une boue calcaire et d'une poussière de quartz, le tout ayant recristallisé lors du métamorphisme. L'épaisseur moyenne des couches varie de 5 à 30 cm et le « clastic shale ratio » n'est pas, en général, inférieur à 4.

Les variations de faciès sont assez peu nettes et leur mise en évidence nécessiterait une étude et des mesures systématiques qui se heurteraient aux difficultés énumérées plus haut. De telles variations portent essentiellement sur l'épaisseur des bancs et sur la variation du « clastic shale ratio ». Par exemple, au niveau de la Doire Baltée, dans le synclinal de Pallusieux, les bancs de détritique deviennent très épais (plusieurs mètres parfois), plus gréseux et deviennent parfois difficiles à distinguer des bancs de quartzites des Marmontains (vers Elevaz, basse vallée de la Doire de Verney en particulier). Corrélativement on assiste à une diminution notable de l'importance des niveaux schisteux. Ceci est bien observable, en rive gauche de la Doire Baltée, le long du sentier en mauvais état qui descend du Mont Cormet sur Verrand, ou bien au pied des falaises de rive droite au-dessus de Champeux.

A l'inverse, dans le secteur des Pyramides Calcaires, la partie inférieure du flysch est caractérisée par une grande réduction de l'épaisseur moyenne des strates, ce qui avait conduit P. Elter en 1954 (*op. cit.*) à distinguer un flysch schisteux et un flysch calcaire. Cette distinction est tout à fait locale.

Par contre H. Schoeller avait pu mettre en évidence, ainsi que cela est figuré sur la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000e, un niveau inférieur plus détritique, qualifié de « grès grossier calcarifère à microbrèches », dont l'individualisation ne paraît guère possible dans la région que j'ai étudiée ainsi que l'avaient déjà remarqué G. et P. Elter, 1964 (*op. cit.*). Dans une note précédente j'avais adopté une subdivision analogue pour des raisons essentiellement morphologiques (P. Antoine, 1966). Depuis j'ai dû l'abandonner pour des raisons cartographiques : discontinuité du faciès en question, manque de netteté des différences lithologiques.

3) Les schistes noirs a quartzites verts ou couches des Marmontains.

Ce niveau, très caractéristique, est un repère précieux pour établir la polarité des ensembles en de nombreux points de la région étudiée. Les schistes noirs sont assez banaux, souvent riches en matériel détritique, prenant alors un aspect gréseux et induré. Lorsqu'ils deviennent plus argileux, ils sont plus sombres, plus tendres et se feuillettent plus facilement. Les niveaux de quartzites sont extrêmement caractéristiques. Le quartzite en question est une roche extrêmement compacte, très dure, se débitant en éclats vifs. L'aspect général est un peu corné, la teinte est brune ou brun-vert, la cassure présente un aspect huileux

bien typique dû au grain excessivement fin de la roche.

Cette série présente également des variations de faciès non négligeables qui portent là encore sur l'épaisseur totale de la formation ainsi que sur l'épaisseur et la fréquence des bancs quartziteux. Le terme moyen est représenté par une formation où les bancs de quartzite et les niveaux de schistes sont en proportion à peu près égale, les bancs de quartzite ayant une épaisseur de 10 à 20 cm.

D'une manière générale, en France, entre l'Isère et la frontière franco-italienne, l'épaisseur globale de la formation est assez restreinte (de quelques mètres à une dizaine tout au plus), les quartzites se présentant en bancs minces de 1 à 5 cm. Ils manquent même très fréquemment (versant Est de l'Aiguille de Prainan - coupe du ruisseau de Pra Bozon, Val des Glaciers).

En se déplaçant vers le Nord-Est l'épaisseur de la formation augmente peu à peu à l'instar de celle des bancs de quartzites qui deviennent décimétriques puis semi-métriques. Corrélativement l'importance des niveaux schisteux décroît fortement. Dans le flanc Nord de l'anticlinal de Pré Saint-Didier par exemple (fig. 2, coupe n° 9), les bancs de quartzite atteignent deux à trois mètres d'épaisseur et les schistes noirs disparaissent presque totalement. En dépit de l'étirement probable dans le flanc du pli, l'épaisseur totale de la formation atteint une trentaine de mètres.

Signalons encore que des témoins de la sédimentation carbonatée subsistent souvent sous forme de plaquettes plus calcaires, en général assez minces, mais également plus gréseuses que dans le flysch p. p. d. Enfin des niveaux de microbrèches ou de conglomérats se rencontrent également de temps à autre (coupe de La Thuile). Il s'agit en l'occurrence de conglomérats à éléments dolomitiques ou quartzeux, arrondis en général, mais très fréquemment déformés par les contraintes tectoniques. Le ciment de ces conglomérats est en général très riche en silice. La roche est en conséquence extrêmement indurée et résistante aux chocs.

4) La série détritique de base ou couches de l'Aroley.

Il s'agit du terme inférieur de la trilogie du Flysch de Tarentaise, lequel représentait pour H. Schoeller le faciès de base de la transgression nummulitique. C'est également le plus varié sur le plan lithologique, et par conséquent le plus intéressant à étudier si l'on veut esquisser une reconstitution des conditions de dépôt. Une telle étude est rendue délicate par toutes les difficultés énumérées plus haut (§ IV, A, 1). En outre (fig. 1) la disposition des affleurements est linéaire et elle coïncide avec l'allongement général de la chaîne. Les variations latérales sont de ce fait impossibles à suivre progressivement d'Ouest en Est. Les meilleurs affleurements se trouvent en effet situés aux marges externes et internes de la digitation de Moûtiers et les affleurements intermédiaires, en raison de la structure, sont peu nombreux. L'estimation des variations de faciès ne peut ainsi s'opérer que par bonds successifs dans l'espace, et ceci explique à mon avis certaines interprétations erronées, en particulier dans la région de Bourg-Saint-Maurice où les complications tectoniques atteignent leur maximum.

Pour essayer de décrire plus commodément les différents faciès que l'on rencontre au sein de cette formation, et pour tenter d'apprécier la signification générale des nombreuses variations dans le sens horizontal comme dans le sens vertical, j'ai utilisé un système de « coupes échantillon ». Il s'agit de fragments de coupes naturelles, situées avec le maximum de précision au sein de l'ensemble, choisies pour leur représentativité et si possible dans des conditions structurales assez simples. Ces coupes sont alors relevées soigneusement en chiffrant autant que possible un certain nombre de caractères comme la stratonomie, la granulométrie moyenne estimée des passées détritiques en distinguant plusieurs classes de taille pour les éléments, la densité de ceux-ci (proportion des éléments par rapport au volume de la roche), la taille maximum des éléments rencontrés, ainsi que la proportion relative estimée des constituants des divers éléments. Cette façon d'opérer présente l'avantage de fixer les idées au moyen de données chiffrées et concrètes, même si la signification des mesures est entachée en valeur absolue de nombreuses erreurs. Il n'en reste pas moins qu'une étude comparative des divers graphiques est très instructive si l'on s'en tient au domaine relatif.

La place manque pour discuter ici les résultats intéressants ainsi obtenus. Je me bornerai à donner, à titre indicatif, la représentation gra-

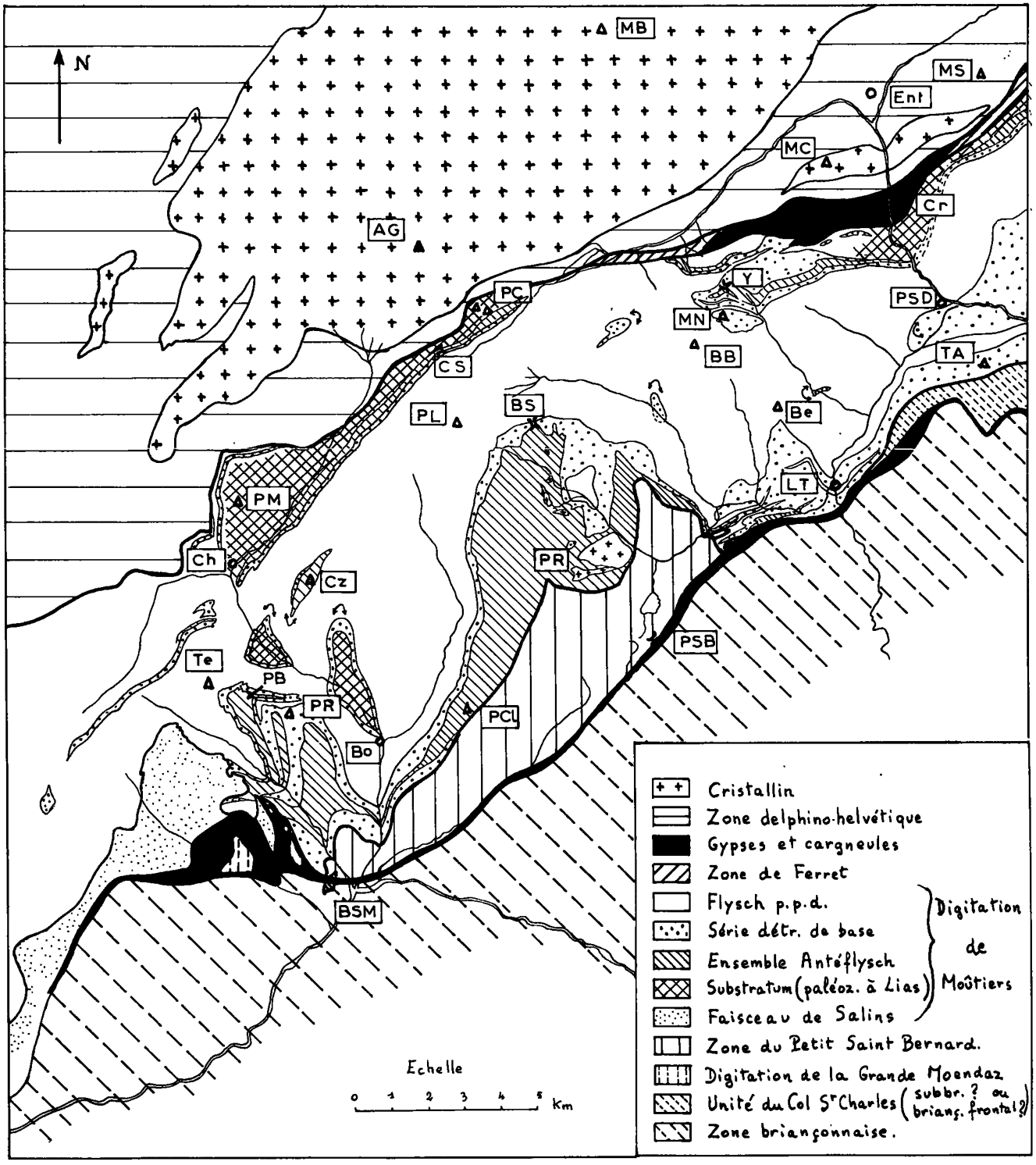

Fig. 1. — Schéma tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise entre l'Isère et la Doire Baltée.

Liste des abréviations géographiques : AG, Aiguille des Glaciers ; BB, Mont Berio Blanc ; Be, Mont Belleface ; Bo, Bonneval-les-Bains ; BS, Col de Bassa Serra ; BSM, Bourg-Saint-Maurice ; Ch, Les Chapieux ; Cr, Courmayeur ; CS, Col de la Seigne ; Cz, La Clavettaz ; Ent, Entrèves ; LT, La Thuile ; MB, Mont Blanc ; MC, Mont Chétif ; MN, Mont Nix ; MS, Mont de la Saxe ; PB, Passage de la Brebis ; PC, Pyramides Calcaires ; PCl, Pointe du Clapey ; PL, Pointe Léchaud ; PMy, Pointe de Mya ; PR, Pointe Rousse ; Pr, Aiguille de Prainan ; PSB, Col du Petit-Saint-Bernard ; PSD, Pré-Saint-Didier ; TA, Testa d'Arpy ; Te, La Terrasse ; Y, Col de Youla.

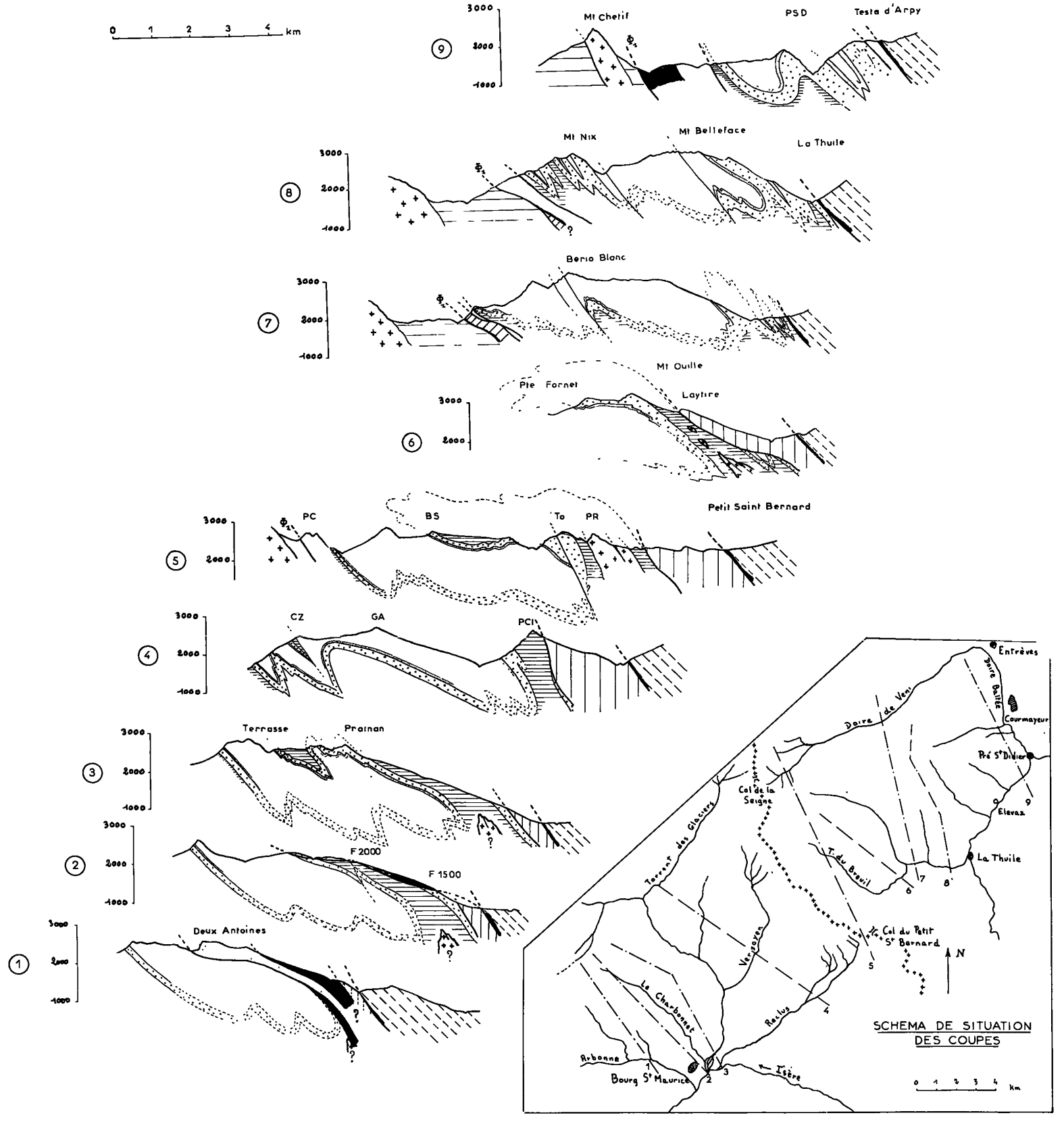

Fig. 2. — Coupes en séries dans la zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice et Pré-Saint-Didier.

Les figurés géologiques sont les mêmes que pour la fig. 1. Les abréviations géographiques seront complétées par : GA, Grandes Aiguilles ; To, Tormotta.

phique de trois de ces « coupes échantillon » (fig. 3). Ces diverses représentations illustrent les conclusions générales suivantes :

La taille des éléments du conglomérat n'est pas très forte en moyenne, elle se situe dans les classes de diamètres de 0,5 à 3 cm. Remarquons au passage, ce qui n'apparaît pas sur les courbes, que le calibrage des éléments est en général très bon. Les galets de forte taille sont assez peu fréquents (300 mm à la coupe du Mont Nix). La densité des éléments n'est qu'exceptionnellement supérieure à 50 %. Le plus souvent le ciment prédomine largement. Dans le secteur étudié il est en général constitué d'un calcaire très largement cristallin, gris clair en patine, gris bleuté en cassure. Parfois ce ciment devient plus gréseux, il prend alors une patine plus rousse. La distinction s'efface en cassure. Parfois le calcaire devient noirâtre et il revêt une patine rousse assez foncée (par exemple sur les flancs de la Tormotta et au Mont Ouille, ce qui, de loin, peut faire croire à la présence des schistes noirs à quartzites verts).

Les éléments sont d'origines diverses quoique peu variées dans la région étudiée. Les dolomies triasiques dominent très largement (fig. 3). Elles prennent en affleurement une patine crème, blonde, ou brune. Ensuite viennent les calcaires spathiques gris clair probablement liasiques et des calcaires noirâtres à grain fin peut-être triasiques. L'examen des lames minces révèle la présence de calcaires oolithiques. Les galets de quartzite sont assez peu abondants et présentent en général le faciès de

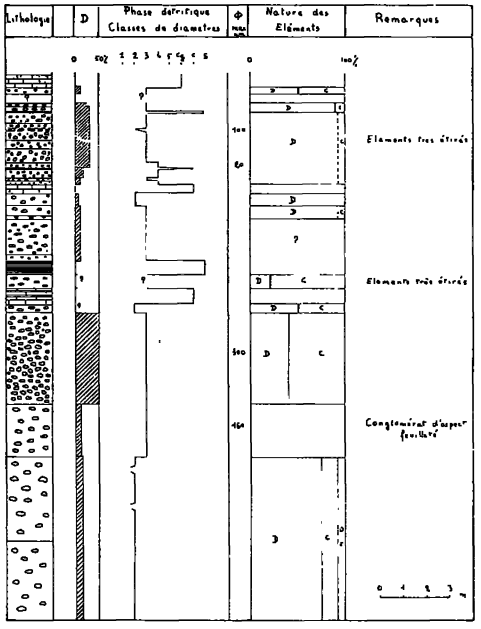

Fig. 3 a.

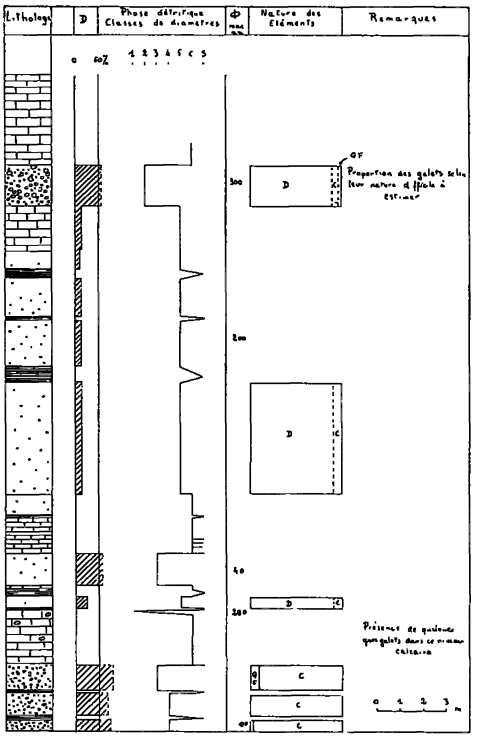

Fig. 3 b.

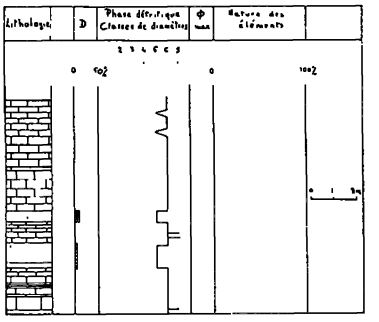

Fig. 3 c.

Fig. 3. — « Coupes échantillons » relevées dans la série détritique de la base du Flysch de Tarentaise, représentatives de la lithologie moyenne pour la localité considérée. Ces coupes montrent l'affinement progressif puis la disparition de la phase détritique grossière de l'extérieur vers l'intérieur de la zone.
D, dolomies ; C, calcaires.

3 a : Coupe prise sur le versant Ouest du Mont Nix.
3 b : Coupe prise au pont Saint-Antoine.
3 c : Coupe prise à la Testa d'Arpy.

Ces diverses localités correspondent à peu près aux subdivisions 1, 2, 3, de la fig. 4.

quartzites phylliteux. Le cristallin est peu représenté (micaschistes, gneiss, beaucoup plus rarement granite).

Une loi générale se vérifie ici : l'épaisseur des couches est dans l'ensemble proportionnelle à la dimension moyenne des éléments constituant la phase détritique. On constate à ce propos une décroissance très nette de la clasticité du sédiment d'Ouest en Est (fig. 4). Les niveaux les plus grossiers (relativement) se rencontrent depuis la vallée des Glaciers en France (région des Chapieux) jusqu'au Val Veni en Italie, puis deviennent progressivement calcaires et microbréchiques et enfin calcaires en plaquettes uniquement. Ce faciès, qui se cantonne à la marge interne de la zone entre La Thuile et Rantin au N de la Doire Baltée, présente une stratonomie remarquablement constante et particulièrement caractéristique en dépit d'étirements sans doute très forts mais vraisemblablement homogènes. Cette variation progressive de faciès s'accompagne d'une augmentation très importante de l'épaisseur de la formation. Ces phénomènes sont surtout observables dans le secteur italien malgré le plissement intense qui y caractérise

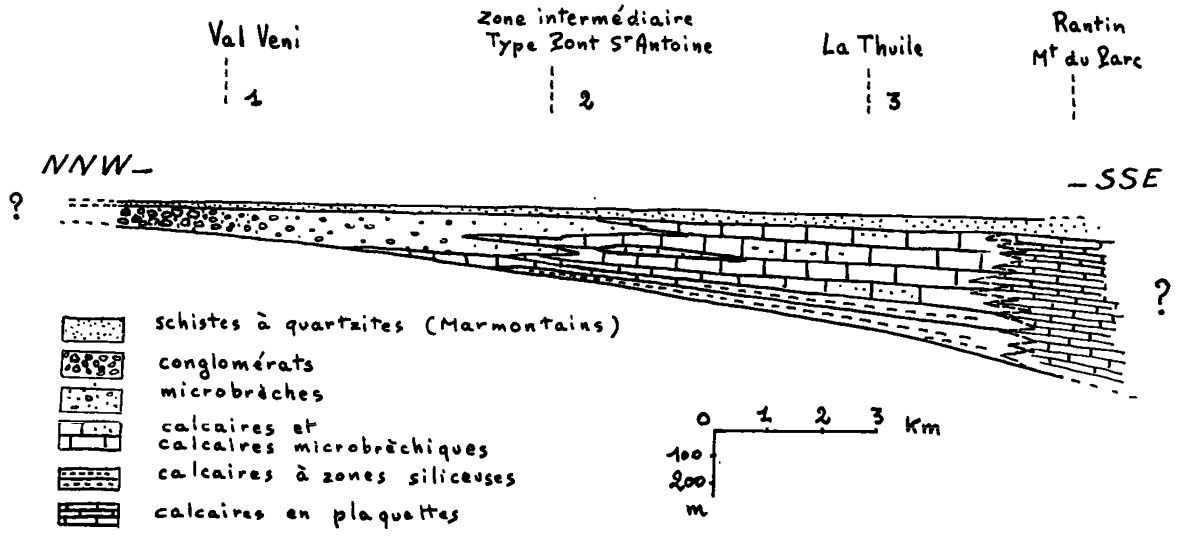

Fig. 4. — Schéma approximatif montrant les variations de faciès dans la série détritique de la base du Flysch de Tarentaise (Aroley) lorsqu'on se déplace transversalement à la chaîne, au niveau de la frontière franco italienne.

Erratum : les orientations de la coupe sont à permuter.

la marge interne de la digitation de Moûtiers (voir fig. 2, coupes 7, 8, 9); la présence quasi constante des schistes noirs à quartzites verts permet heureusement d'éviter les erreurs d'interprétation. En France, par contre, dans la région de Bourg-Saint-Maurice, les choses sont moins clairement visibles et ne peuvent se comprendre qu'après l'étude du secteur italien. De ce fait des confusions eurent lieu dans le passé entre le Lias de la zone du Petit-Saint-Bernard et des calcaires cristallins à microbrèches de l'Aroley.

Un faciès intermédiaire important est un calcaire cristallin gris roussâtre en patine, à zones siliceuses parallèles rousses. Ce faciès, qui dans de nombreux cas paraît se cantonner à la base de la série (Tormotta, Tête du Chargeur), peut s'y retrouver à tous les niveaux, en particulier dans les duplicatures internes. Il devient souvent difficile à distinguer soit du flysch proprement dit, soit parfois même du Lias de la zone du Petit-Saint-Bernard, lui-même caractérisé par des bandes siliceuses franches et massives.

La description ci-dessus montre quelque différence par rapport à celle fournie par H. SCHOELLER en 1928. En particulier ce dernier auteur avait pu distinguer, dans le Sud-Ouest de son domaine d'étude, deux faciès de conglomérats se succédant toujours dans le même ordre : conglomérats clairs

à la base et bruns au sommet de la série. Cette distinction n'est plus valable dès les confins franco-italiens. Par ailleurs, du point de vue granulométrie il donne des indications assez précises en situant la taille moyenne des galets du conglomérat entre 2 et 10 cm, ce qui est un peu supérieur à mes propres estimations. De plus il signale des galets, voire des blocs, dont la taille varie de celle d'une tête à plusieurs mètres cubes et dont les formes seraient plutôt anguleuses. Enfin, en certains points (région du Crêt du Rey par exemple), il signale l'abondance des roches cristallines parmi les éléments du conglomérat. La taille de ceux-ci serait en outre assez forte. Je ferai également remarquer que les descriptions de H. SCHOELLER montrent un conglomérat beaucoup plus polygénique que ceux qu'il m'a été donné d'étudier.

Ces faits, joints à mes propres observations, montrent que des zones d'alimentation du bassin de flysch devaient se trouver dans le Sud-Ouest (région actuellement au Nord de Moûtiers), ce qui est du reste corroboré par la transgression directe du flysch sur le cristallin à Hautecour (R. BARBIER, 1948). Dans ces conditions la diminution de clasticité du sédiment doit finalement se faire plutôt du Sud-Ouest vers le Nord-Est et non pas simplement d'Ouest en Est comme l'étude des affleurements actuels le suggère.

B) *L'ensemble « anté-flysch ».*

H. SCHOELLER a figuré sur la feuille Bourg-Saint-Maurice (Carte Géologique de la France au 1/50 000e), en rive gauche du torrent des Glaciers et en amont des Chapieux, une bande de flysch, sous-jacente à la série détritique de base. Il s'agit en réalité d'un ensemble bien différent du flysch proprement dit, formé surtout de schistes argileux, gréseux, à lits de fines microbrèches, présentant un faciès bien différent de celles rencontrées dans la série détritique de la base du flysch. Le passage de l'une à l'autre est sans aucun doute stratigraphique. Nous avons là un indice de l'existence d'une série immédiatement antérieure au Flysch de Tarentaise, mais déposée au cours d'un même cycle de sédimentation. Un examen attentif de nombreuses coupes échelonnées depuis le Val Veni jusqu'aux Chapieux confirme cette interprétation. Mais, fait plus important encore, je pense pouvoir montrer maintenant que des affleurements plus internes de schistes argilo-gréseux, attribués antérieurement à la série du flysch, font partie de cet « ensemble antéflysch » (schistes noirs du Passage de la Brebis et de la Clavettaz). Ces jalons nouveaux permettent d'étendre la notion d'ensemble sédimentaire antérieur au flysch jusqu'aux zones les plus internes de la digitation de Moûtiers.

Je décrirai donc dans l'ordre quelques coupes prises à la marge externe de la digitation de Moûtiers, puis les affleurements intermédiaires, enfin des coupes prises à la marge interne.

1) L'ENSEMBLE ANTÉFLYSCH DE LA BORDURE OCCIDENTALE DE LA DIGITATION DE MOÛTIERS.

a) *La coupe des Pyramides Calcaires.*

Cette coupe, classique, a été décrite par de nombreux auteurs (R. BARBIER, P. ELTER, P. ANTOINE, P. et G. ELTER). Je ne décrirai ici que la coupe du versant SE de la pyramide méridionale, un peu au Sud du point coté 2 347 m.

Nous rencontrons de bas en haut :

1. Calcaire cristallin gris bleuté, marmorisé, renfermant assez fréquemment des débris organiques : Polypiers, Bélemnites, articles de crinoïdes, sections de Gastéropodes et d'Ammonites ;
2. Le toit de ce calcaire est corrodé et raviné par un calcaire roussâtre gréseux et recristallisé, épais de quelques centimètres à quelques décimètres ;
3. Le niveau précédent passe en continuité à une série de brèches et microbrèches épaisse d'environ 10 m ;
4. Une passée de schistes gris de fer, luisants, épais de 1,50 m ;
5. Un banc de brèches à gros éléments (taille moyenne de l'ordre du décimètre) ;
6. Des schistes gris de fer, tendres, luisants. Epaisseur : 2 m ;
7. 3 à 4 m de grès et microbrèches ;
8. 120 à 130 m de schistes argilo-gréseux et de calcschistes ;
9. Des calcaires microbréchiques et conglomérats en gros bancs représentant la série détritique de base du flysch (couches de l'Aroley).

Le niveau 1 représente le Lias sous son faciès typique de la zone des Brèches de Tarentaise. Les brèches et microbrèches sus-jacentes présentent dans l'ensemble l'aspect suivant : le ciment est calcaire cristallin ou calcaire gréseux ; les éléments

sont essentiellement dolomitiques et calcaires. Leur taille varie de quelques décimètres au centimètre environ. Ils sont en général anguleux et indemnes de déformation tectonique. La densité des éléments au sein du ciment est en général très forte. Enfin on observe le plus souvent une disposition lenticulaire des niveaux détritiques avec un granoclassement bien net. La patine d'ensemble est rousse.

La série schisteuse (8) présente les faciès suivants :

— Calcschistes à surface rugueuse légèrement phylliteuse.

— Schistes noirs, argileux, tendres, parfois un peu grenus.

— Schistes gréseux légèrement lustrés, les niveaux plus gréseux soulignent le litage primitif de la roche.

— Calcschistes gréseux, rougeâtres, en bancs compacts, épais parfois de 0,10 m. Le faciès le plus abondant est celui des schistes argileux noirs, zonés de niveaux plus gréseux roussâtres.

En résumé, cette coupe montre une série transgressive sur le Lias, à dominante détritique à sa base, devenant schisteuse au sommet. Enfin, bien au-dessus, viennent les niveaux de l'Aroley. Cette série a été datée en ce point, d'un âge barrêmo-aptien au moins, par P. ELTER, grâce à des fragments d'Orbitolines découverts dans les niveaux de microbrèche. Cet âge peut également être plus récent, car un remaniement de cette microfaune n'est pas exclu (P. et G. ELTER, 1964).

Si donc l'on retrouve bien aux Pyramides Calcaires un des caractères majeurs de la zone des Brèches de Tarentaise, à savoir une importante lacune postliasique, il est erroné de conclure que les conglomérats de l'Aroley ravinent directement le Lias ainsi que certains auteurs semblent l'avoir admis. En effet, l'Aroley véritable (e_e) sur la carte de H. SCHOELLER se suit fort bien depuis la France (fig. 1) et il correspond au niveau 9 de la coupe ci-dessus. Il n'inclut pas les niveaux sous-jacents à dominante schisteuse malgré la présence des brèches et microbrèches à leur base.

b) *Coupe du ravin de la Chail.*

Plus au Sud, en France, dans le petit ravin de la Chail (affluent de rive gauche du torrent des Glaciers à proximité des Mottets), on peut observer la coupe suivante (P. ANTOINE, 1965 *c*) de haut en bas :

1. Les conglomérats polygéniques de la base du flysch (Aroley) reposant stratigraphiquement sur :
2. Une série de schistes noirs, de calcschistes et de niveaux finement gréseux (ceux-ci prédominent à la partie supérieure). Epaisseur : 18 m ;
3. Un banc de brèches de 2 m d'épaisseur environ. Les éléments, dont la taille peut dépasser le mètre, sont constitués de calcaires de type liasique, de calcaires spathiques noirs, ainsi que de nombreux fragments anguleux de dolomie triasique de taille plus réduite. Le ciment est calcaire ;
4. Une série de schistes noirs devenant gréseux vers le haut et renfermant des niveaux microbréchiques. Epaisseur : 16 m. Ces microbrèches sont de teinte sombre. Elles sont formées d'éléments de dolomies noirâtres et de calcaires gris foncé parfois oolithiques. La taille des éléments varie de quelques millimètres à 1 centimètre. Le ciment est calcaire ;
5. Un niveau de brèches à patine gris rosé dont les éléments sont constitués de calcaires gris ou noirs, de dolomies triasiques et de quartzites phylliteux du Houiller. Ces brèches paraissent raviner le niveau inférieur. Epaisseur : 2 m.

En dessous viennent des couches attribuables au Houiller. Le contact entre les deux ensembles est probablement tectonique.

On retrouve des coupes analogues tout le long du versant rive gauche du torrent des Glaciers, que ce soit dans les ravins au Nord de celui de la Chail (ruisseau des Mottets, ruisseau de la Seigne, où l'on retrouve des brèches polygéniques à éléments de calcaires et de dolomies à la base de la série schisteuse, mais surmontant du Houiller), ou bien au Sud (ravin du Creux du Regnou, Nant des Favergettes, où l'on retrouve les faciès de microbrèches sombres).

Au col de la Seigne même, entre la base de l'Aroley et le cairn marquant le col, on peut observer la série antéflysch sous forme de schistes noirs, calcschistes et microbrèches. Aux Chapieux, entre le Lias calcaire qui forme une petite bosse en rive gauche du torrent des Glaciers et la série détritique de base du flysch formant falaise, on retrouve une mince bande de schistes noirs correspondant toujours à cet ensemble.

2) L'ENSEMBLE ANTÉFLYSCH DANS LE SECTEUR MÉDIAN DE LA DIGITATION DE MOÛTIERS.

Les conditions structurales sont telles que le soubassement du flysch n'apparaît que très rarement dans la zone médiane de la digitation de Moûtiers (fig. 2, coupes n°s 4, 7, 8). En France, seule la profonde entaille de la vallée des Glaciers entre les Chapieux et Bonneval-les-Bains permet l'observation des niveaux profonds. H. SCHOELLER a montré que le soubassement du flysch y apparaissait au sein de deux anticlinaux (du Pont Saint-Antoine et de Crêt Bettex). Ces deux structures montrent que l'Aroley est directement transgressif sur des terrains triasiques, calcaires et dolomies, voire même sur les quartzites du Trias inférieur dans l'anticlinal de Crêt Bettex. L'ensemble antéflysch est donc absent, très probablement parce qu'au moment de son dépôt il existait déjà à cet endroit une ride anticlinale érodée.

a) *La coupe du col de Youla.*

En Italie, par contre, du fait d'un relèvement axial des structures vers le Nord-Est, les termes inférieurs au flysch apparaissent sous forme d'une bande de schistes et calcschistes passant par les cols de Youla et d'Arp, puis par le vallon d'Arp. J'ai montré dans une publication précédente (P. ANTOINE, 1966) que cette bande schisteuse avait une valeur anticlinale et qu'elle représentait certainement les termes inférieurs stratigraphiquement à l'Aroley et non la série des Marmontains selon l'interprétation de P. et G. ELTER (1965).

Au col de Youla on observe les faciès suivants du Nord au Sud :

— 15 m de schistes argentés (sériciteux) ou noirs (argileux) très tendres reposant sur de l'Aroley en série renversée.

— 40 à 50 m de calcschistes phylliteux et gréseux, renfermant de minces niveaux de microbrèches à éléments de dolomies brunes de petite taille (0,5 à 1 cm). Le ciment est calciteux et phylliteux, blanchâtre, très recristallisé. On rencontre également des niveaux de calcaire cristallin, en bancs de 15 à 20 cm, alternant avec des bancs de calcaire plus gréseux, durs, à patine rousse. Certains de ces bancs de calcaire cristallin montrent sur les surfaces exposées à l'air de très nombreux cristaux en relief, de teinte noirâtre, dont la taille atteint de 1 à 2 mm, qui s'avèrent être de l'albite de néoformation.

— Ensuite la falaise au Sud du col est formée de niveaux monotones de schistes gréseux gris foncé, d'aspect induré, mais se feuilletant au choc.

— Au-dessus viennent des niveaux de schistes noirs et argentés, plus tendres, et l'on passe de nouveau à l'Aroley en série normale.

b) *Les séries schisteuses du Passage de la Brebis et de la Clavettaz.*

Entre la Pointe de la Terrasse et l'Aiguille de Prainan, le chaînon montagneux qui sépare la vallée du torrent des Glaciers de la vallée du Charbonnet montre une structure curieuse, bien décrite mais mal interprétée à mon avis par H. SCHOELLER. On y voit principalement un très important synclinal couché, dont le cœur est constitué d'une série à dominante schisteuse, de teinte sombre, enveloppée de niveaux calcaires formant une barre rocheuse continue. La charnière du synclinal est bien visible dans les parois sauvages en rive droite du torrent des Glaciers au-dessus des Glinettes. L'ensellement marqué sur l'arête au passage du niveau schisteux porterait, d'après H. SCHOELLER, le nom de Passage de la Brebis.

Un peu plus au Nord, en rive gauche du torrent des Glaciers, on retrouve la même formation de schistes noirs formant entre autres le sommet de la Clavettaz, mais la disposition synclinale n'est plus visible.

H. SCHOELLER paraît avoir été assez embarrassé pour placer ces schistes noirs dans la série lithologique. Il remarque une grande analogie des calcaires et microbrèches qui constituent l'enveloppe du synclinal du Passage de la Brebis, avec la série détritique de base du flysch, mais sans conclure nettement. Cependant il a représenté ces calcaires et microbrèches sur la feuille Bourg-Saint-Maurice sous le figuré e_c qui est celui de l'Aroley.

Une petite coupe relevée le long de l'arête Ouest de la Clavettaz éclaire la question. J'ai pu y observer de bas en haut :

— Une alternance de calcschistes jaunâtres ou roux, assez gréseux, à surface rugueuse, de schistes gris et de calcschistes feuilletés. Il s'agit du flysch (couches de Saint-Christophe) correspondant à celui de La Terrasse.

— Puis, à partir de 2 470 m, vient une série de schistes noirs assez banaux. Dès 2 480 m on y voit apparaître, de façon plus ou moins continue, des filets gréseux d'épaisseur variable de quelques

millimètres à un centimètre. Assez brusquement on passe alors à des niveaux de quartzites brun verdâtre très typiques, en bancs de 10 à 30 cm, voire même parfois 50 cm. En cassure ils présentent l'aspect huileux caractéristique. Il s'agit du niveau de schistes noirs à quartzites verts du flysch.

— Au-dessus vient la base d'un niveau de conglomérats à éléments de dolomies et de calcaires, d'assez bonne taille, mais extrêmement feuilletés, formant le soubassement de la Clavettaz. Signalons également qu'un peu plus au Sud, dans les éboulis de cette barre de conglomérats, on remarque en abondance des éléments constitués de schistes noirs analogues à ceux de la Clavettaz. Cette formation représente la série détritique de base du flysch (Aroley).

— Puis, selon toute vraisemblance en concordance stratigraphique, viennent les schistes noirs de la Clavettaz, homologues probables des schistes noirs du Passage de la Brebis.

Cette coupe montre donc une série renversée dont les schistes noirs de la Clavettaz constituent le sommet. Il paraît alors logique de rattacher ces derniers, malgré l'absence d'arguments paléontologiques, à l'ensemble antéflysch. Il reste toutefois à expliquer leur situation assez curieuse au sommet de la Clavettaz et au cœur du synclinal du Passage de la Brebis.

3) L'ensemble antéflysch a la bordure orientale de la digitation de Moûtiers.

a) *Coupe du versant Nord de l'Aiguille de Prainan* (prise un peu à l'Est du chalet du Covet) (fig. 5).

Cette intéressante coupe est assez difficile à relever dans sa totalité en raison de la topographie abrupte et des recouvrements quaternaires parfois importants. De bas en haut on observe :

— La base de la coupe vers 2 200 m est située dans le flysch formé de plaquettes de calcaire gris

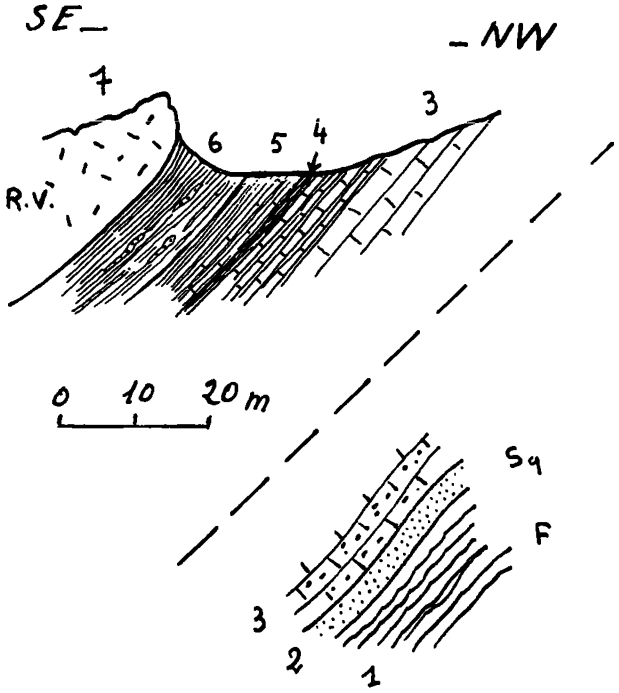

Fig. 5. — Coupe du versant Nord de l'Aiguille de Prainan. La série des schistes noirs à roches vertes, en position inverse, repose sur une série renversée de Flysch de Tarentaise. Les numéros sont ceux des couches décrites dans le texte.

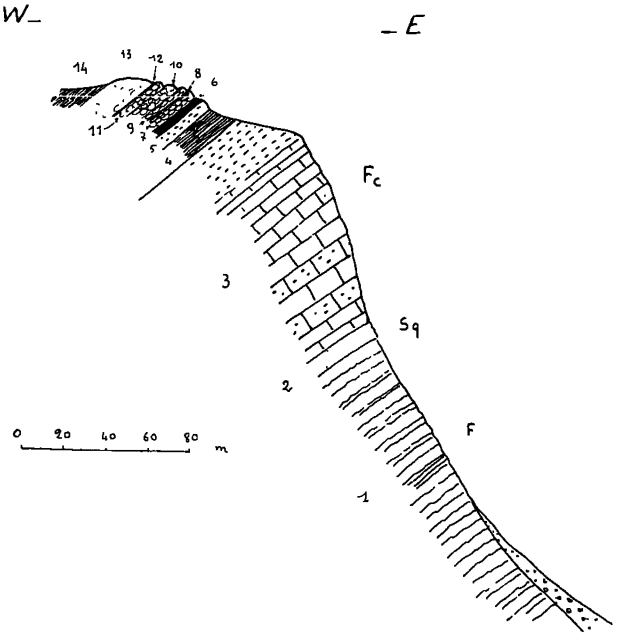

Fig. 6. — Coupe prise en rive droite du vallon du Breuil un peu au Nord de la Tormotta. On retrouve une série de schistes noirs à ophiolites en position inverse reposant sur le Flysch de Tarentaise lui-même renversé (de haut en bas : Aroley, Marmontains, couches de Saint Christophe).

jaunâtre, parfois gréseux, et de minces niveaux de schistes gris.

— Vers 2 240 m, à la faveur d'une excavation creusée lors de l'implantation d'un pylône à haute tension, on peut observer des bancs très gréseux, bruns, de 5 à 10 cm d'épaisseur, bien réglés, alternant avec des schistes noirs dans une proportion équivalente. Certains bancs gréseux sont très proches des niveaux des Marmontains.

— Au-dessus vient un ensemble carbonaté, formé de calcaires et de microbrèches essentiellement, mais aussi de calcaires à zones siliceuses. Cet ensemble est en grande partie masqué dans la combe du Covet par des éboulements venus de la Pointe de Prainan. Il s'agit sans doute possible de la série détritique de base du flysch sous un faciès « interne » à dominante calcaire et avec apparition de zones siliceuses rousses.

— Un peu en contrebas de la crête, vers 2 310 m d'altitude, on assiste à un passage progressif de ces calcaires cristallins gris et calcschistes à un ensemble schisteux. On peut observer successivement au-dessus de ces calcaires (la limite est très imprécise, les deux séries paraissant se fondre) :

- 2 à 3 m de calcschistes et schistes gris très feuilletés ;
- 15 m environ de schistes gris de fer assez rugueux, encore un peu carbonatés, surtout vers la base ;
- 25 m de schistes noirs plus tendres renfermant encore quelques passées carbonatées. Le litage de la roche est bien marqué par ces niveaux plus résistants. Ceci permet de constater que la schistosité est plus faible que le pendage (30° pour 50° au litage). On peut en conclure que ces schistes noirs appartiennent au flanc inverse d'un pli anticlinal suivant une des règles énoncées par RODGERS (1962). Ce niveau renferme également :
- des galets de microbrèches noirâtres très analogues à celles du ravin de la Chail ou de la Clavettaz, dans lesquelles j'ai pu trouver de nombreux vestiges organiques (plaques d'Echinodermes, entroques, ainsi que des foraminifères peu déterminables). Dans bien des cas ces « galets » s'avèrent être des charnières de microplis complètement refermées ;
- des roches vertes massives, dans lesquelles certaines formes amygdalaires évoquent des pillows lavas.

L'interprétation de cette coupe est très importante. On retrouve ici, comme à la Clavettaz, en série renversée, le flysch, les schistes noirs à quartzites verts, la série détritique de base et *enfin des schistes noirs à ophiolites eux-mêmes en série inverse, apparemment en continuité stratigraphique avec les niveaux sous-jacents* (*Aroley*).

Or les schistes noirs à ophiolites sont attribués depuis H. SCHOELLER à une unité tectonique indépendante (zone du Petit-Saint-Bernard pour SCHOELLER, zone du Versoyen pour P. et G. ELTER).

Personnellement j'ai tendance à interpréter cette coupe de la même façon que celle de la Clavettaz, *en attribuant les schistes noirs à roches vertes à l'ensemble antéflysch, passant stratigraphiquement aux calcaires et calcschistes de l'Aroley basal.* Cette conception est donc en contradiction absolue avec les idées admises jusqu'à présent. Il importait donc de vérifier si des observations analogues pouvaient s'effectuer en d'autres points du contact.

b) *Coupe en rive droite du vallon du Breuil* (*Italie*) (fig. 6).

L'examen du contact entre la série détritique de base du flysch et les schistes à ophiolites, qui sont également connus ici, est très intéressante depuis le col de Bassa Serra jusqu'à la Tormotta. Je me bornerai à décrire une coupe partant du fond du vallon du Breuil (région d'Entre-deux-Eaux, feuille La Thuile au 1/25 000e de la carte d'Italie), et remontant jusqu'au replat du lac 2436 au pied de la Punta dei Ghiaciaï. La coupe passe un peu à l'Ouest de la cascade par une série de couloirs qui rendent possible le franchissement de la falaise qui ferme le joli cirque d'Entre-deux-Eaux. Elle aboutit à un petit lac sans dénomination particulière, situé à environ 800 m au Nord de la Tormotta, à peu de distance de l'exutoire du lac 2436. Cette coupe montre :

1. Depuis le fond du cirque d'Entre-deux-Eaux et jusqu'à la cote 2 350 m environ des niveaux de calcaires cristallins, brunâtres ou jaunâtres, alternant avec de minces niveaux de schistes gris de fer ou noirs. Il s'agit du flysch de la digitation de Moûtiers ;

2. A partir de 2 350 m, et sur 15 à 20 m d'épaisseur, des quartzites brun-vert en couches de 15 à 20 cm superposées pratiquement sans intercalation de schistes noirs. Il s'agit indubitablement du niveau des Marmontains. L'absence des schistes noirs de cette formation paraît caractériser cette région, ainsi que cela peut être observé plus commodément, vers 3 000 m d'altitude, sur un très bel affleurement situé au pied de l'arête Nord du Mont Ouille ;
3. Un ensemble beaucoup plus calcaire formant la falaise proprement dite. On y rencontre des calcaires cristallins gris, des conglomérats à éléments dolomitiques, des calcaires microbréchoïdes, des passées de calcaires à zones siliceuses. Une fois sur le replat des lacs, on remarque la disparition des niveaux détritiques ; il ne subsiste qu'un faciès de calcaires cristallins gris-bleu à zones siliceuses de teinte claire. L'épaisseur des strates diminue également, si bien que l'ensemble arrive parfois à ressembler au flysch. Toutefois le passage d'un faciès à l'autre est progressif, sans trace de clivage tectonique. Tout cet ensemble, épais de 130 à 160 m, représente l'Aroley en série renversée ;
4. A proximité immédiate du petit lac, un niveau de schistes gris verdâtre épais de 15 m environ ;
5. Un niveau de calcaires cristallins gris à très nombreuses zones siliceuses roussâtres bien réglées et parallèles, épais de 7 à 8 m ;
6. Des schistes noirs épais de 3,50 à 4 m apparemment microplissés. Par endroits le contact entre 5 et 6 paraît un peu froissé, mais un peu au Sud du petit lac il apparaît nettement stratigraphique ;
7. Puis des roches vertes, formant une couche en apparence compacte, épaisse de 5 ou 6 m, mais formée en réalité de pillows et brèches de pillows dont les fragments sont étroitement moulés les uns sur les autres. Des passées de schistes noirs sont visibles çà et là, moulant également les divers éléments ;
8. 0,30 à 0,40 m de schistes noirs ;
9. 1,50 à 2 m de brèche de pillow à passées de schistes noirs ;
10. Une barre de roches vertes d'aspect compact mais dans laquelle on reconnaît encore la forme des pillow lavas qui la constituent. Epaisseur : 6 m ;
11. 4 à 5 m de brèche de pillow ;
12. 1 m de schistes noirs ;
13. Un amas de roches vertes assez épais (16 à 18 m) montrant au début quelques formes en coussin, puis celles-ci s'estompent et la roche devient massive.

J'arrêterai la coupe ici, au niveau du petit torrent issu du glacier de Breuil et passant au pied de la Punta dei Ghiaciaï. Au-delà viennent en effet des complications tectoniques (écailles de gneiss du type Pointe Rousse).

Interprétation : Cette coupe montre une série renversée constituée successivement par le flysch, les couches des Marmontains, les couches de l'Aroley, puis la série des schistes noirs à ophiolites. Là encore aucun fait d'observation ne milite en faveur d'un contact tectonique entre la série détritique de la base du flysch et la série à ophiolites. Nous avons une disposition absolument semblable à celle de la coupe précédente (Prainan). Les données de la schistosité manquent cependant ici pour prouver que la série à ophiolites est elle aussi renversée. Il existe heureusement d'autres critères utilisables.

Je me référerai pour cela à un travail mené en parallèle avec le mien, et ayant pour auteur H. Loubat, de Genève. Il s'agit d'une étude minutieuse des formations volcaniques et des modalités du métamorphisme ayant produit les roches vertes dites du Versoyen. Certaines des conclusions de cet auteur, avec lequel il m'a été donné de faire de nombreuses courses sur le terrain et de procéder à de fructueux échanges d'idées, sont extrêmement intéressantes quant à la polarité de la formation de schistes noirs à ophiolites.

H. Loubat distingue en effet, de l'extérieur vers l'intérieur de la « zone du Versoyen », la succession suivante (soit de bas en haut en raison du pendage) :

— Une alternance de niveaux de roches vertes, manifestant très souvent une structure en pillow lavas, plus ou moins laminés suivant les points, avec des niveaux de schistes gris à petits bancs gréseux très proches d'un faciès flysch. L'épaisseur des niveaux ophiolitiques est de l'ordre du mètre.

— Ensuite vient une masse imposante formée de schistes noirs et de véritables bancs de roches

vertes de puissance variable mais de grande extension latérale. On remarque là encore la présence de structures en pillows, mais au voisinage des schistes seulement, le corps même de la couche d'ophiolite restant massif (sur le terrain on voit du reste s'estomper graduellement les structures en coussins). A ces niveaux sont associées des brèches à éléments d'ophiolites qui sont d'anciennes brèches d'explosion. L'épaisseur des niveaux ophiolitiques augmente progressivement de l'extérieur vers l'intérieur de la zone, soit du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Se basant, outre de très nombreuses observations personnelles, sur des travaux effectués dans les Iles Britanniques pour des formations de même type, ainsi que sur certaines données de l'océanographie moderne (H. W. MÉNARD, in LOUBAT, 1967), il conclut au mécanisme suivant de mise en place des intrusions volcaniques :

Les sills les plus épais correspondent aux parties les plus profondes de la masse ophiolitique, épanchées sous une tranche d'eau relativement importante et au sein d'une épaisse masse de sédiments non consolidés.

Puis avec le temps, par suite de la formation d'une sorte d'intumescence sous-marine, les sills se rapprochent peu à peu du fond de la mer (lequel se rapproche lui-même peu à peu de la surface). Ce faisant, l'épaisseur des sills diminue progressivement, et lorsque la pression externe (poids de l'eau et des sédiments encaissants) a suffisamment décru, la dégazéification des laves produit des phénomènes explosifs, donnant des brèches à éléments volcaniques (le type étant par exemple la brèche du Mont Miravidi).

Enfin ce n'est que lorsque les sills se mettent en place très près du fond de la mer que les coussins typiques apparaissent. Il peut alors y avoir intrication de minces niveaux de roches vertes à structure en coussin et de sédiments annonçant le flysch : niveaux de schistes gris légèrement carbonatés, calcschistes et microbrèches.

Il faut retenir de tout cela que la gradation : niveaux à pillows, schistes noirs alternant avec des sills de plus en plus épais, niveaux de roches vertes très massives, constitue un excellent critère de polarité à l'échelle de la formation volcano-sédimentaire tout entière.

Or, lorsqu'on examine la répartition des affleurements des différents faciès sur la carte, on constate que les structures en coussins se rencontrent avec une continuité remarquable à la limite externe de la « zone du Versoyen » à proximité immédiate de la base des affleurements d'Aroley, tandis que les niveaux massifs se rencontrent exclusivement à la limite interne, c'est-à dire au-dessus en tenant compte du pendage.

On peut donc en conclure, à la suite de H. LOUBAT, que les terrains constituant la « zone du Versoyen » sont en quasi totalité en position inverse. Ceci confirme les observations faites à Prainan entre autres, à l'aide d'arguments différents (schistosité), mais leur confère de ce fait une signification beaucoup plus générale.

c) *Conclusion.*

Les coupes précédentes, bien que situées géographiquement aux deux extrémités Nord-Nord-Ouest et Sud-Sud-Ouest du « feston du Versoyen », sont absolument semblables ; elles montrent une série inverse du type nappe des Brèches de Tarentaise, avec, de bas en haut, le flysch, les schistes noirs à quartzites verts, la série détritique de base, surmontée par un ensemble de schistes noirs à ophiolites lui-même en position inverse. Le contact de ces deux ensembles ne présente aucun aspect de contact tectonique, il est même particulièrement progressif dans le cas de la coupe de Prainan. De telles observations peuvent se faire en de nombreux points autres que ceux cités dans la présente note. *Dans ces conditions il paraît logique de penser que la série à roches vertes correspond elle aussi à l'ensemble antéflysch tel que défini plus haut.* Ce dernier prend alors une extension et une signification paléogéographique remarquable. L'étude structurale confirme du reste cette façon de voir.

4) AGE DE L'ENSEMBLE « ANTÉFLYSCH ».

On ne dispose à l'heure actuelle que de peu de données relatives à l'âge de ces séries.

a) Aux Pyramides calcaires, nous avons vu que la base de l'ensemble antéflysch est datée au moins du Barrémien ou de l'Aptien.

b) Au ravin de la Chail, la série schisteuse a fourni une *Globotruncana* probable (P. ANTOINE, 1965 *c*).

c) Sur la bordure orientale de la digitation de Moûtiers, l'ensemble antéflysch paraît reposer sur

un conglomérat à galets calcaires qui a fourni des bélemnites à H. SCHOELLER (conglomérat du Collet des Rousses) et qui passe latéralement à des calcschistes à bélemnites analogues à ceux du Petit-Saint-Bernard. Ce conglomérat pourrait donc être d'âge Lias-Dogger, ce qui pourrait dater la base de la série ophiolitifère du Malm, voire du Crétacé inférieur. On retrouverait, dans ce cas, l'âge du cycle ophiolitifère classique de la zone piémontaise.

V. — Aspect structural.

1) DONNÉES CARTOGRAPHIQUES.

La carte simplifiée (fig. 1) où ne sont figurés, au sein de la digitation de Moûtiers, que la série détritique de la base du flysch et les schistes noirs à ophiolites, révèle les rapports structuraux singuliers de ces deux ensembles. On constate en effet que la série dite « du Versoyen » est toujours en contact sur sa marge externe avec la série détritique de base du flysch et uniquement avec elle. Toutes les coupes qu'il est possible de faire le long du contact montrent, ainsi que je l'ai exposé sur deux exemples particuliers, que la disposition structurale est invariablement la suivante : une série renversée de Flysch de Tarentaise (au sens large) supporte une série elle-même renversée de schistes noirs à ophiolites.

Cette constatation, venant après les observations exposées au paragraphe précédent, me conduisent à conclure qu'*il n'y a aucune raison d'admettre un contact anormal entre la série des Brèches de Tarentaise et la « zone du Versoyen ». Cette dernière n'est rien d'autre, à mon avis, que l'ensemble antéflysch tel que défini plus haut, complété sur la marge interne de la digitation de Moûtiers par des phénomènes volcaniques sous-marins.*

Sans entrer dans des détails qui n'ont pas leur place dans le cadre de ce travail restreint, je veux insister sur quatre points particulièrement importants venant à l'appui de cette nouvelle interprétation.

L'argument majeur de certains auteurs (P. et G. ELTER, 1965 ; R. ZULAUF, 1963) pour faire de la série de schistes à ophiolites dite du Versoyen une unité tectonique indépendante, était « l'écaille de la Tormotta » (fig. 2, coupe n° 5). Suivant leur interprétation, la Tormotta (vallon du Breuil au Nord du Petit-Saint-Bernard) représentait une écaille de Flysch de Tarentaise (couches de Saint-Christophe), surmontée par leur « unité du Versoyen » que l'on retrouve sous forme de schistes noirs au sommet même de la Tormotta. Comme un peu plus au Nord la même « unité du Versoyen » repose sur l'Aroley (plateau de Bassa Serra), il était logique de faire de la surface de base du « Versoyen » une vaste surface de décollement.

Mais l'examen attentif de la Tormotta, et en particulier la coupe continue de la base de la paroi Nord-Est (rive droite du vallon du Breuil entre la Pointe Rousse et Entre-deux-Eaux), m'a montré que l'écaille en question, dont l'existence ne peut être mise en doute, n'était pas constituée des couches de St-Christophe du flysch mais bien par celles de l'Aroley. On peut y observer en effet les classiques faciès de conglomérats polygéniques ainsi que les faciès de calcaires et calcaires à zones siliceuses typiques des parties les plus internes de la digitation de Moûtiers. Je mentionnerai également que l'on peut observer des microbrèches et conglomérats bien typiques, très près du contact avec les schistes noirs à ophiolites, dans le deuxième petit ravineau au Nord de la Pointe Rousse, en alternance avec des faciès de calcaires cristallins gris bleuté à zones siliceuses bien caractéristiques. Des observations analogues, quoique moins faciles, peuvent se faire le long de l'arête de la Tormotta descendant vers la Pointe Rousse. L'argument majeur en faveur du contact anormal se trouve de ce fait éliminé.

Une autre objection possible consisterait à remarquer que la série de l'Aroley ne renferme jamais de galets de roches vertes, ce qui peut surprendre pour une série stratigraphiquement supérieure à l'ensemble ophiolitifère. Le mode de mise en place des sills de roches vertes au sein de sédiments non encore indurés, tel qu'il vient d'être démontré par H. LOUBAT, explique cette particularité.

Une coupe non encore citée dans ce texte montre parfaitement le passage continu des calcaires de l'Aroley aux schistes noirs associés aux roches vertes. Il s'agit de la coupe de la rive droite de la vallée du Versoyen à proximité de Bourg-Saint-Maurice, un peu à l'Est du hameau du Châtelard. On y voit très nettement les lambeaux carbonatés « s'effilocher » et se diluer au sein de la masse de schistes noirs. Je signalerai à ce propos que pour observer cette coupe il faut descendre au fond de la gorge, et non se contenter du classique

affleurement de roches vertes de la route de Bonneval-les-Bains. Celui-ci n'est en effet pas en place, appartenant à un très gros glissement de versant descendu du flanc Sud de l'Aiguille de Prainan. La série détritique de la base du flysch, sous-jacente, n'est ainsi jamais visible au bord de la route, car elle est recouverte par les schistes noirs glissés.

Enfin des découvertes récentes à la Tête du Chargeur, un peu au Nord-Est du Petit-Saint-Bernard, montrent que la structure avec lame anticlinale de schistes noirs à lambeaux de roches vertes se retrouve jusque dans les replis très serrés des affleurements les plus internes de la digitation de Moûtiers. Je rappellerai alors que R. ZULAUF (1964) a décrit au Nord de la Doire Baltée une bande anticlinale de roches vertes au sein de l'Aroley entre Planavalle et le Costone di Mezzodi. Ceci lui avait permis de conclure à l'existence de roches vertes au sein des « couches de la Peula » (équivalentes de mon ensemble antéflysch). Cette observation concorde parfaitement avec mon interprétation actuelle de la série à roches vertes. La signification en avait toutefois échappé à R. ZULAUF qui qualifiait de « Versoyen », dans ce secteur, une unité tectonique différente.

2) STRUCTURE DE LA DIGITATION DE MOUTIERS ENTRE LA VALLÉE DE L'ISÈRE ET PRÉ SAINT-DIDIER (VALLÉE DE LA DOIRE BALTÉE).

Les coupes en série de la fig. 2 montrent, selon ma conception actuelle, la disposition structurale de la marge interne de la digitation de Moûtiers.

Sur la coupe n° 1, le flysch du synclinal du Roignais de Schoeller est surmonté tectoniquement par une lame de terrains appartenant au faisceau de Salins. La coupe n° 2 montre un anticlinal dont le cœur est formé des schistes noirs à roches vertes du ruisseau des Vieilles (P. ANTOINE, 1965 *a*) et des terrains triasiques et liasiques qui en constituent le substratum. L'enveloppe de cet anticlinal est constituée par les calcaires et microbrèches de l'Aroley. Ceux-ci forment entre autres les rochers du soubassement du Fort du Truc, attribués jadis par H. SCHOELLER au Lias de la zone du Petit-Saint-Bernard, qui correspond donc au flanc normal de l'anticlinal. En fait la confusion n'est guère possible lorsque l'on est prévenu des variations de faciès de l'Aroley. Le Lias de la zone du Petit-Saint-Bernard est caractérisé par la présence d'épaisses zones siliceuses ivoirines, en fort relief sur les surfaces altérées. Ces accidents siliceux, typiques au Fort 2000 (bloc klippe de la zone du Petit-Saint-Bernard), n'existent pas au fort du Truc. En dépit du faciès très calcaire on peut trouver çà et là les mouchetures de dolomies, bien typiques des faciès internes de l'Aroley. La coupe du fort du Truc est finalement très analogue à celles de la Testa d'Arpy (fig. 3).

La coupe n° 3 montre une disposition assez semblable. Le flanc normal de l'anticlinal est représenté par les calcaires à mouchetures de dolomie que l'on rencontre en rive gauche du Charbonnet au-dessus de la Bourgeaz, ou bien entre les Echines et le Châtelard.

La coupe n° 6 montre par contre la discordance tectonique entre la zone du Petit-Saint-Bernard et les replis internes de la digitation de Moûtiers.

Enfin les coupes n°s 7, 8 et 9 montrent l'évolution de la structure entre La Thuile et la Doire Baltée. Le vaste synclinal de flysch, prolongement du synclinal du Roignais de H. SCHOELLER, est accidenté par le beau pli anticlinal de Pré-Saint-Didier qui montre les calcaires de l'Aroley sous un faciès déjà très interne.

En conclusion, la structure de la digitation de Moûtiers entre la vallée de l'Isère et la Doire Baltée se présente comme un vaste synclinorium, bordé par deux faisceaux de plis à valeur anticlinale, extrêmement resserrés et le plus souvent écaillés à la partie frontale (zone des imbrications de H. SCHOELLER, écailles de la Pointe de Mya et des Pyramides Calcaires, région du plan Chécrouit-col de Youla). La marge interne est caractérisée par le déversement et l'étirement de l'un des plis anticlinaux sur une distance assez considérable, donnant une disposition analogue à celle d'une petite nappe de charriage, mais sans qu'il y ait pour autant contact anormal entre les termes de la série.

VI. — Conclusions générales.

Dans tout ce qui précède je me suis efforcé de limiter mon exposé aux seules observations importantes sur le plan structural. J'ai donc laissé systématiquement de côté un certain nombre de faits un peu secondaires, mais qui en toute logique devraient être mentionnés lors de la discussion

générale de la solution proposée dans la présente note. Je pense en particulier à la structure si curieuse et si intéressante de la Tête du Chargeur, que j'ai mentionnée très rapidement, ainsi qu'à certaines observations lithologiques ou pétrographiques. Tout ceci conduirait trop loin et sera traité prochainement dans un cadre plus vaste.

Je limiterai donc également mes conclusions aux faits dominants qui découlent directement de la nouvelle interprétation proposée.

La conclusion principale sera avant tout *la suppression de la « zone du Versoyen » ou « digitation du Versoyen » en tant qu'unité tectonique distincte. La série de schistes noirs à ophiolites qui lui correspond, fait partie intégrante de la digitation de Moûtiers.* J'avais du reste envisagé en 1965 la possibilité de rattachement de la « zone du Versoyen » à la nappe des Brèches de Tarentaise (P. ANTOINE, 1965 *a*), rejoignant en cela les idées de R. TRUMPY et R. ZULAUF. Ce dernier toutefois paraissait assez gêné pour rattacher à la nappe des Brèches de Tarentaise, cette digitation du Versoyen dont la « série stratigraphique » bien peu variée était sans équivalent..., dans la nappe des Brèches de Tarentaise précisément.

Par contre le bien-fondé des conceptions de R. TRUMPY relatives à l'existence d'un géosynclinal « valaisan » se trouve ainsi prouvé par la mise en évidence, au sein même de la nappe des Brèches de Tarentaise, d'un sillon à caractère eugéosynclinal.

Je ferai également remarquer que l'ensemble antéflysch, avec ses schistes noirs et les ophiolites de sa marge interne, s'est déposé dans un bassin de sédimentation implanté sur une zone dépendant paléogéographiquement de la cordillère tarine. Il y a là un exemple intéressant de renversement de subsidence. La persistance du caractère de cordillère, au début de la sédimentation de l'ensemble antéflysch, est attestée par l'existence de rides (anticlinaux du Pont Saint-Antoine et de Crêt Bettex) caractérisées par le non-dépôt de la série antéflysch, ou bien par les conglomérats à blocs parfois énormes de gneiss et de quartzites triasiques emballés dans les schistes noirs et connus depuis longtemps à la Pointe Rousse ou découverts depuis dans des écailles plus lointaines. L'existence de ces rides, cloisonnant en quelque sorte le fond marin, pourrait expliquer l'absence de témoins éloignés du volcanisme sous-marin dans les parties frontales de la nappe où seule s'est développée une sédimentation à schistes noirs, grès fins et microbrèches.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ANTOINE (P.) (1965 *a*). — Observations nouvelles sur la terminaison méridionale des zones du Versoyen et du Petit Saint-Bernard (Savoie) (*C.R.A.S.*, t. 260, p. 1213-1215).

— (1965 *b*). — Les écailles frontales de la zone des Brèches de Tarentaise entre les Chapieux et le haut Val Veni (Savoie, Pays d'Aoste) (*T.L.G.G.*, t. 41)

— (1965 *c*). — Sur l'existence de Crétacé supérieur daté dans la nappe des Brèches de Tarentaise au Nord des Chapieux (Savoie) (*C.R.A.S.*, t. 261, p. 3640-3642).

— (1966). — Nouvelles données sur la structure du Flysch de Tarentaise entre Doire de Veni et Doire de Verney (Val d'Aoste) (Géol. Alpine, *T.L.G.G.*, t. 42).

BARBIER (R.) (1948). — Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Serv. Carte Géol. de la France*).

— (1951). — La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse (*T.L.G.G.*, t. 29).

BARBIER (R.) et TRUMPY (R.) (1955). — Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise (*Bull. Soc. Géol. de France*, 6e série, t. V).

BARBIER (R.) et DEBELMAS (J.) (1966). — Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales) (*Géol. Alpine, T.L.G.G.*, t. 42).

ELTER (P.) (1954). — Etudes géologiques dans le Val Veni et le vallon du Breuil (Petit Saint-Bernard) (*Thèse*, Genève, nouvelle série, n° 66).

ELTER (P. et G.) (1957). — Sull'existenza, nei dintorni del Piccolo San Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc (*Rendiconti dell'Acad. Naz. dei Lincei*, serie VIII, vol. XXII, fasc. 2).

ELTER (G.) (1960). — La zona Pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe (*Mem. degli Istit. di Geol. e Min. dell'Univ. di Padova*, vol. XXII).

ELTER (G. et P.) (1965). — Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano) (*Mem. degli Istit. di Geol. e Min. dell'Univ. di Padova*).

LOUBAT (H.) et ANTOINE (P.) (1965). — Sur l'extension des laves en coussins dans la région du Petit Saint Bernard (Arch. Sc. Genève, vol. 18, fasc. 3).

LOUBAT (H.) (1967). — Les ophiolites du Versoyen (France), Province d'Aoste (Italie) (*Thèse,* Genève, sous presse).

— (1968). — Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme : le Versoyen (Alpes franco-italiennes). Sous presse

NICOLAS (A.) (1966). — Le complexe ophiolites schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis (Publi cations de la Faculté des Sciences de Nantes).

RODGERS (J.) (1962). — Emploi pratique de la schistosité (in *Livre à la mémoire du professeur P. Fallot,* t. I, p. 83-96. Mém. h. série Soc. Géol. de France).

SCHOELLER (H.) (1929). — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (*Bull. Serv. Carte Géol. de la France,* n° 175, t. XXXIII).

TERMIER (P.) (1928). — Le pays de nappes des Alpes françaises (*C.R.A.S.,* t. 186).

TRUMPY (R.) (1951). — Sur les racines helvétiques et les « schistes lustrés » entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi) (*Ecl. Geol. Helv.,* vol. 44, n° 2).

— (1954). — La zone de Sion - Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan (*Ecl. Geol. Helv.,* vol. 47, n° 2).

— (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. de France,* 6e série, t. V).

ZULAUF (R.) (1963). — Zur Geologie der tief penninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien) (*Thèse,* Zürich).

Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Grenoble
(Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.)

Manuscrit déposé le 15 mars 1968.