

Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes, du 2 au 4 octobre 1988

Par AYMON BAUD¹⁾, ROGER HEINZ²⁾ et MICHEL SEPTFONTAINE¹⁾

Participants

C. BAUCHAU, Lausanne
A. BAUD, Lausanne
G. BOREL, Lausanne
M. CARON, Fribourg
M. COUHIER, Paris
Q. DEVILLE, Genève
N. DOEFLIGER, Fribourg
C. DUPASQUIER, Fribourg

P. FORNAGE, Paris
H. FURRER, Zürich
R. GROSHONG, USA
R. HEINZ, Berne
B.-F. ISELI, Dübendorf
J. MOSAR, Neuchâtel
M. SEPTFONTAINE, Lausanne

Introduction

L'excursion s'est déroulée sur le thème de l'évolution paléogéographique et paléotectonique de la plate-forme briançonnaise dans les Préalpes. On a successivement passé en revue des affleurements du Trias, du Dogger et du Malm.

Nos connaissances sur la stratigraphie et la sédimentologie des séries mésozoïques des Préalpes médianes ont beaucoup évolué depuis une dizaine d'années. Une approche nouvelle de ces dépôts, essentiellement carbonatés, a été tentée en utilisant des méthodes sédimentologiques d'une part (analyse séquentielle dans le Trias; mise en évidence de corps sédimentaires et de discontinuités dans le Dogger-Malm) et micro-paléontologiques d'autre part. Une fois établi le cadre bio- et lithostratigraphique permettant des corrélations entre les différents domaines paléogéographiques, un modèle d'évolution sédimentaire et paléotectonique des Préalpes médianes a été proposé.

1^{er} jour: dimanche 2 octobre

(Lausanne–Saint-Triphon–Les Mosses–Château d'Œx)

Cette première journée de l'excursion sous un ciel relativement clément avait pour but essentiel l'étude sédimentologique des dépôts carbonatés de la Formation de Saint-Triphon (Spathien tardif–Anisien tardif) dans la localité type. Ce thème était présenté par M.A. Baud du Musée géologique de Lausanne.

¹⁾ Musée géologique, UNIL-BFSH 2, CH–1015 Lausanne.

²⁾ Naturhistorisches Museum der Burggemeinde Bern, Bernastrasse 15, CH–3005 Bern.

¹⁾ Musée géologique, UNIL-BFSH 2, CH–1015 Lausanne.

²⁾ Naturhistorisches Museum der Burggemeinde Bern, Bernastrasse 15, CH–3005 Bern.

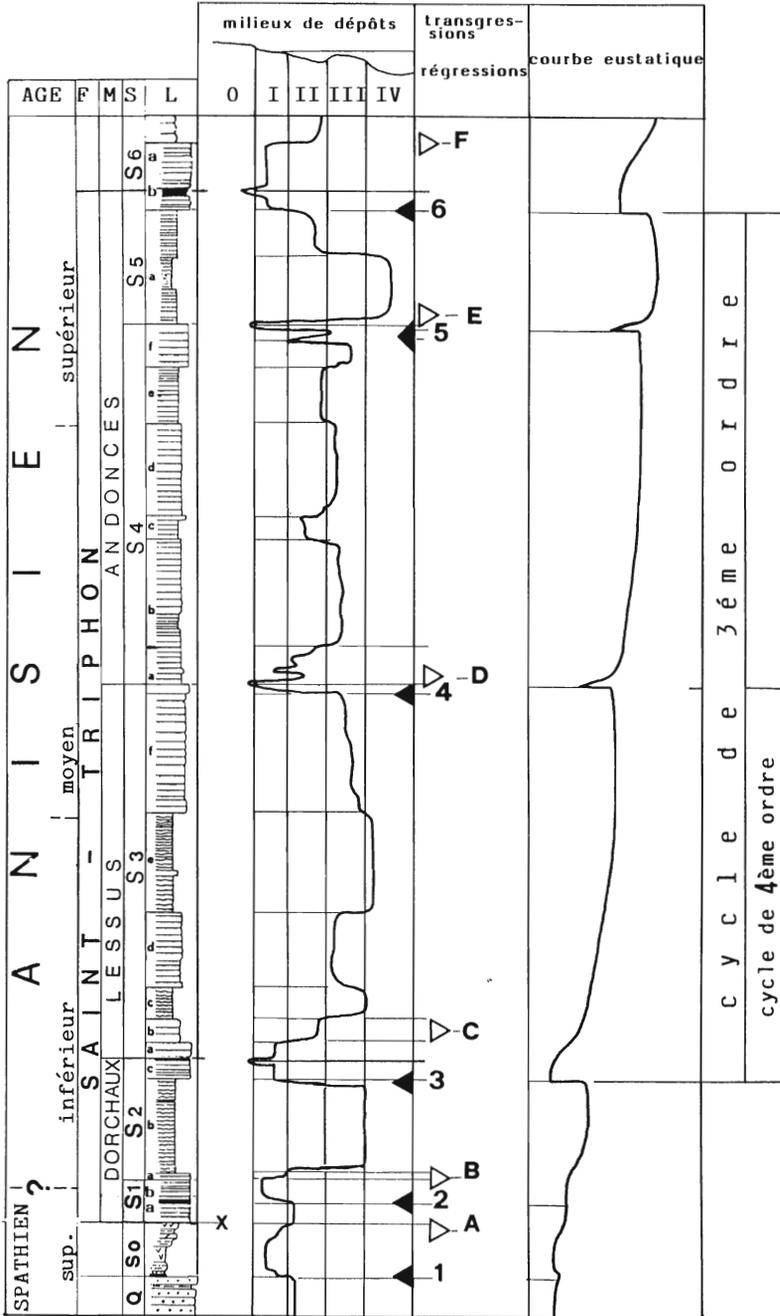


Fig. 1. Stratigraphie, courbe d'évolution des milieux de dépôts, phases transgressives (A-F) et régressives (1-6) de la Formation de Saint-Triphon, et proposition d'une courbe relative d'aggradation côtière («coastal onlap») pour l'Anisien.

Fig. 1. Stratigraphie, courbe d'évolution des milieux de dépôts, phases transgressives (A-F) et régressives (1-6) de la Formation de Saint-Triphon, et proposition d'une courbe relative d'aggradation côtière («coastal onlap») pour l'Anisien.

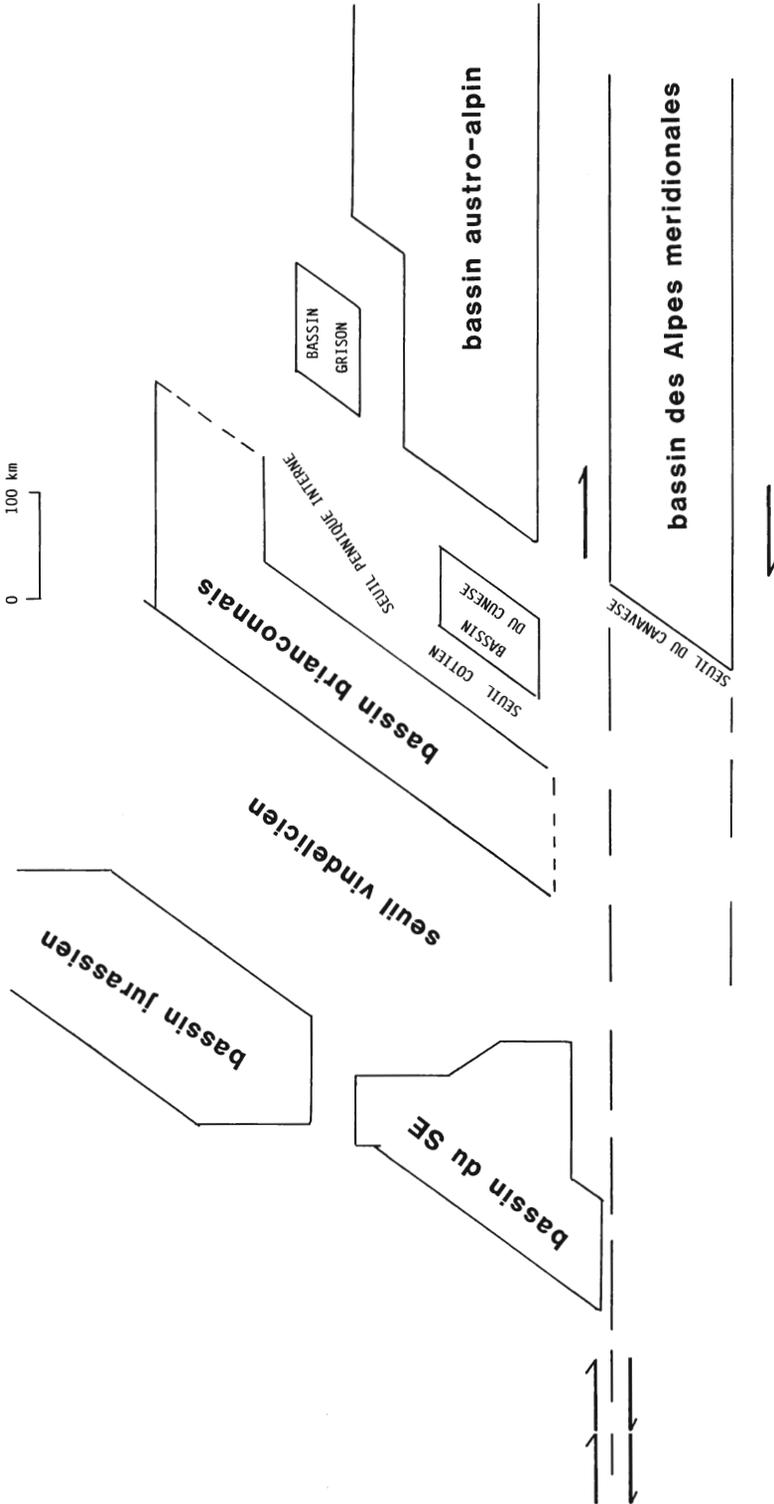


Fig. 2. MFig. 2. Modèle paléogéographique schématique des domaines marins subsidents («bassins») intracontinentaux d'Europe sud-occidentale au Trias moyen.

Nous abordons l'histoire des calcaires de Saint-Triphon par la définition formelle d'une Formation lithologique, d'épaisseur moyenne de 220 m dans la région type (Saint-Triphon, vallée du Rhône, Suisse occidentale), définition basée sur 12 profils de référence et sur une cartographie détaillée de divers secteurs préalpins. Cette formation s'étend dans toute la partie radicale des Préalpes médianes dont elle forme la base stratigraphique et elle se retrouve, avec des épaisseurs moindres dans le domaine pennin en Valais (Beauregard, Pontis, Barrhorn), et dans les Alpes occidentales en Vanoise, en Briançonnais et en Ligurie. Elle est subdivisée en 3 Membres, 5 grandes séquences sédimentaires et 19 unités lithologiques (fig. 1). De nouveaux éléments de datation sont présentés (foraminifères, ammonites).

La palinspastique du domaine de sédimentation est celle d'un vaste golfe marin établi sur un demi-graben subsident, intracratonique, à regard SE et S, de 500 km de long et de 100 à 150 km de large (fig. 2). La partie la plus subsidente se situe à l'emplacement originel des Préalpes avec un taux de 100 m/MA.

La sédimentation carbonatée peu profonde se répartit, de la côte vers le large, suivant 4 grands complexes paléoenvironnementaux soit les complexes: – marginolittoral, – de plaine d'estran, – de barrière sableuse et – pré littoral (fig. 3). Des modèles de faciès et des séquences de dépôts, réelles et virtuelles sont établis. L'aspect dynamique de la sédimentation est présenté au travers des stades de l'évolution de la plate-forme carbonatée (BAUD 1987).

Le dépôt de la Formation de Saint-Triphon se trouve à cheval sur 2 cycles eustatiques de 3^{ème} ordre qui se placent dans le cadre d'une remontée générale de la surface des océans au cours du Trias (cycle de 2^{ème} ordre, VAIL et al. 1977, HAQ et al. 1987).

A la base, le Membre de Dorchaux montre les caractères d'un cortège transgressif. Son sommet ainsi que les parties sommitales des Membres suivants du Lessus et des Andonces sont marqués par des niveaux émergifs. Nous avons là les indications d'un abaissement relatif rapide du niveau marin qui se reproduit à quatre reprises au cours de l'histoire sédimentaire de la Formation de Saint-Triphon (fig. 1).

Arrêt 1: La carrière des Fontenailles (coord. 564.470/127.180)

Dans cette carrière on observe (en série renversée) une succession de séquences sédimentaires typiques du Membre du Lessus. Elles définissent un environnement particulier, celui du complexe pré littoral situé en position distale (plaine maritime) dans le modèle fig. 3. Les bancs métriques sont composés de calcaires pseudo-noduleux, mudstone calcaire appartenant à la famille de faciès des calcaires vermiculés, entrecoupés de dépôts rythmiques à matériel bioclastique interprétés comme des dépôts de tempêtes. Les éléments figurés de ces packstone sont des articles de crinoïdes, d'ophiures et des débris de mollusques.

Ces rythmites sont granoclassées et granograduées. La base est érosive. Parfois elles sont polyphasées et on peut observer plusieurs horizons superposés:

1. Le premier centimètre montre un packstone à péloïdes épigénisés par de la dolomite, avec des tests de pélicypodes, de gastéropodes, d'ostracodes à parois épaisses, des articles de crinoïdes et de rares foraminifères;
2. Le deuxième horizon est un packstone à crinoïdes abondants, éléments d'ophiures et débris de tests minces de pélicypodes, ainsi que des ostracodes à parois épaisses;
2. Le deuxième horizon est un packstone à crinoïdes abondants, éléments d'ophiures et débris de tests minces de pélicypodes, ainsi que des ostracodes à parois épaisses;

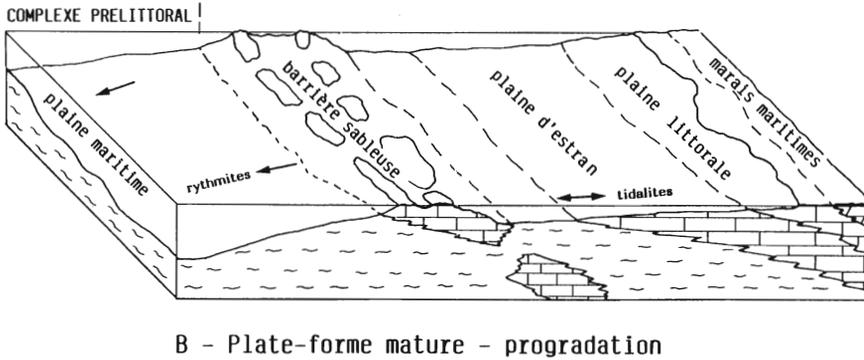
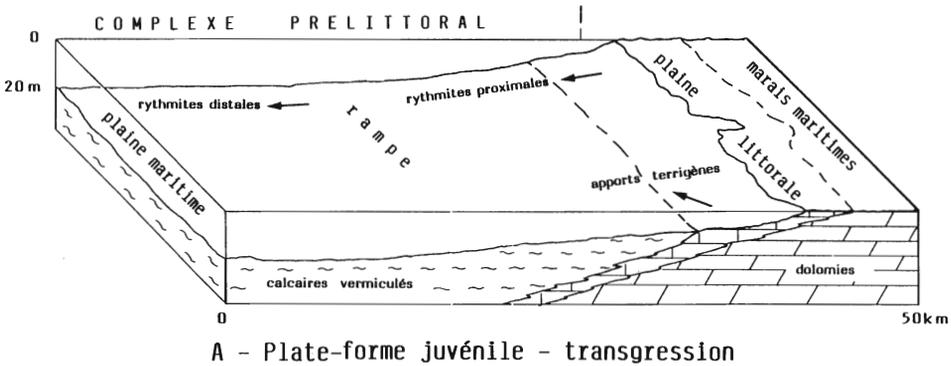


Fig. 3. Position du complexe pré littoral en fonction de l'évolution de la plate-forme carbonatée.

3. Dans le troisième horizon, la granulométrie moyenne diminue et la texture devient celle d'un wackestone à crinoïdes et ostracodes, cette fois-ci à parois minces; nous observons dans la matrice micritique des figures de turbulence et d'échappement d'eau;

4. Le quatrième niveau montre une partie inférieure laminée avec des débris silteux de bioclastes et rares grains non squelettiques, comprenant également du quartz et de rares micas; ce dernier matériel, terrigène, se concentre dans la partie supérieure; cette concentration n'est pas originelle, mais il s'agit d'un phénomène diagénétique de redistribution des carbonates par compaction et dissolution préférentielle; cette dissolution par pression est particulièrement bien visible dans les bioclastes au contact de cet horizon supérieur.

À mi-hauteur dans la paroi N de la carrière, un banc métrique de rudstone à galets mous centimétriques constitue un niveau remarquable, présent et corrélable non seulement à l'échelle des Préalpes mais que l'on retrouve également en Vanoise (coupe du Lac Blanc) et en Briançonnais (coupe des Peygus). L'interprétation de ce faciès particulier est discutée dans BAUD (1987, p. 133-134).

Après le premier arrêt, un repas en commun a été pris dans le charmant petit village d'Ollon.

Cette est discutée dans BAUD (1987, p. 133-134).

Après le premier arrêt, un repas en commun a été pris dans le charmant petit village d'Ollon.

Arrêt 2: La carrière du Lessus-N
(coord. 564.160/127.280)

Cet affleurement artificiel permet tout d'abord d'observer la présence de niveaux d'émergence situés au passage du Membre du Lessus à celui des Andonces (4 in fig. 1). Ces niveaux sont des dolocrètes laminées avec des fentes de dessiccation et des figures de déformation de lamines rappelant les structures en «teepees». Les structures ouvertes («fenestras») sont aussi fréquentes. Ces niveaux se trouvent à mi-hauteur de la paroi N mais sont accessibles sur le côté W. De belles observations de détail des structures dia-génétiques dans les blocs extraits du front de taille sont figurées dans BAUD (1987).

La carrière du Lessus montre également des structures sédimentaires de la plaine d'estran avec en particulier des séquences tidales incomplètes, amalgamées. C'est la zone de migration des chenaux de marée.

A partir d'observations faites en particulier à la base du Membre des Andonces, nous avons construit une séquence tidale idéale ou virtuelle. Séquence de comblement, elle comprend 5 niveaux principaux numérotés de A à E; elle exprime tout d'abord l'installation du chenal avec une base qui peut être érosive et qui contient un sable hétérogène, parfois grossier avec de nombreux intraclastes, galets semilithifiés arrachés au bord du chenal. Vers le haut de la séquence, il y a remplissage puis éloignement du chenal, par migration.

Voici la séquence virtuelle de comblement de chenal (de haut en bas):

E = dolomicrite

D = boue à spicules, boue à terriers

C₂ = silt à spicules et micropéloïdes, laminites planes

C₁ = silt à spicules et micropéloïdes, laminites de rides

B = sable trié, à péloïdes, coprolites, oïdes superficielles

A = sable grossier, mal trié, à intraclastes et péloïdes

A la base de la paroi N, au voisinage du niveau à silex (unité 4c), les séquences sont en général incomplètes, on n'observe que les termes B, C et D.

Arrêt 3: La carrière des Andonces ou de Saint-Triphon Gare
(coord. 564.090/126.000)

Observations sédimentologiques

On peut y observer les environnements du complexe barrière et du complexe pré-littoral (fig. 3B), sous forme de séquences de dépôts caractéristiques. Malheureusement, l'avance de l'exploitation ne permet plus l'accès direct au front de taille de la carrière. Voici en résumé les interprétations sédimentologiques qui ont été faites dans le complexe barrière (BAUD 1987):

A au moins deux reprises dans la Formation de Saint-Triphon, une stabilisation des boues ou une lithification rapide des accumulations sableuses permettront la formation de reliefs topographiques qui isoleront alors la plaine d'estran du complexe pré-littoral. La barrière va se former par accrétion verticale de séquences régressives («shallowing upward») qui peuvent comporter des barres sableuses atteignant jusqu'à 2 m ou plus d'épaisseur, des édifices construits à schizophytes et éponges ainsi que des calcilitites cryptospongiaires sombres, riches en micro-organismes.

2 m ou plus d'épaisseur, des édifices construits à schizophytes et éponges ainsi que des calcilitites cryptospongiaires sombres, riches en micro-organismes.

Les séquences de dépôt sont limitées par des surfaces durcies régionales à terriers branchus, dolomités (intervalle condensé) ou par des surfaces locales d'émergence (limite de séquence).

Sous la première de ces surfaces durcies, observée alors au sommet de la partie centrale de l'exploitation, nous avons 3 lithofaciès caractéristiques, soit de bas en haut (stratigraphiquement):

- des calcarénites à patine claire montrant des stratifications entrecroisées pluridécimétriques;
- des calcarénites à patine sombre avec laminations obliques et entrecroisées centimétriques, de type rides de courant;
- une brèche à galets de calcilutite à spicules qui passe latéralement et verticalement à des bancs à spongiaires micritisés où les structures originales des édifices construits ont entièrement disparu (bancs et édifices cryptospongiaires).

Le détail de la barrière sableuse s'observe également sur un front de 26 m directement au-dessus de la deuxième surface durcie. Nous avons un premier intervalle de boue sableuse à débris de crinoïdes, avec à la base des galets de boue jusqu'à 5 cm de longueur.

Le niveau sus-jacent est composé de calcarénites à granulométrie hétérogène, sable fin et éléments grossiers soit des galets de calcilutite, de gros oncoïdes et des fragments de spongiaires micritisés comme dans la brèche à galets de calcilutite citée plus haut.

L'intervalle suivant nous montre sur 60 cm d'épaisseur des calcarénites à stratifications de cuillères emboîtées dont l'amplitude varie entre 3 et 5 m et la hauteur actuelle mesurée entre 15 et 20 cm. Ces structures sédimentaires seraient caractéristiques d'un système de dunes sous-marines tels qu'on les rencontre à des profondeurs inférieures à 10 m sur la plate-forme carbonatée des Bahamas, avec des crêtes non rectilignes (PURSER 1980). Parmi les quelques éléments grossiers dispersés, nous avons noté la présence de galets de calcilutite ainsi que des tests de brachiopodes silicifiés de l'espèce *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.). Le microfaciès nous montre un grainstone bien classé à péloïdes, agrégats, intraclastes, grains dolomitiques et éléments squelettiques (crinoïdes, tests de brachiopodes et gastéropodes).

Le niveau suivant débute par des calcirudites à intraclastes variés et tests plus ou moins entiers de brachiopodes. Ces graviers vont remplir en particulier un chenal d'érosion de plus de 15 cm de profondeur. Vers le haut, il y a passage à des stratifications entrecroisées discrètes. Nous interprétons ce niveau, dont l'architecture est tout à fait différente de ceux qui l'encadrent, comme un dépôt instantané à base érosive comparable aux traînées cycloniques actuelles de la plate-forme des Bahamas (BOURROUILH-LE JAN 1978).

Le microfaciès de la partie supérieure est un grainstone-rudstone à intraclastes, péloïdes, agrégats, schizophytoïdes, algues calcaires, éléments cryptospongiaires, brachiopodes et crinoïdes.

La limite inférieure du dernier intervalle est matérialisée par un stylolite et la limite supérieure par une surface complexe de silicification. Nous avons ici le développement d'un deuxième système de dunes sous-marines avec cependant des structures en cuillères de plus grandes dimensions que dans le niveau inférieur puisqu'elles atteignent près de 40 cm de hauteur et plus de 10 m d'amplitude. On remarque que la base de ces grandes structures est jalonnée de galets plats, allongés, de boue à spicules. La silicification irrégulière de la tête des lamines témoigne d'un piège géochimique lié probablement à des variations de paléoplans d'eau lors de la diagenèse précoce.

Observations structurales

À l'autre extrémité de la carrière, le long de la ligne de chemin de fer désaffectée, la paroi W de la carrière a été sciée dans les calcaires du sommet de la séquence 4 de la Formation de Saint-Triphon. Sur cette surface offrant d'excellentes conditions d'observation en série renversée, on peut remarquer trois familles d'éléments structuraux liés à une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais (BAUD & MASSON 1975):

- des failles dont les rejets montrent qu'elles sont conjuguées deux à deux;
- des stylolites parallèles à la stratification; ils séparent des lits de composition et de granulométrie différente (wackstone et grainstone à oïdes, péloïdes et rares crinoïdes).
- des cavités avec remplissage d'origine clastique ou chimique.
- des cavités avec remplissage d'origine clastique ou chimique.

Ces différents éléments structuraux sont liés à une succession d'événements paléotectoniques. Ils permettent de mettre directement en évidence l'existence dans la couverture pennique de mouvements distensifs liés au rifting (Jurassique précoce à moyen).

Dans le détail, on peut observer des fractures cisailantes et d'extension, accompagnées d'une importante dissolution sous pression (stylolites), avec une composante mineure de déformation ductile. Leur âge est donné par un paléokarst contemporain de la fracturation (Lias tardif-Dogger).

La réorganisation chimique des calcaires triasiques par dissolution sous pression s'est produite à 3 époque différentes dans des conditions mécaniques différentes, avec chaque fois un résultat caractéristique:

(1) Au Trias, par compaction simple: la dissolution du calcaire produit plusieurs types de stylolites, de sutures planes ou onduleuses, et de structures noduleuses. Souvent les zones de dissolution préférentielle épousent et accentuent des hétérogénéités préexistantes, notamment dues à la bioturbation (terriers de crustacés). Corrélativement, on observe une cimentation par migration dans les terriers du carbonate dissous à leur périphérie.

(2) Au Jurassique, par tectonique distensive: la dissolution engendre des stylolites concordants à la stratification, liés au système de fractures mentionné plus haut. Souvent on observe une réactivation des structures de dissolution diagénétiques, et il est parfois difficile d'évaluer la part de chacun des deux phénomènes. La réduction d'épaisseur des couches atteint une valeur minimale de 50% (somme des pics des stylolites). Corrélativement on note une cimentation par précipitation de calcite dans les fissures d'extension et parfois le long des stylolites. Par places, on observe une déformation ductile du calcaire dans les pics des stylolites.

(3) Au Tertiaire, par tectonique compressive: la dissolution donne un clivage observé localement dans les roches les plus favorables, qui sont les calcaires les plus argileux. Le métamorphisme est ici anchizional.

En fin de journée, les participants ont repris le bus pour le trajet qui les a emmené jusqu'à Château-d'Œx, étape du soir. En cours de route, quelques arrêts (nos 4 à 7) ont permis aux membres de l'excursion de se familiariser avec le paysage géologique complexe de la vallée de la Grande Eau (contact du synclinal de Leysin avec la zone sub-médiane). Dans la région du pont de la Tine une exploitation de gravier sur le côté gauche de la route a mis à jour un affleurement de Trias tardif. On y observe de belles brèches synsédimentaires résultant du décollement et de la fracturation des lamines calcaréo-dolomitiques composant le sédiment, en milieu supratidal.

À l'entrée du village du Sépey un arrêt rapide au pied d'une petite falaise de cornieule à galets de quartzites a été l'occasion de présenter cette curieuse roche dont la genèse est encore controversée comme ici et dans certaines autres situations. Un travail récent (JEANBOURQUIN 1986) fait le point sur différentes hypothèses.

Enfin, profitant des dernières lumières de la journée, un autre panorama au Nord de la Lécherette a permis de situer les grands ensembles tectoniques dans le paysage, en particulier les Préalpes médianes Rigides (Rocher du Midi, Gummfluh), but de la journée du lendemain.

2^{ème} jour: lundi 3 octobre

(Château-d'Œx–Col de Base/Coumatta–Rocher du Midi)

La montée au chalet de la Case, sous le col de Base s'est effectuée en 2 h de temps, ponctuée de nombreux arrêts pour apprécier le profil géologique dans la succession des écailles tectoniques de la Brèche et des Médiannes Rigides, en particulier au niveau du Rocher Plat/Videmanette/Gummfluh. C'est sur ce profil que H. SCHARDT a démontré (en 1884) l'allochtonie des unités préalpines.

Le thème du Dogger des Préalpes médianes dans son ensemble (et des Couches à *Mytilus* en particulier) a été ensuite abordé par M. Septfontaine du Musée géologique de Lausanne.

Dans les Préalpes médianes (ainsi que dans beaucoup d'autres domaines de la marge N-téthysienne) le Dogger est marqué par l'installation d'une plate-forme carbonatée «bahamienne» particulièrement riche en grands Foraminifères (Lituolidés). L'étude de ces derniers a permis des corrélations biostratigraphiques à travers les différents domaines paléogéographiques de cette plate-forme, et de résoudre l'épineux problème de l'âge des Couches à *Mytilus* comprises entre le Bajocien tardif et le Callovien (FURRER & SEPTFONTAINE 1977; SEPTFONTAINE 1984). La découverte d'une discontinuité importante, et presque continue à l'échelle de la nappe, au sommet des formations du Dogger (de la plate-forme briançonnaise au bassin sub-briançonnais) a également permis de montrer que ces formations représentent une séquence de dépôts encadrée par deux discontinuités:

- à la base la transgression de la Formation de Sommant et de la Formation des Couches à *Mytilus* respectivement sur les Couches à *Cancellophycus* (et les Heitischichten) et sur la terre briançonnaise en position méridionale.
- au sommet la discontinuité (marquée localement par d'intenses érosions comme dans la zone Bise–Tour d'Ai) entre les faciès néritiques du Dogger d'une part et le faciès de mer ouverte des calcaires massifs du Malm d'autre part.

Entre ces deux discontinuités les Formations carbonatées et grésocarbonatées s'emboîtent latéralement du Sud vers le Nord comme une succession de systèmes de dépôts (fig. 4; l'interprétation des milieux de dépôt est donnée dans la légende). Sur la terre briançonnaise la transgression de la Formation des Couches à *Mytilus* (onlap) est progressive depuis le Bajocien tardif jusqu'au Callovien en direction du SE. Cette transgression peut s'observer dans l'écaille de la Gummfluh depuis la Coumatta jusqu'à la pointe de Sur Combe.

En résumé, l'évolution paléogéographique des Médiannes au cours du Jurassique est la suivante:

Lias tardif–Dogger précoce: Du fait d'une topographie déjà fortement contrastée du fond marin, on note la présence d'une plate-forme à crinoïdes (haut fond) au milieu des plastiques séparant deux bassins à dépôts plus profonds (pélitiques et siliceux) d'orientation SW-NE. Les Préalpes médianes Rigides étaient probablement émergées à cette époque (?)

Dogger: Dès le Bajocien tardif un dispositif sédimentaire tout à fait nouveau s'installe le long de la bordure septentrionale de la terre briançonnaise: il s'agit d'une plate-forme carbonatée «bahamienne» étroite, orientée SW-NE, comprenant un lagon à salinité variable au SE et des dépôts d'accumulation (oolithes, bioclastes, etc ...) formant une barrière au NW.

... au SE et des dépôts d'accumulation (oolithes, bioclastes, etc ...) formant une barrière au NW.

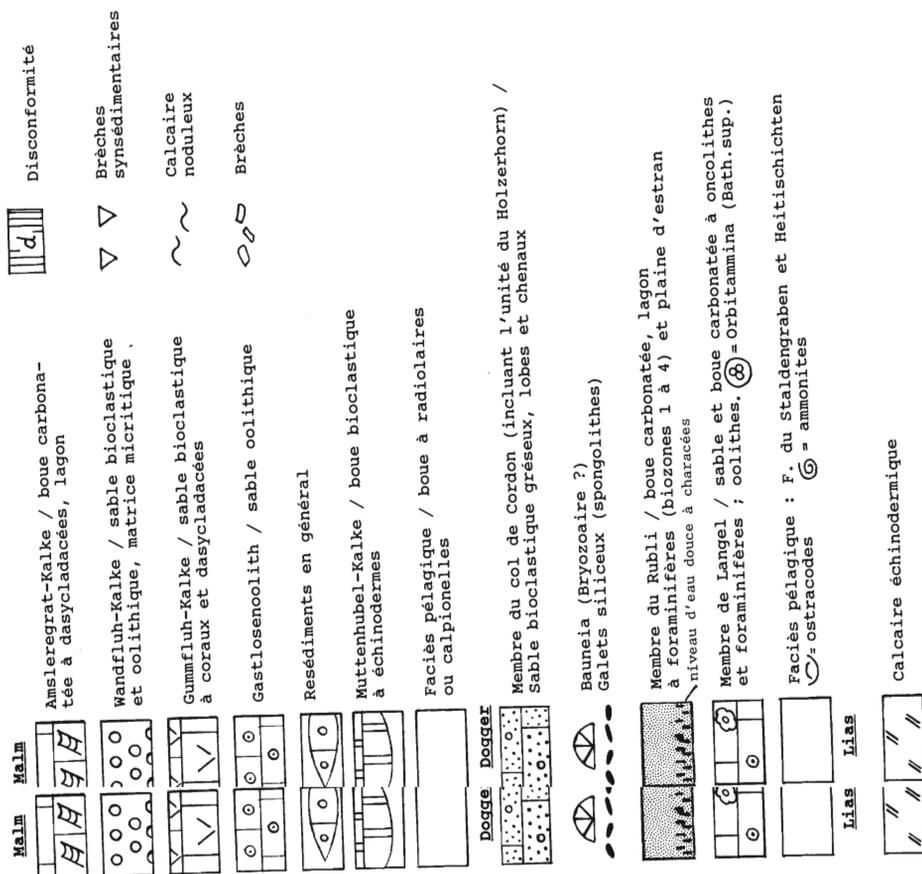
Le Dogger c'est aussi l'époque du détritisme gréseux dans les Médianes. Une intense érosion sur la terre briançonnaise émergée fournit également un matériel carbonaté remanié du Trias moyen et tardif.

Malm: Au cours de l'Oxfordien moyen la mer ouverte transgresse sur l'ensemble des Préalpes médianes. Dès le Kimméridgien une plate-forme carbonatée se réinstalle dans la région de la Gummfluh (HEINZ 1985). Le rebord de cette plate-forme (dépôts d'accumulation) qui a reculé vers le sud par rapport au Dogger, va migrer vers le nord au cours du Malm.

Au Malm on notera l'absence de détritisme terrigène. La plate-forme briançonnaise devait alors être entièrement submergée.

Sur la plate-forme briançonnaise, on a tenté de corrélérer la répartition des corps sédimentaires au cours du temps avec la courbe d'aggradation côtière relative («coastal onlap» de HAO et al. 1987).

LEGENDE LEGENDE FIG. 4



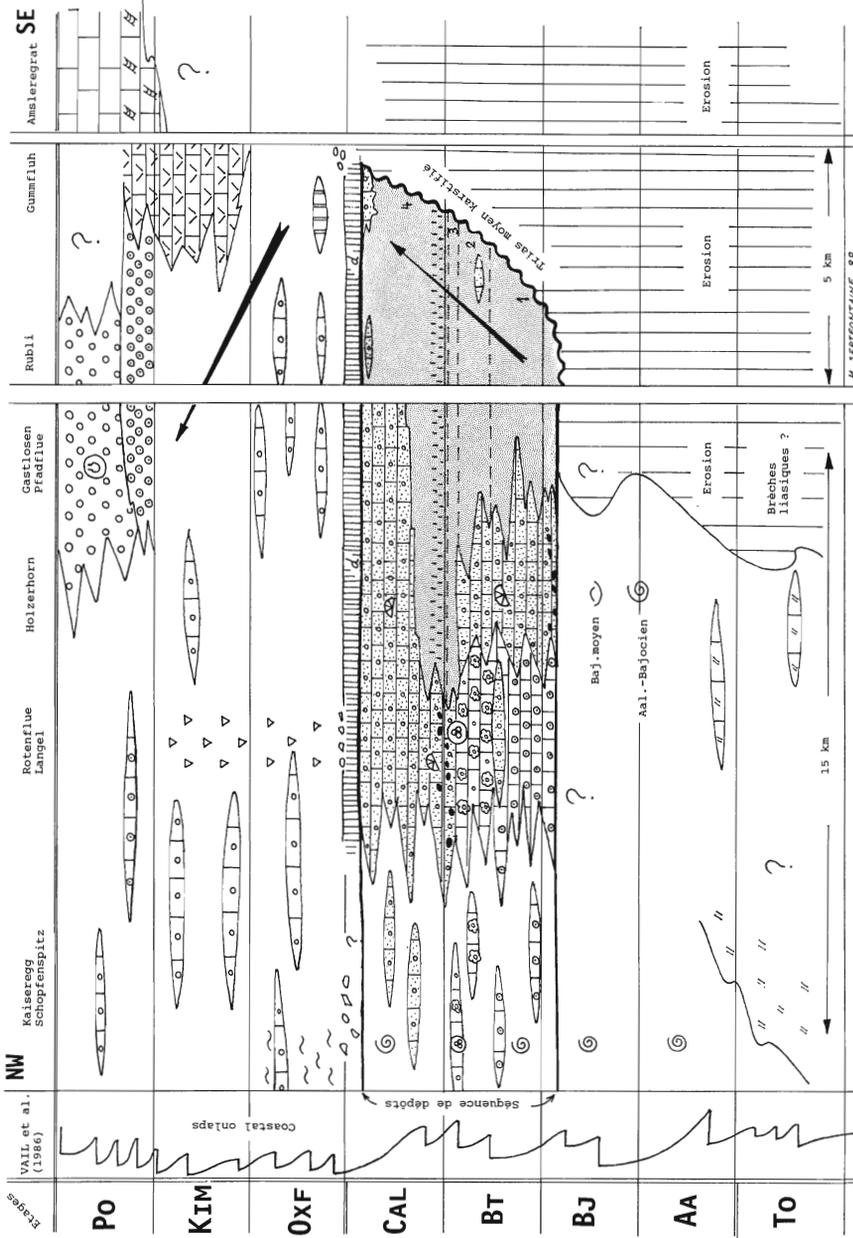


Fig. 4. P Fig. 4. Profils de corrélation chronostratigraphique des unités lithologiques dans le massif Rubli-Gummfluh d'une part (Rigides) et dans un secteur plus oriental, à la hauteur de Boltigen, d'autre part (Rigides et Plastiques). Commentaires dans le texte. (D'après: (D'après les travaux de: GÜSTIGER 1967, FÜRER 1979, SEPTFONTAINE 1984, ISENSCHMID 1983, HEINZ 1985).

1. La baisse de niveau marin à l'Aalénien et au Bajocien moyen (z. à humphriesianum) n'est pas enregistrée dans les sédiments de cette époque dans les Plastiques et au Holzerhorn. Le milieu reste marin ouvert: «Couches à *Cancellophycus*» et «Heitschichten». Dans les Rigides, les sédiments Aaléno-Bajocien ne sont pas représentés (érosion ?).

2. L'installation de la plate-forme carbonatée (Formation de Sommant et Formation des Couches à *Mytilus*) coïncide avec une baisse du niveau marin à la fin du Bajocien. Cependant la transgression des «Couches à *Mytilus*» sur la terre briançonnaise au cours du Dogger tardif ne correspond pas à une élévation progressive du niveau marin. Ce dernier marque au contraire une baisse prononcée au Bathonien tardif. – Callovien précoce. On pourrait toutefois corréliser les niveaux d'eau douce du Membre du Rubli avec cet épisode eustatique.

3. L'enneigement généralisé du Briançonnais s. 1. à la base de l'Oxfordien correspond à une élévation globale du niveau marin. Cependant, la discontinuité ou horizon de ravinement à la limite Callovo-Oxfordien correspond à un mouvement d'origine tectonique (émersion et érosion dans la zone Bise-Tour d'Aï; condensation, etc ...).

4. Le niveau marin restera relativement élevé pendant tout le Jurassique tardif. La marge de la plate-forme carbonatée occupe une position beaucoup plus méridionale que pendant le Dogger.

Arrêt 8: La Coumatta

(coord. 578.300/142.770)

La coupe se situe au pied de la falaise NE de l'arête de la Coumatta. Elle débute au contact transgressif du Dogger sur le Trias (coordonnées).

La Formation des Couches à *Mytilus* est ici représentée par le calcaire foncé du Membre du Rubli. La base de la formation: le Membre de Chavanette conglomératique et la base du Membre du Rubli (les calcschistes fossilifères à charbon) manque.

La transgression s'effectue sur les calcaires rubanés du Trias moyen. Ces calcaires montrent des figures de paléokarst (fissures, poches) dont l'âge est compris entre le Lias tardif et le Dogger précoce (BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE 1979). Elle est marquée par un niveau de calcaire laminé (calcrète) et un horizon centimétrique bréchi-que, surmonté par un petit niveau légèrement gréseux. Les premiers bancs calcaires suivants sont fortement dolomités. On reconnaît ensuite sur 20 m des bancs de calcaire micritique (mudstones) à oncolithes et foraminifères; on observe une alternance de bancs et de joints noduleux; le sommet des bancs est perforé par des terriers. Puis le calcaire devient plus massif. Ce dépôt carbonaté est une boue de lagon marin riche en oncolithes et foraminifères. La teinte foncée et l'odeur fétide à la cassure indiquent un milieu de dépôt confiné, peu oxygéné, sans communication avec la mer ouverte.

La présence de *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI (biozone II A) indique que la transgression de la Formation des Couches à *Mytilus* s'est effectuée tardivement (au Bathonien tardif) à la Coumatta.

Au-dessus, on note un changement lithologique sur une dizaine de mètres, avec l'apparition de calcaires et calcschistes plaquetés noirs sans fossiles visibles, formant une dépression dans la morphologie. En lames minces on reconnaît localement la présence de characées. Cet épisode d'eau douce est important car il correspond à un évé-
l'apparition de calcaires et calcschistes plaquetés noirs sans fossiles visibles, formant
une dépression dans la morphologie. En lames minces on reconnaît localement la pré-
sence de characées. Cet épisode d'eau douce est important car il correspond à un évé-

nement généralisé et synchrone à l'échelle des Préalpes médianes au moins. Ce changement brutal de salinité est peut-être à mettre en relation avec un changement climatique ou encore avec la fermeture temporaire du lagon des Couches à *Mytilus* du côté de la mer ouverte, suite à la baisse du niveau marin. Le lagon serait alors seulement alimenté par les arrivées d'eau douce provenant de la terre briançonnaise.

On retrouve des conditions de lagon marin dans les 30 derniers mètres de la coupe avec des Wackestones à oncolithes, petits coraux ? solitaires (*Cladocoropsis*) et des débris de mollusques.

Les foraminifères (*Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Chablaisia chablaisensis* SEPTFONTAINE) représentent la biozone II B du Callovien. Les derniers bancs sont légèrement dolomités.

Le contact de la Formation des Couches à *Mytilus* avec les calcaires massifs de la base du Malm (faciès de mer ouverte à Protoglobigérines) est brutal (discontinuité).

Arrêt 9: Le Rocher du Midi (coord. 578.760/143.700)

En face de l'arête de la Coumatta le massif du Rocher du Midi est formé essentiellement de calcaires et dolomies du Trias et se divise en plusieurs écailles tectoniques superposées. Sur le flanc sud, la base de la Formation de Saint-Triphon (Membre de Dorchaux) affleure bien. On peut y observer des séquences du milieu margino-littoral de la base d'un cortège transgressif (S1, fig. 1). Dans le détail les milieux de dépôts évoluent de la manière suivante, de bas en haut stratigraphiquement:

1. Dolomies et marnes dolomitiques (marais maritime)
2. Rythmites dolomitiques (littoral restreint)
3. Argilites, silts et dolomies marneuses (arrière côte)
4. Dolomies à pseudomorphoses d'évaporites (marais maritime)
5. Dolomies à laminites algaires (platier à stromatolites)
6. Calcaires vermiculés (littoral ouvert)

En fin de journée les participants ont repris le chemin du retour vers la vallée, pour une deuxième nuit à Château-d'Œx.

3^{ème} jour: mardi 4 octobre

Arrêt 10: Les Granges (coord. 578.680/146.880)

Cette coupe d'accès facile (le long de la route des Granges à Gérignoz, à l'entrée amont du tunnel) permet d'observer la partie basale de la Formation des Couches à *Mytilus*.

Le contact avec l'unité lithologique inférieure n'est pas visible dans cet affleurement; il faut monter sur la route nationale Château-d'Œx-Rougemont et longer le talus amont de la ligne de chemin de fer, à l'E du passage à niveau (coord. 578.570/146.970). En ce lieu on peut observer des galets et des boulets de Trias tardif représentant une sédimentation brutale chaotique (coulées de débris dans un cône alluvial?) sur la Formation bréchiue du Trias tardif. Ce conglomérat à galets représente probablement une sédimentation brutale chaotique (coulées de débris dans un cône alluvial?) sur la Formation bréchiue du Trias tardif. Ce conglomérat à galets représente probable-

ment un épisode d'intense érosion au cours du Lias tardif–Dogger précoce (?). C'est sur cette unité chaotique que transgresse le Membre de Chavanette, base de la Formation des Couches à *Mytilus*. Il s'agit de marnes charbonneuses alternant avec des bancs conglomératiques jaunes à aspect de corneules. Les éléments remaniés sont des dolomies et silex gris (d'origine liasique). On retrouve ce faciès avant le tunnel de Gérignoz. Le milieu de dépôt est interprété comme une plaine marécageuse boisée, avec localement des sédiments grossiers de haute énergie amenés par des rivières.

Pour CHÂTEAUNEUF et al. (1973) le paysage végétal consiste en une lagune à ptéridophytes bordée par une terre émergée à conifères. L'âge du Membre de Chavanette n'est pas connu avec précision, il s'agit peut-être du Bajocien tardif?

On observe ensuite sur 20 m une alternance de bancs calcaires (mudstones) et de calcschistes à *Modiola* et *Astarte*, parfois charbonneux. C'est la base du Membre du Rubli (calcschistes fossilifères) qui représente une évolution cyclique du milieu: lagon subtidal à foraminifères/plaine d'estran à biostromes de *Modiola*/marécage temporaire avec couverture végétale. Cette cyclicité de courte période est peut-être à mettre en relation avec des variations eustatiques/climatiques. D'après les foraminifères les calcschistes fossilifères appartiennent au Bajocien tardif–Bathonien précoce.

Le reste de la coupe montre un calcaire plus massif, avec des bancs de calcarénites. C'est le calcaire foncé, sommet du Membre du Rubli. Le milieu de dépôt est un lagon marin traversé par des corps sableux chenalisés (?).

Pour des raisons tectoniques, le contact avec les calcaires massifs du Malm (mudstones pélagiques) n'est pas visible. Dans cette localité on remarquera que le Membre du Col de Cordon (sommet des Couches à *Mytilus*) manque; ce membre graveleux n'est représenté que de manière sporadique dans le domaine à *Mytilus*.

Arrêt 11: La Laitemaire

(coord. 148.980/579.620)

Toujours dans l'écaille rigide des Gastlosen, l'arrêt suivant a pour but de montrer la nature discontinue du contact entre le sommet de la Formation des Couches à *Mytilus* et la base des calcaires massifs du Malm. En effet, pour la plupart des auteurs qui ont étudié les Couches à *Mytilus* le passage de cette unité lithologique aux calcaires pélagiques du Malm est progressif et les dépôts du Dogger–Malm représentent un seul cycle sédimentaire transgressif lié à la subsidence rapide de la marge N-téthysienne. De plus, on note une importante élévation généralisée du niveau marin à cette époque (HAQ et al. 1987).

En réalité l'étude minutieuse du microfaciès, de la microfaune et des débris de macrofaune à la limite des Couches à *Mytilus* et du calcaire massif montre qu'il n'en est rien: ce contact est brutal, matérialisé sur le terrain par une surface irrégulière résultat de l'érosion (en régime karstique ?) du sommet du Membre du Rubli. Cet horizon de ravinement a été reconnu dans un grand nombre de localités au sommet des différentes formations du Dogger briançonnais (SEPTFONTAINE 1984).

Le contact est clairement visible au bord de la route qui contourne le massif de la Laitemaire, sur le flanc SE. Le Membre du Rubli est ici un calcaire micritique foncé à *Cladocoropsis* et gros foraminifères (*Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE); le sommet de la formation est souligné par un stylolithe ferrugineux qui marque la discontinuité. Au-
à *Cladocoropsis* et gros foraminifères (*Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE); le sommet de la formation est souligné par un stylolithe ferrugineux qui marque la discontinuité. Au-

dessus, le calcaire micritique foncé, à faciès pélagique (Bélemnites, rognon de silex, etc...) transgresse sur cette ancienne surface. C'est la limite supérieure de la séquence de dépôts de la Formation des Couches à *Mytilus* (fig. 4). A l'échelle de la nappe cette discontinuité correspond à un important mouvement paléotectonique: la phase callovo-oxfordienne de soulèvement du rebord externe de la plate-forme carbonatée briançonnaise.

La suite de l'excursion s'est déroulée sur le thème du Malm des Médianes. Ce sujet a fait l'objet d'une thèse récente par Roger HEINZ (1985), qui nous a présenté quelques affleurements caractéristiques:

Arrêt 12: Carrière du Rio des Merils
(coord. 575.350/147.600)

On atteint cette petite carrière depuis Château-d'Ex en empruntant une route de montagne en direction de «La Dent», puis en suivant à pied un petit chemin raide sur rive gauche du torrent des Merils. Dans cette localité le calcaire massif du Malm est peu épais; il plonge vers le sud. Cet affleurement avait déjà été décrit brièvement par WEISS (1949). Cette localité est typique pour suivre l'évolution latérale du Malm le long de la chaîne du Mt. Cray. Le Jurassique tardif appartient déjà aux Plastiques internes et forme un niveau peu épais recouvrant ce grand anticlinal formé essentiellement de Jurassique moyen. En effet, les calcaires massifs du Malm ont ici une épaisseur de seulement 30–40 mètres.

La limite inférieure avec la formation calcaréo-argileuse (Dogger) est couverte par l'éboulis. La partie principale de l'affleurement, dans la carrière des Merils, est constituée par des calcaires gris-beige compacts avec quelques niveaux noduleux. Le micro-faciès montre surtout des biomicrites à filaments et radiolaires. Les calpionelles apparaissent 30 m au-dessus de la base du calcaire massif (zone à *Crassicollaria*). La partie supérieure de l'affleurement montre des calcarénites gris-beige et des brèches à silex fortement tectonisées. La limite Jurassique-Crétacé est ici difficile à déterminer. La formation suivante est constituée par les calcaires plaquetés du Néocomien.

Arrêt 13: Pont de la Tine
(coord. 569.420/147.025)

Cette localité se trouve le long de la route nationale entre la Tine et Monbovon, dans la gorge qui coupe le flanc sud du synclinal de Gruyères. On y observe la formation calcaréo-argileuse (F. du Staldengraben) à la base, surmontée par le calcaire massif du Malm. Le long de la route les calcaires argileux à *Zoophycos* du Dogger affleurent sur 200 m. Le calcaire marneux est très schisteux, bioturbé, riche en pyrite. On observe des Ammonites (dont *N. tripartitum* RASP) et des Bélemnites; dans la partie supérieure de cette série (au Callovien), des résédiments gréseux sont intercalés avec des structures de turbidites amalgamées. On remarque des «flute casts» et des «load casts» à la base des bancs.

La base des calcaires massifs est accessible sur rive gauche, en aval du pont, avant le tunnel du MOB. Le contact avec la formation calcaréo-argileuse n'est pas visible. La base du Malm montre ici une alternance typique entre les calcaires noduleux d'une

part et des résédiments carbonatés, granoclassés, à laminations planes-parallèles d'autre part. Les calcaires noduleux représentent le sédiment autochtone du bassin; les turbidites calcaires et les brèches représentent le sédiment allochtone (fig. 5). Sur la rive droite (inaccessible) de la Sarine on observe de loin de belles figures de slumping (plis, masses glissées) associées aux niveaux noduleux.

Arrêt 14: Gorge de l'Evi
(coord. 569.750/152.180)

L'affleurement se présente sous la forme d'une grande carrière, accessible par un petit chemin carrossable depuis la route nationale entre Albeuve et Neirivue. Dans cette carrière on exploite le calcaire massif du Malm comme agrégat. La partie supérieure du calcaire représente déjà un faciès distal des Plastiques externes, au Jurassique supérieur. On y observe des résédiments épais en position haute dans la série. Ils montrent un granoclassement fin et, dans les intraclasts, on observe des débris carbonatés provenant de la plate-forme briançonnaise située plus au sud. Les *Clypeina jurassica* FAVRE permettent de dater ces résédiments du Kimméridgien tardif-Tithonique précoce.

Au-dessus on passe à la série d'Albeuve décrite par WEISS (1949). Il s'agit de calcaires beiges et verts qui se distinguent des calcaires noduleux de la base par une plus haute teneur en carbonate de calcium.

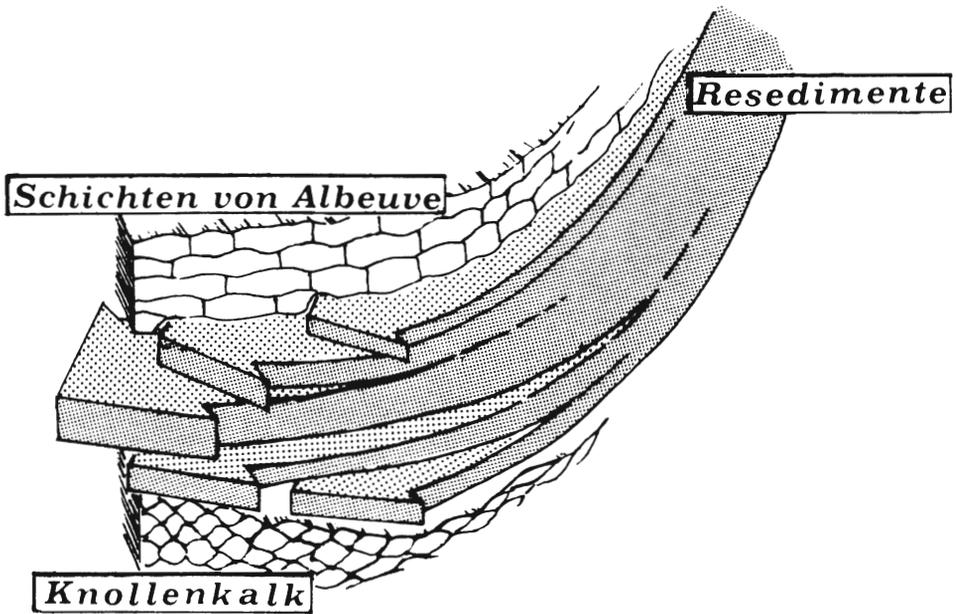


Fig. 5. Distribution des sédiments autochtones (calcaires noduleux à la base, la série d'Albeuve en haut) et les résédiments dans le bassin subbriançonnais (HEINZ & ISENSCHMID 1988).

Fig. 5. Distribution des sédiments autochtones (calcaires noduleux à la base, la série d'Albeuve en haut) et les résédiments dans le bassin subbriançonnais (HEINZ & ISENSCHMID 1988).

Le microfaciès est une biomicrite à *Saccocoma*, *Cadosina* avec des radiolaires et quelques Chitinoïdes. Les calcaires à calpionelles se trouvent au sommet de la série: ce sont des bancs bien stratifiés avec de nombreux rubans de silex. La base de cette unité appartient à la zone à *Crassicollaria* et le sommet à la zone à *Calpionella alpina* LORENZ. La limite Tithonique/Berriasien se trouve à l'extrémité SE (sortie) de la carrière. Au-dessus du calcaire massif, le long du chemin, on observe le calcaire plaqueté du Néocomien.

Conclusions sur l'évolution sédimentaire et paléotectonique des Médiannes au Mésozoïque

Cette évolution est décrite dans BAUD & SEPTFONTAINE (1980). Nous donnons ci-dessous l'équivalence avec les phases reconnues par LEMOINE & GRACIANSKY (1988) dans les Alpes occidentales.

1^{ère} étape (Trias moyen–Hettangien précoce): Les Préalpes médianes font alors partie du bassin Briançonnais s.l. (fig. 2 – Trias moyen). Dans cette province on voit au cours du Trias s'édifier et se succéder deux plates-formes carbonatées, où le jeu des variations de subsidence et du niveau de la mer est à l'origine de dépôts rythmiques en eau très peu profonde. Ces deux ensembles carbonatés sont séparés par des dépôts évaporitiques et détritiques siliceux datés du Carnien. Dès la fin du Trias et au cours du Lias précoce on note un approfondissement différencié des fonds marins, avec l'apparition d'un détritisme terrigène. Cette première étape correspond à la phase prérift dans les Alpes occidentales.

2^{ème} étape (Hettangien tardif–Callovien): L'aire de sédimentation des Préalpes médianes se trouve placée entre deux grands secteurs mobiles qui s'individualisent: le domaine valaisan au nord et prépiémontais au sud. C'est le début de la phase de rifting téthysien. A partir de l'Hettangien tardif le bassin des «Heitischichten» s'individualise dans la zone méridionale de la nappe avec des dépôts profonds de calcaires siliceux (spongolithes), alors que dans la zone septentrionale s'installe une plate-forme néritique (première étape de RUDKIEWICZ 1988, dans le Briançonnais).

Puis trois dispositifs paléotectoniques se sont succédés au cours du temps:

- Dès la fin du Lias moyen ? des mouvements distensifs provoquent le basculement vers le nord-ouest du bassin des Médiannes. La zone méridionale émerge progressivement; dans la zone septentrionale subsidente se déposent des sédiments de bassin (étape Toarcien–Aalénien de RUDKIEWICZ [1988]).
- Durant l'Aalénien–Bajocien une crise paléotectonique importante étend ses effets à l'intérieur des Plastiques. Le système de paléofailles de la zone axiale Château d'Oche–Corbeyrier (de direction SW-NE) va rejouer de manière significative suite à un basculement vers le NW du secteur septentrional (bloc nord-ouest), accompagné d'un mouvement de bascule dans le même sens du panneau situé au sud de la zone axiale (bloc sud-est). Ainsi les deux blocs plongent parallèlement l'un derrière l'autre vers le NW. C'est sur cette surface basculée que s'installe, dès le Bajocien tardif, le dispositif paléogéographique de plate-forme carbonatée «bahamienne» décrit à la figure 4. On distingue ainsi du sud-est au nord-ouest: la terre émergée Briançonnaise, le domaine à *Mytilus* (lagon), le domaine intermédiaire (seuil), le domaine à *Cancellolophycus* (bassin).

domaine à *Cancellolophycus* (bassin).

- Au Callovo-Oxfordien une nouvelle phase paléotectonique provoque l'émergence de la zone axiale Château d'Oche-Corbeyrier et des zones adjacentes (Bise-Tour d'Ai). Cet événement est dû à un nouveau mouvement de bascule des deux blocs tectoniques définis plus haut de part et d'autre du système de paléofailles de la zone axiale: le bloc sud-est (avec le domaine à Mytilus) plonge vers le SE; le bloc nord-ouest (avec le domaine intermédiaire) plonge vers le NW. Ce dispositif est donc symétrique par rapport à la zone axiale.

Une intense érosion décape localement le Jurassique, parfois jusqu'au Trias. Sur le terrain on observe un biseautage des formations du Dogger sous le Malm transgressif. Dans les Rigides cet événement est marqué par une discontinuité (horizon de ravinement, parfois condensation) au sommet de la Formation des Couches à Mytilus. Cet événement paléotectonique n'a pas été reconnu dans le Briançonnais (RUDKIEWICZ 1988).

3^{ème} étape (Oxfordien-Albien): L'ensemble des Préalpes médianes s'enfonce rapidement au cours de l'Oxfordien moyen (calcaires à Protoglobigérines). C'est la phase de subsidence post-rift de LEMOINE & GRACIANSKY (1988); elle sera toutefois de courte durée dans les Préalpes. En effet, dès le Kimméridgien, sur un fond marin accidenté, commence à s'édifier un nouveau système carbonaté comprenant un bassin au nord-ouest et une plate-forme oolithique et récifale au sud-est. Comme au Dogger les dépôts de la plate-forme méridionale sont resédimentés (turbidites) dans le bassin.

Les dépôts du Néocomien sont liés à un deuxième dispositif paléogéographique apparu à la fin du Berriasien. Ce sont des boues carbonatées à radiolaires et aptichi; vers le sud-est les sédiments diminuent d'épaisseur, la série devient condensée à l'approche de haut-fonds.

Enfin, les événements paléotectoniques du milieu du Crétacé («Mid Cretaceous events») ont eu pour résultat, dans les Médiannes, la brusque réapparition du détritisme terrigène fin (complexe schisteux intermédiaire).

La nappe des Préalpes médianes a subi au cours du Mésozoïque l'évolution géologique complexe de la marge nord-téthysienne dans les Alpes nord-occidentales. Dans cette nappe, il est possible de suivre pas à pas le passage de la plate-forme briançonnaise au bassin subbriançonnais. La zone de seuil active depuis le Lias moyen, qui borde au nord la plate-forme, est caractérisée par d'importants accidents limitant des blocs à comportement rigide. Les mouvements tectoniques de bascule de ces blocs dans un cadre structural en distension au cours du Jurassique et du Crétacé ont dicté la répartition des zones de faciès. Au Jurassique, les zones isopiques s'étendent selon une direction générale SW-NE, dans les grandes lignes parallèlement aux axes structuraux.

BIBLIOGRAPHIE

- BADOUX, H. 1960: Carte géologique Monthey au 1:25 000. Atlas géologique de la Suisse, feuille 37.
- BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 135-188.
- BAUD, A. 1972: Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 43-55.
- 1987: Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mém. de géol.*, Lausanne 1, 1-322.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes médianes, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 131-145. *de géol.*, Lausanne 1, 1-322.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes médianes, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 131-145.

- BAUD, A., MASSON, H. & SEPTFONTAINE, M. 1979: Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. sédim. jurass. w-européenne (Paris 1977), Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. France 1, 441-452.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BOURROUILH-LE JAN, F.G. 1978: Rôle des ouragans et des cyclones tropicaux sur la sédimentation carbonatée: la plaine d'estran de l'ouest d'Andros, Bahama. Interférences de la climatologie, de l'hydrologie et de la diagenèse. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, série D, 907-910.
- CHÂTEAUNEUF, J.-J., DEBELMAS, J., FEYS, R., LEMOINE, M., RAGOT, J.-P. 1973: Premiers résultats d'une étude des charbons jurassiques de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 276, série D, 1649-1652.
- FURRER, U. 1979: Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 623-672.
- FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M. 1977: Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des Foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 70/3, 717-737.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.-R. 1987: Chronology of fluctuating sea level since Triassic. *Sciences, Washington*, 232, 1156-1167.
- HEINZ, R.-A. 1985: Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes Médianes im Querschnitt Moleson-Ruebli/Gummfluh. Thèse, Univ. de Berne.
- HEINZ, R.-A. & ISENSCHMID, C. 1988: Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen in Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 1-62.
- JEANBOURQUIN, P. 1986: Les cornicules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèmes choisis liés aux cornicules en général. Thèse, Univ. Lausanne.
- LEMOINE, M. & GRACIANSKY, P.-C. 1988: Histoire d'une marge passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, no 4, 597-600.
- LOMBARD, A., BAUD, A. & STEINHAUSER, N. 1974: Carte géologique Les Mosses au 1:25 000. Atlas géologique de la Suisse, feuille 64.
- LUGEON, M. 1940: Carte géologique Les Diablerets au 1:25 000. Atlas géologique de la Suisse, feuille 19.
- MARCHAND, R. 1987: Etude géologique de l'anticlinal d'Aï et de l'ouest du Sépey. Trav. de diplôme, Univ. Lausanne, inédit.
- PURSER, B.H. 1980: Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Publications de l'Institut français du pétrole, Ed. Technip, tome 1, 1-366.
- RUDKIEWICZ, J.-L. 1988: Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, no 4, 623-632.
- SCHARDT, H. 1984: Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut vaudois. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat* 20, 1-183.
- SEPTFONTAINE, M. 1984: Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises-stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mém. de la Soc. Helv. des Sci. nat* 97, 1-121.
- VAIL, P.-R., MITCHUM, R.-M., THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *A.A.P.G. Mem.* 26, 83-98.
- WEISS, H. 1949: Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. Thèse Univ. Zürich.

Manuscrit reçu le 12 décembre 1988

Révision acceptée le 16 décembre 1988