Géologie Alpine, t. 51, 1975, p. 5-23

Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc, entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France).

par Pierre ANTOINE, Jean-Louis PAIRIS,
Bernard PAIRIS

RÉSUMÉ. — Le massif du Mont-Blanc présente sur son revers oriental des restes d'une couverture autochtone d'âge extrêmement variable suivant les points. Un important clivage sépare le socle et sa couverture du domaine structural des racines helvétiques et ultrahelvétiques. Les grands contacts anormaux (parfois jalonnés de copeaux de cristallin mylonitisé) qui délimitent les unités structurales décrites en Suisse sur le flanc oriental du massif se prolongent en France, à travers l'Italie, au moins jusqu'à la Tête des Fours.

On retrouve dans le sillon du Val Ferret - Val Veni et son prolongement français, les traces d'une tectonique complexe qui a pu être débrouillée dans les terrains sédimentaires du revers nord-occidental des Aiguilles Rouges, et qui procède de grands décrochements puis de plis SW-NE sur lesquels se surimposent à la fois des traits subméridiens (plis et fractures) et des fractures WSW-ENE. Ces indices permettent de poser le problème de la signification exacte des grands contacts anormaux de l'Est et du Sud-Est du Mont Blanc qui pourraient bien avoir été des décrochements à l'origine, fortement déformés par les étapes ultérieures de la tectonique.

ABSTRACT. — The eastern side of the Mont-Blanc massif presents some relicts of an autochtonous cover, the age of which varies much with the localities. A major thrust separates the crystalline basement and its sedimentary cover from both the Helvetic and Ultrahelvetic root zone. The main structural discontinuities (sometimes outlined by some slices of mylonitized crystalline material) which limit the main structural units described on Swiss territory, extend to France, across Italy, at least up to the Tête des Fours.

In the Val Ferret - Val Veni depression, as well as in its French prolongation, some indications of complex tectonics have been found, the mechanism of which was formerly unravelled in the sedimentary cover on the northwestern side of the Aiguilles Rouges. These tectonic actions were essentially first made of large wrench faults, then of a SW NE folding on which were both superimposed submeridian fractures (folds and fractures) and WSW ENE faults. These indices allow the problem of the true significance of the major faults running eastward and southward the Mont-Blanc mountain mass, to be set up : they may well have been wrench-faults, strongly deformed in the subsequent tectonic movements.

1. Le contexte structural régional.

1-1. Considérations sur la zone dauphinoise.

La zone « externe » des Alpes françaises (zone dauphinoise s.l.) correspond à un vaste domaine paléogéographique naguère qualifié de miogéosynclinal selon une terminologie maintenant dépassée (J. Debelmas, 1974). Les dépôts sédimentaires correspondants recouvrent un socle sialique qui n'apparaît que localement, épine dorsale matérialisée dans nos paysages actuels par la succession bien connue des massifs cristallins externes : Mont Blanc - Aiguilles Rouges, Belledonne - Grandes-Rousses, Pelvoux). On admet classiquement que la surrection tardive de ces derniers (Miopliocène) divise naturellement la « zone dauphinoise » en deux parties inégalement développées :

— *la zone dauphinoise externe* (chaînes subalpines) présente une série stratigraphique très complète (du Trias au Tertiaire) et couvre une vaste superficie ;

— *la zone dauphinoise interne* flanque à l'Est l'axe cristallin externe. Sa superficie est beaucoup plus restreinte. Son développement est maximal entre La Grave et le Pays d'Arves, puis elle se réduit à une étroite bande, coincée entre le cristallin externe et le front des nappes penniques, dès la vallée de l'Arc.

Stratigraphiquement elle est assez peu diversifiée. Y sont pour l'essentiel représentés des terrains jurassiques (Lias, Dogger et un peu de Malm). La présence d'un flysch tertiaire sur la marge orientale a permis à R. Barbier (1948) d'étendre au Nord du Pelvoux, en la modifiant, la notion de zone ultradauphinoise (définie plus au Sud), pour donner à ce terme son acception actuelle. Cette zone correspondrait à la partie supposée la plus interne du bassin dauphinois dans laquelle le terme le plus récent connu, sous la discordance nummulitique, appartient au Jurassique supérieur.

Il existe cependant du Tertiaire daté en deux autres points hors de la zone ultradauphinoise : à Montpascal (Maurienne), où il fut découvert il y a déjà longtemps par R. Barbier (1944-1948), et aux environs du lac de barrage de Roselend (découverte plus récente de J. Menessier, 1965). L'absence quasi totale des terrains crétacés si largement représentés dans la zone dauphinoise externe est une singularité remarquable. Les conceptions classiques n'admettaient encore récemment, pour la zone dauphinoise interne, qu'une structure très simple, monoclinale, avec possibilité de décollement au contact du socle cristallin. A l'opposé géographique, était seule reconnue l'existence de la grande écaille parautochtone des Aiguilles d'Arves.

Les levés détaillés entrepris récemment par J.-C. Barféty sur les feuilles La Grave, Saint-Jean-de-Maurienne, La Rochette de la Carte géologique de la France au 1/50 000 ont cependant mis en évidence une complexité structurale réelle bien supérieure à ce qui était connu et admis (existence d'importants contacts anormaux longitudinaux, plissements anténummulitiques d'axe est-ouest — R. Barbier et J.-C. Barféty, 1972).

1-2. La partie septentrionale de la zone dauphinoise interne.

A l'heure actuelle, prévaut encore en France le concept d'une zone dauphinoise autochtone (ou quasi autochtone) reposant sur la terminaison méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc, sur les confins franco-italiens, entre les cols du Cormet de Roselend et de la Seigne.

Une synthèse de quelques observations nouvelles a été tentée par l'un de nous (P. Antoine, 1971) en marge d'un travail plus important sur le domaine pennique. Des difficultés d'interprétation la rendait toutefois peu satisfaisante. Cette brève analyse concluait néanmoins à une ambiguïté certaine dans l'emploi des termes dauphinois et ultradauphinois, helvétique et ultrahelvétique, tels qu'ils sont habituellement entendus en France, c'est-à-dire dans le sens de l'équivalence paléogéographique et structurale entre zone helvétique et dauphinoise d'une part, ultrahelvétique et ultradauphinoise d'autre part.

Nous avons été amenés à réfléchir sur ces divers points à la suite de nos travaux respectifs récents.

1-2-1. *Les difficultés soulevées par le dessin de la feuille Mont Blanc au 1/50 000.*

Le dessin de la minute de la feuille Mont Blanc de la Carte géologique de la France au 1/50 000 a posé récemment à l'un de nous (P. Antoine) de sérieux problèmes de raccords structuraux au sein de la zone « delphinohelvétique » entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et le col de la Seigne (frontière franco-italienne). Il était en effet nécessaire de distinguer en territoire suisse au niveau du col Ferret, à la suite de l'excellent travail de K. Gras-

MÜCK (1961), entre le cristallin externe et le domaine pennique, *3 ensembles structuraux majeurs, représentant cinq unités tectoniques* à savoir, d'Ouest en Est (fig. 1) :

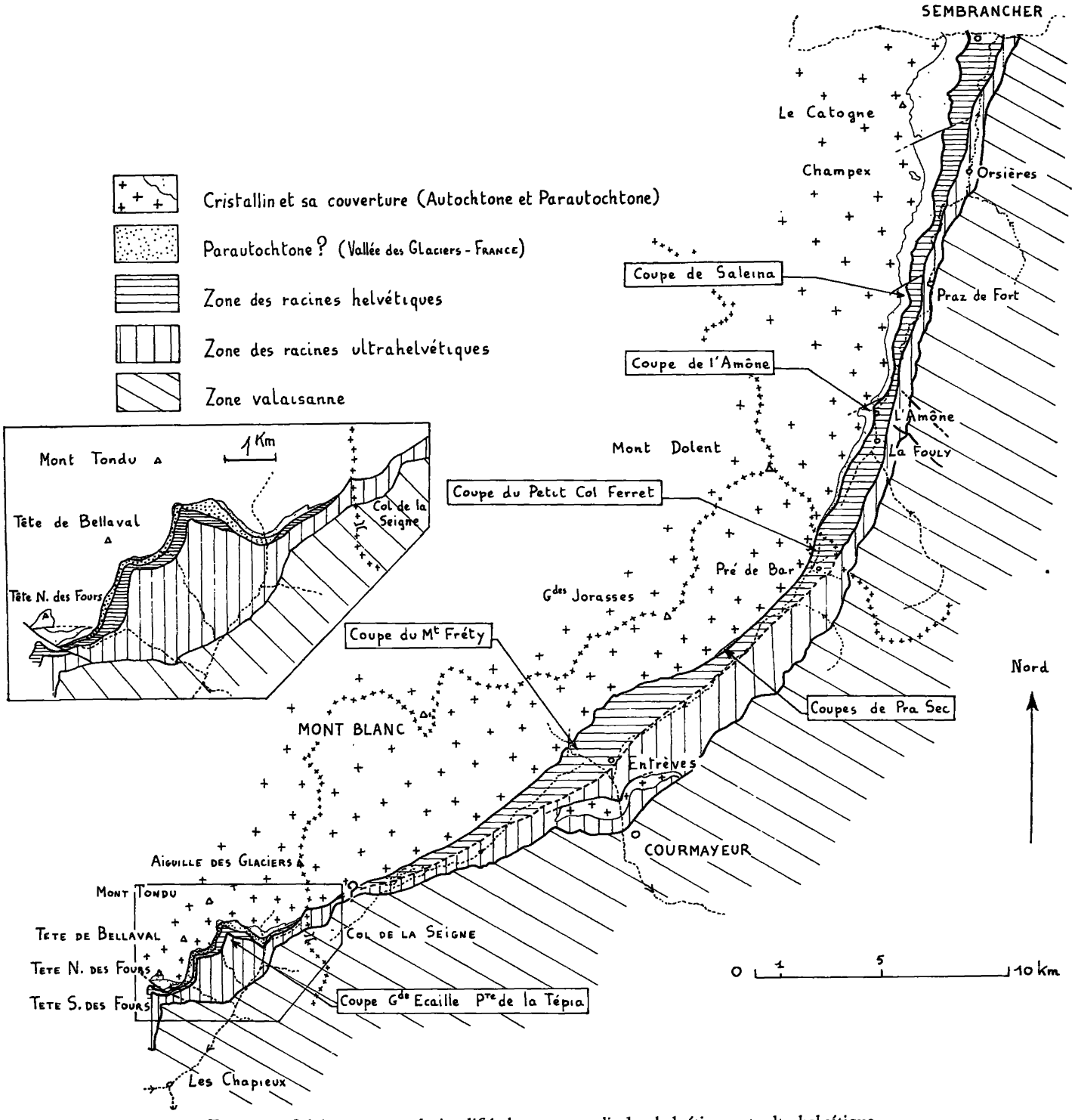


Fig. 1. — Schéma structural simplifié des zones radicales helvétique et ultrahelvétique (entre Les Chapieux et Sembrancher).

Ce schéma a été établi d'après les travaux de K. GRASMÜCK, P. E. FRICKER, M. B. CITA, P. ANTOINE. Par souci d'homogénéité, et en raison des lacunes cartographiques subsistantes, les nombreuses distinctions établies en Suisse au sein de la zone helvétique s. str. n'ont pas été figurées. Les auteurs se sont attachés à mettre en évidence l'existence de grands ensembles structuraux continus depuis la vallée de la Dranse (Suisse) jusqu'à la vallée des Glaciers (France).

— le massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture autochtone et parautochtone ;

— la zone des *racines helvétiques* qui ne compte pas moins de trois unités tectoniques distinctes ;

— la zone des *racines ultrahelvétiques*.

En Italie, par contre, les structures correspondantes apparaissent avec beaucoup moins d'évidence. Les affleurements corrects deviennent rares, les déformations tectoniques sont intenses, l'absence de fossiles est quasi générale. Selon les auteurs italiens (M. B. CITA, 1953 ; P. ELTER, 1954 ; G. et P. ELTER, 1965), seule resterait possible la distinction entre les ensembles helvétique et ultrahelvétique. Nous avons pu constater à l'usage, sur le terrain, que ces attributions elles-mêmes sont souvent incertaines.

En France enfin, dès le col de la Seigne et selon les idées admises, une seule unité structurale et paléogéographique était jusqu'alors reconnue : la zone dauphinoise orientale telle que définie plus haut.

Ainsi donc, en vingt-cinq kilomètres, la zone « delphinohelvétique » devait se restreindre de cinq unités structurales (dont quatre décollées) à une seule (considérée comme autochtone) sans que les terminaisons puissent être indiquées cartographiquement avec certitude. Devant la complexité extrême du secteur italien on pouvait supposer que les grands clivages tectoniques, bien mis en évidence en Suisse et en partie retrouvés en Italie, risquaient de se poursuivre vers le Sud-Ouest, éventuellement jusqu'en France, malgré l'opinion couramment admise.

1-2-2. *Les travaux récents dans le massif de Platé.*

Les travaux effectués sur le revers occidental des Aiguilles Rouges, achevés sur le terrain pour la région comprise entre Arve et Giffre (thèse de 3e Cycle de B. PAIRIS sur le massif de Platé), ont fait apparaître plusieurs faits majeurs.

Il faut noter en particulier dans ce secteur l'antériorité de longues fractures N 50° E par rapport à la première déformation intéressant l'ensemble des assises sédimentaires du massif (Lias à Oligocène inférieur compris) ; ces failles sont héritées d'une tectonique probablement paléocène et associées à des fractures subméridiennes ainsi qu'à des plis d'axes approximativement N 110° E ; lors de la première déformation d'ensemble elles voient s'élaborer contre elles des plis d'écrasement d'axes N 60° E environ, dans une ambiance de déformation synschisteuse (cette direction et cette schistosité ont déjà été notées par J.-P. BRETON en 1972) ; les plis qui prennent alors naissance peuvent devenir chevauchants et les fractures anciennes se déformer en failles-plis (B. PAIRIS, J.-L. PAIRIS, 1974 *a*) ; les directions N 60° E ne traduisent cependant alors probablement qu'une contrainte locale obtenue par déflection contre les plans de fractures majeurs d'une contrainte générale assez probablement subméridienne si l'on se fie aux directions axiales N 80-110° E d'un certain nombre de structures de la partie haute de l'édifice que l'on est en droit d'interpréter comme des plis de serrage direct (B. PAIRIS, J.-L. PAIRIS, 1974 *b*).

Une dernière étape de déformation, liée à la surrection définitive (Miopliocène) du massif cristallin, s'impose enfin ; ses directions axiales subméridiennes (N 20° E en moyenne) et la schistosité de fracture qui l'accompagne ont déjà été notées par J.-P. BRETON (*ibid*) ; elle correspond à un glissement vers l'Ouest de la couverture dont les parties hautes surtout sont affectées par ce mouvement ; elle est aussi plus marquée au voisinage du socle où prend naissance de surcroît un écaillage « en jeu de cartes », les parties hautes de l'édifice sédimentaire qui recouvre alors le massif cristallin en voie de surrection glissant vers l'Ouest ; cette étape de déformation s'accompagne ici d'accidents N 10-20° E, de décrochements N 145° E senestres et N 80° E dextres ; ces derniers sont les plus importants et réalignent localement les structures préexistantes (B. PAIRIS, J.-L. PAIRIS, note en préparation).

Tous les plis du massif sont déversés vers l'extérieur de la chaîne, vers le Nord-Ouest ou l'Ouest ; ceci pose le problème de la position structurale du massif de Platé dont la série épaisse et complète du Lias à l'Oligocène (mise à part la lacune de la base du Paléogène), ne peut être considérée comme la couverture des Aiguilles Rouges puisqu'à ce niveau le socle — qui faisait déjà partie intégrante de la Terre alémanique — conserve jusqu'au Crétacé supérieur (ou a pu retrouver immédiatement avant cette époque) sa vocation de point haut : il est en effet recouvert par une série très réduite dans laquelle les couches du Néocrétacé inférieur sont directement transgressives, à l'Ouest de la Pointe Noire de Pormenaz, sur des quartzites attribuables au Trias (B. PAIRIS, J.-L. PAIRIS, B. PORTHAULT,

1973) ; ce fait n'est d'ailleurs pas isolé dans la région puisque sur la bordure orientale du Mont Blanc, R. COMPAGNONI, G. ELTER et C. STURANI ont mis en évidence, dès 1964, des couches fossilifères de l'Albien qui reposent pratiquement sur le socle dans la région de Pra Sec en Val Ferret italien.

Le problème des rapports structuraux entre cette partie de l'axe cristallin externe et l'environnement sédimentaire dans lequel apparaît alors le socle se pose donc en même temps que celui du prolongement éventuel de la nappe de Morcles en France d'une part, et de la position initiale de la patrie de ce matériel allochtone d'autre part.

A ce stade du travail, il convenait donc d'examiner au premier chef sur la bordure orientale du Mont-Blanc les divers faciès de cet environnement sédimentaire, pour en dégager les zones éventuellement similaires, et de suivre, dans un premier temps, les contacts du cristallin afin de voir si les éléments structuraux qui se caractérisent de manière si évidente dans le massif de Platé ne pouvaient y être retrouvés.

1-2-3. *Quelques idées directrices.*

Ce bref rappel de travaux récents ou en cours permet de dégager quelques idées directrices :

• La zone dauphinoise orientale est-elle réellement autochtone sur la terminaison méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc entre le col de la Seigne et la Tête des Fours ?

• La nappe de Morcles s'enracine-t-elle (éternel problème) dans le synclinal de Chamonix, ou en arrière du massif du Mont-Blanc, et dans ce cas, à laquelle des unités connues peut être valablement attribué le rôle de racine ?

• Quel rôle mécanique a joué le massif cristallin du Mont-Blanc lors des déformations alpines tardives ? Un comportement particulier ne permettrait-il pas d'expliquer certaines singularités des correspondances structurales si difficiles à établir sur son revers interne (possibilité de coulissages longitudinaux et de ruptures par étirement par exemple) ?

La présente note ne prétend pas apporter les réponses à toutes ces questions. Nous voulons simplement montrer qu'une nouvelle interprétation de coupes connues, après un sérieux contrôle de terrain, permettait d'avancer des éléments de réponse assez nouveaux. Des travaux ultérieurs, notamment ceux de P. LANDRY (actuellement en cours entre la Tête des Fours et le col des Génisses) devront les préciser ou les rectifier.

2. Indications sur la terminologie employée.

L'emploi des termes « dauphinois », « ultradauphinois », « helvétique », « ultrahelvétique » sera inévitable dans le cours du présent exposé. Une mise au point préliminaire s'impose pour la bonne compréhension du texte d'une part (nous nous appuierons largement sur les travaux suisses), et d'autre part pour un énoncé intelligible des hypothèses nouvelles auxquelles nous a conduit cette rapide étude.

• L'assimilation classiquement admise :

Zone dauphinoise = zone helvétique

Zone ultradauphinoise = zone ultrahelvétique

est sans doute pédagogiquement commode, mais apparaît dangereuse à l'usage. Cette conception classique introduit en effet implicitement une équivalence entre des groupes d'unités tectoniques, de signification globale parfois différente, et que rien ne vient jusqu'à maintenant prouver de façon formelle dans la réalité.

Rappelons brièvement le schéma retenu par les auteurs suisses et que nous adopterons pour notre part comme point d'appui de nos développements à venir.

Le bassin sédimentaire qui s'étend au Sud-Est du massif du Mont-Blanc comprend les domaines paléogéographiques suivants, d'Ouest en Est :

— le massif cristallin et les vestiges de sa couverture = autochtone (et éventuellement parautochtone) ;
— le domaine helvétique ;
— le domaine ultrahelvétique ;
— la zone de passage, encore mal connue, de l'ultrahelvétique au domaine valaisan.

Une bonne partie de ce matériel a été expulsée tectoniquement en avant de l'axe des massifs cristallins externes, et à l'heure actuelle il ne subsiste plus sur le revers oriental du massif du Mont-Blanc (K. GRASMÜCK, 1961) que des *zones radicales à série stratigraphique tronquée.*

Ainsi, dans le Val Ferret suisse, sur un autochtone qui va en diminuant d'importance du Nord

vers le Sud, reposent :

— des écailles parautochtones (région de Sembrancher) ;

— la zone des racines helvétiques représentée par quatre unités tectoniques distinctes (trois d'entre elles seulement atteignent la frontière italo-suisse) ;

— la zone des racines ultrahelvétiques.

Au-delà s'étend la zone valaisanne représentée par sa première unité structurale, l'unité de Ferret.

Nous constatons donc que le concept français de zone dauphinoise orientale (*s.l.*) recouvre l'autochtone et le parautochtone des auteurs suisses aussi bien que leurs unités helvétiques et éventuellement l'ultrahelvétique. Le parallélisme ultradauphinois = ultrahelvétique n'est même plus évident si l'on considère qu'en France, plus au Sud, R. BARBIER (1960) a jugé utile de distinguer une zone dauphinoise orientale (*s.str.*) qui peut être parallélisée, elle, sans objection majeure avec l'ultrahelvétique.

Ceci étant, il nous a paru indispensable de revoir les coupes fondamentales décrites en Suisse, puis de descendre progressivement vers la France, par le Val Ferret italien, pour tenter de suivre l'évolution des divers ensembles et unités tectoniques.

3. Description de quelques coupes.

3-1. MÉTHODE SUIVIE.

Nous avons tenu à prendre en référence des coupes dont les principaux ensembles lithologiques se trouvent aussi bien datés que possible, et dont la disposition tectonique apparaisse relativement claire, cohérente, et soit admise par le plus grand nombre.

Cette condition ne se trouve remplie que dans le Val Ferret suisse. Notre but principal était en fait de repérer, si possible, des faciès ou des séquences de faciès bien caractéristiques, de les situer dans leur contexte structural et de vérifier par la suite si, vers le Sud, des équivalents avaient quelque chance d'exister.

C'est dans cet esprit que nous avons poursuivi par des coupes en Val Ferret italien et à Courmayeur, puis en France dans le haut vallon des Glaciers.

3-2. LES COUPES EN TERRITOIRE SUISSE.

Le travail de K. GRASMÜCK (1961) est le meilleur « fil conducteur » qui soit pour aborder l'étude générale du problème de la couverture sédimentaire interne du massif cristallin du Mont-Blanc. Là, en effet, entre Sembrancher et le col Ferret, cet auteur, au prix de recherches minutieuses, a pu établir une stratigraphie cohérente basée sur de nombreuses découvertes de fossiles. Les divers niveaux stratigraphiques sont ainsi bien repérés chronologiquement, ce qui n'est malheureusement pas encore le cas plus au Sud, tant en Italie qu'en France.

Parmi les faits importants mis en évidence par l'auteur suisse, nous retiendrons tout particulièrement :

— existence continue de Sembrancher à la Combe des Fonds d'une couverture sédimentaire autochtone sur le cristallin du Mont-Blanc ;

— celle-ci présente un net caractère transgressif du Nord vers le Sud. Au niveau du Mont Catogne c'est le Trias qui constitue la base stratigraphique de la série, alors qu'à la coupe célèbre de l'Amône, plus au Sud, c'est l'Aalénien qui est directement transgressif sur le cristallin (niveaux conglomératiques et faciès réduit de calcaires organogènes) ;

— le Bathonien, le Callovien, l'Oxfordien manquent (lacune stratigraphique) ;

— le Malm présente à son tour un faciès transgressif.

Au-dessus de cet ensemble autochtone vient une série d'écailles (racines helvétiques) de structure très complexe. A la base, c'est-à-dire au toit de la série autochtone, existe toute une série de lames de matériel cristallin découvertes par F. RABOWSKI (1971) et qui marquent probablement le contact anormal entre autochtone et zone des racines helvétiques.

Dans l'ensemble, la série stratigraphique des racines helvétiques ne montre qu'une succession restreinte, probablement tronquée tectoniquement, s'étendant du Lias au Malm. Les faciès apparaissent plus schisteux et les lacunes caractéristiques de l'autochtone ont disparu (présence notamment du Callovo-Oxfordien). Les faciès du Malm sont très comparables à ceux décrits dans l'autochtone.

Parmi les nombreuses coupes citées dans le travail pris en référence, nous en avons choisi deux pour

lesquelles nous résumerons rapidement les caractères marquants utilisés ultérieurement lors des comparaisons.

3-2-1. *La coupe de l'Amône.*

Cette coupe figure de façon très détaillée dans le travail de K. GRASMÜCK (p. 374 à 382), et le lecteur pourra s'y reporter.

Il convient d'en retenir :

— Le caractère transgressif très net de l'Aalénien souligné par la présence du poudingue de l'Amône, dont les éléments, de toutes tailles, souvent très arrondis, remplissent d'anciennes dépressions du substratum cristallin. Tous les niveaux décrits par GRASMÜCK ne sont pas observables dans les parties les plus accessibles de la coupe, mais le célèbre niveau fossilifère est bien visible (fragments de Lamellibranches, Polypiers, Bryozoaires, grosses radioles d'Oursins, etc.).

— La barre massive qui constitue la dalle de l'Amône proprement dite est attribuée au Bajocien. Il s'agit d'un calcaire spathique débutant par des niveaux échinodermiques grossiers, à Pentacrines et Bélemnites. Plus on s'élève dans la série plus le grain devient fin et le sommet de la dalle est représenté par un calcaire marmoréen clair très compact qui se termine par un niveau de calcaires gris à pâte fine, épais de 1,5 à 2 m et renfermant des restes de Gastropodes, de Lamellibranches ainsi qu'une section probable d'Ammonite (niveau de condensation ?).

— Au pied est de la dalle on peut observer la suite de la coupe après une zone tectonisée et fortement minéralisée de teinte rougeâtre. *Son aspect bien lité la distingue immédiatement de la barre massive sous-jacente.*

Il s'agit de bancs de calcaires gris clair, à patine crème, noduleux, riches en pyrite, puis de calcaires fins, d'aspect squameux, présentant parfois une patine roussâtre, voire franchement capucin.

Vers le haut de la partie visible de la coupe, les bancs s'épaississent (0,50 m environ) et des interlits calcschisteux plus sombres apparaissent.

La coupe se termine par une épaisse série de calcaires squameux gris à patine jaunâtre (niveau 18, Argovien selon GRASMÜCK).

Pour toucher le Malm il convient de s'élever un peu sur un cône d'éboulis. Il s'agit d'un calcaire massif, formant barre, à patine gris clair et cassure sombre.

Dans le ravin situé immédiatement au Nord de la dalle de l'Amône, on peut observer, dans d'assez mauvaises conditions, un petit affleurement d'une alternance de calcschistes feuilletés sombres et de schistes. Ces terrains paraissent surmonter le calcaire précédent.

3-2-2. *La coupe de Saleina.*

La coupe de Saleina est, selon les propres termes de K. GRASMÜCK, d'accès facile ; elle présente l'avantage de montrer la totalité de la série autochtone sans graves perturbations tectoniques. Les faits marquants révélés sont les suivants :

— Transgression directe du Lias sur le cristallin par un mince niveau de grès suivi de calcaires sableux à entroques, datés (K. G.) de l'Aalénien moyen (zone à *H. murchisonae*).

— L'Aalénien, schisteux, avec des niveaux à miches, est bien développé et présente un faciès tout à fait classique de schistes noirs argileux et pyriteux. A la partie supérieure les schistes présentent des intercalations de calcaires finement spathiques souvent patinés de roux, parfois simplement calcschisteux. De grosses Bélemnites sont assez fréquentes dans ces niveaux plus calcaires.

— Le Bajocien débute par quelques mètres d'un calcaire échinodermique à grosses Pentacrines et fragments de Lamellibranches, très comparable à ce qui existe à l'Amône au même niveau. L'épaisseur totale est cependant bien moindre (8-10 m).

— Au-dessus vient un ensemble calcaire dans lequel les distinctions lithologiques sont plus malaisées.

A la base (au-dessus d'une zone d'étirement) viennent des calcschistes gris beige d'aspect « squameux » portant sur les plans de litage des sortes de vermiculures très mal marquées. L'épaisseur est voisine de 20 m à 25 m.

Puis leur fait suite une alternance à peine marquée de calcschistes gris beige et de niveaux un peu plus compacts gris.

Au sommet on passe insensiblement à un niveau plus massif, gris clair en patine, présentant parfois encore une tendance squameuse. On remarque surtout l'apparition *d'une fine zonation* blanche et gris bleuté. L'épaisseur de ce niveau atteindrait une quarantaine de mètres.

Selon K. GRASMÜCK il s'agit là de l'ensemble Argovien-Malm qui se présente donc ici sous un

faciès relativement différent de celui observé à l'Amône.

3-3. Coupes en territoire italien.

La plupart des terrains précédents se poursuivent en Italie, le long de la dépression située en arrière du massif du Mont-Blanc (Val Ferret et Val Veni).

L'autochtone, aussi bien que la zone des racines helvétiques, n'apparaissent que sur le flanc nord-ouest de cette dépression, au pied des parois abruptes de cristallin, où d'abondantes moraines et d'épais talus d'éboulis les masquent très fréquemment.

Les coupes significatives sont donc rares, et leur interprétation est très discutable par suite d'un manque quasi absolu de fossiles.

Les travaux les plus récents sur cette difficile zone sont ceux de M. B. Cita (1953), G. Elter (1960), et R. Compagnoni et al. (1964).

La carte géologique jointe au mémoire de M. B. Cita en 1953, pour relativement sommaire qu'elle soit, introduit une distinction entre helvétique et ultrahelvétique (basée sur les interprétations de R. Trümpy en Suisse) qui correspond assez bien à celles qu'adoptera quelques années plus tard K. Grasmück. Cette carte montre que la zone helvétique (avec l'autochtone) ne se rencontre que sur la rive droite du Val Ferret italien, l'ultrahelvétique étant cantonné sur la rive gauche. Les conditions d'affleurement ne le permettant pas, M. B. Cita n'a pu distinguer semble-t-il qu'un autochtone transgressif sur le cristallin et un ensemble helvétique charrié. Selon les coupes citées en référence, l'autochtone serait représenté par des conglomérats, des quartzites, des schistes siliceux (non datés) transgressifs sur le cristallin. L'auteur italien s'appuie pour les déterminations chronologiques sur les analogies de faciès entre la zone italienne et les coupes de l'Amône et de Saleina. Consciente des risques présentés par une telle méthode, M. B. Cita indique bien que si certaines corrélations sont quasi certaines (au niveau par exemple des calcaires à entroques du Bajocien ou des calcaires purs du Malm supérieur), d'autres sont plus douteuses, pour les terrains plus schisteux en particulier où des confusions peuvent se produire.

En fait les recherches effectuées ultérieurement par G. Elter et ses collègues sont venues jeter la perturbation dans l'ensemble somme toute cohérent et logique proposé par M. B. Cita. Les calcaires et calcschistes dominant l'entrée du tunnel du Mont-Blanc à Entrèves, attribués au Lias moyen, furent en majeure partie rattachés au Malm par G. et P. Elter (1965) grâce à la découverte de Calpionelles ; par la suite, c'est dans des niveaux, antérieurement réputés du Malm, à Pra Sec, que Compagnoni, Elter et Sturani découvrirent la faune qui leur a permis de dater ces niveaux de l'Albien.

Autant dire que de telles divergences obligent à reposer le problème dans son ensemble et que la solution adoptée pour le dessin récent de la feuille française Mont Blanc au 1/50 000 est une solution de compromis...

Pour cette raison nous avons tenu à revoir quelques coupes en territoire italien en insistant cette fois autant sur l'aspect tectonique que sur la stratigraphie.

3-3-1. *Coupe de la base du versant italien du col Ferret.*

Cette coupe est prise le long de la moraine latérale de rive gauche du glacier du Pré de Bar à la cote 2 200 environ et n'a été revue que jusqu'au talweg situé sous le Petit Col Ferret.

- *Succession lithologique du Nord-Ouest vers le Sud-Est :*

1. Cristallin du Massif du Mont-Blanc.
2. Zone myolitinisée épaisse de 0,50 m où le cristallin prend une allure feuilletée, très écrasée.
3. Couche d'altération terreuse, zonée de noir et de blanc, représentant probablement le développement maximal du broyage le long d'un contact tectonique (N 20° E environ).
4. Calcaires argileux noirs feuilletés, microplissés (axes N 45° - N 50° E), à prolongement faible vers le NE. Ces calcaires, micacés, ont une patine brunâtre.
5. Calcaires moins fissiles, d'aspect un peu plus massif, spathiques, à patine claire (microplis de plan axial N 40° E et d'axe plongeant de 85° vers le SW ; épaisseur : 3 m).
6. Schistes argileux noirs (2 à 3 m ?).
7. Puissante série de calcaires gris à cassure fine, gris clair en patine, finement plaquettés, rappelant tout à fait la succession Argovien-Malm de Saleina.

   Cet ensemble calcaire est lardé de filons de calcite, soulignant probablement plusieurs

contacts anormaux jalonnés fréquemment de microplis (*plan axial : N 20° E, axe vertical*).

8. Une barre de calcaire à entroques.
9. Série de calcschistes sombres plaquettés, finement grenus.

Au-delà vient un grand contact anormal qui représente pour M. B. CITA le commencement de la série ultrahelvétique, alors que pour K. GRASMÜCK il ne s'agirait que d'une coupure au sein de l'helvétique.

Sur le plan lithologique nos observations coïncident bien avec celles de M. B. CITA ; sur le plan de l'interprétation stratigraphique il en va de même à quelques nuances près. La succession 7, 8, 9, compte tenu de ce que l'on peut voir à la coupe de Saleina, paraît bien représenter une série renversée, allant du Lias supérieur au Malm, dans laquelle les distinctions restent difficiles.

Au Petit Col Ferret même, c'est un calcaire gris-beu zoné, à faciès typiquement Malm helvétique, qui s'appuie sur le cristallin par un contact tectonique (zone schistosée dans le calcaire et dans le cristallin). Notons la présence, *au sein de ces calcaires,* d'une lame de cristallin bien figurée sur la feuille géologique Grand-Saint-Bernard au 1/25 000 de l'Atlas géologique de la Suisse, ainsi que sur la carte de M. B. CITA, et revue par l'un d'entre nous (P. A.) il y a quelques années.

Si l'on admet l'interprétation structurale de K. GRASMÜCK, la présence de lames de cristallin au sein du Malm caractériserait la première écaille de la zone helvétique charriée (zone 1). Il s'en suivrait nécessairement l'absence d'autochtone au Petit Col Ferret même (contrairement à ce qui est figuré sur la carte schématique jointe au travail de l'auteur suisse).

Il ne fait cependant pas de doute pour nous (comme pour M. B. CITA semble-t-il) que le contact cristallin sédimentaire, tel que nous l'avons observé sur la coupe décrite ci-dessus, est tectonique. L'autochtone est peut-être absent ou bien il n'est représenté que par le niveau 4 de la coupe ci-dessus et, dans ce cas, il faut admettre qu'il est lui-même plus ou moins décollé.

3-3-2. *La coupe de Pra Sec.*

En face de la Vachey affleure de façon sporadique une étroite bande de terrains sédimentaires, reconnaissables de loin à leur teinte blanchâtre semblant former des placages à la base des parois granitiques sombres de l'Aiguille de l'Evêque ; en réalité, seuls les termes les plus élevés sont clairs ; la base est constituée de niveaux sédimentaires plus minces, très sombres. C'est l'un de ces affleurements du niveau inférieur qui a fourni à R. COMPAGNONI, G. ELTER, C. STURANI, dans une brèche à éléments phosphatés, des débris d'une faune qu'ils ont pu dater de l'Albien.

Les tous premiers termes de la coupe paraissent bien en contact stratigraphique avec le granite, même si parfois cette zone de contact de direction N 50° E et renversée vers le SSE présente des traces d'étirement mécanique (observables surtout dans le granite).

D'importantes lacunes de visibilité (épais manteau d'éboulis) ne permettent pas d'observer les relations de ces terrains « autochtones » avec les équivalents possibles de ceux étudiés dans la coupe du col Ferret. Le faciès de calcaires argileux noirs, schisteux, qui est le mieux représenté à Pra Sec, peut éventuellement rappeler le niveau 4 de la coupe précédente ou même le niveau 3 de la coupe du Mont Fréty.

3-3-3. *La coupe du Mont Fréty.*

Le secteur du Mont Fréty se place entre le glacier de la Brenva et l'entrée italienne du tunnel du Mont-Blanc ; nous donnerons ici la coupe sommaire de la partie haute du versant, relevée depuis le contact du cristallin dans la combe descendant vers les chalets de Prou, et de sa partie basse placée immédiatement à l'Ouest de l'entrée du tunnel ; les complications tectoniques et l'importance de la couverture quaternaire rendent pour l'instant le raccord entre ces deux tronçons de coupe assez malaisé.

a) La partie haute de la coupe montre ainsi, de l'amont vers l'aval (fig. 2) :

1. Granite.
2. Granite étiré.
3. 2-4 m : schistes calcaires, micacés, noirs à patine rouille, montrant quelques Polypiers et Lamellibranches que l'on pourrait éventuellement rapprocher de niveaux liasiques vus par ailleurs ou même des niveaux sombres de Pra Sec.
4. 7-8 m : calcaires plus ou moins gréseux, sombres à patine grise ; massifs, très durs, avec des zones siliceuses à la base (3 m) ils présentent au-dessus une cassure gris-bleu et montrent

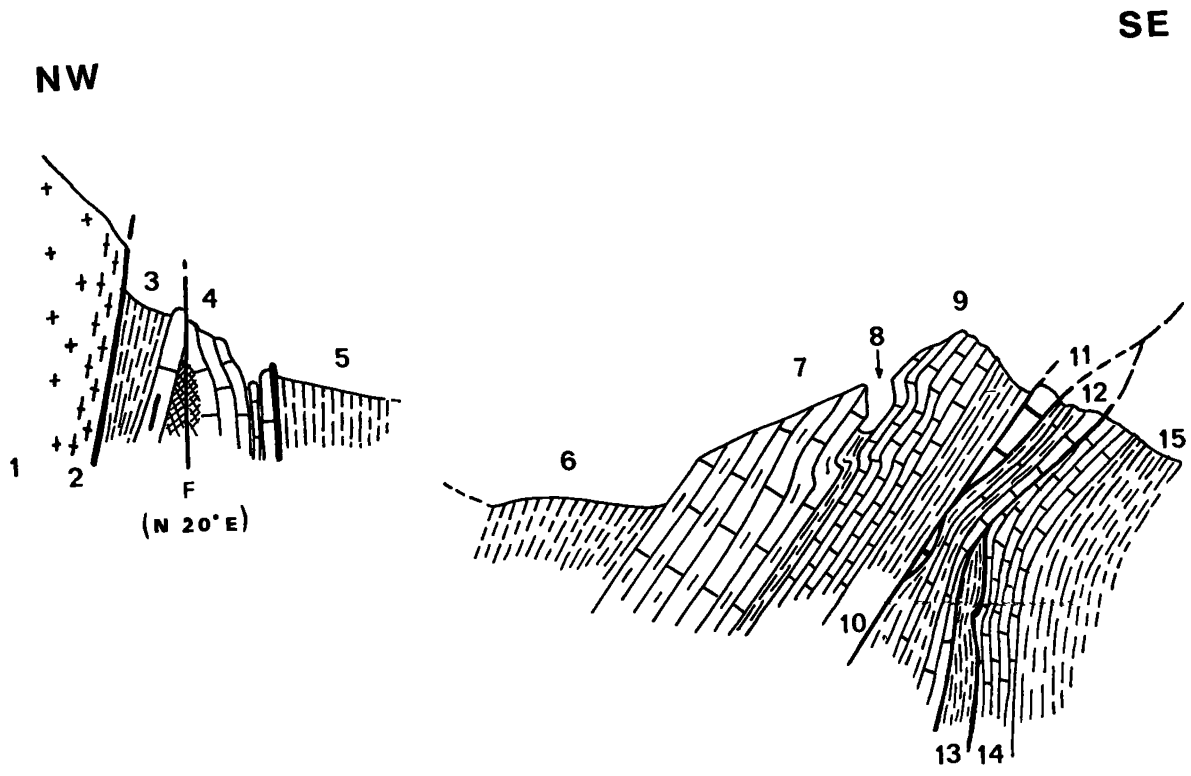


Fig. 2. — Coupe schématique des hautes pentes du Mont Fréty.

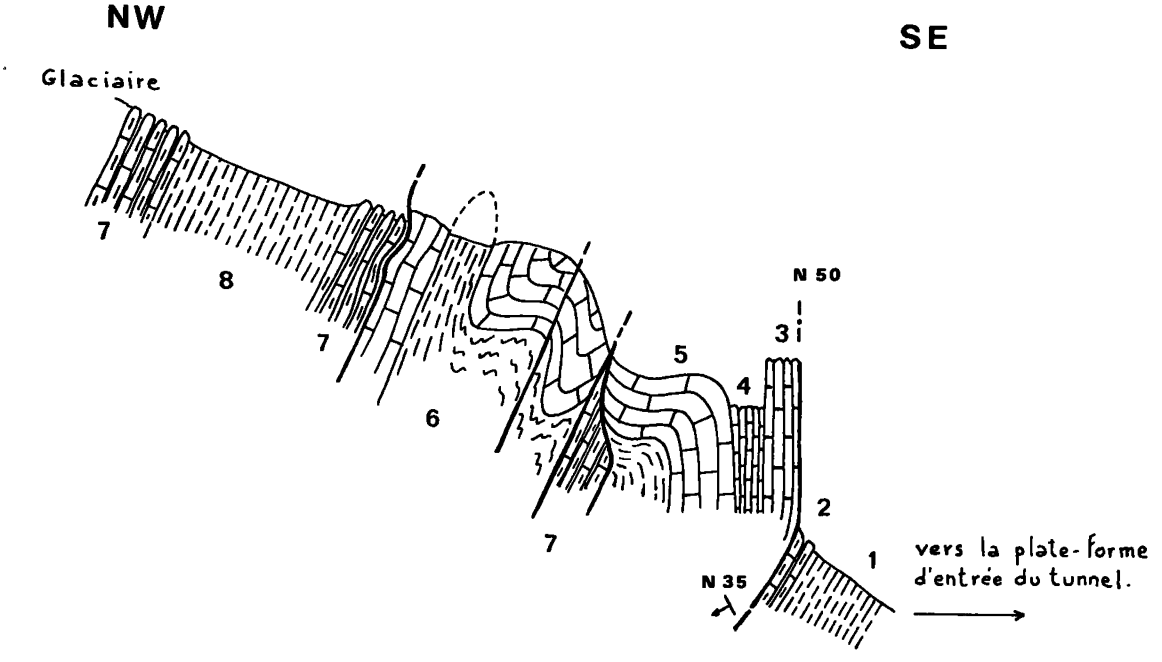


Fig. 3. — Coupe schématique dans les basses pentes du Mont Fréty.

localement quelques intercalaires décimétriques de schistes noirs à patine rouille parfois ; ce niveau est coiffé par un banc siliceux noir décimétrique. Les calcaires sont traversés par une zone mylonitisée trahissant le passage d'une fracture N 20° E environ qui s'accompagne d'importante minéralisations.

5. 100 m environ de schistes noirs.
6. 100 m environ de schistes noirs lardés de calcite.
7. 20 m : calcaires argileux, zonés, noirs à patine grise.
8. 2 m : schistes noirs.
9. 5-10 m : calcaires zonés se débitant en fines plaquettes.
10. Calcschistes à altération jaunâtre.
11. Calcaire massif (4 m maximum) ; niveau pincé et égrené en chapelet le long d'un contact anormal.
12. 5-10 m : calcaire argileux et schistes, avec des niveaux à entroques (avec Pentacrines) et passée (4 m) plus massive de calcaires à entroques (Dogger ?).
13. 2 m : calcaires argileux et schistes.
14. 2 m : calcaires spathiques schistifiés.
15. Schistes noirs sériciteux, intercalés parfois de passées plus calcaires à patine un peu roussâtre, passant vers le bas à des schistes sériciteux se débitant en plaquettes argentées (type Callovo-Oxfordien).

b) La partie basse montre, de l'aval vers l'amont du versant (fig. 3) :

1. Schistes noirs sériciteux, souvent lardés de filons de calcite.
2. 2 m : calcaires argileux noirs à intercalaires de marnes noires (alternances de 5-10 cm) ; patine gris jaunâtre.
3. 4 à 5 m : calcaires sombres à petits lits rosâtres (Malm ?).
4. 2 m : vire de calcaires à débit en plaquettes irrégulières.
5. 6-7 m : calcaires noirs zonés, patine grise, un peu marron ou jaunâtre, sans interbancs.
6. Calcschistes noirs lardés de calcite.
7. 10 m environ : calcaires argileux et schistes noirs.
8. 30-40 m : schistes noirs à filons de calcite.

Cette coupe montre entre cristallin et sédimentaire un contact mécanique de direction subméridienne (N 30° E) présentant une tendance au déversement vers l'Est ; des plans de fracture et des plans d'étirement subméridiens (N 20° E - N 35° E), plus ou moins déversés dans cette direction suivant les points, affectent ces deux ensembles et sont jalonnés parfois de mylonites et de fortes minéralisations hydrothermales.

Des replis N 35° E jalonnent souvent ces plans et semblent le plus souvent indiquer ici une avancée vers l'Ouest des parties hautes de l'édifice (aval du niveau 6, fig. 2). Ces traits structuraux subméridiens déforment une série dans laquelle se manifestent soit des replis d'axes N 50-55° E (formation 6, fig. 3), soit une schistosité de fracture SW-NE (niveau 3, fig. 3) : le contact oriental de ce niveau est un plan N 50° E vertical, qui se tord vers le bas pour prendre un azimuth N 35° E (et une pente de 55° vers l'Ouest) ; il montre en outre des stries horizontales nettement conservées. Ce dispositif évoque un plan N 50° E ancien (mouvement à composante horizontale dominante), repris ultérieurement dans une déformation plus subméridienne.

3-4. La région comprise entre la Montagne des Glaciers et la Tête des Fours (France).

La zone étudiée se poursuit en France par le haut vallon des Glaciers sur le versant sud oriental du massif du Mont-Blanc. Là, entre le col de la Seigne et la Tête des Fours, sur le versant sud-est de la Tête de Bellaval et du Mont Tondu, on retrouve dans de bonnes conditions d'observation la couverture sédimentaire du massif cristallin.

Cette dernière est particulièrement bien observable le long de deux arêtes d'orientation NW-SE issues, l'une de la Tête de Ballaval, l'autre du Mont Tondu. D'autres observations intéressantes peuvent être effectuées dans la combe bien marquée qui se développe au Sud-Ouest de la Montagne des Glaciers, au pied du versant sud de l'Aiguille des Glaciers.

3-4-1. *La coupe de l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia,* (au Sud-Est de la Tête de Bellaval).

Déjà décrite et interprétée sommairement par l'un de nous (P. Antoine, 1971), cette coupe doit être

reprise maintenant à la lumière des connaissances nouvelles acquises en Suisse et en Italie. Nous la décrirons rapidement du SE vers le NW, c'est-à-dire en remontant du chalet des Lanchettes dans la vallée des Glaciers, vers le cristallin de l'Aiguille de Bellaval.

Nous rencontrons ainsi successivement de haut en bas (fig. 4), dans l'ordre visible de superposition (les couches sont inclinées de 50 à 70° vers le SE) :

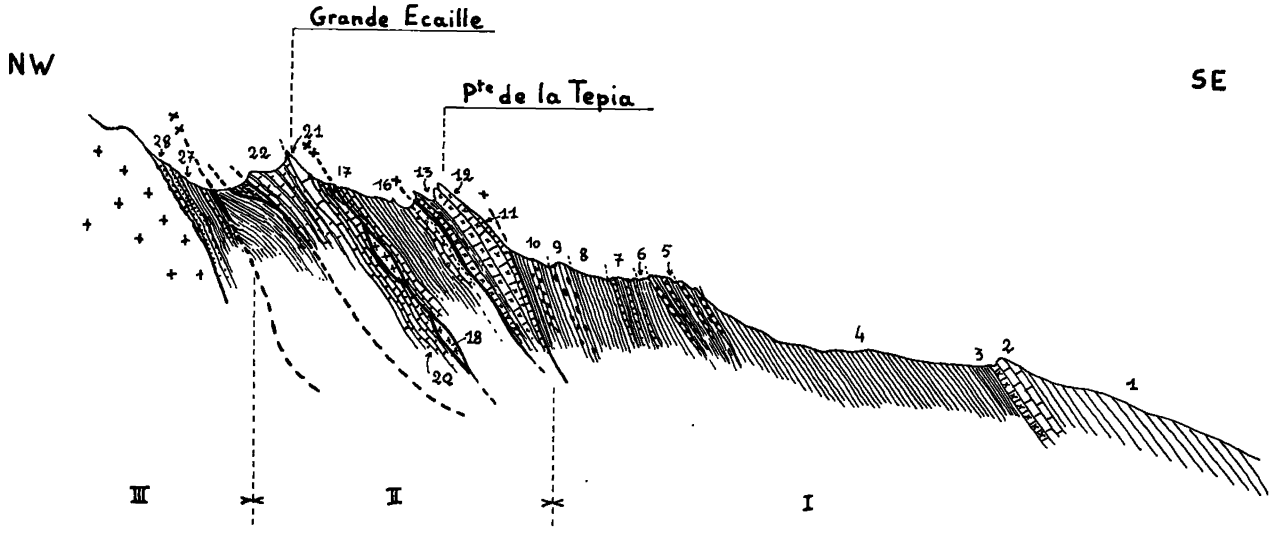


Fig. 4. — Coupe de l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia.
Les chiffres sont ceux utilisés dans le texte pour la distinction des niveaux décrits.
I, Ensemble supérieur (Ultrahelvétique ?) ; II, Ensemble inférieur (Helvétique ?) ; III, Autochtone.

1. Une épaisse série de schistes argileux sombres (renfermant des passages très riches en séricite, se débitant en lamelles argentées très flexibles et déformables.
   Vers sa base (au SW de la Tête des Lanchons) on passe progressivement à des calcschistes gris jaunâtre intercalés de schistes noirs.
2. A la Tête des Lanchons apparaît une barre calcaire épaisse de 15 à 20 m, formant corniche. La partie supérieure de la barre est constituée d'un calcaire finement plaquetté à patine gris clair, donnant en éboulis des plaquettes sonores. Le passage à l'ensemble précédent paraît progressif, bien qu'étiré tectoniquement (zone à filons de calcite).
   La partie inférieure est constituée par un calcaire zoné gris sombre à minces filets clairs, plus massif.
3. Le talus sous cette barre est constitué par une dizaine de mètres d'une alternance de niveaux schisteux noirs à patine luisante et de minces lits (millimétriques à centimétriques) de calcaires spathiques.
4. Ensuite vient une épaisse série à dominante schisteuse (schistes noirs argileux - schistes sériciteux) renfermant quelques intercalations de calcaires à entroques (Pentacrines) plus dures, à patine brune, formant de légers ressauts entre les cotes 2 485 et 2 500 (épaisseur : 180 m environ).
5. Alternance de niveaux schisteux argentés et de plaques de calcaires roux à entroques (Pentacrines) (épaisseur : 6-8 m formant un petit ressaut à la cote 2 535 m).
6. Un passage de schistes noirs argileux tendres.
7. Fine alternance de niveaux schisteux, à feuillets luisants, un peu sableux, et de minces plaquettes de calcaires à entroques.
8. Schistes noirs argileux (50 à 60 m).
9. Apparition d'un faciès « à miches ». Il s'agit là d'un calcaire sombre en très fines plaquettes (aspect schisteux) renfermant des miches calcaires de petite taille, en général aplaties.
10. Schistes noirs argileux renfermant une passée

de calcaires sombres finement spathiques (épaisseur : quelques mètres).

11. Passage de calcaires feuilletés à patine gris jaunâtre, lardés de filonnets de quartz. Il s'agit de lits centimétriques de calcaire spathique grossier alternant avec de minces plaquettes de calcaires spathiques fins. Des entroques circulaires sont bien reconnaissables (épaisseur : 10 m).
12. Au-dessous vient un ensemble plus massif formant le sommet très élancé de la Pointe de la Tépia. Il s'agit de calcaires spathiques massifs et de calcaires spathiques fins, feuilletés, disposés en lentilles.
    La patine, jaune, se voit de loin. Sur l'affleurement on remarque surtout un aspect grossièrement feuilleté (épaisseur : 25 m).
13. Vire de schistes noirs argileux paraissant se biseauter au niveau de l'arête (contacts tectoniques probables) — en fait l'examen du versant opposé montre qu'il n'en est rien.
14. Niveau de calcaire gris clair dur, déformé tectoniquement, grossièrement spathique, renfermant de nombreuses Bélemnites noires.
15. Après un contact tectonique très marqué, vient un niveau extrêmement zoné, formé de fins lits calcaires et de minces niveaux plus sableux. Cette zonation est parfois interrompue par des lits continus de calcaires noirs très grossièrement spathiques.
16. Epais niveau de schistes noirs argileux, riches en pyrite, renfermant d'épaisses passées de calcaires cristallins, à belles entroques, à cassure grise et à patine jaunâtre.
17. Calcschistes plaquetés de teinte claire (lamelles millimétriques) présentant une altération pulvérulente blanchâtre.
18. Niveau sporadique formé de plusieurs lames de cristallin mylonitique paraissant tantôt jalonner un contact anormal, tantôt être en contact stratigraphique avec les calcaires clairs zonés précédents.
19. Mince niveau de schistes calcaires à cassure noire et à patine brun foncé, d'aspect massif bien que fissile sous le marteau.
20. Calcaire gris en fines lamelles d'aspect squameux, se patinant de beige, lardé de filons de calcite. Ce faciès rappelle de façon frappante l'Argovien de la coupe de Saleina.
21. Calcaire marmoréen montrant une fine zonation alternativement grise et blanche, en lits millimétriques. La patine d'ensemble très claire fait ressortir tout particulièrement ce niveau qui, par ailleurs, forme la lame si caractéristique de la Grande Ecaille (cote 2 733).
22. Alternance de bancs émoussés de calcaires cristallins fins, à patine jaunâtre, formant des strates assez mal individualisées séparées par des interstrates de calcaires feuilletés plus noirs. L'analogie de faciès est très forte avec certains niveaux de la coupe du Mont Fréty à Courmayeur (notamment ceux dominant la plateforme du tunnel). Le passage de 21 à 22 paraît progressif. A noter la grande abondance de quartz filonien.
23. La combe située entre la Grande Ecaille et le massif cristallin est ouverte en majeure partie dans un niveau plus tendre de calcaires sombres à patine brunâtre, présentant un délit en très fines lamelles (aspect schisteux).
    Un contact anormal, bien visible sur l'autre versant, au-delà du petit ensellement par lequel on peut franchir l'arête au voisinage du cristallin montre que la structure de ce niveau est elle-même complexe (écailles probables).
24. Calcaires argileux finement lités (aspect schisteux) (épaisseur : 20-25 m).
25. Schistes argileux noirs (7-8 m).
26. Calcschistes gris roux à surfaces rugueuses se débitant en grandes plaques d'aspect « cartonneux ».
27. Schistes noirs argileux (10 m environ).
28. Ensuite, après un contact anormal probable (0,50 m de schistes noirs crevassés, bréchifiés ; 0,30 m d'une mylonite sableuse claire), viennent quelques bancs de grès calcaires, à grain assez grossier, parcouru par un réseau de diaclases polygonal.

En remontant l'arête jusqu'au contact avec le cristallin, on constate que les derniers bancs de grès deviennent plus grossiers (sur environ 1 m d'épaisseur à la base). Le contact se fait sur un niveau cristallin laminé, épais de 0,10 m, très feuilleté. Une dizaine de mètres plus au Nord, par contre, le contact se fait sur du cristallin altéré rougeâtre.

• *Commentaires :*

La coupe ci-dessus appelle un certain nombre de remarques :

— La succession des terrains rencontrés est perturbée par un très grand nombre de contacts tectoniques.

— Le contact même avec le cristallin est peut-être stratigraphique (légèrement déplacé cependant) et les quelques bancs gréseux par lesquels débute la coupe peuvent représenter un vestige de couverture autochtone. Leur nature calcaire incite à la prudence, car l'on peut être tenté de les paralléliser avec les grès très siliceux, reposant par l'intermédiaire d'un conglomérat (absent ici), transgressif directement sur le cristallin, affleurant dans le fond du Val des Glaciers (voir ci-après 3-4-2).

— Du point de vue des faciès, la coupe présente *deux ensembles bien distincts :*

a) La partie « basse » de la coupe *que nous appellerons désormais « ensemble supérieur »* (entre la Pointe de la Tépia et les chalets des Lanchettes) *montre une succession régulière (niveaux 1 à 10) probablement stratigraphique,* débutant par une formation schisteuse attribuable au Lias supérieur (niveaux 4 à 10).

b) La partie « haute » de la coupe *que nous appellerons désormais « ensemble inférieur »* (entre le cristallin et la Pointe de la Tépia) montre des faciès bien différents, où prédominent les niveaux calcaires.

Ceux-ci sont pour l'instant difficilement identifiables dans le détail. Des analogies de faciès remarquables ont pourtant été relevées avec certains niveaux des coupes étudiées en Suisse et en Italie.

C'est ainsi que le niveau 21 (calcaire de la Grande Ecaille) rappelle de façon frappante le Malm de Saleina ou du col Ferret.

Le niveau 20 évoque, lui, l'Argovien de Saleina ou de la coupe du Petit Col Ferret.

Le niveau 22 évoque également certains faciès attribués au Malm dans la coupe du Mont Fréty.

— La présence, sous forme *d'écailles de plusieurs lames de cristallin mylonitisé* paraissant jalonner un contact anormal, mais susceptibles d'être en contact stratigraphique avec certains des termes calcaires ci-dessus, est un fait important qui n'est pas sans rappeler la présence, en Suisse, des écailles de cristallin associées au Malm à la base des écailles helvétiques (Combe des Fonds, Petit Col Ferret), considérées comme racines des nappes helvétiques s. str. par K. GRASMÜCK et remarquées depuis longtemps par F. RABOWSKI (1917) qui envisageait dès cette époque leur prolongement vers le Sud-Ouest.

3-4-2. *Autres observations.*

• *Le Val des Glaciers :*

La coupe précédente a été relevée sur le versant sud-ouest de l'arête Pointe de la Tépia - Grande Ecaille. La coupe du versant nord-ouest, d'accès plus facile, est assez analogue dans ses grandes lignes mais révèle plus nettement un grand nombre de contacts anormaux et d'écailles.

On constate en particulier en remontant le Val des Glaciers, le long du torrent des Lanchettes, la présence indubitable d'une couverture autochtone sur le cristallin. Celle-ci est constituée par des grès siliceux comportant à leur base un conglomérat à éléments de cristallin reposant de façon nettement transgressive sur les terrains métamorphiques de la terminaison sud du massif du Mont-Blanc. Ces grès sont surmontés, en contact anormal visible, par une épaisse série de schistes argileux sombres, à cachet de Lias supérieur, formant une véritable « semelle » pour « l'ensemble inférieur » constitué par les écailles de la Pointe de la Tépia et de la Grande Ecaille. C'est cette série qui se biseaute le long du flanc sud de l'Aiguille de Bellaval pour donner les niveaux 25 à 27 de la coupe précédente.

La cartographie détaillée du Val des Glaciers montre sans aucun doute possible l'existence d'une couverture autochtone du cristallin, réduite à des grès grossiers, séparée du reste de la série sédimentaire par un grand contact anormal.

On peut également observer clairement que la semelle de schistes noirs supportant les écailles calcaires de la Pointe de la Tépia et de la Grande Ecaille finit par venir au contact de la puissante formation de schistes noirs par laquelle débute « l'ensemble supérieur » de la coupe précédente. Ceci revient à dire que les écailles constituant « l'ensemble inférieur » se laminent avant d'atteindre le fond du Val des Glaciers.

• *Le versant sud de l'Aiguille des Glaciers :*

Le versant sud de l'Aiguille des Glaciers domine une combe relativement étroite qui s'élève vers la Montagne des Glaciers (2 243 m) au Nord du col de

la Seigne. Sur la rive droite de cette combe on retrouve, depuis la cote 2 170 jusque vers la cote 2 400, les grès autochtones transgressifs sur le cristallin de l'Aiguille des Glaciers par l'intermédiaire d'un conglomérat bien développé à galets de cristallin. Comme au Val des Glaciers, ces grès sont immédiatement surmontés par une formation de schistes noirs argileux en contact probablement tectonique avec eux : en effet, au delà de la cote 2 400 pour autant que les éboulis permettent d'en juger, ces schistes arrivent directement au contact du cristallin. Mais en outre, un peu en arrière de ce contact, l'un de nous (P. A.) *a découvert récemment 2 lames importantes de cristallin échelonnées entre les cotes 2 360 et 2 500 m.* Ces écailles sont emballées dans les schistes noirs argileux précédents. Au-dessus de ces deux lames de cristallin, séparée par une mince passée de schistes noirs, vient *une troisième lame constituée par des calcaires à faciès Grande Ecaille* (calcaire marmoréen zoné).

Il ne fait donc aucun doute qu'un très grand accident tectonique, dans lequel se trouve sans nul doute impliqué « *l'ensemble inférieur* » de la coupe précédente, vient là encore séparer les vestiges de la couverture autochtone d'un ensemble structural bien différent.

• *La coupe de l'Arête sud-est de la Tête de Bellaval :*

Cette coupe a déjà été décrite rapidement par l'un de nous (P. ANTOINE, 1971) sur son versant regardant le vallon des Tufs.

Le versant opposé, donnant sur la Combe de Bellaval, a été revu récemment en détail par le même auteur.

Pour ne pas surcharger le texte, les principales observations sont résumées sur le panorama de la figure 5 :

Au-dessus du cristallin vient directement une série schisteuse (schistes argileux noirs) qui repose au pied du versant, dans le fond de la Combe de Bellaval, sur les grès autochtones nettement transgressifs sur le cristallin. « L'ensemble inférieur » est extrêmement laminé et étiré, et il se caractérise par la présence d'un grand nombre d'écailles de cristallin dont l'une au moins est très étroitement associée aux marbres clairs du type Grande Ecaille (contact stratigraphique possible). Les calcaires jaunâtres à entroques de la Pointe de la Tépia sont dilacérés par la tectonique et ne forment qu'une succession de « copeaux » entraînant un relief bien moins marqué.

Au-delà vient « l'ensemble supérieur » tout à fait comparable à celui de la coupe de référence.

4. Récapitulation des faits principaux.

Au terme de cette rapide revue des problèmes soulevés par la couverture sud-orientale du massif du Mont-Blanc et des données nouvelles que nous apportons, il convient de dégager les faits principaux et de tenter de les ordonner.

4-1. La couverture autochtone du cristallin du massif du Mont-Blanc.

Elle est bien connue et relativement complète en Suisse où se trouvent représentés les terrains allant du Trias au Malm (et peut-être au Néocomien) avec lacune du Malm inférieur. Cartographiquement elle est continue de Sembrancher à la Combe des Fonds, son caractère transgressif s'accusant peu à peu vers le Sud-Ouest (Aalénien transgressif sur le cristallin à l'Amône).

Au col Ferret, à notre avis, il n'est pas certain qu'elle existe encore, car nous avons noté un contact anormal entre cristallin et sédimentaire sur le versant italien du Petit Col Ferret.

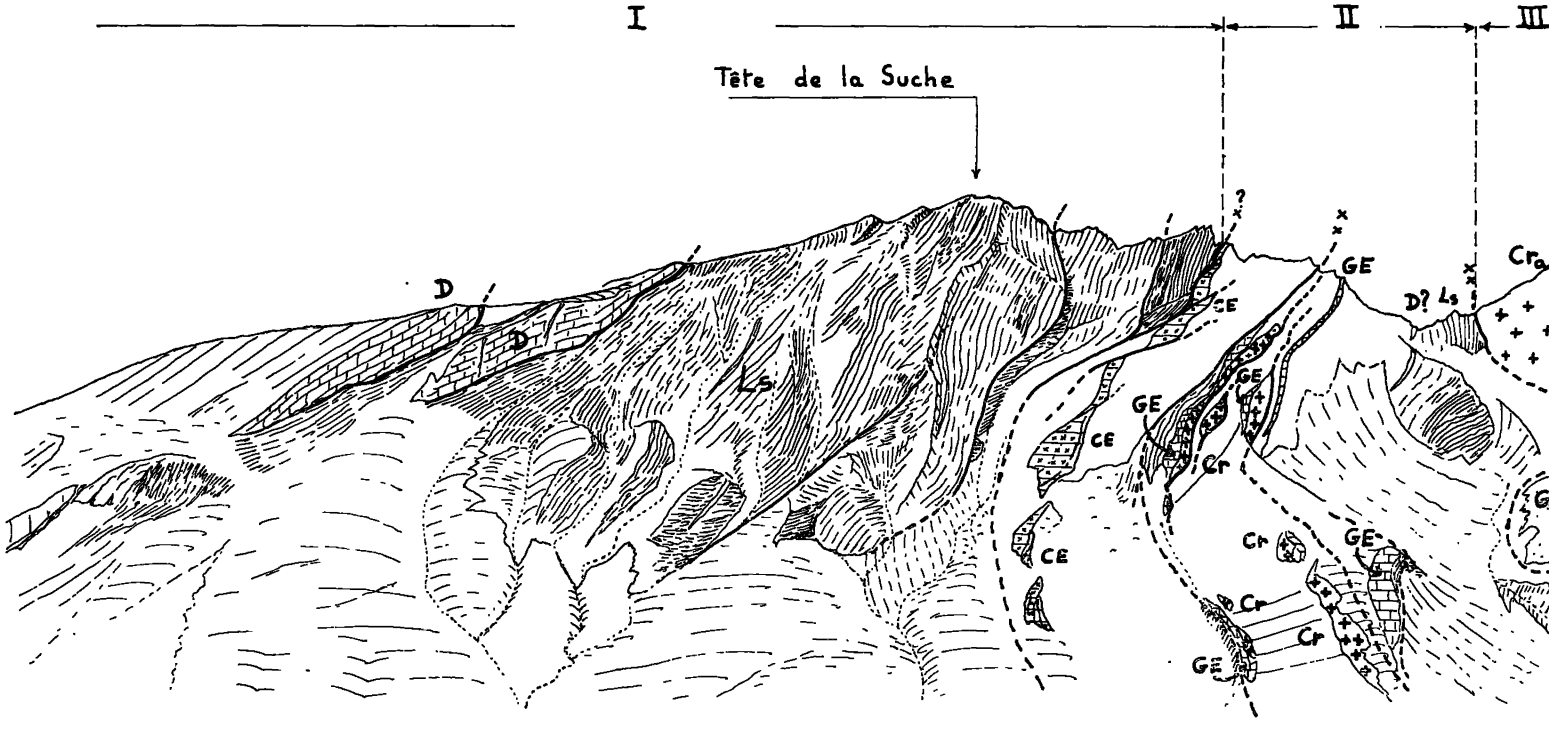
En Italie les premiers niveaux de la coupe de Pra Sec datés de l'Albien (R. COMPAGNONI et al.) sont, pour l'instant, et à notre sens, les seuls affleurements que l'on puisse raisonnablement considérer comme « autochtones » dans ce secteur.

Ensuite il faut passer en France pour retrouver un autochtone certain, représenté par les grès transgressifs du versant sud de l'Aiguille des Glaciers, du Vallon de Bellaval, et de la Tête Nord des Fours (P. ANTOINE, 1971). Dans cette localité la coupe se complète stratigraphiquement par des dolomies capucin à brèches monogéniques. On peut donc admettre que les grès de base représentent ici le Trias inférieur.

Nous constatons donc que la couverture autochtone du cristallin sur le revers oriental du massif du Mont-Blanc est actuellement discontinue et qu'elle présente *selon les localités des âges extrêmement variables.*

Fig. 5. — Panorama du versant NE de la Tête de la Suche (arête SE de la Tête de Bellaval).

Ce panorama montre les 3 ensembles mis en évidence sur l'arête voisine Grande Ecaille Pointe de la Tépia. On remarquera les nombreuses écailles de cristallin mylonitique qui pourraient appartenir à la zone des racines helvétiques.



I, Ensemble supérieur (Ultrahelvétique ?) ; II, Ensemble inférieur (Helvétique ?) ; III, Autochtone (cristallin du massif du Mont-Blanc et tégument gréseux).

Cra, Cristallin autochtone ; Cr, Lames de cristallin mylonitique ; GE, Faciès calcaire de la Grande Ecaille (Malm ?) ; CE, Calcaires à entroques (Faciès de la Pointe de la Tépia) ; Ls, Schistes argileux attribués au Lias supérieur ; D, Dogger présumé.

(Les terrains non figurés ne peuvent faire, pour l'instant, l'objet d'aucune datation, même à titre d'hypothèse.)

4-2. Existence d'un grand contact anormal tronquant les séries autochtones.

Toutes les coupes que nous avons revues montrent qu'il existe au sommet de l'autochtone un profond clivage tectonique. En Suisse il marque la base des unités helvétiques *sensu stricto* (zone radicale helvétique). Il se poursuit de Sembrancher au col Ferret, puis en Italie (absence probable d'autochtone à la coupe du Mont Fréty).

En France, nous retrouvons un grand contact anormal depuis la Montagne des Glaciers jusqu'à la Tête Sud des Fours séparant l'autochtone d'unités tectoniques plus internes. Il nous paraît logique d'émettre maintenant l'hypothèse qu'il s'agit d'un seul et même accident (comme cela est figuré sur la récente carte tectonique de la Suisse au 1/500 000, où ce contact est qualifié de chevauchement majeur, terme qui nous apparaît discutable).

4-3. Caractères lithostratigraphiques des séries helvétique et ultrahelvétique.

Les séries lithostratigraphiques de l'autochtone et de l'helvétique présentent selon K. Grasmück des faciès assez voisins. Les terrains sont un peu plus schisteux dans l'helvétique et surtout la série est plus complète car elle comprend le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien qui manquent dans l'autochtone.

Nous avons surtout remarqué les faciès de calcaires gris, plaquetés, d'aspect un peu écailleux datés de l'Argovien, et les calcaires plus massifs, plus clairs en patine et parfois zonés du Malm. Nous avons retrouvé des faciès similaires en France dans les écailles de « l'ensemble inférieur » de la Vallée des Glaciers.

Quant à l'ultrahelvétique, que nous n'avons pas réexaminé, il est caractérisé par des séries beaucoup plus schisteuses (notamment à l'Aalénien et au Callovo-Oxfordien), le Dogger étant plus calcaire et parfois zoné de lits plus sableux. Ceci est particulièrement net en Italie (P. Antoine, 1971).

4-4. Essai d'interprétation nouvelle des coupes levées en France dans la région de Ville des Glaciers.

Compte tenu de ce qui précède, et en nous basant sur les distinctions établies en Suisse, il nous paraît possible de réinterpréter (dans leurs grandes lignes) les coupes relevées en France (arête Grande Ecaille, Pointe de la Tépia et arête Sud Est de la Tête de Bellaval) de la façon suivante :

« *L'ensemble inférieur* » correspondrait à *l'autochtone* et à la zone des *racines helvétiques*. Nous ne pouvons pas encore établir si cet autochtone est restreint aux seuls grès transgressifs sur le cristallin et à la série triasique réduite de la Tête Nord des Fours.

On pourrait tout aussi bien admettre que les niveaux compris entre les grès et la zone à écailles de cristallin et de quartzites (niveaux 19 à 27 de la coupe décrite en 3-4-1) appartiennent encore à l'autochtone, mais qu'ils ont subi des clivages internes (parautochtone ?).

Il nous paraît logique dès lors de proposer comme hypothèse que le restant de « l'ensemble inférieur » (niveaux 15 à 18 ou éventuellement 11 à 18) soit l'équivalent de *la zone helvétique s. str.*

L'ensemble supérieur, tant cartographiquement que du point de vue des faciès, correspondrait à l'ultrahelvétique, tel qu'il existe en Val Veni et Val Ferret italien.

En ce qui concerne la série stratigraphique de ce secteur, il faut rappeler que les couches apparaissent le plus souvent comme très écrasées et dilacérées au sein d'unités très tectonisées. Ceci rend très aléatoire la conservation d'éventuels restes organiques et conduit à la recherche d'analogies de faciès susceptibles d'être erronées.

Pour l'instant, seul l'aspect tectonique mérite quelques développements. Le contact oriental entre le massif cristallin du Mont-Blanc et les terrains sédimentaires apparaît comme nettement sinueux sur une carte à petite échelle ; de direction cartographique SW-NE dans le Val Veni et le Val Ferret italien (où il se renverse même vers le SE), il adopte plus au Nord, dès le versant méridional du Petit Col Ferret, une direction beaucoup plus méridienne (N 20° E environ).

Dans le détail, il est repris dans cette portion SW-NE par des accidents tardifs subméridiens (N 10° - N 20° E environ) ; ce sont ces derniers qui deviennent prépondérants près de la frontière italo-suisse et sont alors probablement responsables de l'alignement des structures dans la vallée de la Dranse.

5. Conclusions provisoires.

On retrouve, dans les couches plaquées sur le cristallin, de nombreux microplis déversés vers le Nord-Ouest, d'axes N 50° - N 60° E, plongeant généralement faiblement vers le NE. Ce même type de repli, de dimensions métriques alors, est d'ailleurs dessiné aussi par d'épais remplissages filoniens traversant le cristallin lui-même, comme nous avons pu nous en assurer en examinant l'aval de la rive gauche du glacier du Pré de Bar.

Ces dispositifs SW-NE sont à l'évidence repris par les accidents subméridiens ; ces derniers présentent le plus souvent des pendages très redressés et sont accompagnés alors de microplis d'axes verticaux, trahissant un coulissage manifeste : une telle disposition est réalisée au Petit Col Ferret et indique un mouvement senestre à ce niveau. Dans d'autres secteurs, ce sont des microplis d'axes subméridiens peu inclinés qui se surimposent aux directions SW-NE ; ils indiquent alors un net déplacement des parties hautes de l'édifice vers l'W-NW et s'intègrent dans le système de grands plis subméridiens bien développés en Suisse.

Ajoutons enfin que le domaine de ces grands plis subméridiens montre des accidents tardifs N 135-140° E *senestres,* tels que ceux indiqués par P.-E. Fricker (1960), décalant le contact occidental de la zone valaisanne dans le secteur de l'Amône (accident de la Tête des Vares en particulier) ; des accidents N 75° à N 65° E *dextres* relevés dans la même région affectent le contact cristallin-autochtone. Ils peuvent éventuellement être associés à une fracturation N 135° - N 140° E affectant l'ensemble du massif du Mont-Blanc (et déterminant par exemple la direction générale des grandes vallées glaciaires qui le parcourent).

On retrouve donc manifestement en arrière du Mont Blanc les grandes directions structurales que l'on avait pu saisir dans le sédimentaire du revers occidental des Aiguilles Rouges, avec le même ordre de superposition : ceci nous montre clairement que le canevas de l'évolution tectonique que l'on a pu établir dans cette région septentrionale peut valablement — au moins dans une première approche — servir de fil conducteur pour débrouiller les structures de cette bordure orientale.

Nous avons montré que les diverses unités structurales décrites en Suisse entre le massif du Mont-Blanc et la zone pennique, et encore reconnues en Italie — quoique avec moins de détails — doivent se prolonger en France, au moins jusqu'à la Tête des Fours : en effet, si le détail des unités ne peut se suivre sur une aussi longue distance, du moins les coupures majeures semblent bien se poursuivre jusque-là.

A la lumière des remarques que nous avons pu faire plus haut, on est dès lors en droit de se demander si ces découpages ne correspondent pas à ceux « prédéterminés » par d'anciennes fractures majeures — décrochements à l'origine — reprises dans les étapes postérieures de la tectonique.

Malgré ses imperfections et ses incertitudes dues au caractère trop fragmentaire encore des observations, mais surtout des attributions stratigraphiques certaines, cette analyse permet de poser en des termes nouveaux le problème de la signification structurale et paléogéographique de ce vaste domaine désigné globalement en France sous le nom de zone dauphinoise interne.

En ce qui concerne ce dernier vocable même, il s'avère beaucoup trop vague et devrait être abandonné. Il conviendrait, dans l'optique nouvelle que nous proposons, de distinguer comme en Suisse, un *autochtone* lié au cristallin, puis une zone limitée d'écailles que l'on peut pour l'instant qualifier *d'helvétique* (même si certains termes peuvent représenter un parautochtone) dans l'ignorance où nous sommes de ses prolongements vers le Sud-Ouest. Enfin, la grande masse de terrains schisteux, à laquelle s'applique en fait à l'heure actuelle la dénomination de zone dauphinoise, pourrait être l'équivalent, au moins jusqu'au col du Cormet de Roselend, de l'ultrahelvétique tel qu'il est défini en Italie et en Suisse.

Les implications à long terme de ces nouvelles distinctions nous paraissent devoir être très importantes. Le premier point qui reste à régler avant de décider d'une réinterprétation d'ensemble de la zone dauphinoise interne reste néanmoins celui de la « cicatrisation » vers le Sud-Ouest des grands accidents mis en évidence. A cet égard, l'examen approfondi des environs du lac de Roselend auquel se livre un chercheur grenoblois nous paraît devoir être fondamental. Cette étude, en assurant la jonction entre les levés très détaillés entrepris par J.-C. Barféty depuis la feuille La Grave jusqu'à la feuille Bourg-Saint-Maurice, et la zone complexe des confins franco-italiens dont nous venons de traiter devrait nous permettre de nous prononcer définitivement.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE (P.) (1971). — La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse (*Mém. Lab. Géol. Grenoble,* n° 9, 367 p., 93 fig., 5 pl. hors texte).

BARBIER (R.) (1944). — Découverte du Nummulitique dans la couverture du massif du Grand Châtelard Rocheray), près de Saint-Jean de-Maurienne (Savoie) (*C.R.S.G.F.,* 7 février).

BARBIER (R.) (1948). — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Serv. Carte géol. Fr.*).

BARBIER (R.), BARFÉTY (J.-C.) (1972). — Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (feuilles Saint-Jean-de-Maurienne et La Grave au 1/50 000e) (*Géol. Alpine,* t. 48, fasc. 2, p. 151-158).

BRETON (J.-P.) (1972). — Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Hte Savoie) (*Thèse 3e Cycle,* Paris-Sud Orsay, 73 p., 40 pl.).

CITA (M.B.) (1953). — Studi geologici sulla Val Ferret italiana (Alta Val d'Aosta) (*Publ. Institt. Géol. Paléont. Géogr. phys. Université de Milan,* série G., 172 p., 1 carte).

COMPAGNONI (R.), ELTER (G.), STURANI (C.) (1964). — Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della zona del finese elvetica (*Acad. Naz. dei Lincei,* 8e série, vol. XXXVI, fasc. 3, p. 2-5).

DEBELMAS (J.) (1974). — Géologie de la France, vol. II, 245 p., 108 fig., 3 pl. hors texte.

ELTER (P.) (1954). — Etudes géologiques dans le Val Veni et le vallon du Breuil (Petit-Saint-Bernard) (*Publ. du Lab. de Géol. de l'Univ. de Genève,* nouvelle série, n° 66, 39 p.).

ELTER (G.) (1960). — La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta et le unita limitrofe (*Mem. degli Istituto di Geol. Min. dell'Univ. di Padova,* v. XXII, 113 p.).

ELTER (P. et G.) (1965). — Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). Note illustrative (*Publication du Centre pour l'étude géologique et pétrographique des Alpes,* XXXV, 53 p.).

FRICKER (P.E.) (1969). — Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis) (*Ecl. Geol. Helv.,* vol. 53, n° 1, p. 33-132).

GRASMUCK (K.) (1961). — Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc massivs, zwischen Sembrancher und dem Col Ferret (*Ecl. Geol. Helv.,* vol. 54/2, p. 351-450).

MENESSIER (G.) (1965). — Sur la présence de Nummulites dans la région de Roselend (Savoie) (*C.R. Soc. Géol. Fr.,* n° 4, p. 133 134).

PAIRIS (B.), PAIRIS (J.-L.), PORTHAULT (B.) (1973). — Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes de Haute Savoie (*C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 276, série D, p. 1131-1134).

PAIRIS (B.), PAIRIS (J.-L.) (1974 *a*). — Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés dans la partie amont de la cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie) (*C.R. Acad. Sc. Paris,* t. 279, série D, p. 1417-1420).

PAIRIS (B.), PAIRIS (J.-L.) (1974 *b*). — Le pli Arbaron-Sixt : clé de la continuité structurale entre les massifs des Bornes-Aravis et du haut Giffre (Alpes de Haute-Savoie) (sous presse).

RABOWSKI (F.) (1917). — Les lames cristallines du Val Ferret suisse et leur analogie avec les lames de la bordure NW du massif du Mont-Blanc et de l'Aar (*Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.,* t. 51, p. 195-198).

Manuscrit reçu le 2 mai 1975.