Nature, signification et répartition du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise

Etienne Jaillard

▶ **To cite this version:**

Etienne Jaillard. Nature, signification et répartition du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise. 1987, pp.143-155. insu-00514835

HAL Id: insu-00514835
https://insu.hal.science/insu-00514835

Submitted on 3 Sep 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

NATURE, SIGNIFICATION ET RÉPARTITION DU DÉTRITISME DANS LA ZONE BRIANÇONNAISE DE VANOISE

par **Etienne JAILLARD**

RESUME - De nouvelles études permettent de reconnaître trois types principaux de détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise.

1 - **Des niveaux argilo-gréseux**, minces mais de vastes extension sont associés aux transgressions (Anisien inférieur, Dogger supérieur), mais certains niveaux gréseux du Callovien sont accompagnés de légers mouvements tectoniques.

2 - **Des brèches carbonatées**, parmi lesquelles il faut distinguer:

a/ des formations résultant de glissements et fragmentations synsédimentaires (Carnien et certaines brèches du Lias-Dogger (?);

b/ des brèches polygéniques provenant d'escarpements de failles (Lias à Dogger inférieur et Callovo-Oxfordien).

Ces brèches carbonatées sont liées à l'évolution en extension de la marge passive téthysienne.

3 - **Un détritisme mixte** (siliceux fin et carbonaté grossier) caractérisant certaines zones internes de Vanoise au Crétacé supérieur (et au Tertiaire ?). L'absence des brèches massives dans ces niveaux suggère que les failles n'y ont joué qu'un rôle mineur. Ce détritisme semble en relation avec l'apparition d'un régime compressif dans la zone briançonnaise.

-=-

ABSTRACT-New data allow three main detritism types to be distinguish in the Briançonnais zone of Vanoise:

1 - Thin and widespread, argillaceous, sandy levels are associated with transgressions (Early Anisian, Late Middle Jurassic) though, during Callovian time, some sandy levels are associated with faint tectonic events.

2 - Among the carbonated breccias, it is convenient to distinguish:
a/ formations resulting from synsedimentary fragmentation and gliding (Carnian as well as some Liassic-Dogger breccias);
b/ Polygenic breccis resulting from scarp-faulting (Liassic to early Dogger and Callovo-Oxfordian time).

These carbonated breccias are linked with the extensional evolution of the Tethysian passive margin.

3 - Mixed, fine siliceous + coarse carbonated, detritism characterizes some internal zones of Vanoise during upper Cretaceous (and Tertiary ?) time. Lack of any massive breccias suggests that fault played a minor part in its generation. This detritism seems to be in relation with the appearance of a compressive stress regime in the Briançonnais zone.

* Institut Dolomieu et Laboratoire de Géologie Alpine associé au CNRS.
Rue Maurice Gignoux - 38031 GRENOBLE CEDEX

I - INTRODUCTION

La zone briançonnaise constitue, au Mésozoïque, un segment de la marge européenne de la Téthys dont l'histoire est liée à l'évolution géodynamique de l'océan liguro-piémontais situé plus à l'Est (LEMOINE, 1984). En Vanoise (fig.1), malgré la complexité structurale et l'intensité des recristallisations, ELLENBERGER a établi dès 1958, avec une remarquable précision, la stratigraphie de la série briançonnaise et a caractérisé les grands domaines paléogéographiques.

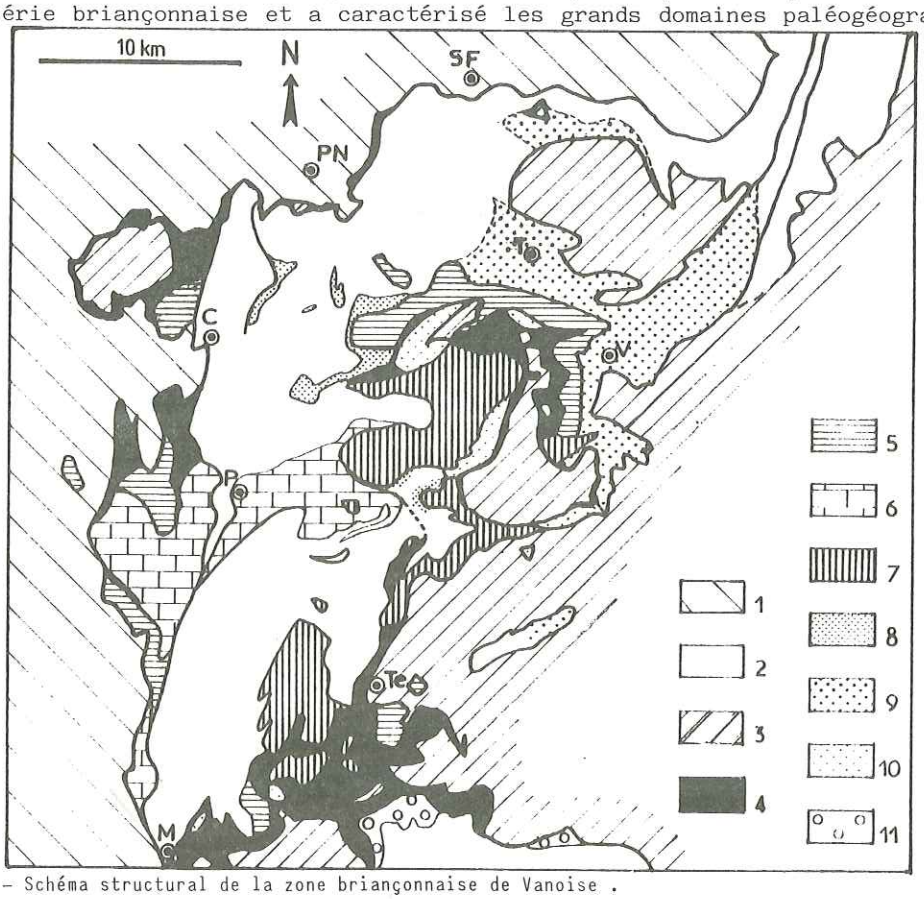


Figure 1 - Schéma structural de la zone briançonnaise de Vanoise .
C: Champagny.M:Modane.P:Pralognan.PN:Peisey-Nancroix.SF:Sainte-Foy.T:Tignes(Les Boisses).Te:Termignon.
V:Val d'Isère - 1:Zone houillère.2:Socles de Vanoise et d'Ambin.3:Zone piémontaise.4:Gypses.
Zone briançonnaise.5:Unités triasiques.6:Unités de Vanoise occidentale.7:Unités de la Grande Motte.8:Séries de Vanoise septentrionale.9:Séries du Chevril.10:Unités du type aig. des Aimes.11:Séries d'Ambin
5 et 6 constituent la Vanoise externe.8 et 10 consituent la Vanoie interne. 9 à 11 constituent la zone de Val d'Isère - Ambin de ELLENBERGER (1958).

Depuis, de nombreuses études détaillées plus ponctuelles sont venues préciser, compléter, et parfois modifier ce schéma. Parmi ces résultats, ont retiendra les suivants.

Le Trias moyen de Vanoise (ELLENBERGER, 1958; JAILLARD, 1984; BROUDOUX, 1985; DONDEY, 1986) est comparable et corrélable avec les formations équivalentes mieux préservées du Briançonnais et des Préalpes suisses (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975).

Des brèches non datées, parfois fortement discordantes (JAILLARD, 1984; DETRAZ, 1984; BROUDOUX, 1985; JAILLARD & al., 1986) surmontent le Trias moyen et ont été attribuées au Carnien (MEGARD-GALLI et BAUD, 1977; JAILLARD, 1984), au Lias (ELLENBERGER, 1958, JAILLARD, 1985a) ou au Dogger (MARION, 1984, JAILLARD et al., 1986; JAILLARD et DEBELMAS, 1986; BROUDOUX et RAOULT, 1986).

Une phase tectonique d'âge probable Hettangien à Sinémurien et matérialisé par des olistolites, des brèches et des discordances individualise le domaine paléogéographique de la Grande Motte (JAILLARD et al., 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986).

La transgression du Jurassique moyen s'effectue en Vanoise occidentale sur un substratum inégalement érodé, structuré par la tectonique liasique (ELLENBERGER, 1958; RAOULT et al., 1984; JAILLARD, 1984, 1985a, 1985b; BROUDOUX, 1985; JAILLARD et al., 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986). Diachrone, elle s'accompagne du dépôt de trois niveaux détritiques siliceux successifs (JAILLARD et al., 1986) et semble séparée du Jurassique supérieur par une importante discontinuité sédimentaire (JAILLARD, 1984, 1985b).

Les modalités de la transgression jurassique en Vanoise occidentale sont schématisées sur la figure 2.

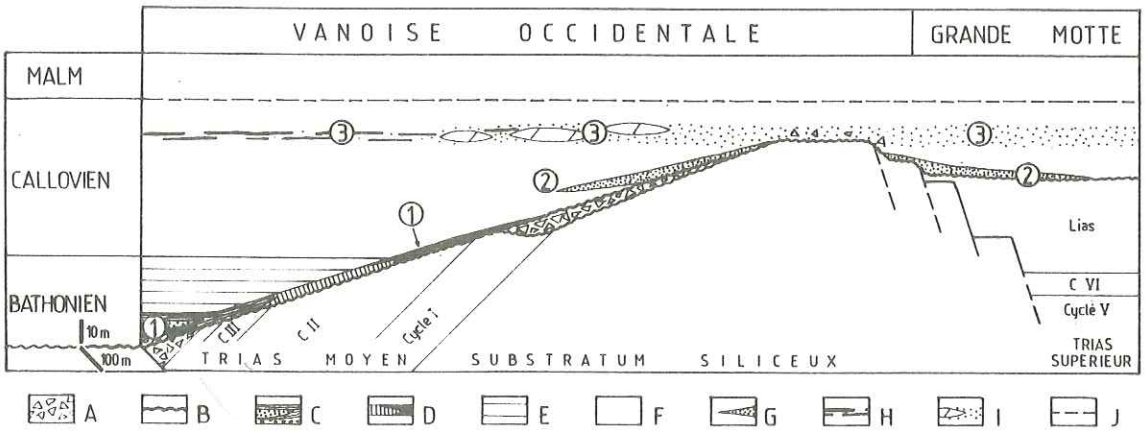


Figure 2: Représentation schématique de la sédimentation jurassique en Vanoise externe. A:Brèches B: Discordance post-rift. C: Conglomérats, quartzites et schistes alumineux deltaïques. D: Argilites vertes et bauxites rouges. E: Calcaires lités noirs (Dogger à Mytilus). F: Marbres massifs clairs. G: Quartzites bleus. H: Zone gréso-siliceuse blanche. I: Horizon gréseux et/ou dolomitique jaune . J: Probable discontinuité sédimentaire (lacune ?).
1: Dépôts deltaïques et bauxites (Bathonien). 2: Quartzites bleus néritiques (Callovien probable). 3: Horizon gréso-siliceux marin (Callovien probable).

La série pélagique des marbres chloriteux est constituée de deux niveaux successifs (ELLENBERGER et RAOULT, 1979), l'un d'âge turonien à sénonien inférieur et l'autre, d'âge paléocène supérieur à éocène inférieur (ELLENBERGER et RAOULT, 1979; JAILLARD, 1985a; BROUDOUX, 1985; DEVILLE, 1986; BROUDOUX et RAOULT, 1986), chacun ayant des caractéristiques géochimiques bien distinctes (BROUDOUX, 1985; BROUDOUX et al., 1985).

Dans certains secteurs de Vanoise interne, les marbres chloriteux sont bréchiques et contiennent des olistolites (Tsanteleina, ELLENBERGER, 1958; MARION, 1984) et des faciès reconstitués (BOUSSAC, 1913; NIEMEYER, 1979; DEVILLE, 1986; JAILLARD et DEBELMAS, 1986).

D'un point de vue paléogéographique, de nombreux auteurs s'accordent sur une origine intra-briançonnaise de la Nappe de la Grande Motte (CARON et GAY, 1977; ALLENBACH, 1982; BROUDOUX, 1985; JAILLARD et al., 1986; ALLENBACH et CARON, 1986; DONDEY, 1986; DEVILLE, 1986). Par ailleurs, à l'intérieur de la zone de Val d'Isère - Ambin (ELLENBERGER, 1958), DEVILLE (1986) distingue des séries à Trias carbonaté conservé et des séries à Trias moyen décapé par l'érosion liasique.

A ces résultats s'ajoutent trois types d'observations nouvelles qu'il importe de développer maintenant.

II - NOUVELLES DONNEES CONCERNANT LE DETRITISME EN VANOISE

1- Mise en évidence des termes attribuables au Carnien

Les brèches supra-ladiniennes assignées au Rhétien par ELLENBERGER (1958) avaient été attribuées au Carnien par MEGARD-GALLI et BAUD (1977). L'ensemble des brèches supra-ladiniennes fut donc considéré comme carnien (JAILLARD, 1984; DETRAZ, 1984; BROUDOUX, 1985). Cependant, certaines furent ensuite attribuées au Lias ou au Dogger (MARION, 1984; JAILLARD, 1985a; JAILLARD et al., 1986; BROUDOUX et RAOULT, 1986).

L'étude détaillée de quelques coupes (fig.3) montre que les dolomies grises du Ladinien supérieur sont surmontées **en concordance** par une formation de 20 à 30 m de puissance, elle-même surmontée **en discordance** par des brèches (DONDEY, 1986).

Cette formation concordante non datée est constituée de calcaires noirs, ou, plus souvent, de dolomies interstratifiées de niveaux argileux ou marneux. La couleur noire, l'abondance de pyrite secondaire, la fréquence des pseudomoprhoses et des laminations indiquent un milieu confiné (sursalé ?) et très peu profond. Les bancs dolomitiques sont fréquemment disloqués ou glissés (DONDEY, 1986). Des petites failles synsédimentaires, des microravinements et de rares niveaux de brèches indiquent une sensible instabilité tectonique distensive (MEGARD-GALLI, 1972; BAUD et MAGARD-GALLI, 1975), mais les remaniements n'affectent que rarement plusieurs bancs à la fois.

Cette formation semble pouvoir être attribuée au Carnien inférieur (Ch.IV.a. de BAUD et MEGARD-GALLI et BAUD, 1975). Les brèches discordantes sus-jacentes n'ont pas encore été étudiées en détail, mais on notera qu'il s'agit principalement de brèches, et non de bancs disloqués, et que les éléments y sont souvent polygéniques. Leur âge est inconnu (Trias supérieur en partie ?, Lias et Dogger ?).

2- Mise en évidence d'un niveau de brèches callovo-oxfordien

Dans de nombreuses coupes de Vanoise interne, on trouve dans les faciès jurassiques un horizon de marbre rouge riche en croûtes ou nodules ferromagnesiens, galets mous remaniés, ammonites indéterminables , débris d'échonodermes et parfois bélemnites. Ce niveau a été attribué au Jurassique supérieur (RAGUIN, 1930; ELLENBERGER, 1958; MARION, 1984; BROUDOUX, 1985; BROUDOUX et RAOULT, 1986).

A l'Aiguille des Aimes, ce niveau rouge a fourni une microfaune riche en *Protoglobigérines (Globuligérines)*, *Saccocomidés* et en foraminifères dont des *Epistominidés* et de probables *Spirillinidés* (dét. de G. MASCLE et A. ARNAUD).

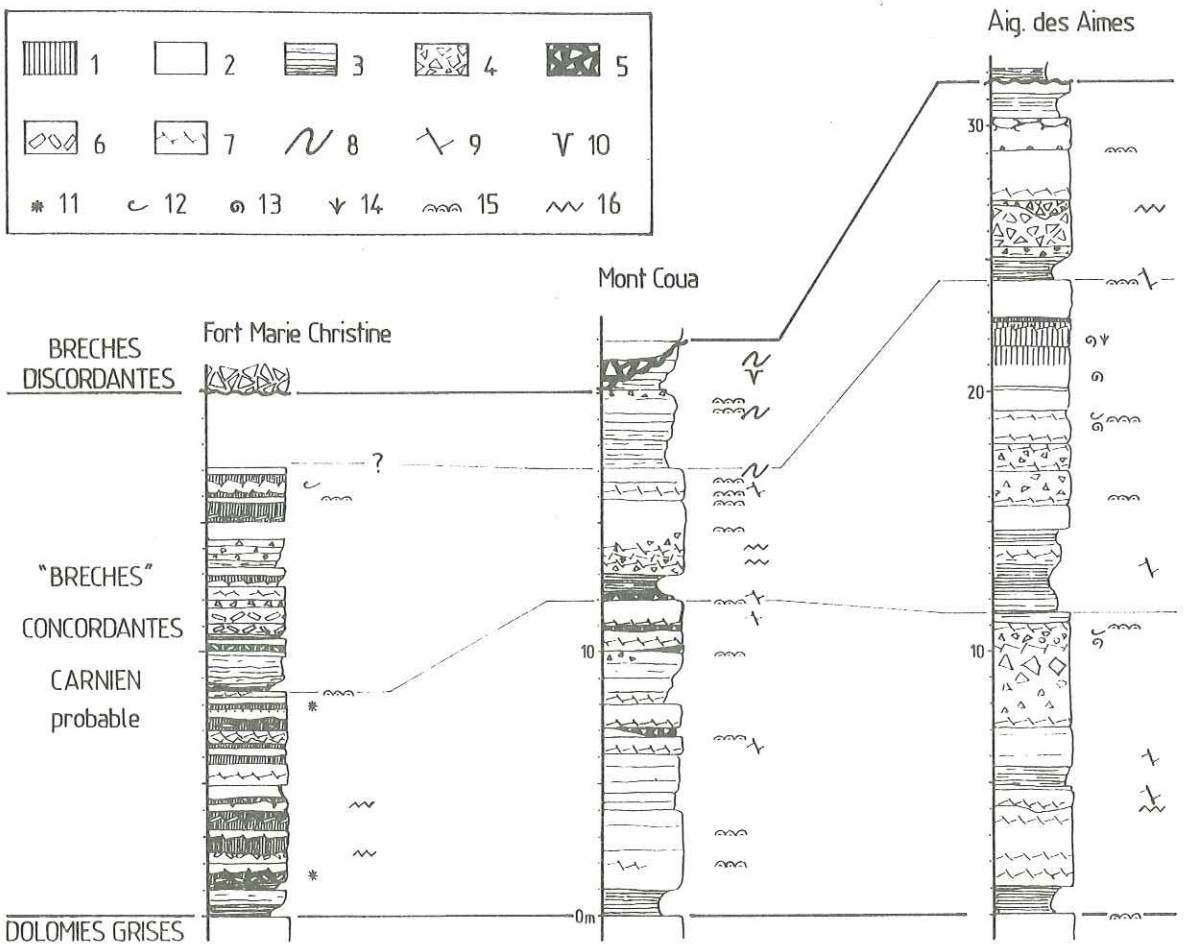


Figure 3: Exemples de formations concordantes sur les Dolomies Grises, et attribuables au Carnien. 1:Calcaires noirs.2:Dolomies sombres.3:Schistes et marnes.4:Brèches à ciment dolomitique.5:Brèches à ciment argileux orangé.6:Bancs disloqués et déplacés.7:Bancs fragmentés sur place.8:Plis synsédimentaires (glissements).9:Failles synsédimentaires.10:Filons sédimentaires.11:Echinodermes.12:Lamellibranches.13:Gastéropodes. 14: Algues.15:Laminations algaires. 16:Ravinements.

L'association *Protoglobigérines - Saccocomidés* en l'absence de Calpionelles est caractéristique de l'intervalle Oxfordien moyen - Tithonique inférieur, en particulier, dans la zone briançonnaise, où existe par ailleurs une lacune quasi généralisée de l'Oxfordien inférieur et moyen (LECANU et al., 1978; FURRER 1979; BOURBON, 1980; SEPTFONTAINE, 1984). De plus, ce faciès rouge à remaniements rappelle beaucoup les marbres de Guillestre (faciès "argoviens") qui sont connus essentiellement à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien (moyen ?) (ENAY et al., 1979; BOURBON, 1980, p.91). Enfin, des faciès rouges sont également connus en Vanoise au Plan des Nettes où ils sont datés du Jurassique supérieur (ELLENBERGER 1958, p. 235 et 303), et au Roc du Bourget où ils sont datés par ammonites de l'Oxfordien supérieur -Kimméridgien (ELLENBERGER, 1958, p. 226 et 303). On admettra donc que cet horizon a valeur de niveau repère en Vanoise interne, et qu'il est d'âge Oxfordien supérieur - Kimméridgien.

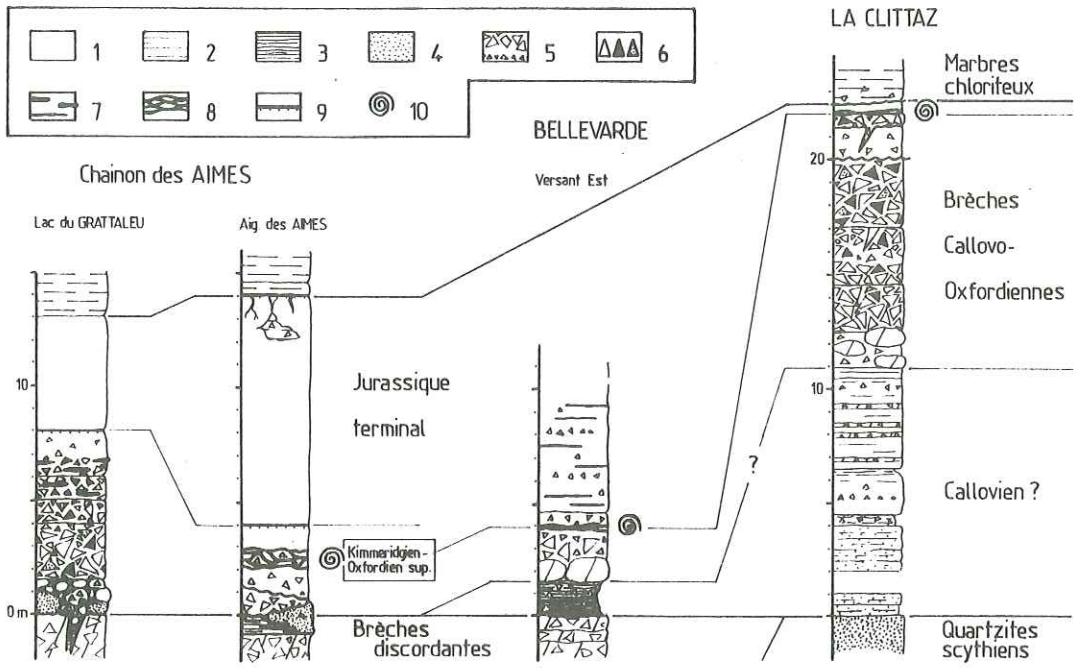


Figure 4 - Exemples de séries jurassiques de Vanosie interne, présentant des brèches polygéniques surmontées de marbres rouges à ammonites.
1: Marbres clairs. 2: Mabres micacés. 3: Marnes. 4: Grès ou quartzites. 5: Brèches et microbrèches. 6: Eléments: dolomitique, calcaire, siliceux. 7: Silex et zone siliceuses. 8: Marbres rouges noduleux. 9: Croûte métallifère. 10: Ammonites indéterminables.

Quand il existe ce niveau surmonte des brèches (fig.4 , voir aussi ELLENBERGER 1958, p. 234-5 pour le Plan des Nettes) qu'on peut donc considérer comme équivalentes aux brèches callovo-oxfordiennes des zones briançonnaise et subbriançonnaise (CHENET, 1979; BOURBON, 1980, KERCKHOVE, 1980).

Ces brèches sont fréquemment "sans matrice" (BOURBON, 1980, p.65), les interstices entre les éléments jointifs étant alors remplis par des microbrèches et du sable dolomitiques. La majorité des éléments est carbonatée, mais il en apparaît également, issus du substratum siliceux (quartzites, exceptionnellement micaschistes). L'épaisseur de ces brèches est variable.

Notons que l'âge callovo-oxfordien n'est pas généralisable à l'ensemble des brèches de Vanoise interne. Certaines, qui comportent un ciment de marbres gris gréseux, pourraient être contemporaines du détritisme gréseux callovien (niveau 3 de la figure 2); d'autres, plus diluées dans des marbres clairs pourraient être plus récentes.

3- Caractéristiques du détritisme Néocrétacé - Tertiaire de Vanoise interne

Dans la région du Chevril, les marbres chloriteux contiennent des intercalations schisto-gréseuses, des galets décimétriques de carbonates brunis, des olistolites à matériel sédimentaire briançonnais et des lentilles de matériel à faciès paléozoïque (faciès de la Tsanteleina (ELLENBERGER, 1958 ; NIEMEYER, 1979; MARION, 1984; DEVILLE, 1986; JAILLARD et DEBELMAS, 1986). Dans ce dernier cas, il est difficile de déterminer s'il s'agit d'olistolites ou de faciès "reconstitués" à partir des produits de l'érosion d'un substratum paléozoïque.

Le phénomène de "reconstitution" est en effet classique, particulièrement aux abords de la marge interne de la zone briançonnaise (LEMOINE, 1967; LE GUERNIC, 1967; MICHARD, 1967; CABY, 1968, 1981; ELTER, 1971, 1972; CARON, 1977; CARON et GAY, 1977; BARBIER et al., 1980; LEFEVRE, 1982; ALLENBACH et CARON, 1986). Dans la région de Val d'Isère, le phénomène avait été observé par BOUSSAC (1913), et discuté par ELLENBERGER (1958, p. 146 par exemple) qui interprétait les lentilles à faciès paléozoïque de la Tsanteleina comme des olistolites plus ou moins "arénisés" (ELLENBERGER, 1958, p. 327). Cependant, il semble que la grande majorité de ces lentilles soit faite de roches reconstituées. En effet, elles contiennent souvent des galets carbonatés brunis, et des interstratifications ou des lentilles de marbres chloriteux; enfin, elles passent souvent de manière progressive aux marbres encaissants, par l'intermédiaire de zones comportant un ciment carbonaté. Selon l'interprétation développée ici, le détritisme siliceux serait donc essentiellement un détritisme fin (argile et sable).

Dans la région du Chevril (fig.5), on observe tous les intermédiaires entre, au NW (Les Brévières), d'épais faciès de socle reconstitué (300 m) contenant de gros olistolites de Jurassique et de rares lentilles de marbres chloriteux; et, au SE (Le Chargeur), un mince niveau de marbres chloriteux gréseux (50 m), à rares et petites lentilles de faciès paléozoïques (fig. 5). Dans ce dernier cas, les lentilles sont bien délimitées, et suggèrent une mise en place dans de petites dépressions (chenaux ?). Ce dispositif évoque celui d'un cône détritique sous-marin dont les produits se mêlent à la sédimentation pélagique autochtone. L'alimentation en détritisme siliceux fin se serait faite ici à partir d'un relief situé au Nord ou à l'Ouest (fig. 5) qui pourrait être représenté par une partie du massif du Mont Pourri (JAILLARD et DEBELMAS, 1986).

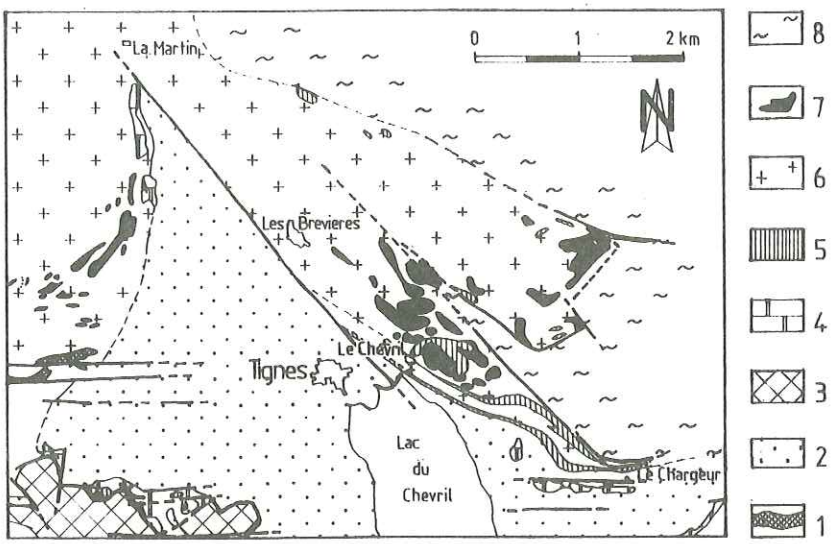
L'existence à différentes époques de pentes et de reliefs est confortée par deux autres types d'observations.

Les olistolites se présentent souvent en chapelets, leur nombre et leur taille croissant progressivement dans une direction donnée (fig.5). De plus ces olistolites ne sont pas associés à des brèches ou à des microbrèches. Il semble donc que les olistolites aient pu glisser doucement sur des sédiments non indurés et se rassembler en bas de pente, les éléments de petite taille pouvant rester en route. En tous cas, il n'est pas possible d'évoquer des écroulements brutaux au pied d'escarpements soudainement créés.

A côté de ce faciès reconstitués totalement dépourvus de carbonates, et de marbres chloriteux à lentilles resédimentées bien délimitées, on observe parfois des micaschistes très carbonatés contenant de nombreux éléments très hétérométriques (Haute Calabourdane rive gauche, par exemple). Ces formations hybrides semblent dûes au mélange, par glissement sur des pentes, de sédiments non indurés originellement mieux organisés.

Un autre trait marquant de ce type de détritisme est l'absence de brèches massives, malgrè un très faible taux de sédimentation qui aurait dû favoriser la formation de brèches sans ciment.

Ceci pourrait s'expliquer par une alimentation distale, ce qui s'accorderait avec l'aspect émoussé de certains éléments, mais n'est guère compatible avec les contours anguleux de nombreux autres, et avec l'hétérométrie de ces éléments. On peut aussi supposer que ces brèches aient été remaniées par glissement sur des pentes, mais les endroits où les glissements sont prouvés restent limités. Il est également possible que dans les secteurs où la sédimentation détritique était importante, les failles génératrices de brèches aient été amorties dans la masse des sédiments non indurés; cependant, les brèches massives sont aussi absentes là où les sédiments sont minces.



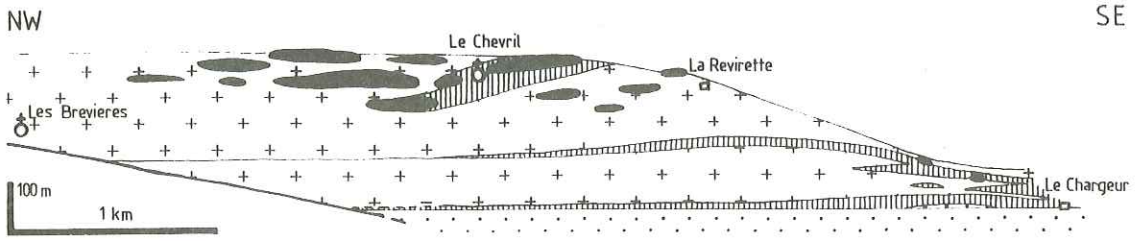


Figure 5: La sédimentation néocrétacée (et paléocène ?) dans la région du Chevril.
1: Cargneules. 2: Quartzites (Scythien). 3: Calcaires et dolomies (Trias moyen allochtone). 4: Brèches et marbres (Jurassique). 5: Marbres chloriteux (Néocrétacé et Paléocène ?). 6: Faciès reconstitués (Néocrétacé et Paléocène ?). 7: Olistolites. 8: Schistes lustrés de la Grande Sassière.

En définitive, la rareté des brèches massives indique soit que les failles ont joué différemment des accidents jurassiques (plus progressivement?) soit que leur jeu a été faible et que leur rôle est mineur relativement au rôle joué par les glissements et les pentes.

L'âge de ces resédimentations est encore mal connu. Nous avions proposé un âge Eocène pour la mise en place des olistolites (JAILLARD et DEBELMAS, 1986). Cependant, ELLENBERGER mentionne des microfaunes probablement néocrétacées au Pelaou Blanc (ELLENBERGER, 1958, p. 319 et 448), et DEVILLE (1986) signale des Globotruncanidés du Crétacé supérieur dans la vallée de la Calabourdane. Ces formations sont donc, au moins en partie néocrétacées, et seraient alors liées aux évènements tectono-sédimentaires signalés ailleurs au début du Crétacé supérieur (TISSOT, 1956; VANOSSI, 1974; BOURBON, 1977, 1980; KERCKHOVE, 1980; KERCKHOVE et al., 1984; MAURY et RICOU, 1984).

Rappelons que nombre de masses reconstituées et d'olistolites avaient été interprétés jusqu'à présent comme des écailles tectoniques (ELLENBERGER, 1958; MARION, 1984; SIDDANS, 1984).

III - NATURE ET SIGNIFICATION DU DETRITISME

Trois types de détritisme, très différents, douvent être distingués en Vanoise.

1) Le premier est constitué de niveaux argileux ou gréseux, associés à des formations subaériennes (évaporites, bauxites, charbons). Ces horizons sont minces, mais de vaste extension et sont associés aux transgressions (Anisien basal, Bathonien (niveau 1 de la figure 2) et Callovien). Le matériel provient du remaniement de produits d'altération continentaux et l'origine de ces dépôts est essentiellement sédimentaire. Néanmoins, certains d'entre eux, en particulier au Callovien (niveaux 2 et 3 de la figure 2), à position stratigraphique et à répartition paléogéographique bien définies, semblent signer l'ennoyage soudain de secteurs plus ou moins vastes de la zone briançonnaise de Vanoise. Cette subsidence saccadée, associée à quelques manifestations distensives locales (failles, brèches, RAOULT et al., 1984; DONDEY, 1986) montre que des évènements tectoniques y ont probablement joué un rôle.

2) Le deuxième type de détritisme est constitué de brèches carbonatées parmi lesquelles il faut distinguer:

a) **Des niveaux disloqués** par des glissements et fragmentation en milieu marin. Le caractère essentiellement monogénique implique des remaniements limités. Ils caractérisent les termes attribués au Carnien (cf. § II.1), mais on peut également en trouver dans certains niveaux de brèches discordantes.

Des brèches brunes, à ciment argileux, quasi monogéniques, qui constituent une partie importante du volume des brèches discordantes pourraient constituer un équivalent, formé en milieu subaérien, des précédentes. En effet, elles semblent ne remanier que les formations dolomitiques immédiatement sous-jacentes et la nature argileuse du ciment suggère une resédimentation à la faveur du glissement sur des pentes de nappes boueuses faites d'argiles d'altération.

Ces formations semblent donc essentiellement dûes à la présence de pentes favorisant des glissements, et probablement à une instabilité du substratum (fragmentations).

b) **Des brèches polygéniques**, fréquentes du Lias inférieur (Grande Motte) au Malm (Vanoise interne, fig.6), indiquent le remaniement de nombreuses formations différentes. Jusqu'à la fin du Dogger, les éléments sont essentiellement carbonatés. Des éléments du substratum siliceux apparaissent au Callovo-Oxfordien, attestant d'une érosion plus profonde à cette époque, plutôt que de rejets plus importants des accidents générateurs.

La nature anguleuse et polygénique des éléments, la présence de brèches "sans matrice" et le caractère lenticulaire de ces brèches suggèrent leur association à des jeux de failles, qui sont d'ailleurs parfois visibles. Par ailleurs, tout au long du Lias et du Dogger, de nombreux indices témoignent d'un régime distensif (fentes ouvertes, failles normales, blocs basculés) (cf. BAUD et MASSON, 1975), qui a dû persister au moins jusqu'au Callovo-Oxfordien (BOURBON et de GRACIANSKY, 1975). Ces brèches polygéniques sont donc à rattacher à l'évolution passive, en extension, de ce secteur de la marge téthysienne.

3) Le troisième type de détritisme, associé aux marbres chloriteux, est beaucoup plus polymorphe (fig.6).

Un détritisme fin, argilo-siliceux, existe en Vanoise externe. D'après les données géochimiques de BROUDOUX (1985), on trouve en moyenne 8% de SiO_2 et 3% d'Al_2O_3 au Crétacé supérieur, et 23% de SiO_2 et 7% d'Al_2O_3 au Tertiaire dans les marbres chloriteux (contre 1,7 % de SiO_2 et 0,7 % d'Al_2O_3 en moyenne

au Malm). La présence exceptionnelle de blocs de granite (JAILLARD, 1985a) montre que ce détritisme provient au moins en partie d'un socle paléozoïque.

Dans certains domaines de Vanoise interne, ce détritisme néocrétacé (?) prend un volume très important, "reconstitue" les faciès dont il est issu, et est mêlé à des blocs de matériel mésozoïque briançonnais. La géométrie de ces corps resédimentés et les indices de glissement indiquent la présence ou la naissance de reliefs et de pentes. Néanmoins, la rareté des brèches suggère que les jeux de failles ont eu un rôle mineur dans la formation de ces reliefs. En particulier, il ne semble pas possible d'attribuer les créations de pentes à des basculements de blocs.

Les phénomènes de resédimentation et la nature du détritisme apparaissent donc comme différents de ceux enregistrés au Jurassique. Une partie de ces différences est imputable au changement de contexte sédimentaire, mais le mécanisme des déformations génératrices de reliefs semble avoir changé lui aussi. Les micro- ou mésostructures synsédimentaires relatives à cette déformation restent à trouver et à analyser pour préciser ces mécanismes. On notera cependant que certaines zones internes de la marge sont soumises dès le Crétacé supérieur à un métamorphisme de Haute-Pression, ce qui implique que certaines portions au moins de la marge sont déjà en régime compressif.

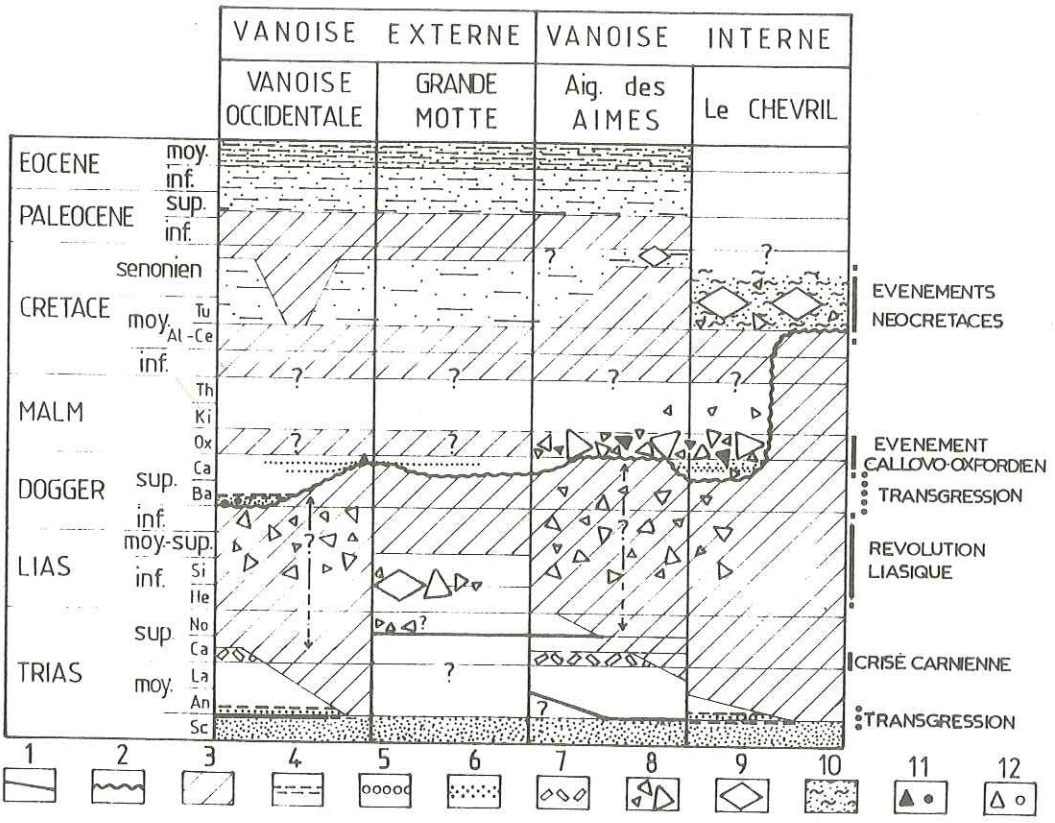


Figure 6: Tableau synthétique de la sédimentation détritique dans différents types d'unités de Vanoise.
1: Troncature tectonique. 2: Discordance post-rift. 3: Lacunes. 4: Argiles. 5: Conglomérats. 6: Grès. 7: Bancs disloqués. 8: Brèches. 9: Olistolites. 10: Faciès reconstitués. 11: Eléments siliceux. 12: Eléments carbonatés.

IV - CONCLUSIONS

1) Histoire paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise

A la lumière de ces données, l'histoire de la Vanoise est très comparable à celle de la région de Briançon. Quatre niveaux détritiques y soulignent des événements majeurs (fig.6).

Les niveaux disloqués qui surmontent en concordance le Trias moyen représenteraient la "crise carnienne" (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975).

Au Lias inférieur, les brèches marines de la Grande Motte marquent l'individualisation de ce domaine paléogéographique. Ailleurs, des niveaux superposés de brèches diverses traduisent la tectonique polyphasée qui provoque l'émersion du domaine au Lias-Dogger ("révolution liasique" de BOURBON et al., 1973; Rifting , LEMOINE 1984).

A la fin du Callovien et à la base du Malm, l'ensemble de la Vanoise interne voit se déposer des brèches polygéniques qui marquent le brutal effondrement de cette partie du domaine et son passage au domaine pélagique ("événement callovo-oxfordien" de CHENET, 1979; BOURBON, 1980).

Au Crétacé supérieur, l'ensemble de la Vanoise enregistre l'arrivée de détritisme fin, qui s'accompagne dans certains secteurs de Vanoise interne, d'importants phénomènes de resédimentation. Ces manifestations peuvent être attribuées à l'instauration d'un régime compressif, au moins sur cette portion de la marge ("événements" vraconien à coniacien de BOURBON, 1980; KERCKHOVE et al., 1984).

2) Conséquences paléogéographiques

La figure 6 souligne le contraste entre, d'une part, la Vanoise externe (Vanoise occidentale et Grande Motte), et d'autre part, la Vanoise interne ou zone de Val d'Isère, caractérisée par une transgression jurassique tardive et des brèches callovo-oxfordiennes.

De plus, à l'intérieur de cette dernière, il est nécessaire de distinguer, à l'instar de DEVILLE (1986), d'une part des séries comportant un Trias carbonaté peu érodé et une série réduite de marbre chloriteux normaux, et d'autre part, des séries marquées par un Trias carbonaté très érodé, voire absent, et par des phénomènes de resédimentation au Crétacé supérieur.

En revanche, l'absence de brèches callovo-oxfordiennes dans la zone de la Grande Motte constitue à nos yeux un argument de plus pour replacer cette dernière immédiatement à l'Est ou au Sud-Est de la Vanoise occidentale, les séries de type aiguille des Aimes à brèches callovo-oxfordiennes étant très probablement plus internes (fig.6).

Références Bibliographiques

ALLENBACH B. (1982).- Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3ème cycle, Univ. Strasbourg, 1982, 144 p.

ALLENBACH B. et CARON J.M. (1986).- Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Eclogae Geol. Helv., 79, 75-116.

BARBIER R., BARFETY J.C., DEBELMAS J. (1980).- Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). C.R.Acad.Sc.Paris, 290, D, 1451-1453.

BAUD A., MEGARD-GALLI J. (1975).- Evolution 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. IXe Cong.Intern.Sedim.Nice, 1975, thème 5, 45-52.

BAUD A., MASSON H. (1975).- Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarsts à St-Triphon. Eclogae Géol. Helv., 68, 131-145.

BOURBON M. (1977).- Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne: le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externe près de Briançon. Bull.Soc.Geol.Fr., (7), 19, 729-733.

BOURBON M. (1980).- Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Strasbourg, 1980, 580 p., 2 vol.

BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., MEGARD-GALLI J., LEMOINE M. (1973).- L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au mésozoïque: carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. C.R.Acad.Sc.Paris, (D), 277, 769-772.

BOURBON M., DE GRACIASNKY P.C. (1975).- L'enregistrement d'un épisode de tectonique cassante par un système de filons sédimentaires en Briançonnais. IXe Cong.Intern.Sédim.Nice, 1975, thème 4, 27-32.

BOUSSAC J. (1913).- Feuilles de Tignes au 50.000e. Bull.Serv.Carte Géol. Fr., 23, 193-204.

BROUDOUX B. (1985).- Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. Lille, 1985, 299p.

BROUDOUX B., DEBRABANT P., RAOULT J.F. (1985): Géochimie des calcaires et encroûtements du Malm à l'Eocène en Vanoise: données préliminaires (zone briançonnaise interne, Alpes). Ann.Soc.Géol.Nord, C. 4, 193-207.

BROUDOUX B., RAOULT J.F. (1986).- Précisions sur les coupes de l'Aiguilles des Aimes et de la cascade du Manchet, exemples de la série Val d'Isère-Ambin (zone briançonnaise, Vanoise, Alpes de Savoie). Trav.Sc.Parc Nat. Vanosie (sous presse).

CABY R. (1968).- Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la zone du Grand-St-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). Géol. Alpine, 44, 95-111.

CABY R. (1981).- Le mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines penniques, austro-alpin et océanique. Géol.Alpine, 57, 5-13.

CARON J.M., GAY M. (1977).- La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais ? Eclogae géol. Helv., 70, 643-665.

CHENET P.Y. (1979).- Le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier au mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. Geol. Alpine, 55, 45-74.

DETRAZ G. (1984).- Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble, 1984, 176 p.

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. Geol.Alpine, 62, 51-61.

DONDEY H. (1986).- Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Nouv. Thèse Univ. Grenoble, 1986, 235 p.

ELLENBERGER F. (1986).- Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mem. Serv. carte géol. Fr., 1958, 561 p.

ELLENBERGER F., RAOULT J.F. (1979).- Les enseignements géologiques des roches de Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sc. Parc Nat. Vanoise, 10, 37-69.

ELTER G. (1971).- Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géol. Alpine, 47, 147-170.

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. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 28, 3-19.

ENAY G., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C. (1979).- Diachronisme des faciès ammonitico rosso dans la zone briançonnaise (région de Briançon). Symp. "Sedimentation jurassique ouest-européenne". Paris 1977, A.S.F.Publ.Spec., n°1, 145-154.

FURRER U. (1979).- Faciès de bassin et de plate-forme (domaines subbriançonnais et briançonnais) au Dogger dans les Préalpes médianes et orientales. Symp. "Sédimentation jurassique ouest-européenne", Paris 1977, A.S.F. Publ. Spec. n°1, 145-154.

JAILLARD E. (1984).- Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3e cycle univ. Grenoble, 1984, 212 p.

JAILLARD E. (1985a).- Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Geol. Alpine, 61, 85-113.

JAILLARD E. (1985b).- La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. C.R.Ac.Sc.Paris (II), 301, 633-636.

JAILLARD E., DONDEY H., DEBELMAS J. (1986).- Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales). Nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C.R.Ac.Sc.Paris, (II), 302, 1091-1094.

JAILLARD E., DEBELMAS J. (1986): Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structuralee des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises) C.R.Ac.Sc.Paris,(II), 302, 35-38.

KERCKHOVE C. (1980).- Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In "Evolutions géologiques de la France". Mem. B.R.G.M., n°107, 1980, 234-255.

KERCKHOVE C., BOURBON M., CHENET P.Y. (1984).- Zones internes duranciennes. Livret guide excursion Groupe Français du Crétacé, 1984.

LECANU J.P., VILLEY M., RAOULT M. (1978).- La série jurassique des Alpes ligures occidentales (unités briançonnaises ligures de Montgioie-Saline et Upaga-Nava). Géol. Alpine, 54, 113-124.

LEFEVRE R. (1982).- Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse Doctorat Sc. Nat., Univ. Paris-Sud, Orsay, 1982, 435 p.

LE GUERNIC J. (1967).- La zone du Roure: Contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute-Ubaye. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 43, 95-127.

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. (1984).- La marge européenne de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales. In "Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France". BOILLOT G. coord., Masson ed., Paris, 155-248.

MARION R. (1984).- Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes - Val-d'Isère. Thèse 3ème cycle, Univ. Savoie, Chambéry, 1984, 172 p.

MAURY P., RICOU L.E. (1983).- Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. Rev. Géol. dyn. Geog. Phys., 24, 3-22.

MEGARD-GALLI J. (1972).- Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil: Conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géol. Alpine, 48, 131-142.

MEGARD-GALLI J., BAUD A. (1977).- Le Trias moyen et supérieur des ALpes nord-occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., IV, 3, 233-250.

MICHARD A. (1967).- Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes méridionales Thèse Doctorat, Paris, 1966, 364p., 2 vol.

NIEMEYER H. (1979).- Contribution à l'étude géologique de la haute-vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand-Paradis. Région du Val d'Isère. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI, 1979, 175 p.

RAGUIN E. (1930).- Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). Mem. Expl. Carte Géol. Fr., 107 p.

RAOULT J.F., LANGLET P., BROUDOUX B. (1984).- Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes Françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C.R.Ac.Sc.Paris (II), 298, 535-538.

SEPTFONTAINE M. (1984).- Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. Mem. Soc. Helv. Sc. Nat., vol. 97, Ed.Birkhaüser Verlag Basel, 121 p.

SIDDANS A.W.B. (1984).- L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise: la zone Vanoise-Mont Pourri des environs des Val d'Isère. Géologie de la France, 4, 3-39.

TISSOT B. (1956).- Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise Hautes- Alpes et Savoie). Trav. Labo. Géol. Grenoble, 32, 111-193.

VANOSSI M. (1974).- L'unita di Ormea: une chiave par l'interpretazione del Brianzonese ligure. Atti. Ist. Geol. Univ. Paris, 24, 74-91.