

Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies) : Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique

par Renaud CABY *

RÉSUMÉ. – Dans la « Zone du Combin » s.s., des observations nouvelles permettent de distinguer en Val d'Aoste quatre séries stratigraphiques post-triasiques en partie synchrones, en imbrications tectoniques complexes réalisées au cours de la tectogenèse alpine s.s. 1. Une série Briançonnaise réduite comportant au sommet une formation chaotique de type wildflysch attribuable au Tertiaire; 2. une série piémontaise externe attribuable au Lias-Jurassique; 3. une série océanique à substratum ultramafique et à sédiments post-ophiolitiques classiques jurassico-crétacés; 4. les schistes lustrés piémontais avec sills basiques et acides, coiffés de basaltes en pillows associés à des schistes noirs non calcaires de faciès Crétacé inférieur probable. Allochtones sur la série 1 qui représente la couverture de la Zone du Grand Saint Bernard, les séries 2, 3 et 4 qui constituent la Zone du Combin s.s. seraient originaires d'un même domaine océanique piémontais. La série piémontaise externe et les schistes lustrés à metabasites seraient des faciès de marge passive, de talus et de bassin solidaire du continent sud-alpin, seule la série océanique représentant des dépôts de fosse sur une croûte océanique. L'origine de ces faciès océaniques de la « Zone du Combin » serait plus interne que les portions dont sont issus les schistes lustrés et les ophiolites plus métamorphiques de la Zone de Zermatt, qu'ils surmontent en contact anormal jusqu'au front de la Zone Sesia-Lanzo. Il n'existe pas de différences ni dans le style, ni dans l'intensité des déformations qui traduisent essentiellement une translation vers le NW dans des conditions de plus en plus superficielles, ni dans le degré de métamorphisme, entre la Zone du Combin et la Zone du Grand Saint Bernard sous-jacente. L'attribution au Tertiaire des terrains les plus jeunes s'oppose à considérer comme d'âge éo-alpin (Crétacé supérieur) l'acquisition du métamorphisme de HP/BT dans ce secteur des Alpes graies.

Dans la zone piémontaise des Alpes graies, la distinction classique de la « zone du Combin » et de la « zone de Zermatt » repose sur des différences lithologiques (P. BEARTH, 1962) et métamorphiques (G.V. DAL PIAZ, 1965; J.R. KIENAST, 1973). Nous avons insisté ailleurs (R. CABY *et al.*, 1978) sur le hiatus structural et métamorphique qui existe partout entre ces deux nappes de « schistes lustrés » au Nord de la Savoie, et avons suggéré une origine ultra-piémontaise, ou austroalpine, pour la « Zone du Combin ».

En Val d'Aoste, le lambeau de schistes lustrés de l'Aouilletta (fig. 1) constitue le témoin le plus méridional de la zone du Combin s.s., accumulée frontalement et formant la semelle de la nappe austroalpine de la Dent Blanche. Sur la base de levés cartographiques, détaillés au 1/20 000^e, ce lambeau apparaît constitué d'un grand nombre d'écaillés faiblement inclinées (fig. 2) comportant du matériel prétriasique et mésozoïque, au sein desquelles nous avons identifié quatre séries stratigraphiques distinctes d'âge post-Triasique.

* Centre Géologique et Géophysique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex.

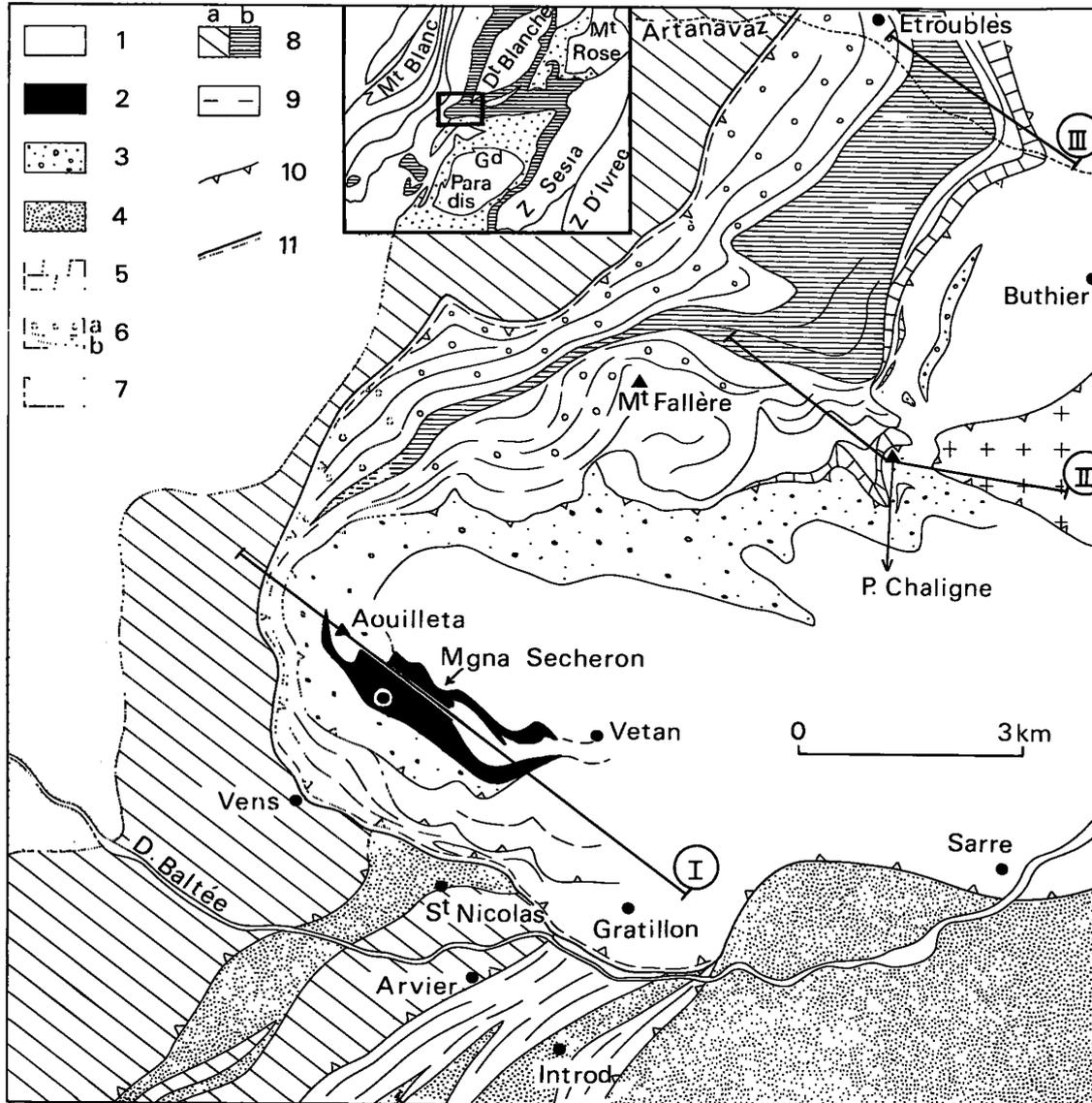


Fig. 1. - Carte géologique de la partie Sud de la Zone du Combin et ses abords au Nord du Val d'Aoste (Levés R. CABY, inédit).

Piémontais :

Zone du Combin : 1. schistes lustrés indifférenciés et prasinites; 2. série océanique (ophiolites et sédiments post-ophiolitiques); 3. Série piémontaise externe.

Zone de Zermatt ou (« Nappe piémontaise inférieure ») : 4. schistes lustrés et ophiolites indifférenciés.

Zone du Grand Saint Bernard :

5. série briançonnaise réduite; 6 a. Permien; 6 b Carbonifère présumé; 7. Carbonifère externe (= Zone Houillère) indifférencié.

Socle anté-Houiller : 8 a. micaschistes à métamorphisme alpin peu intense; 8 b. *idem* à métamorphisme alpin prévalent.

Austro-alpin :

9 gneiss granitiques de la Dent Blanche (Série d'Arolla); 10. chevauchements majeurs; 11. mylonites basales de la Nappe du Grand Saint Bernard s.s. I à III indiquent les emplacements des coupes.

1. La série briançonnaise réduite.

Cette série a été identifiée à la Pta Chaligne et en Val Artanavaz. Son substratum et/ou ses écailliblocs de roches pré-triasiques sont formés par deux ensembles caractéristiques de la zone du Grand Saint Bernard en Val d'Aoste (R. CABY, 1968) :

1) *Micaschistes charbonneux et pyriteux* riches en albite ocellaire noire, recoupés par des sills métabasiques parfois à glaucophane-grenat. Les métasédiments sont monométamorphiques et d'âge carbonifère présumé : le faciès est identique à celui du Val Savaranche et de Vanoise (R. CABY, 1968).

2) *Micaschistes massifs noduleux ou plissotés*, de composition très alumineuse, à grenat, chlorite, phengite, glaucophane et surtout chloritoïde abondant, associés à des ovardites massives. Il s'agit de roches polymétamorphiques anté-permiennes analogues à celles du Rutor (R. CABY, 1968), ici à métamorphisme alpin prévalant.

Alors que du Permien conglomératique discordant caractérise en général ces deux ensembles, la couverture mésozoïque repose ici directement sur ces roches pré-triasiques tout comme cela est de règle dans les parties les plus internes solidaires de la zone briançonnaise s.s. : zone de Val d'Isère-Ambin, et ses confins en Val de Rhêmes (F. ELLENBERGER, 1958; R. CABY, 1968); zone d'Acceglio (M. LEMOINE, 1967; R. LEFEVRE et A. MICHARD, 1976). Les faciès distingués ici sont encore très comparables à ceux des zones précitées, bien que n'ayant pas encore livré de fossiles.

1) Marbre gris zoné à galets de dolomies et de calcaires triasiques; marbre blanc siliceux passant à des brèches polygéniques claires à éléments triasiques y compris quartzites du Trias inférieur et Permian-Trias (Malm probable).

2) Marbres phylliteux et calcschistes chloriteux massifs renfermant quelques galets triasiques, passant à des micaschistes ankéritiques et à des gneiss albitiques reconstitués à patine brune contenant des galets calcaires et dolomitiques. Au sein de ces roches s'observent aussi des rubans et nodules ferrugineux et à carbonate manganésifère (Crétacé supérieur probable).

3) Mégabrèches polygéniques massives à matrice tantôt inexistante, tantôt faite d'un schiste noir luisant non calcaire, ou de marbre phylliteux. Les blocs de toute taille (1 cm à 5 m) sont de nature variée, allant du socle aux termes précédents, les galets triasiques à patine brune étant prédominants. Il est possi-

ble que certaines passées de micaschistes anté-Permien représentent des éléments hectométriques très déformés de cette mégabrèche (Crétacé supérieur - Paléocène probable).

4) Schistes argileux noirâtres non carbonatés à bancs irréguliers de calcaire gréseux, emballant des écailliblocs de micaschiste anté-Permien, au contact desquels apparaissent des miches carbonatées impures diagenétiques (« Flysch noir », Eocène probable).

Il semble que cette dernière formation schisteuse puisse « emballer » y compris les termes 1 à 3 distingués ci-dessus. Cet ensemble chaotique ressemble trait pour trait à la Série Noire du type wildflysch reconnue récemment en Val d'Aniviers (M. MARTHALER et A. ESCHER, 1980) et attribuée à l'Eocène supérieur.

2. La série piémontaise externe décollée.

Elle constitue une des écailliblocs frontales de la nappe au Sud de l'Aouilletta et comprend, de bas en haut, les termes suivants très plissotés dans le détail (120 m environ) :

- a) calcaires gris compacts en bancs métriques, à rubans irréguliers millimétriques de dolomie noire primaire;
- b) calcaires en plaquettes riches en matière organique, à granules dolomitiques et accidents calciteux blancs d'origine organique;
- c) calcaires gris zonés à rubans siliceux centimétriques et calcschistes siliceux;
- d) banc de marbre gris-noir à réseau maillé de calcite blanche, évoquant d'anciens polypiers branchus;
- e) formation polarisée de calcschistes zonés plus ou moins siliceux en minces plaquettes (70 m), comportant des lits de micro-brèches (10-50 cm) à éléments millimétriques très déformés de calcaire et dolomie de type triasique. La matrice est soit semi-pélique soit carbonatée; au sommet apparaissent des bancs de brèches massives (0,50 à 2 m) à ciment carbonaté et à patine brune manganésifère, renfermant des éléments calcaires et dolomitiques pluricentimétriques;
- f) banc de marbre blanc à bandes siliceuses zonées (10 m).

Les termes a) à e), bien que dépourvus de fossiles indifférenciables, ressemblent trait pour trait au Lias inférieur et moyen de la Série de la Grande Motte (F. ELLENBERGER, 1958) ou de la Série du Gondran (M.

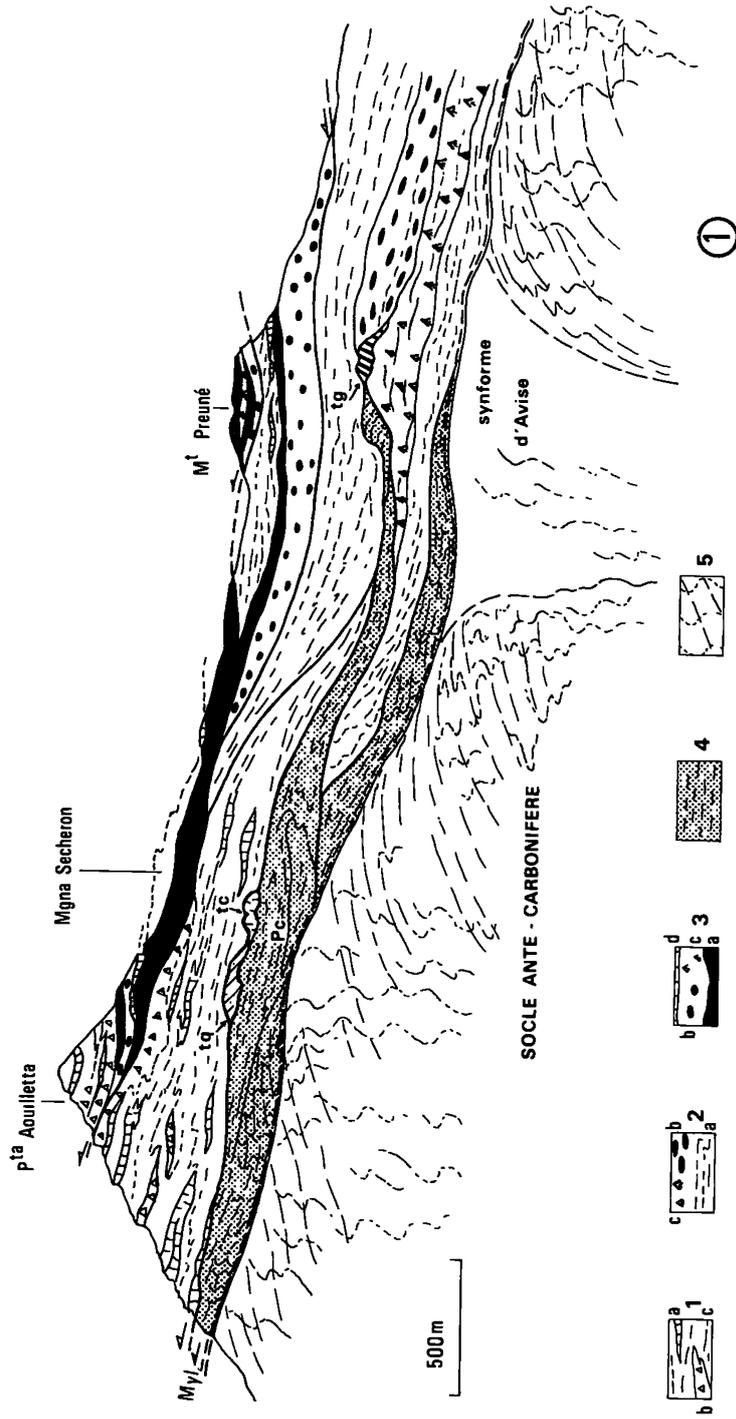


Fig. 2. - Coupe géologique du Lambeau de l'Aouilletta.

Zone du Combin s.s.

Série piémontaise externe : 1 a. marbres clairs à filets siliceux (Malm ?); 1 b. brèches calcaréo-dolomitiques; 1 c. calcschistes.

Schistes lustrés piémontais indifférenciés : 2 a. calcschistes; 2 b. metabasaltes en pillows; 2 c. sills metabasiques.

Série océanique : 3 a. roches ultramafiques serpentinisées; 3 b. metabasaltes en pillows; 3 c. brèches basaltiques; 3 d. sédiments post-ophiolitiques.

Grand Saint Bernard.

4. micaschistes noirs albitiques (Carbonifère présumé); 5. micaschistes polymétamorphiques (anté-Carbonifère) (= « Zone du Ruitor »). Notez les écaillés-boudins de petites dimensions jalonnant le contact entre la Zone du Combin et le Grand Saint Bernard. Elles sont constituées de Trias briançonnais : tq : quartzites; tc : calcaires et dolomies; tg : gypse et anhydrite.

La synforme d'Avisé, non examinée ici, est rattachable à la Zone de Zermatt. Elle renferme notamment des schistes lustrés et des lambeaux d'ophiolites à associations éclogitiques. Remarque le caractère tardif de la translation ultime de la Zone du Combin et du Carbonifère présumé sous-jacent rattachable à la Nappe du Grand Saint Bernard s.s., qui s'élargit considérablement en Suisse, ainsi que la postériorité du contact basal souligné de mylonites rétro-morphiques (My) et de pseudotachylites, par rapport aux structures « rétrocharriées » du socle anté-Carbonifère de la Zone du Ruitor sous-jacente.

LEMOINE, 1970), séries typiques des unités piémontaises externes; le terme (f) est aussi très analogue au Malm de nombreuses séries (M. BOURBON *et al.*, 1979). La série décrite ici peut aussi être comparée aux lambeaux de série austro-alpine conservée au Mt Dolin (M. WEIDMANN, 1974) et plus encore à ceux conservés au Château des Dames en Valtournanche (*in* R. CABY *et al.*, 1978). Bien représentée aussi au pied nord de la crête de l'Aouilletta (alt. 2 200 - 2 450 m env.), la série comporte aussi des brèches et des microbrèches noires à matrice pélitique, dont certains éléments noirs peu déformés ont conservé une structure originelle d'ancienne boue micritique, riche en matière organique, renfermant des microgravelles calcaires et des fantômes de restes organiques indéterminés, faciès qui semblerait être post-Jurassique. Au sein de cette série apparaît de plus un chapelet de lentilles de serpentinites souligné par un mince niveau à talc-serpentine-chlorite, à trace de fuchsite, qui vient s'intercaler à proximité de marbres clairs zonés de faciès Jurassique. La plus grande lentille constituée de péridotite à gros grain totalement serpentinisée, affleure sur environ 100 m d'extension et 20 m d'épaisseur. Ces lentilles ne se relient pas cartographiquement à l'unité à matériel océanique décrite ci-dessous, mais affleurent dans leur prolongement. Elles sont aussi surmontées par des brèches massives à gros éléments calcaréo-dolomitiques à patine brune manganésifère. L'absence de brèches à éléments ophiolitiques encadrant ces lentilles ultramafiques milite plus en faveur d'une origine par boudinage extrême d'une écaïlle ultramafique principale que pour des olistolites mis en place dans les marbres, d'autant plus que la lentille principale correspond aussi à une zone de charnière aigüe pluridécamétrique (fig. 3).

3. La série océanique.

Elle forme une mince écaïlle supérieure faiblement inclinée, en position inverse.

a) les roches ultramafiques sont totalement serpentinisées et schistosées. Elles renferment quelques schlieren et petites poches de chromite. Quelques filons métriques dilacérés de microgabbro rhodangitisé et de diabase fine y ont été observés.

b) les brèches volcaniques (< 50 m) à éléments diabasiques et basaltiques atteignant 30 cm, auxquelles sont associées des hyaloclastes et des prasinites noduleuses, surmontent le substratum ultramafique par un contact normal, observable 500 m à l'W de Vétan.

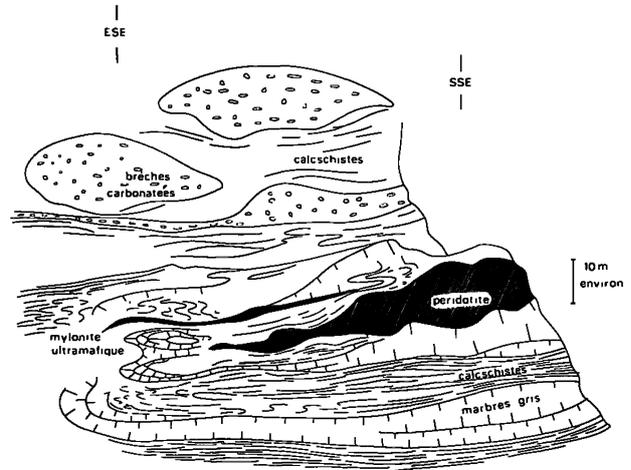


Fig. 3. — Mode de gisement des lentilles de péridotite serpentinisée (crête nord de l'Aouilletta, alt. 2 450 m). Comme pour les lentilles de brèches carbonatées rattachables à la Série piémontaise externe, une origine par boudinage extrême des diverses formations peut rendre compte de ces structures lenticulaires. Les grands axes de ces lentilles sont sub-parallèles aux axes des plis couchés orientés N 120 dont certaines fermetures évoquent des plis en fourreau à regard NW (d'après un croquis).

c) des basaltes en pillows (250 m) modérément déformés surmontent aussi directement les roches ultramafiques au Mt Preuné par l'intermédiaire de moins d'un mètre de brèche basaltique analogue à (b).

d) les sédiments post-ophiolitiques forment une mince séquence observable à la Mgna Secheron, reposant directement sur les roches ultramafiques avec ou sans interposition d'« ophicalcites ». Le niveau basal (\approx 1,50 m) est un microquartzites rubané ferromanganésocuprifère à mica blanc et stilpnomélane. Le faciès est analogue à celui des métaradiolarites des Alpes cottiennes, récemment datées par des radiolaires parfaitement conservés de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur (P. de WEVER et R. CABY, 1981). Ce niveau est envahi à sa base par de grandes amphiboles bleues zonées (de type riebeckite, crossite et glaucophane selon les niveaux), montrant divers stades de remplacement en amphibole bleu-vert puis en agrégats de biotite verte, chlorite et mica blanc. Le contact lui-même avec la serpentine est aussi parfois souligné par un mince horizon stratiforme de chloritoschiste à albite, grenat et amphibole bleue. Au-dessus des métaradiolarites, le passage semble progressif à un banc de marbre siliceux jaune (1 m),

surmonté par des bancs décimétriques de calcaire cristallin noir zoné plus ou moins siliceux alternant avec des schistes riches en matière organique (5 m) couronnés par un horizon ardoisier noir franchement pélitique (> 10 m) tronqué au sommet.

e) des roches éruptives en sills, intensément boudinés, recoupent ces sédiments : diabase très albitisée à actinote, et albitite grenue très recristallisée à minéraux ferro-magnésiens totalement chloritisés et albite antiperthitique, roches dont l'origine magmatique est attestée par la présence d'apatite et de zircon limpide aciculaire.

Assimilable à la Série de Chabrière des Alpes cottiennes allant du Jurassique supérieur au Crétacé moyen ou même supérieur (M. BOURBON *et al.*, 1979), la série océanique décrite ici s'en distingue par sa très faible épaisseur et par la présence de roches éruptives mises en place dans les sédiments post-ophiolitiques. Le biseautage rapide de la couche basaltique et l'absence des gabbros implique aussi une érosion importante consécutive à une déformation de la croûte océanique sous-jacente comme cela est général dans le domaine liguro-piémontais (M. LE-MOINE, 1980), et ayant eu lieu dans notre cas dès avant l'épanchement des laves sous-marines.

4. Les « schistes lustrés » indifférenciés.

Cette série qui forme en fait l'essentiel du lambeau de l'Aouilletta, se compose de calcschistes gris à noirs, parfois charbonneux, se délitant en plaquettes, avec des passées plus pélitiques et plus calcaires. Il s'y intercale des lits de brèches et de microbrèches identiques à celle de la série 2, à éléments exclusivement carbonatés, tantôt à matrice très réduite et à patine brune manganésifère, tantôt à ciment calcaire riche en matière organique (Nord de Vétan). Nulle part comme dans les Alpes cottiennes, la présence dans les calcschistes de fuchsite dérivée de chromite détritique, ni celle d'éléments basiques et ultramafiques n'atteste le caractère post-ophiolitique de ces brèches, d'aspect et de composition analogues à celles de la série piémontaise externe. Ces « schistes lustrés » s'en distinguent cependant par leur alternance avec des roches métabasiques comme on peut l'observer au-dessus entre St Nicolas et Aoste.

Les roches éruptives sont surtout des roches prasiniques très recristallisées à actinote et glaucophane relique comme près de Montobert. Celles à nodules et filets épidotiques dérivent manifestement de pillow lavas infiniment plus déformés que ceux décrits dans

la série océanique. D'autres prasinites sont finement rubanées et passent graduellement à des ovardites et à des gneiss albitiques. Elles représentent des sills rubanés à bord franc, mis en place dans les calcschistes. Au-dessus du village de Gratillon, s'y associent des sills métriques de composition trondjhémitique : les minéraux magmatiques tels que quartz bleuté, feldspath potassique, zircon, apatite et allanite y sont préservés au sein d'un assemblage métamorphique néoformé très albitique.

Signalons enfin une formation de shales noirs luisants non calcaires à petits lits gréséo-ankéritiques centimétriques, localement accompagnée de shales verts et violets cuprifères, associée à des prasinites (anciens sills et metabasalts en pillows), affleurant aux environs de Buthier. Ces faciès remarquables évoquent fortement le Crétacé piémontoligure des Alpes cottiennes (M. BOURBON *et al.*, 1979) ainsi qu'en Suisse, le même étage dans l'Austro-alpin inférieur et la Nappe de la Platta (R. TRUMPY, 1975).

5. Structures.

Les figures 2, 4 et 5 montrent la complexité de détail de cet empilement disparate sub-horizontale d'unités à matériel différent. Il est remarquable que la partie frontale de la Nappe de la Dent Blanche vient presque au contact du socle St Bernard (Fig. 2). Le contact basal séparant le matériel mésozoïque des écaillés paléozoïques sous-jacentes est très tardif et souligné par des mylonites noirâtres schisteuses et des kakirites affleurant près de Vens. Des boudins hectométriques de quartzite triasique, de dolomie et de gypse appartenant à la série Briançonnaise typique probablement arrachée au Carbonifère interne, soulignent plusieurs contacts au sein de la nappe ainsi qu'au voisinage du contact frontal de la Dent Blanche. Rarement exposés, les autres contacts semblent eux aussi tardifs et postérieurs à la cristallisation majeure des assemblages métamorphiques dans lesquels ceux de HP/BT sont occasionnellement préservés au sein de paragenèses du faciès schiste vert *s.l.*

Dans les différentes unités, deux phases de déformation majeure sont discernables, mais dans la plupart des roches la déformation bien marquée par exemple par l'aplatissement et l'allongement des éléments des microbrèches, a été essentiellement réalisée par suite de phénomènes de glissement répétés dans les plans de schistosité ($S_{1,2}$), avec omniprésence de linéations minérales et d'allongement orientées WNW à NW, co-axiales de plis isoclinaux replissés

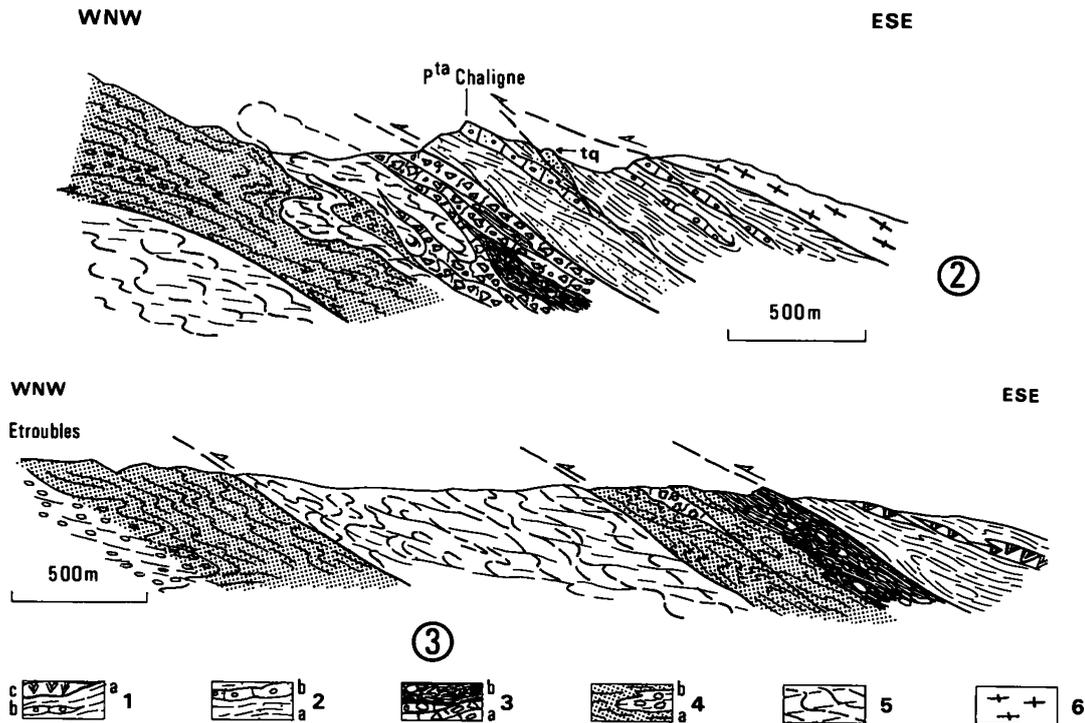


Fig. 4 et 5. - Deux coupes au front de la Zone du Combin.

Série piémontaise.

1 a. calcschistes; 1 b. brèches et microbrèches calcaréo-dolomitiques; 1 c. prasinites.

Série piémontaise externe.

2 a. calcschistes et microbrèches; 2 b. lentilles principales de brèches calcaréo-dolomitiques.

Série briançonnaise.

3 a. brèches polygéniques à éléments calcaréo-dolomitiques et cristallins (Crétacé supérieur ?); 3 b. brèches polygéniques à matrice pélitique : faciès wildflysch (Eocène supérieur ?).

Socle Saint Bernard

4 a. schistes albitiques noirs (Carbonifère présumé); 4 b. micaschistes argentés et conglomérats à quartz roses (Néopermien); 5. micaschistes polymétamorphiques anté-carbonifères.

Cristallin austro-alpin.

6. gneiss granitiques (série d'Arolla).

ou très déformés. Moins général est le cas d'une schistosité S_2 peu inclinée au SE, plan axial de plis déversés à couchés vers le NW surimposés aux plis isoclinaux antérieurs. Il n'a en effet pas été possible de détecter une histoire métamorphique et structurale différente entre les diverses unités structurales reconnues. En particulier, dans les terrains attribués ici au Tertiaire, on observe les mêmes types de déformation avec la même intensité. Tout comme en Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958) et au S du Val d'Aoste (R. CABY, 1968) la blastèse des minéraux de HP/BT (ici essentiellement phengites et amphiboles bleues) est nécessairement d'âge post-Eocène.

L'augmentation nette de l'intensité de la schistosité S_2 et son plus faible pendage à l'approche des contacts anormaux permet d'avancer que l'imbrication des diverses séries distinguées a été réalisée au cours de la tectonique alpine s.s., la qualité des affleurements ne nous ayant pas permis de reconnaître l'existence de « paléochariages » ni d'olistolites d'ophiolites comme dans les Apennins ou comme ceux récemment reconnus dans le Queyras (M. LEMOINE, 1980).

Conclusions.

Quatre séries à caractères tranchés, et en partie synchrones, sont superposées *tectoniquement* dans la zone du Combin.

1) *La Série briançonnaise réduite* jurassico-crétacée (à Eocène supérieur ?) constitue la couverture de la Zone du Grand Saint Bernard. Elle offre tout comme la « Zone d'Acceglio » (M. LEMOINE, 1967; R. LEFÈVRE et A. MICHARD, 1976) une image fort complexe et elle est caractérisée par un grand nombre d'érosions successives atteignant le socle et par de nombreuses brèches interprétables comme des faciès de talus. Son sommet stratigraphique qui peut être discordant jusque sur le socle comprend une formation chaotique éventuellement syn-orogénique d'âge tertiaire probable.

2) *La série piémontaise externe* décollée attribuable au Lias-Jurassique semble dépourvue d'ophiolites ainsi que de termes « post-ophiolitiques ». Elle est allochtone sur la Zone du Grand Saint Bernard. Elle ressemble autant par ses faciès, aux lambeaux mésozoïques d'origine austro-alpine du Mt Dolin (M. WEIDMANN, 1976) et du Valtournanche (R. CABY *et al.*, 1978) qu'aux séries du Piémontais externe des Alpes cottiennes. Elle diffère par contre aussi de la Série pré-ophiolitique pré-piémontaise considérée comme la couverture normale du Grand-Paradis (G. ELTER, 1972). Son origine ne peut être encore précisée, mais l'identité de faciès des brèches présentes aussi dans les « schistes lustrés » indifférenciés milite en faveur du dépôt des deux séries dans le même bassin, la série piémontaise externe représentant éventuellement le remplissage « pré-ophiolitique » au voisinage de la pente continentale du paléo-continent austro-alpin. Il est possible que les lambeaux mésozoïques dans la Zone de Roisan et ceux, en position bien plus interne dans le lambeau du Pillonet (G. V. DAL PIAZ, 1976), soient rattachables à cette série.

3. *La série océanique* à substratum ultrabasique présente une succession classique très comparable à celle de la Série de Chabrière des Alpes cottiennes, dont le terme supérieur de shales noirs est attribué maintenant au Crétacé moyen (M. LEMOINE, 1980). Elle représente donc une mince écaille kilométrique en position tantôt normale, tantôt inverse, intercallée tectoniquement au sein de la série pré-piémontaise. Aucun argument ne nous permet de considérer cette mise en place tectonique comme précoce par rapport à celle des autres unités.

4. *La série des schistes lustrés* indifférenciés à prasinites (métabasaltes en pillows et sills) représente soit en partie l'équivalent de la série piémontaise externe, soit éventuellement la suite de la série océanique, décollée au niveau des shales noirs, et montrerait aussi la persistance d'un volcanisme basaltique d'âge Crétacé inférieur à moyen probable, à l'exclusion des roches grenues du cortège ophiolitique classique.

On sait en effet que la « Zone du Combin » *s.l.* définie préalablement comme différente par son métamorphisme et sa lithologie de la Zone Zermatt-Saas Fee (P. BEARTH, 1962; J. R. KIENAST, 1973; R. CABY *et al.*, 1978) enveloppe entièrement cette dernière et se retrouve aussi au front de la zone Sesia. Au niveau du Val d'Aoste, elle possède aussi, en imbrications complexes avec les gneiss albitiques pré-triasiques de la zone Sesia, une formation de schistes noirs non calcaires similaires à ceux attribués ici au Crétacé : une origine même ultrabriançonnaise pour ces schistes lustrés en position aussi interne est difficilement envisageable; nous leur attribuons donc une origine ultrapiémontaise – austro-alpine – comme cela a déjà été proposé (R. CABY *et al.*, 1978).

Ces résultats sur un tout petit secteur de la « Zone du Combin » *s.s.* obligent à une révision stratigraphique complète de cette grande zone qui, néanmoins, conserve ses caractères métamorphiques et structuraux propres.

Il est probable que les quatre séries distinguées ici ont une extension régionale, tel qu'on peut s'en rendre compte d'après la littérature (R. STAUB, 1942; E. WITZIG, 1948). Ces résultats montrent ainsi qu'on ne peut assimiler à un simple « mélange » (autre que purement tectonique) cette imbrication de quatre séries en partie synchrones et bien que les brèches y abondent.

Enfin, il est tentant de reconnaître dans la « Zone du Combin », équivalent assez complet de la Zone de Graubunden (R. TRUMPY, 1975), une zone témoin particulièrement complexe permettant d'observer, étroitement imbriquées, les bordures continentales austro-alpine et pennique avec toute leur évolution paléogéographique post-triasique complexe.

BIBLIOGRAPHIE

BEARTH P. (1962). – Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **42**, 127-137.

- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. et TRICART P. (1979). – Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, 180-182.
- CABY R. (1968). – Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales. Subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie Sud du Val d'Aoste (Italie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, **44**, 95-111.
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1978). – Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **44**, 307-322.
- DAL PIAZ G.V. (1965). – La formation mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il recoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **84**, 67-104.
- DAL PIAZ G.V. (1975). – Il lembo di recoprimento del Pilonet, Falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **XXXI**, 60 pp.
- ELLENBERGER F. (1958). – Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Explic. Carte Géol. Fr.*, 561 pp.
- ELTER G. (1972). – Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. *Soc. Coop. Tipo.*, Padova, 19 pp.
- KIENAST J.R. (1973). – Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble « schistes lustrés-ophiolites » du Val d'Aoste, quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **276**, 2621-2624.
- LEFEVRE R. et MICHARD A. (1976). – Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. *Sci. Géol.*, Strasbourg, **29**, 183-222.
- LEMOINE M. (1967). – Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rundschau*, **56**, 320-335.
- LEMOINE M. (1971). – Données nouvelles sur la Série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. *Géol. Alpine*, **47**, 181-201.
- LEMOINE M. (1980). – Serpentinites, gabbros and ophicalcite in the Piedmont-Ligurian domain of the Western Alps : possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentine protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Arch. des Sci.*, Genève, **33**, p. 103-115.
- LEMOINE M. et TRICART P. (1979). – Une partie des Schistes et des Ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **228**, 1655-1658.
- MARTHALER M. et ESCHER A. (1980). – In Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1^{er} au 3 octobre 1979 : coupe Préalpes - Helvétique - Pennique en Suisse occidentale. *Eclog. Geol. Helv.*, **73/1**, 331-349.
- STAUB R. (1942). – Über die Gliederung der Bündnerschiefer in Wallis. *Eclog. Geol. Helv.*, **35**.
- TRUMPY R. (1975). – Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps : a presumed former continental margin and its problems. *Am. Journ. Sci.*, **275-A**, 209-238.
- WEIDMANN M. (1974). – Quelques données nouvelles sur la série du Mont Dolin (nappe de la Dent Blanche, Valais). *Eclog. Geol. Helv.*, **67**, 597-603.
- WEVER P. (de) et CABY R. (1981). – Datation de la base des schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Veran, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **292**, 467-472.
- WITZIG E. (1948). – Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin in Val des Dix (Walis). Herisau, Schläpfer and Co, 62 pp.