

Lithostratigraphie des unités briançonnaises internes de Haute-Tarentaise (Savoie). Conséquences paléogéographiques et structurales *

*Lithostratigraphy of the Briançonnais internal units
of the Haute-Tarentaise, Savoie.
Palaeogeographic and structural implications*

Étienne JAILLARD ⁽¹⁾

Mots-clés : Secondaire, Paléogène, Remaniement roche, Resédimentation, Contrôle paléogéographique, Décollement, Savoie.

Résumé

Différentes unités briançonnaises internes peuvent être distinguées en Haute-Tarentaise. Elles sont caractérisées par d'intenses érosions liasiques et par d'importantes resédimentations au Crétacé supérieur-Paléogène (faciès reconstitués et olistoliths). En allant vers les zones plus internes, on rencontrerait successivement : (1) les séries de Vallaisonnay-Ponturin caractérisées par la présence de Jurassique moyen non bréchique, (2) la zone du Chevril où des brèches jurassiques reposent sur le Trias inférieur, et (3) les séries du Clou et du Mont Pourri, dans lesquelles les resédimentations crétacées reposent sur le Paléozoïque anté-Permien.

La localisation des niveaux de décollement ayant individualisé les unités semble avoir été contrôlée par ce dispositif paléogéographique.

Abstract

Different types of internal Briançonnais units can be recognized in the Haute-Tarentaise area. They are characterized by important Liassic erosions and by the presence of abundant late Cretaceous-Paleogene resedimentations (micaschists mimicking Paleozoic facies, olistoliths). Going toward the internal parts of the palaeomargin, these units would be organized as follows : (1) the Vallaisonnay-Ponturin series, characterized by the presence of middle Jurassic deposits, (2) the Le Chevril zone in which Jurassic breccias rest upon the early Triassic quartzites, and (3) the Le Clou and Mont-Pourri zones, which exhibit late Cretaceous resediments stratigraphically overlying Pre-Permian rocks.

The location of the basal decollements of each unit seems to have been controlled by the palaeogeographic setting.

Introduction

Située dans les zones alpines internes non loin de la frontière italienne (fig. 1), la haute vallée de l'Isère, ou Haute-Tarentaise, est entaillée dans un empilement complexe de nappes métamorphiques, et peut être divisée en trois régions naturelles, soit d'est en ouest (fig. 2) : le bassin de la haute-Isère dont les principaux centres sont les stations de Tignes et Val d'Isère ; la vallée du Ponturin animée par Peisey ; et la vallée de Champagny (ou Vallaisonnay).

Après l'exploration de E. Raguin (1930), c'est F. Ellenberger (1958) qui définit les grandes unités structurales de ce secteur du domaine briançonnais de Vanoise. Depuis quelques années, beaucoup d'études plus locales ont permis de préciser le schéma structural de cette région (J. Debelmas *et al.*, 1989 ; E. Deville, sous presse).

On peut schématiquement y distinguer trois groupes d'unités superposées (fig. 2) : (1) un substratum siliceux anté-anisien appelé zone Vanoise-Mont Pourri (F. Ellenberger, 1958 ; M.-D. Peruccio-Parison, 1984 ; F. Guillot, 1987), surmonté d'unités briançonnaises

* Manuscrit reçu le 3 mars 1988, accepté le 15 juin 1990.

(1) Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France.

Adresse actuelle : PETROECUADOR-ORSTOM, casilla 10829, Guayaquil, Équateur.

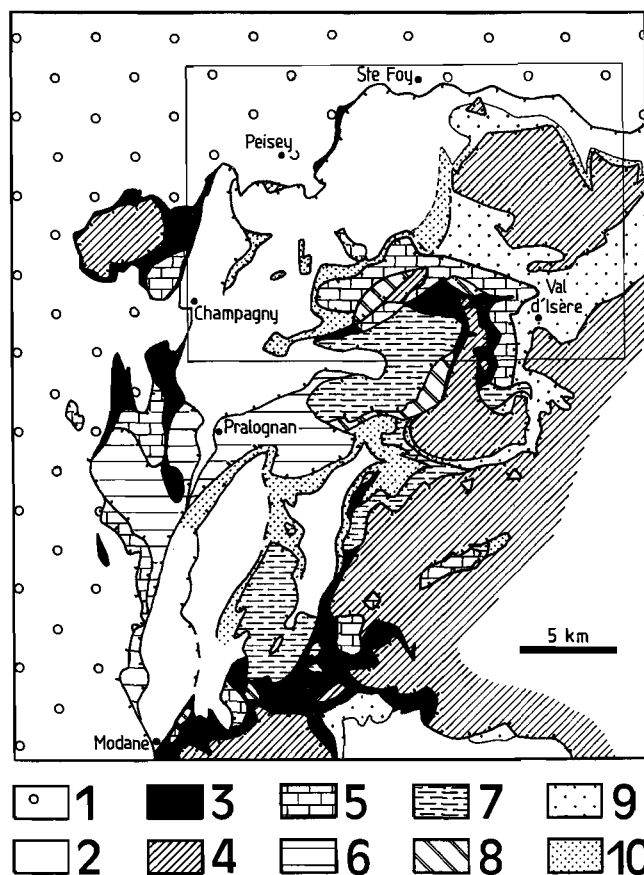


Fig. 1. - Schéma structural de la Vanoise et localisation du secteur étudié.

1 : zone houillère ; 2 : zone Vanoise-Mont Pourri ; 3 : gypses et cargneules ; 4 : unités piémontaise et ligure. *Couverture mésozoïque briançonnaise* ; 5 : unités triasiques ; 6 : unités de Vanoise occidentale ; 7 : unités de la Grande Motte ; 8 : unités de type aiguille des Aïmes ; 9 : unités de Chevril-Clou ; 10 : unités briançonnaises internes indifférenciées.

Fig. 1. - Structural sketch map of the Vanoise and location of the studied area.

1 : Thrust zone ; 2 : Vanoise-Mont Pourri area ; 3 : Gypsum and carnageule ; 4 : Piemontite and ligurite zones. *Briançonnais Mesozoic cover* ; 5 : Triassic units ; 6 : Western Vanoise units ; 7 : Grande Motte units ; 8 : Aïmes needle type units ; 9 : Chevril-Clou units ; 10 : Undifferentiated inner Briançonnais units.

mésozoïques souvent pelliculaires (J.-F. Raoult, 1980 b ; B. Broudoux, 1985 ; F. Guillot et J.-F. Raoult, 1984) ; (2) des unités briançonnaises allochtones reposant sur le premier ensemble (unités triasiques, unités de la Grande Motte, unités de type aiguille des Aïmes, B. Broudoux, 1985 ; B. Broudoux et J.-F. Raoult, 1987 ; E. Jaillard, 1988) ; et (3) un ensemble supérieur comprenant des gypses allochtones et des unités d'origine piémontaise ou ligure (Grande Sassièrre, Chardonnet, Sana, H. Niemeyer, 1979 ; R. Marion, 1984 ; E. Deville, 1986, 1987).

On s'intéressera ici aux unités carbonatées inférieures en contact avec le substratum siliceux anté-anisien. En effet, ces termes ont reçu des attributions stratigraphiques et des interprétations tectoniques contradictoires en raison d'une part, de l'intensité des déformations et des recristallisations, et d'autre part de la grande variabilité des successions observées et de la rareté des fossiles.

La découverte d'importants phénomènes de resédimentations dans ces séries (E. Jaillard et J. Debelmas, 1986 ; E. Jaillard, 1987) permet d'une part, de reconnaître des successions stratigraphiques cohérentes sur lesquelles ce travail se propose de faire le point, et d'autre part de proposer un modèle paléogéographique pour la portion de marge dont elles sont issues. Quelques implications structurales sont ensuite discutées.

Ce travail repose sur le levé de coupes lithologiques détaillées, et sur la cartographie à 1/25 000 des ensembles ainsi reconnus. La rareté des fossiles nous a conduits le plus souvent à des attributions stratigraphiques par comparaisons et corrélations avec les successions mieux datées de Vanoise. Enfin, les successions stratigraphiques ont souvent été interprétées en fonction de la continuité cartographique des contacts entre termes lithologiques, de la constance des séquences, et de leur comparaison avec des séries mieux connues de Vanoise ou de la région de Briançon.

Présentation de la série mésozoïque briançonnaise de Vanoise

L'évolution tectono-sédimentaire de la zone briançonnaise est contrôlée par l'ouverture (Rifting), puis la fermeture (Compression) de l'océan liguro-téthysien, aboutissant à l'Éocène (Collision), à la déformation et au métamorphisme de cette zone (P.-C. de Graciansky *et al.*, 1979 ; M. Lemoine *et al.*, 1986).

1. La période pré-rifting (Trias)

Après la pénéplanation épivarisque, se déposent environ 300 mètres de quartzites clairs attribués au Trias inférieur, suivis de 500 mètres de carbonates de plate-forme, datés du Trias moyen (F. Ellenberger, 1958 ; A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975). La sédimentation s'est probablement poursuivie partout au Trias supérieur par des évaporites puis des dolomies claires de milieu très peu profond (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975). Les calcaires et dolomies sombres du Rhétien marquent un léger approfondissement des milieux de dépôt (B. Broudoux, 1985 ; H. Dondey, 1986 ; E. Deville, 1987).

2. La période syn-rifting (Lias inférieur - Callovien)

L'approfondissement se poursuit au Lias inférieur dont les sédiments enregistrent les effets d'une tectonique synsédimentaire distensive (H. Dondey, 1986 ; E. Deville, 1987). Cette dernière provoque le découpage de la zone briançonnaise en blocs basculés. Dans les dépressions, la sédimentation marine a pu se poursuivre au moins jusqu'à la fin du Sinémurien (F. Ellenberger, 1958 ; H. Dondey, 1986). Puis l'ensemble

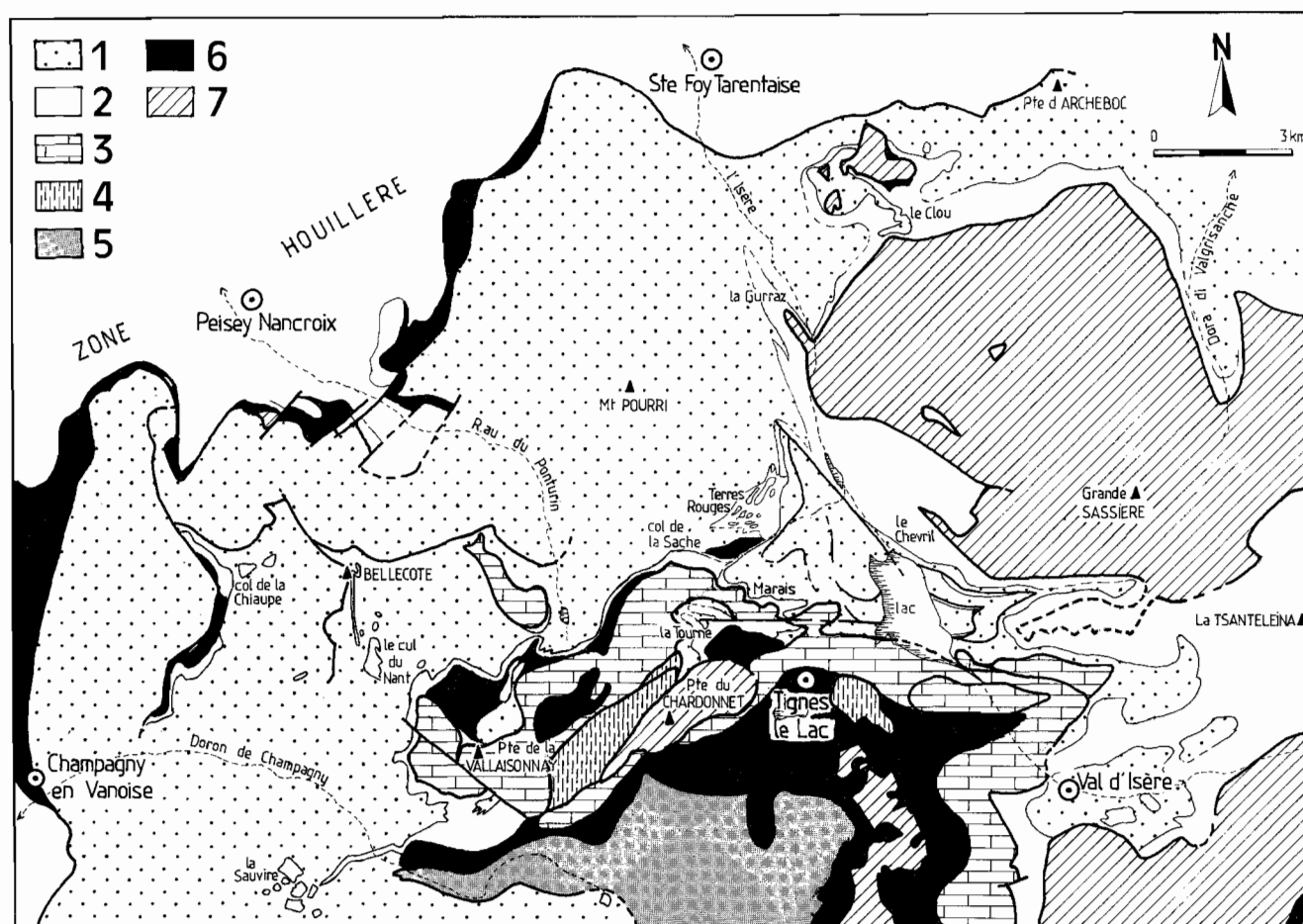


Fig. 2. - Schéma structural de la Haute-Tarentaise.

Unités inférieures : 1 : zone Vanoise-Mont Pourri ; 2 : unités briançonnaises internes. Unités médianes briançonnaises : 3 : unités triasiques ; 4 : unités de type aiguille des Aimes ; 5 : unité de la Grande Motte. Unités supérieures : 6 : gypses et cargneules ; 7 : unités piémontaises et ligures.

Fig. 2. - Structural sketch map of the Haute-Tarentaise.

Lower units : 1 : Vanoise-Mont Pourri area ; 2 : Inner Briançonnais units. Middle Briançon units : 3 : Triassic units ; 4 : Aimes needle type units ; 5 : Grande Motte unit. Upper units : 6 : Gypsum and cargneules ; 7 : Piemontite and ligurite units.

du domaine émerge et est soumis à des érosions dont l'intensité croît vers les zones internes, indiquant donc que la zone briançonnaise de Vanoise était alors pentée approximativement vers le nord-ouest. Des brèches discordantes non datées, tapissant des poches karstiques ou la surface d'érosion, ont été attribuées au Lias-Dogger inférieur (E. Jaillard, 1987). Dans les zones externes, elles font place à des dépôts bauxitiques ou fluvio-deltaïques (F. Ellenberger, 1958 ; E. Jaillard, 1985).

La transgression marine du Jurassique moyen débute par des calcaires lités sombres de plate-forme peu profonde datés du Bathonien (F. Ellenberger, 1958 ; J. Debelmas *et al.*, 1989) dont l'extension est limitée aux zones les plus externes, probablement déprimées. Une deuxième séquence, connue dans toutes les zones briançonnaises externes, est représentée par des marbres massifs à fantômes d'oncolites ou d'organismes de plate-forme (calcaires à éléments figurés), dont le sommet (niveau à silex) est localement daté du Callovien moyen à supérieur (F. Ellenberger, 1958). Quand il repose directement sur le Trias, ce dernier terme est souvent souligné par un niveau de schistes et quartzites sombres (quartzites bleus, F. Ellenberger, 1958 ; H. Dondey, 1986 ; E. Deville, 1987).

3. La période post-rifting (Callovien supérieur ? - Crétacé inférieur)

Le début de l'accrétion océanique dans le domaine ligure au Callovo-Oxfordien (P. De Wever *et al.*, 1987 ; M. Conti *et al.*, 1988) coïncide avec la brusque subsidence de la zone briançonnaise (M. Lemoine *et al.*, 1986). En Vanoise, le bloc basculé briançonnais se scinde alors en deux parties, la zone de fracture étant marquée par de fortes discordances et par des condensations (zone des Aimes, E. Jaillard, 1988, 1989). Cet affaissement se traduit selon les endroits, par une probable lacune sédimentaire ou par le dépôt de brèches polygéniques. Puis, au-dessus de niveaux condensés (croûtes hématisées, niveaux noduleux roses) datés de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien (F. Ellenberger, 1958, p. 226, 235, 303 ; E. Jaillard, 1987), se déposent des calcaires clairs probablement pélagiques attribués au Jurassique supérieur (et Crétacé inférieur ?) (E. Deville, 1987).

4. La période en compression (Crétacé « moyen » à Éocène)

Après une longue lacune de tout ou partie du Crétacé inférieur et moyen, la sédimentation reprend au

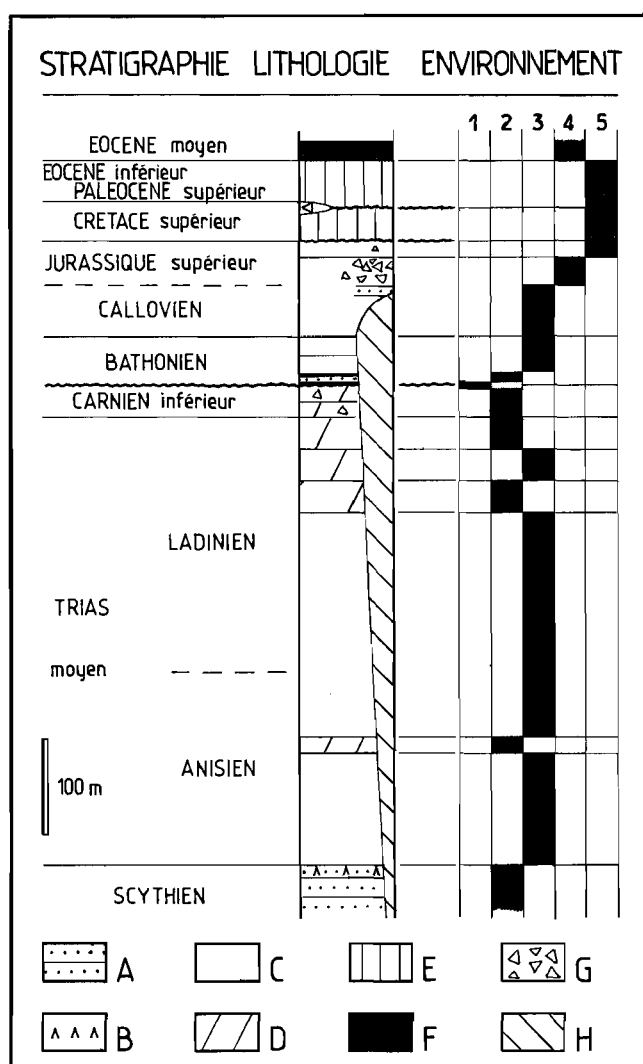


Fig. 3. - Colonne stratigraphique simplifiée de la série Briançonnaise externe de Vanoise.

Lithologie : A : quartzites ; B : évaporites ; C : calcaires ; D : dolomies ; E : marbres chloriteux ; F : schistes ; G : brèches ; H : lacune.

Environnement : 1 : continental ; 2 : tidal ; 3 : plate-forme ; 4 : hémipélagique ; 5 : pélagique.

Fig. 3. - Simplified stratigraphic column of the Vanoise outer Briançonnais series.

Lithology : A : quartzites ; B : evaporites ; C : limestones ; D : dolomies ; E : chloritic marbles ; F : schists ; G : breccias ; H : lacuna.

Environment : 1 : continental ; 2 : tidal ; 3 : platform ; 4 : hemipelagic ; 5 : pelagic.

début du Crétacé supérieur et dépose deux formations de calcaires argileux pélagiques (marbres chloriteux, F. Ellenberger et J.-F. Raoult, 1979). La première formation débute vers le Turonien (F. Ellenberger, 1958 ; E. Deville, 1987), tandis que la deuxième serait d'âge Éocène inférieur (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et J.-F. Raoult, 1979). Les marbres chloriteux supérieurs passent progressivement vers le haut à des schistes et calcschistes gréseux (Schistes de Pralognan), attribués à l'Éocène moyen par comparaison avec le « Flysch » lutétien des Préalpes médianes suisses (C. Caron *et al.*, 1989).

Ce canevas nous servira de point de comparaison pour proposer des corrélations avec les séries souvent azoïques de Haute-Tarentaise.

Les séries mésozoïques de la rive droite de l'Isère

Ces séries présentent des successions stratigraphiques cohérentes et relativement constantes (fig. 4). De plus, elles caractérisent des unités structurales situées chacune en continuité cartographique et peuvent donc être considérées comme représentant des zones paléogéographiques bien définies.

1. La série du Chevril

Cette série affleure depuis les abords du lac du Chevril jusqu'à la région de Val d'Isère (fig. 2), et probablement plus au sud (E. Deville, 1987). Elle est caractérisée par la présence d'une part, de termes mésozoïques pré-rifting, et d'autre part de brèches probablement jurassiques.

— Les termes pré-rifting (2 et 3, fig. 4) comprennent des quartzites clairs attribués au Scythien, et localement, des dolomies et marbres sombres à fossiles anisiens (F. Ellenberger, 1958, p. 185). Ce dernier terme ne dépasse jamais la séquence 3 du Cycle I défini par A. Baud et J. Mégard-Galli (1975), et manque souvent totalement. L'absence de niveaux évaporitiques entre les quartzites et les carbonates a permis à ces derniers de rester autochtones sur les premiers (R. Marion, 1984).

— Les termes syn-rifting (4, fig. 4) semblent être représentés par un ensemble de dolomies bréchiques et de brèches dolomitiques reposant en discordance cartographique sur les termes précédents. Ces dépôts ont été attribués soit au Lias inférieur (F. Ellenberger, 1958), soit au Trias supérieur (R. Marion, 1984). Le repos de ces brèches sur le Trias très érodé milite en faveur d'un dépôt syn- à post-rifting, donc d'un âge Lias à Dogger (E. Jaillard et J. Debelmas, 1986). Ce terme affleure dans la région de Val d'Isère mais disparaît plus au nord.

— Les dépôts de la période post-rifting sont représentés par une succession à trois termes d'épaisseur variable : marbres grésophylliteux - brèches polygéniques - marbres clairs.

Le terme inférieur, souvent absent, marque la transgression post-rifting dans cette région. La présence locale d'oncolites rappelle les « calcaires à éléments figurés » attribués au Callovien dans les zones plus externes de Vanoise.

La brèche polygénique contient des éléments hétéométriques de plus en plus variés vers le haut (dolomies, calcaires, quartzites, et même micaschistes). La matrice est un marbre gris souvent très gréseux et présentant alors de véritables lits siliceux blancs. Connue sous le nom de « brèche du Santel », ce terme a été longtemps attribué au Lias (E. Raguin, 1930 ; F. Ellenberger, 1958 ; H. Niemeyer, 1979 ; R. Marion, 1984). Mais ses relations stratigraphiques suggèrent plutôt un âge Callovien-Oxfordien. En effet, il est souvent séparé des marbres sus-jacents par un encroûtement hématitique à foraminifères, échinodermes et ammonites indéterminables (R. Marion, 1984), ou par un niveau rubéfié et

silicifié (F. Ellenberger, 1958), comparables au niveau de condensation daté ailleurs en Vanoise de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien (F. Ellenberger, 1958 ; E. Jaillard, 1987).

Les marbres clairs supérieurs, probablement pélagiques, dateraient donc du Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur (E. Deville, 1987).

Les dépôts de la période en compression présentent également une succession à trois termes (6, 7 et 8, fig. 4).

Le terme inférieur est constitué de roches détritiques siliceuses à faciès permo-triasique (quartzites sériciteux feuilletés blancs), permien (chloritoschistes quartzo-albitiques verts), ou plus ancien (micaschistes quartzeux sombres). Mais la présence d'éléments carbonatés brunis ou d'intercalations de marbres chloriteux gréseux, permet d'affirmer qu'il s'agit de faciès « reconstitués » au Mésozoïque (M. Lemoine, 1967). Les corps détritiques siliceux ont souvent été interprétés comme des olistolites qui valurent à la formation le nom de « brèche de la Tsanteleina » (F. Ellenberger, 1958). Mais il est

probable que la plupart d'entre eux, sinon tous, soient des lentilles détritiques résédimentées dans les vases pélagiques autochtones (E. Jaillard, 1987). Ce terme a livré des foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur *s.l.* (F. Ellenberger, 1958, p. 319, 448 ; E. Deville, 1986, 1987), âge confirmé par la présence de *Rosita fornicata* (Santonien-Maastrichtien) au col de Bailletta (nord-est de Val d'Isère).

Le terme médian (7, fig. 4) est constitué d'une accumulation d'olistolites de grande taille (jusqu'à kilométrique), d'origine briançonnaise, souvent emballés dans un mince niveau de schistes noirs siliceux. Ce terme n'est pas daté, mais ses relations stratigraphiques indiquent un âge compris entre le Crétacé terminal et l'Éocène inférieur.

Le dernier terme est constitué de marbres chloriteux contenant de petites lentilles détritiques siliceuses variées, et des blocs plurimétriques d'origine briançonnaise. Ces marbres n'ont pas été datés, mais sont probablement équivalents aux marbres chloriteux supérieurs des zones plus externes, datés de l'Éocène

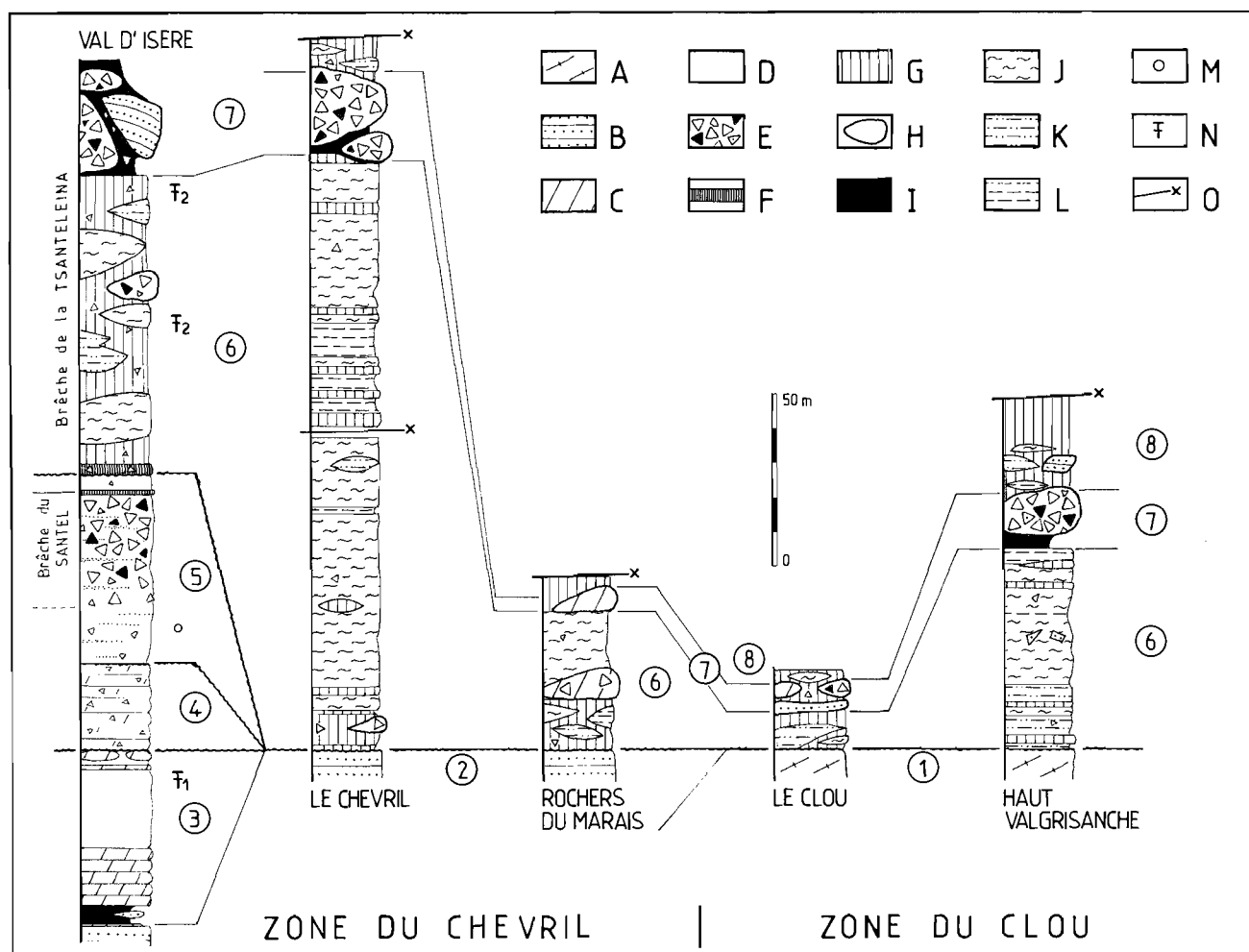


Fig. 4. - Colonnes lithostratigraphiques des zones du Chevril et du Clou (localisation sur fig. 2). Les chiffres 1 à 8 renvoient au texte (§ III).

A : micaschistes anté-permiens ; B : quartzites clairs massifs scythiens ; C : dolomies jaunes ; D : marbres ; E : brèches polygéniques ; F : croûtes minéralisées ; G : marbres chloriteux ; H : olistolites ; I : schistes noirs siliceux ; J : chloritoschistes ; K : quartzites sériciteux feuilletés ; L : micaschistes ; M : fantômes d'oncolites ; N : points datés ; 1 : anisien ; 2 : crétacé supérieur ; O : failles.

Fig. 4. - Lithostratigraphic columns of the Chevril and Clou areas (location shown on fig. 2). The numbers 1 to 8 refer to the text (§ III).

A : Pre-Permian mica-schist ; B : Pale, massive Scythian quartzite ; C : yellow dolomite ; D : marble ; E : polygenic breccia ; F : mineralised crust ; G : chloritic marble ; H : olistoliths ; I : black siliceous schist ; J : chlorite-schist ; K : foliated sericitic quartzite ; L : mica-schist ; M : oncolith ghosts ; N : dated points ; 1 : Anisian ; 2 : Upper Cretaceous ; O : faults.

inférieur. Si cette attribution est confirmée, l'existence de ce terme sommital exclut, là où il existe, l'attribution au Lutétien des schistes à olistolites proposée par E. Jaillard et J. Debelmas (1986).

2. La série du Clou

Cette série est bien exposée dans le vallon du Clou et se prolonge en Italie dans le Valgrisanche (R. Caby, 1968 ; G. Elter, 1972 ; fig. 2 et 4).

A la différence de la série du Chevril, les termes pré-rifting et syn-rifting sont totalement absents, et les termes ultérieurs reposent directement sur le Paléozoïque anté-Permien du massif de l'Archeboc (1, fig. 4).

— La période post-rifting n'est représentée que par des marbres clairs présents dans des filons sédimentaires recoupant les micaschistes paléozoïques, et par des placages de marbres gris-bleu parfois bréchiques, très localement préservés. Il semble donc que leur dépôt a été suivi d'une période d'érosion antérieure aux resédimentations du Crétacé supérieur.

— La période en compression enregistre des dépôts à trois termes très comparables à ceux de la série du Chevril (faciès reconstitués - niveau à olistolites - marbres chloriteux supérieurs, fig. 4). En l'absence de fossiles, on admettra donc qu'il s'agit d'équivalents latéraux.

Les termes carbonatés du Vallaisonnay et du Ponturin

Ces séries, épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres affleurent de façon presque continue en Vanoise septentrionale, depuis le col de la Chiaupe jusqu'au col de la Sache (fig. 2). L'interprétation de ces séries se heurte à deux problèmes, qu'on envisagera successivement.

— La majorité des auteurs a attribué ces termes au Trias (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et P. Saliot, 1967 ; J.-F. Raoult, 1980 a ; B. Broudoux, 1985 ; F. Guillot et J.-F. Raoult, 1984 ; F. Guillot, 1987), bien que certains aient soupçonné la présence de Jurassique et de Crétacé (F. Ellenberger, 1958 ; M.-D. Peruccio-Parison, 1984).

— Les opinions sont partagées quant à la nature du contact de ces séries avec le substratum siliceux : tectonique pour les uns (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et P. Saliot, 1967), mais stratigraphique pour les autres (J.-F. Raoult, 1980 a et b ; B. Broudoux, 1985 ; F. Guillot et J.-F. Raoult, 1984 ; F. Guillot, 1987), qui admettent donc une transgression du Trias moyen directement sur le Paléozoïque anté-Permien, ce qui constituerait une exception dans la paléogéographie du Trias (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975).

1. Les séries occidentales : secteur Chiaupe-Sauvire (fig. 2 et 5)

Nos observations nous conduisent à interpréter ces séries comme une succession renversée d'âge Jurassique

à Crétacé. En effet, si l'on admet cette hypothèse, on peut reconnaître, de haut en bas, la succession suivante (fig. 5).

— Les termes syn-rifting (6, fig. 5) sont représentés par des brèches dolomitiques, des dolomies à laminations algaires et des calcaires sombres non datés (Lias à Dogger ?).

— Les termes correspondant à la période post-rifting débutent par un niveau lenticulaire de schistes et calcschistes noirs parfois bréchiques alternant avec des quartzites sombres (5, fig. 5). Ce niveau est surmonté par des marbres clairs et massifs contenant parfois des fantômes d'organismes, et pouvant être sombres et fétides à la base (4, fig. 5). Cette succession est identique à celle qui marque la transgression du Jurassique moyen dans les zones externes de Vanoise, et dont l'âge va du Bathonien au Callovien.

— La période en compression serait représentée par un mince niveau de marbres chloriteux identiques à ceux qui sont datés du Crétacé supérieur-Éocène dans le reste de la Vanoise (3, fig. 5). Vers le col de la Chiaupe, ce niveau, extrêmement mince, apparaît le plus souvent sous forme de replis isoclinaux dans les marbres clairs, comme l'avaient déjà noté M.-D. Peruccio-Parison (1984, p. 321) et F. Ellenberger (1958, légende fig. 85, p. 431).

A la Sauvire comme au col de la Chiaupe, les marbres chloriteux ou les marbres clairs sont en contact avec des quartzites feuilletés plus ou moins sériciteux à dragées de quartz, et à faciès permo-triasiques (F. Guillot et J.-F. Raoult, 1984 ; F. Guillot, 1987, fig. 7).

2. Les séries du Cul du Nant au col de la Sache

Les successions observables sont moins claires. Néanmoins, on peut proposer d'y reconnaître, également de haut en bas, les éléments suivants :

— Les termes post-rifting sont représentés par des marbres gris parfois bréchiques et/ou dolomitiques, attribuables au Jurassique moyen à supérieur (fig. 6).

— La période en compression serait représentée par de minces niveaux de marbres chloriteux localement préservés (Grande Tourne, col de la Sache, fig. 6). Ailleurs, des dolomies saccharoïdes et chloriteuses, situées dans la même position stratigraphique, pourraient résulter de la dolomitisation secondaire des marbres chloriteux (Cul du Nant). En effet, on observe localement le passage latéral graduel de l'un à l'autre (col de la Sache, Grande Tourne).

Ces termes sont suivis par des quartzites sériciteux feuilletés à blocs de dolomies, et admettant fréquemment un niveau de schistes noirs siliceux pouvant contenir des blocs (fig. 6). A l'ouest du col de la Sache, on trouve dans les quartzites feuilletés une lentille de marbres chloriteux contenant un encroûtement minéralisé rouge malheureusement azoïque.

On peut donc interpréter cette série comme un équivalent latéral de la précédente. Toutefois, la disparition des niveaux-repères (quartzites, marbres chloriteux) rend incertaine l'interprétation proposée.

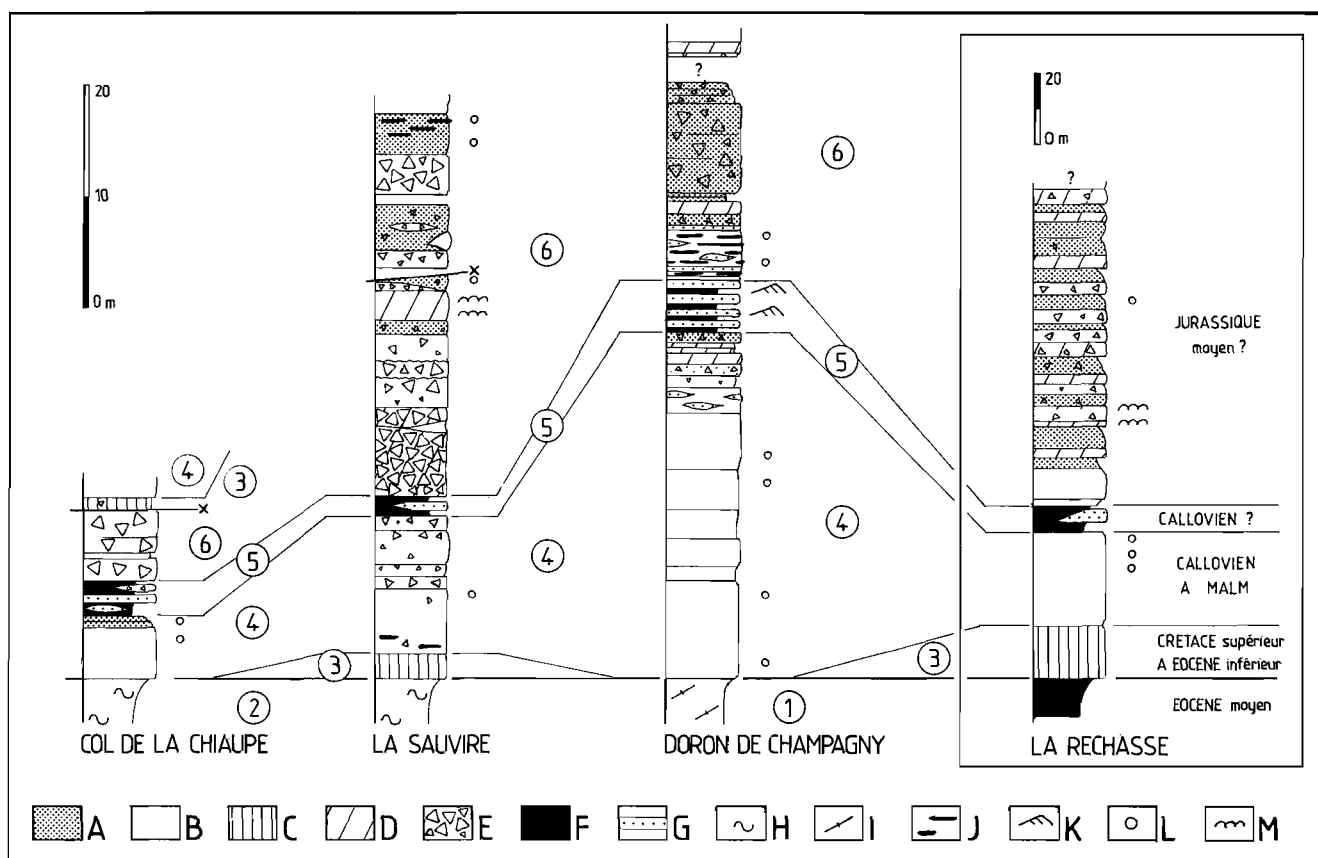


Fig. 5. - Colonnes lithostratigraphiques (polarité inverse) des séries du secteur Chiaupe-Sauvire (Vallaisonnay, localisation sur fig. 2) et comparaison avec l'unité supérieure de la Réchasse (renversée et réduite pour corrélations). Les chiffres 1 à 6 renvoient au texte.

A : marbres sombres ; B : marbres clairs ; C : marbres chloriteux ; D : dolomies ; E : brèches ; F : schistes noirs ; G : quartzites sombres ; H : quartzites sériciteux feuilletés ; I : schistes et micaschistes ; J : silex ; K : rides de courant ; L : fantômes d'organismes ou d'oncolites ; M : laminations algaires.

Fig. 5. - Lithostratigraphic columns (inverse polarity) of the series in the Chiaupe-Sauvire area (Vallaisonnay, location shown on fig. 2) and comparison with the upper Rechausse unit (inverted and reduced for correlation purposes). Numbers 1 to 6 refer to the text.

A : dark marble ; B : pale marble ; C : chloritic marble ; D : dolomite ; E : breccia ; F : black schist ; G : dark quartzite ; H : foliated sericitic quartzite ; I : schist and mica-schist ; J : chert ; K : current ripple marks ; L : organic or oncolith ghosts ; M : algal laminations.

3. Les relations entre termes carbonatés et siliceux

L'hypothèse du contact tectonique entre les marbres des séries du Vallaisonnay-Ponturin et les quartzites sériciteux feuilletés a été remise en cause par J.-F. Raoult (1980 a, F. Guillot et J.-F. Raoult, 1984) à la suite d'études minutieuses, reprises, complétées et discutées avec prudence par M.-D. Peruccio-Parison (1984, pp. 303-328). Nos observations nous amènent aux mêmes conclusions que cette dernière : ce contact étant déformé par toutes les phases visibles de déformation, rien n'indique qu'il soit tectonique, mais la prudence veut qu'on ne l'exclut pas.

Nous proposons donc que les séries du Vallaisonnay-Ponturin se terminent par quelques mètres ou dizaines de mètres de matériel détritique siliceux d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire inférieur, imitant les faciès permotriasiques, et reposant en contact anormal sur le matériel paléozoïque du massif de Bellecôte.

Cette hypothèse s'appuie sur les observations suivantes :

— On a déjà souligné l'absence apparente de déformations au contact entre les marbres et les quartzites feuilletés. De plus, on observe des interstratifications de termes siliceux dans les marbres (M.-D. Peruccio-Parison, 1984, p. 311, par exemple).

— Par ailleurs, la succession stratigraphique au passage avec les termes siliceux est assez constante (fig. 6), et comparable, quoiqu'en plus mince, à celle de la série du Chevril (fig. 4). D'ailleurs, les faciès qui, dans cette hypothèse, surmonteraient stratigraphiquement les marbres (quartzites feuilletés, séricitoschistes à faciès permotriasique) sont très comparables à certains des niveaux reconstitués de la zone du Chevril, et contiennent au sud du col de la Chiaupe, outre des dragées de quartz rose, des galets centi- à décimétriques de carbonate brun et de marbre rouge.

— La continuité cartographique entre les deux ensembles (fig. 7) est un autre argument en faveur d'une succession stratigraphique.

— Enfin, cette interprétation expliquerait la très faible épaisseur du « Permien » de la Sauvire et du col de la Chiaupe, comparée aux centaines de mètres du Permien vrai du reste de la série de Bellecôte (cf. F. Guillot, 1987, pp. 195 à 197).

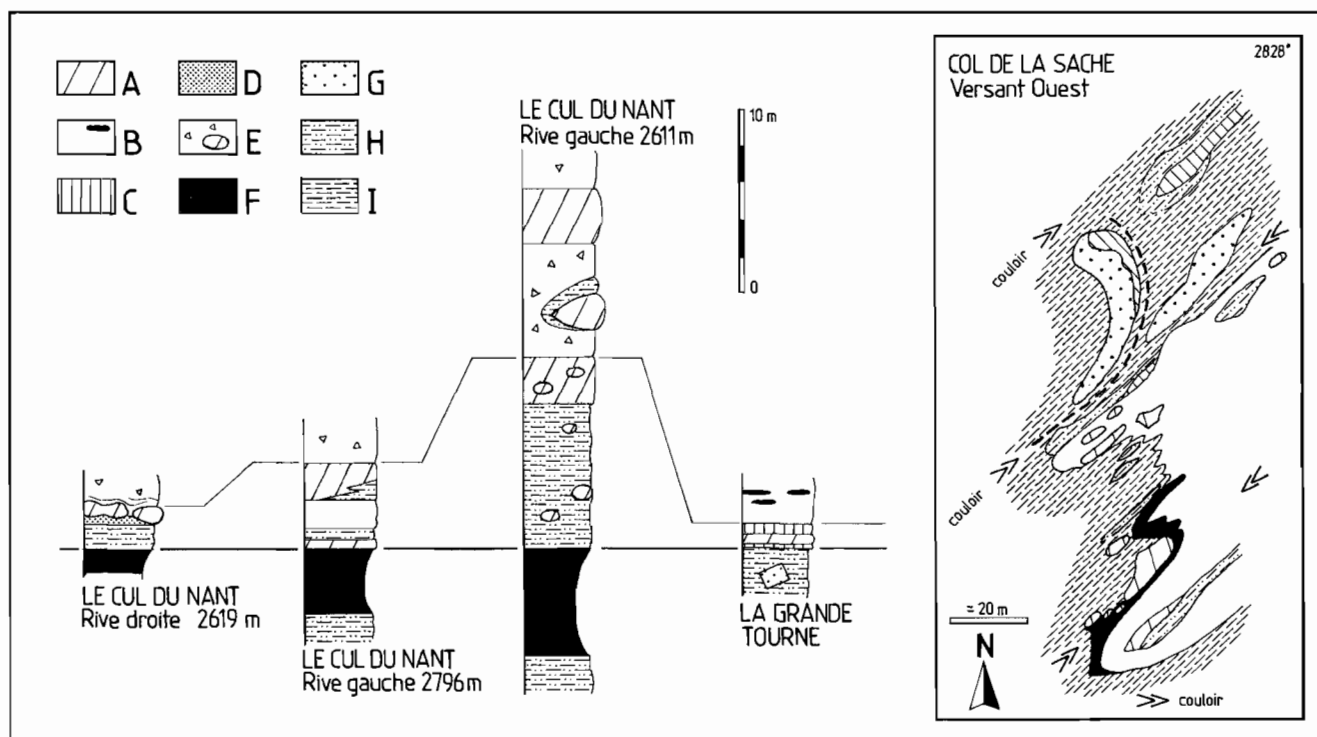


Fig. 6. - Aspects du passage termes carbonatés-termes siliceux dans les séries du Cul du Nant au col de la Sache (localisation sur fig. 2). Dans l'interprétation proposée, la polarité est inverse.

A : dolomies ; B : marbres clairs (silex occasionnels) ; C : marbres chloriteux ; D : marbres sombres ; E : galets et blocs ; F : schistes noirs siliceux ; G : quartzites massifs ; H : quartzites sériciteux feuilletés ; I : schistes et micaschistes.

Fig. 6. - Aspects of the transition from carbonate to siliceous facies in the Cul du Nant series at the Sache pass (location shown on fig. 2). In the proposed interpretation the sequence is inverted.

A : dolomite ; B : pale marble (occasional chert) ; C : chloritic marble ; D : dark marble ; E : pebbles and blocks ; F : black siliceous schist ; G : massive quartzite ; H : foliated sericitic quartzite ; I : schist and mica-schist.

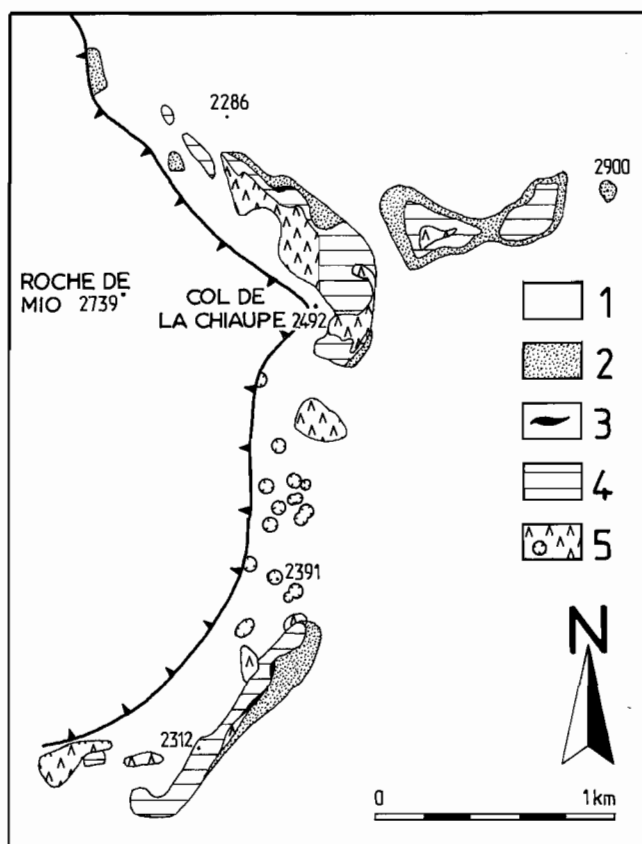


Fig. 7 - Carte géologique du secteur du col de la Chiaupe, montrant l'association des quartzites sériciteux feuilletés et des termes carbonatés (cette association se note également dans le secteur Cul du Nant-col de la Sache, voir F. Guillot, 1987 ; ou J. Debelmas *et al.*, 1989).

1 : paléozoïque indifférencié, et placages quaternaires ; 2 : quartzites sériciteux feuilletés ; 3 : marbres chloriteux ; 4 : marbres et brèches ; 5 : gypses et entonnoirs de dissolution.

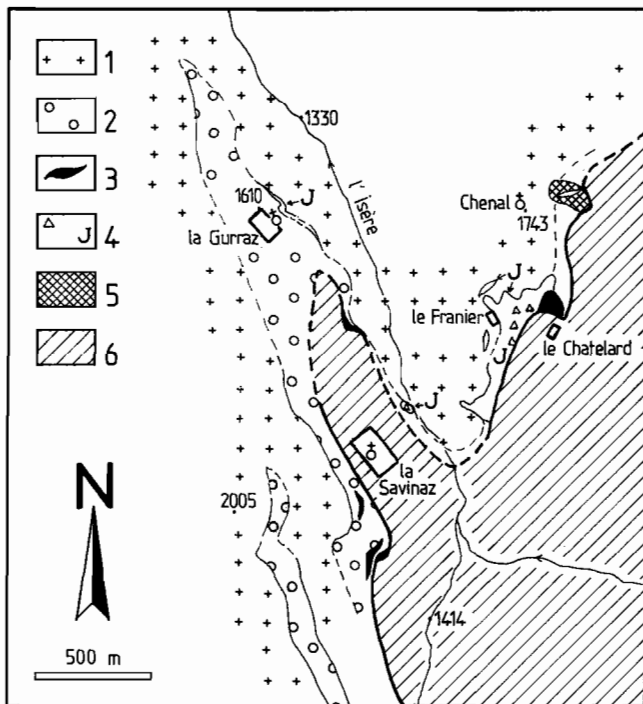
Fig. 7. - Geological map of the Chiaupe pass area, showing the association of foliated sericitic quartzite and carbonate facies (this association is also seen in the Cul du Nant area-Sache pass ; see F. Guillot, 1987 or J. Debelmas *et al.*, 1989).

1 : Undifferentiated Paleozoic, and Quaternary coatings ; 2 : foliated sericitic quartzite ; 3 : chloritic marble ; 4 : marble and breccia ; 5 : gypsum and solution funnels.

La série du Mont Pourri

Ces affleurements, qui s'étendent depuis le col de la Sache jusqu'aux villages de la Gurraz et du Franier (fig. 2) sont encore énigmatiques. On se bornera donc à signaler les interprétations les plus probables (fig. 8 et 9).

— Ces termes semblent représenter une série d'âge Jurassique à Crétacé transgressive sur le Paléozoïque du Mont Pourri.



En effet, au village du Franier (fig. 8), on observe, en repos apparemment stratigraphique sur des mica-schistes paléozoïques, des marbres gris-bleu à fines zones siliceuses et phylliteuses (R. Marion, 1984), surmontés par des marbres gris à gros éléments dolomitiques jaunes, puis par des marbres chloriteux détritiques, évoquant donc une succession stratigraphique jurassico-crétacée. D'autre part, on retrouve les marbres de base à zones siliceuses, à la Gurraz (R. Marion, 1984, fig. 8), et ce sont probablement eux qu'on suit localement dans la partie supérieure des affleurements des Terres Rouges (fig. 9), marquant ainsi la base de la série mésozoïque.

Fig. 8. - Carte géologique de la région de la Savinaz.

1 : paléozoïque indifférencié ; 2 : chloritoschistes verts présumés résédimentés au Crétacé supérieur ; 3 : marbres chloriteux du Crétacé supérieur probable ; 4 : marbres et brèches supposés jurassiques ; 5 : cargneules ; 6 : schistes lustrés de la Grande Sassièr.

Fig. 8. - Geological map of the Savinaz region.

1 : Undifferentiated Paleozoic ; 2 : Upper Cretaceous green chlorite-schist, presumed resedimented ; 3 : probable Upper Cretaceous chloritic marble ; 4 : presumed Jurassic marble and breccia ; 5 : cargneules ; 6 : Grande Sassièr lustrous shale.

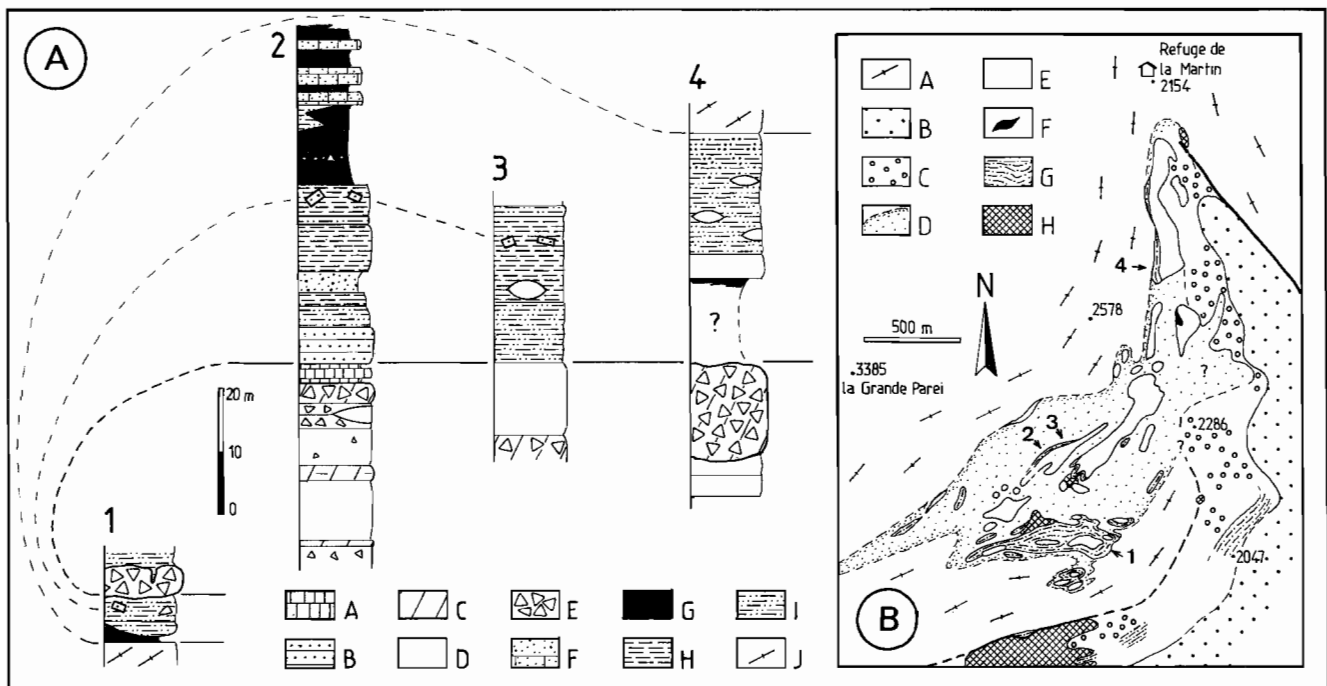


Fig. 9. - Lithostratigraphie et localisation des affleurements de Terres Rouges (localisation sur fig. 2).

9 A : Coupes lithologiques (polarité inconnue) (localisation sur fig. 9 B).

A : marbres chloriteux ; B : quartzites ; C : dolomies ; D : marbres clairs ; E : brèches ; F : grès calcaires ; G : schistes noirs ; H : mica-schistes quartzeux ; I : quartzites sériciteux feuilletés ; J : mica-schistes paléozoïques.

9 B : Carte géologique des affleurements de Terres Rouges.

A : mica-schistes paléozoïques ; B : quartzites scythiens ; C : quartzites micacés grossiers (permo-triasiques ?) ; D : extension possible de la série mésozoïque du Mont Pourri ; E : marbres et brèches ; F : marbres chloriteux ; G : quartzites sériciteux feuilletés ; H : cargneules.

Fig. 9. - Lithostratigraphy and location of the Red Earth outcrops (location shown on fig. 2).

9 A : Lithologic sections (polarity unknown) (location shown on fig. 9 B).

A : chloritic marble ; B : quartzite ; C : dolomite ; D : pale marble ; E : breccia ; F : calcareous sandstone ; G : black schist ; H : quartzitic mica-schist ; I : foliated sericitic quartzite ; J : Paleozoic mica-schist.

9 B : Geological map of the Red Earth outcrops.

A : Paleozoic mica-schist ; B : Scythian quartzite ; C : coarse-grained micaceous quartzite (Permian-Triassic ?) ; D : possible extension of the Mont Pourri Mesozoic series ; E : marble and breccia ; F : chloritic marble ; G : foliated sericitic quartzite ; H : cargneules.

— L'existence de faciès reconstitués au sein de cette série est très probable. En effet :

On trouve fréquemment des lentilles de quartzites feuilletés ou de chloritoschistes verts identiques à celles qui, dans la zone du Chevril et dans le massif d'Ambin, sont clairement resédimentées.

On note, dans les faciès paléozoïques des Terres Rouges, la présence de minces niveaux de marbres clairs (fig. 9) ; mais il peut aussi s'agir de filons sédimentaires.

On peut cartographier un niveau de micaschistes sombres à gros blocs de quartzites blancs présentant des restes de stratifications (fig. 9 A) ; néanmoins, l'absence de litages obliques ou de rides de courant dans ces blocs ne permet pas d'affirmer qu'ils proviennent du remaniement des dépôts scythiens.

Des lentilles de marbres chloriteux à faciès crétacé, déjà notées par F. Ellenberger (minute inédite), sont interstratifiées dans les chloritoschistes à faciès permien de la Gurraz et de la Savinaz (fig. 8).

Certains faciès siliceux enveloppent des blocs de calcaire ou de dolomie bréchiques, et peuvent s'infiltrer dans les fentes ou irrégularités de leur surface (fig. 9 A).

— Cette dernière observation, ainsi que la répartition en chapelet des blocs de brèche carbonatée des Terres Rouges (fig. 9 B), indiqueraient la présence d'olistolites (E. Jaillard, 1987). Ces derniers comportent localement des placages de marbres chloriteux (fig. 9) et se sont donc mis en place au Crétacé supérieur ou plus tard.

Toutefois, la difficulté à distinguer les roches paléozoïques des faciès siliceux resédimentés n'a permis ni d'établir une stratigraphie claire, ni de cartographier précisément ces affleurements.

Interprétations paléogéographiques

La zone briançonnaise est généralement caractérisée par une érosion syn-rifting croissante vers les domaines paléogéographiques plus internes, ces derniers étant parfois marqués par l'ablation de tous les dépôts triasiques (M. Lemoine, 1967 ; R. Lefèvre, 1982 ; C. Gout, 1987). Parallèlement, les dépôts post-rifting sont souvent d'autant plus condensés et la transgression post-rifting est d'autant plus tardive que les séries sont plus internes (M. Bourbon, 1980 ; C. Kerckhove *et al.*, 1984, par exemple). Enfin, la proportion de resédimentations tend aussi à augmenter dans la même direction, jusqu'à obscurcir considérablement les relations stratigraphiques (B. Allenbach et J.-M. Caron, 1986 ; C. Gout, 1987 par exemple).

La zone du Chevril, où la transgression post-rifting s'effectue au Jurassique moyen à supérieur sur une surface d'érosion ayant atteint le Trias inférieur, peut donc être considérée comme plus externe que les zones du Clou et du Mont Pourri, où les resédimentations du Crétacé supérieur reposent le plus souvent directement sur le socle anté-permien (fig. 10).

Les séries du Vallaisonnay-Ponturin étant décollées au niveau des brèches dolomitiques syn-rifting, l'impor-

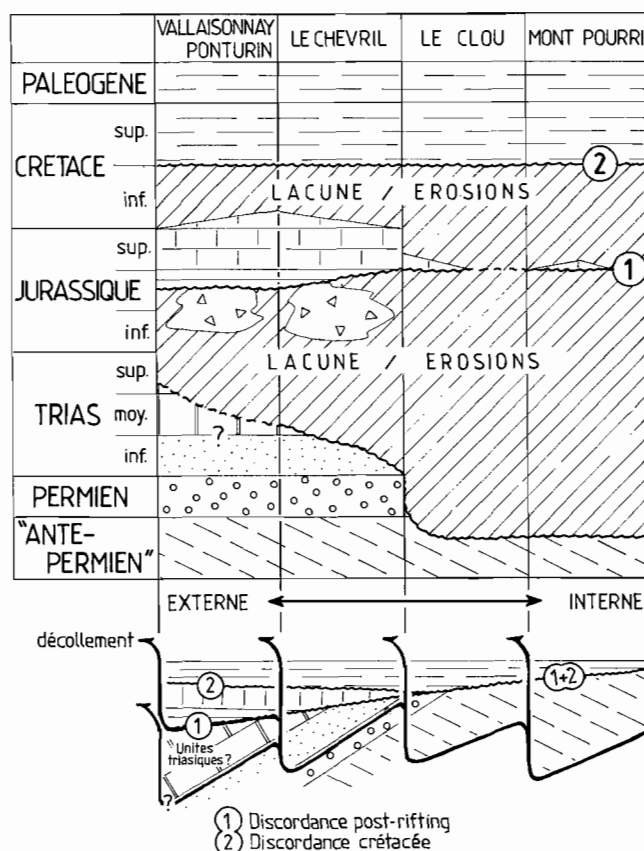


Fig. 10. - Reconstitution paléogéographique des séries briançonnaises de Haute-Tarentaise, et localisation des niveaux de décollement.

Fig. 10. - Paleogeographic reconstruction of the Haute-Tarentaise Briançonnais series and location of the decollement levels.

tance des érosions dues à l'émersion ne peut être évaluée. Néanmoins, les dépôts jurassiques étant très comparables à ceux des zones briançonnaises externes, on peut lui attribuer une position paléogéographique plus externe que la zone du Chevril (fig. 10).

Si tel est le cas, on doit admettre que les resédimentations du Crétacé supérieur, qui caractérisent principalement les zones briançonnaises les plus internes, ont pu également se déposer sur certaines zones relativement externes (Vallaisonnay-Ponturin). En conséquence, les aires sédimentaires et paléogéographiques du Crétacé supérieur sont obliques sur celles du Jurassique. Ce remaniement paléogéographique est probablement lié aux événements tectoniques du Crétacé « moyen » (de Graciansky *et al.*, 1981), dont l'importance en Vanoise est illustrée par le grand volume des resédimentations.

Un deuxième événement tectonique important est enregistré entre le Crétacé terminal et l'Éocène inférieur probable par les schistes noirs siliceux à olistolites.

Conséquences structurales

La méconnaissance des phénomènes de resédimentation dans les séries de Haute-Tarentaise avait conduit à des interprétations tectoniques complexes pour rendre

compte des superpositions supposées anormales (A.W.B. Siddans, 1984 ; R. Marion, 1984 ; R. Butler 1989). La mise en évidence de ces phénomènes et leur attribution au Crétacé supérieur-Tertiaire ont permis de définir des unités cartographiables, et de proposer un schéma structural relativement simple (fig. 1 et 2).

Les successions stratigraphiques indiquent que les décollements de base de chaque unité n'ont pas eu lieu au même niveau. En effet, comme l'a montré A. Baud (1972), l'érosion syn-rifting a pu supprimer les niveaux de décollements supérieurs de la série briançonnaise.

Ainsi, dans les zones du Clou et du Mont Pourri, les niveaux de décollement du Trias (évacués du Carnien et du Scythien terminal) et du Permo-Trias (séricito-schistes) ont disparu. Ces unités ont donc été tronquées dans le Paléozoïque anté-Permien, la mince couverture mésozoïque restant adhérente. L'unité du Chevril a été décollée à la base des quartzites, c'est-à-dire probablement dans les niveaux permo-triasiques, comme en témoigne le redoublement tectonique des quartzites scythiens au niveau du lac du Chevril (F. Ellenberger, 1958 ; A.W.B. Siddans, 1984 ; E. Deville, sous presse). Enfin, les séries du Vallaisonnay-Ponturin ont probablement été tronquées au sommet du Trias carbonaté, ce dernier pouvant alors constituer une partie des nombreuses unités triasiques de Vanoise (fig. 2).

Si l'on admet d'une part, que les surfaces de charriage remontent généralement dans la stratigraphie lors de leur propagation vers l'avant (S.E. Boyer et D. Elliott, 1982), et d'autre part que la déformation s'est propagée depuis les zones internes vers les zones externes, la reconstitution paléogéographique proposée est cohérente avec la localisation des troncatures basales dans les différentes unités (fig. 10).

Références bibliographiques

- BAUD A. (1972). - Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.*, **65**, pp. 43-55.
- BAUD A., MÉGARD-GALLI J. (1975). - Évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX^e Cong. Intern. Sédim., Nice, 1975, thème 5, pp. 45-52.
- BOURBON M. (1980). - Évolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Éocène inférieur. Thèse Sciences, Strasbourg, 1980, 580 p., 2 vol.
- BOYER S.E., ELLIOTT D. (1982). - Thrust systems. *Am. Ass. Petrol. geol. Bull.*, **66**, pp. 1196-1230.
- BROUDOUX B. (1985). - Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse de 3^e cycle, Univ. Lille, 299 p.
- BROUDOUX B., RAOULT J.-F. (1987). - Précisions sur les coupes de l'Aiguille des Aimes et de la cascade du Manchet, exemples de la série de Val d'Isère-Ambin (zone briançonnaise, Vanoise, Alpes de Savoie). *Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise*, à paraître.
- BUTLER R.W.H. (1989). - The geometry of crustal thickening in the Western Alps. In : A.M.C. Sengör (ed.), *Tectonic evolution of the*

Conclusions

L'étude lithostratigraphique des affleurements de Haute-Tarentaise permet de reconnaître plusieurs types de séries caractérisées par d'abondantes resédimentations, issues de zones paléogéographiques distinctes, et constituant des unités structurales différentes.

La zone du Vallaisonnay-Ponturin est marquée par une transgression post-rifting précoce (Jurassique moyen) qui lui confère un caractère paléogéographique externe.

Dans la zone du Chevril, les brèches marines callovo-oxfordiennes surmontent généralement les quartzites du Trias inférieur, et sont suivies par des resédimentations d'âge Crétacé supérieur à Éocène.

Dans la zone du Clou, les resédimentations du Crétacé supérieur à Éocène reposent directement sur le socle anté-permien.

Le massif paléozoïque du Mont Pourri paraît supporter une série mésozoïque autochtone très riche en faciès détritiques.

Les resédimentations révèlent des événements tectoniques crétacés ayant remanié la paléogéographie du domaine briançonnais (faciès reconstitués) et une phase importante dont l'âge serait compris entre le Crétacé terminal et l'Éocène inférieur (niveau à olistolites).

La géométrie des décollements de base de ces unités semble étroitement contrôlée par leur évolution paléogéographique (érosions).

Remerciements

Ce travail doit beaucoup aux avis partagés sur le terrain avec J. Debelmas et C. Kerckhove, aux discussions menées avec T. Baudin, B. Landès et G. Mascle, et aux relectures critiques du manuscrit effectuées par P.-C. de Graciansky, F. Guillot et M. Lanteaume.

Tethyan region. NATO ASI series C, n° 259, Kluwer Academic Publ., Pays-Bas, pp. 43-76.

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). *Géol. Alpine*, **44**, pp. 95-111.

CARON C., HOMEWOOD P., WILD W. (1989). - The original Swiss flysch : a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. *Earth Sci. Review*, **26**, pp. 1-45.

CONTI M., MARUCCI M., ZANZUCCHI G. (1988). - Radiolarian dating of the Mt Alpe cherts at Costa Sandella, Mt Penna, Mt Aiona group, Ligurian Apennines. *Ofioliti*, **13**, pp. 81-84.

DEBELMAS J. *et al.* (1989). - Carte géol. France (1/50 000), feuille Moutiers (751). Orléans : B.R.G.M., Notice explicative par Debelmas J. *et al.*, 53 p.

DE GRACIANSKY P.-C., BOURBON M., DE CHARPAL O., CHENET P.-Y., LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives ; marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **21**, pp. 663-674.

DE GRACIANSKY P.-C., BOURBON M., LEMOINE M., SIGAL J. (1981). - The sedimentary record of mid-cretaceous events in the Western Tethys and central Atlantic oceans and their continental margins. *Eclogae geol. Helv.*, **742**, pp. 353-367.

DEVILLE E. (1986). - Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. *Géol. Alpine*, **62**, pp. 51-61.

- DEVILLE E. (1987). - Étude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales française, Savoie). Thèse Univ. Savoie. Chambéry, 295 p.
- DEVILLE E. *et al.* (sous presse). - Carte géol. France (1/50 000), feuille Tignes (752). Orléans : B.R.G.M., Notice explicative par Deville *et al.*
- ELLENBERGER F. (1958). - Étude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mém. Serv. carte géol. Fr., 562 p.
- ELLENBERGER F., SALIOT P. (1967). - Tectonique « pennique » à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **264**, pp. 1569-1572.
- ELLENBERGER F., RAOULT J.-F. (1979). - Les enseignements géologiques du rocher de la Loze à Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). *Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise*, **10**, pp. 37-69.
- 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. *Mém. Ist. Géol. Univ. Padova*, **28**, 19 p.
- GOUT C. (1987). - Tectonique océanique et tectonique alpine dans les Schistes lustrés de Haute-Ubaye (zone piémontaise des Alpes occidentales). Thèse Univ. Grenoble, 286 p.
- GUILLLOT F. (1987). - Géologie de l'Antépennien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse Univ. Lille, 280 p.
- GUILLLOT F., RAOULT J.-F. (1984). - Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale : données nouvelles et hypothèses (zone briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. géol. Nord*, **104**, pp. 183-192.
- JAILLARD E. (1985). - La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, **301**, pp. 633-636.
- JAILLARD E. (1987). - Nature, répartition et signification du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, pp. 143-155.
- JAILLARD E. (1988). - Une image paléogéographique de la Vanoise briançonnaise. *Eclogae geol. Helv.*, **81**, pp. 553-566.
- JAILLARD E. (1989). - La transition briançonnais externe-briançonnais interne en Savoie. L'aiguille des Aïmes, le Roc du Bourget et le massif d'Ambin. *Géol. alpine*, **65**, pp. 105-134.
- JAILLARD E., DEBELMAS J. (1986). - Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, **302**, pp. 35-38.
- KERCKHOVE C., BOURBON M., CHENET P.-Y. (1984). - Zones internes duranciennes. Livret-guide excursion Groupe Français du Crétacé, septembre 1984.
- LEFEVRE R. (1982). - Les nappes briançonnaises et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse doct. Sci. Univ. Paris XI, Orsay, 435 p.
- LEMOINE M. (1967). - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rundschau*, **56**, pp. 320-335.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.-C., RUTKIEWICZ J.-L., MEGARD-GALLI J., TRICART P. (1986). - The continental margin of the mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine Petroleum Geol.*, **3**, pp. 179-199.
- MARION R. (1984). - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère. Thèse 3^e cycle, Univ. Savoie, Chambéry, 172 p.
- NIEMEYER H. (1979). - Contribution à l'étude géologique de la haute-vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis. Région de Val d'Isère. Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 175 p.
- PERUCCIO-PARISON M.-D. (1984). - Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 1984, 358 p.
- RAGUIN E. (1930). - Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). Mém. Expl. carte géol. Fr., 107 p.
- RAOULT J.-F. (1980 a). - Caractère transgressif du Trias de Bellocôte en Vanoise, implications tectoniques (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **291**, pp. 47-50.
- RAOULT J.-F. (1980 b). - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, **22**, n° 4-5, pp. 302-312.
- SIDDANS A.W.B. (1984). - L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise : la zone Vanoise-Mont Pourri des environs de Val d'Isère. *Géologie de la France*, n° 4, pp. 3-39.