Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 88 (1995)

Heft: 3

Artikel: Cycles stratigraphiques dans les séries alpines du Lias et de l'Aalénien de part et d'autre du Front pennique (Savoie, France) : contrôle tectonique et rapport avec l'estatisme

Autor: Loreau, Jean-Paul / Gely, Jean-Pierre / Rampnoux, Jean-Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167686

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv. 88/3: 529–551 (1995)

0012-9402/95/030529-23 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Cycles stratigraphiques dans les séries alpines du Lias et de l'Aalénien de part et d'autre du Front pennique (Savoie, France): Contrôle tectonique et rapport avec l'eustatisme

JEAN-PAUL LOREAU[1], JEAN-PIERRE GELY[2] & JEAN-PAUL RAMPNOUX[3]

Key words: stratigraphy, paleogeography, Liassic, Aalenian, Tethysian ocean, Delphino-Helvetic zone, Subbriançonnais zone, Brèches de Tarentaise zone, Niélard zone

Mots clefs: Stratigraphie, paléogéographie, Lias, Aalénien, Téthys, zone Delphino-Helvétique, zone subbriançonnaise, zone des Brèches de Tarentaise, zone du Niélard

ABSTRACT

Along a NW-SE transect in Savoy, stratigraphy of "Delphino-helvetic Zone", "Breches de Tarentaise Zone" and "Subbriançonnais Zone", is revised by using sequential analysis and all available biostratigraphic data. From the early Rhetian to the late Aalenian, four to six unconformities were identified from one structural and paleogeographical unit to the other. They are boundaries of 2nd order cycles of a duration between 3 and 16 Ma.

The Rhetian cycle is common to the different domains and shows the predominant eustatic control on its origin. However, the boundary at the top is weekly marked because of the beginning of regional subsidence.

A Hettangian-Sinemurian cycle is specifically evidenced in the "Dauphinois Basin" in Savoy (Mont-Joly Nappe) and on the "Subbriançonnais" slope (Perron des Encombres Unit). The unconformity at the top of this cycle (Turneri-Obtusum boundary) is not observed in the other Zones but is recorded in all the West European basins. It is considered as a tectonically enhanced unconformity where eustatic and tectonic effects were added.

In the other Zones, Hettangian-early Carixian versus Hettangian-early Domerian 2nd order cycles are different on both sides of the Penninic Thrust. The transgressive half cycle ended earlier in the West (Angulata zone) than in the East (Semicostatum zone) and earlier in the northern (Savoy) part of the "Dauphinois Basin" than in the South (Digne Basin). On the "Valaisan" platform and "Subbriançonnais" slope, the unconformity at the cycle boundary corresponds to a significant distensive and block tilting episode throughout the Carixian (Jamesoni-Ibex zone boundary or intra Ibex zone). On the Mont-Blanc and Rocheray shoals (horsts), significant distensive events with block tilting were post-Carixian (post Davoei, probably Margaritatus zone).

An additional cycle is differentiated through the Pliensbachian at the East of the Penninic Thrust. The unconformity surface in the early part of Margaritatus zone seems to be common to all the Units of the studied area and is known in all West European basins showing that it was influenced by eustatic effects and was tectonically enhanced. The "Valaisan" platform was drowned during and after Domerian. Most of the Toarcian seems to be characterized by an overall starvation hiatus.

[1] Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, URA CNRS 157, 6 Bd. Gabriel, F–21000 Dijon

[2] Gaz de France, Direction de la Recherche, 361 avenue du Président Wilson, 93 La Plaine-Saint-Denis; Attaché au laboratoire de Géologie du Museum National d'Histoire naturelle, 43, rue Buffon, F–75005 Paris

[3] Université de Savoie, Laboratoire de Géologie structurale et appliquée. F–73376 Le Bourget du Lac Cedex

A late Toarcian-Aalenian cycle is common to all the domains of the margin. It recorded the dominant influence of the subsidence.

This study tests combined effects of rifting and eustatism on the 2nd order cycle organization; the calendar of distensive and subsidence phases in every Zone is refined; a diachronism of tectonic events is shown from both sides of the Penninic Thrust for domains which were largely apart before the shortening.

RESUME

Sur une transversale NW-SE en Savoie, les Zones delphino-helvétique, des Brèches de Tarentaise et subbriançonnaise sont révisées en réunissant l'analyse séquentielle des faciès et les données biostratigraphiques disponibles. Du Rhétien à l'Aalénien inclus, des cycles de 3 à 16 Ma varient en nombre (3 à 5) d'une zone à l'autre.

Le cycle du Rhétien, présent partout, témoigne de l'influence dominante de l'eustatisme. Mais la limite à son toit est peu marquée du fait même que débute la subsidence régionale.

Un cycle Hettangien-Sinémurien est spécifique du «Bassin Dauphinois» en Savoie (Nappe du Mont-Joly) et du talus «Subbriançonnais» (Unité du Perron des Encombres). La discontinuité au toit de ce cycle (limite Turneri-Obtusum) n'est pas observée dans les autres Zones mais est enregistrée dans tous les bassins ouest-européens. Elle est considérée comme une «discontinuité accentuée tectoniquement» où les effets eustatiques et tectoniques se sont ajoutés.

Dans les autres Zones, un cycle Hettangien-Carixien inférieur à l'est du Front pennique se différencie d'un cycle Hettangien-Domérien basal à l'ouest. Le demi-cycle transgressif se termine plus tôt à l'ouest (zone à Angulata) qu'à l'est (zone à Semicostatum) et, dans le Bassin dauphinois, plus tôt au nord (partie savoyarde) qu'au sud (Bassin de Digne). La discontinuité au toit de chaque cycle correspond à des mouvements distensifs importants avec basculement de blocs. Sur la plate-forme «Valaisane» et le talus «Subbriançonnais», ils sont carixiens, (à la limite des zones à Jamesoni et Ibex ou dans Ibex); sur les horsts du Mont-Blanc et du Rocheray, ils sont post-Carixiens (post Davoei, probablement base de Margaritatus).

Un cycle supplémentaire dans le Pliensbachien existe seulement à l'est du Front pennique. La discontinuité qui le limite à son toit, datée de la partie inférieure de Margaritatus, est celle qui termine le cycle Hettangien-Domérien basal à l'ouest du Front pennique. Elle semble présente dans toutes les Unités de la région étudiée et est connue dans les bassins ouest-européens, montrant que son origine est liée à des effets de l'eustatisme et accentuée tectoniquement.

La plate-forme «valaisanne» a été ennoyée, sans dépôt, à partir du Domérien. La plupart du Toarcien semble caractérisé partout par un hiatus de non-dépôt, interprété comme le haut niveau marin d'un cycle de 2ème ordre. Un cycle Toarcien terminal-Aalénien, commun à tous les domaines marque également une influence dominante de la subsidence.

Cette étude montre ou vérifie l'effet combiné du rifting et de l'eustatisme sur l'organisation des cycles de 2ème ordre, avec un calendrier des phases de distension et de subsidence sensiblement différent de part et d'autre du Front pennique.

1. Introduction

Dans les Alpes occidentales, et plus particulièrement dans les nappes préalpines et les Alpes méridionales françaises, la phase de rifting de la marge européenne de la Téthys est bien documentée, depuis ses prémices infra-liasiques jusqu'au jurassique moyen p.p. [Baud & Masson 1975; Barfety et al. 1979; Bernoulli et al. 1979; Baud & Septfontaine 1980; Bernoulli & Lemoine 1980; Dardeau 1983; Lemoine 1985; Lemoine et al. 1981, 1986; Lemoine & Graciansky 1988; Dumont 1988, 1995; Herbout et al. 1988; Bas 1988; Mettraux & Mosar 1989]. Un complément de ces données concerne la compréhension de l'organisation des séquences sédimentaires en fonction, d'une part, des variations de vitesse de création de l'espace disponible (lui-même dépendant de la variation de la subsidence – ou du soulèvement – et des variations eustatiques), d'autre part, de la vitesse de sédimentation, enfin, de la morphologie du profil de dépôt (Posamentier et al. 1988). Si le domaine externe – le Bassin dauphinois – s'y est prêté favorablement (Graciansky et

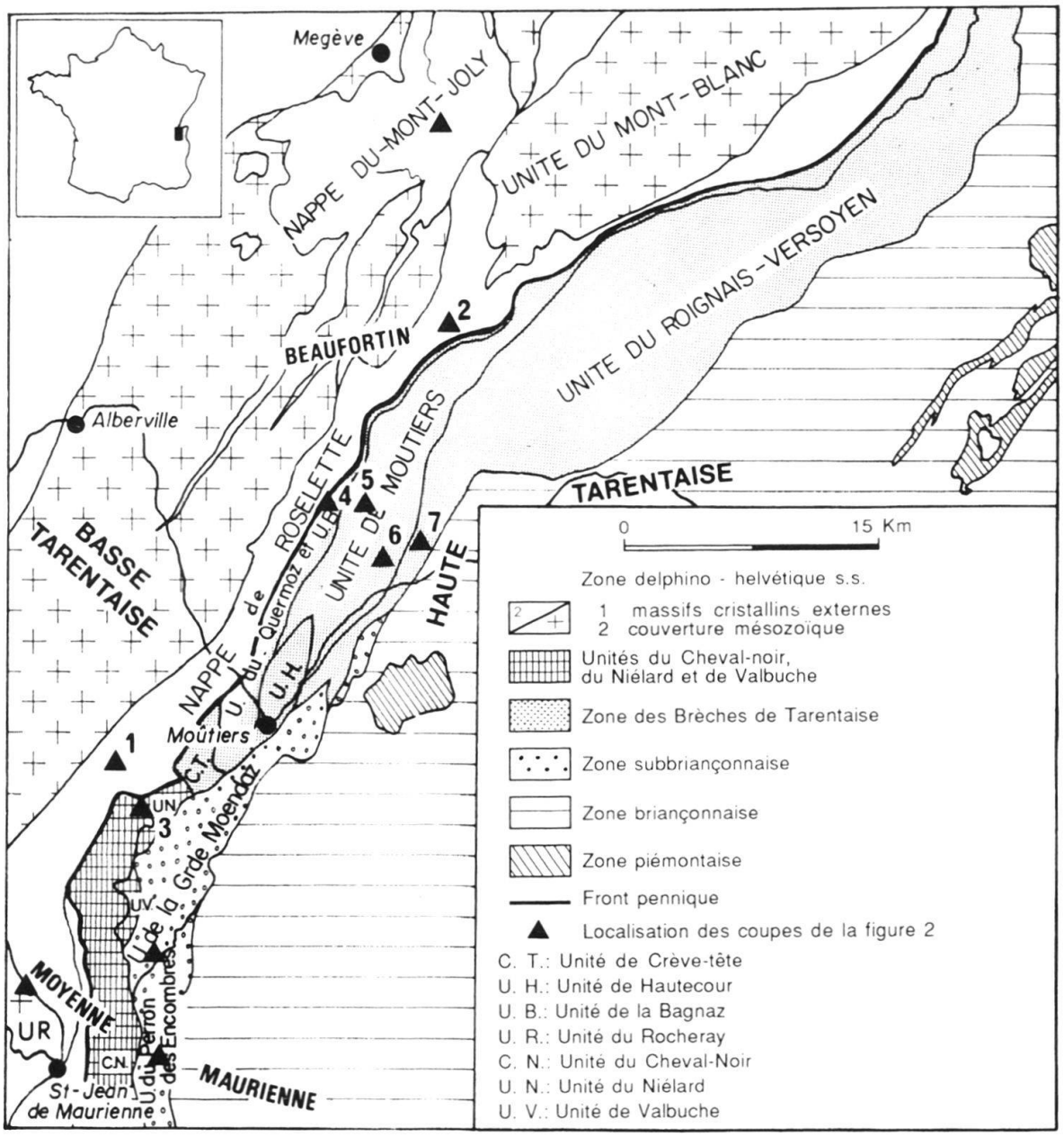


Fig. 1. Schéma structural et localisation des coupes étudiées. (Numéros 1 à 7, cf. fig. 2)

al. 1993), il reste des aires plus complexes à déchiffrer à cause de raccourcissements considérables lors des phases tangentielles (Mugnier et al. 1993) et rarement comparées de part et d'autre du Front pennique. C'est le cas des régions du Beaufortin, de Basse-Tarentaise et de Moyenne-Maurienne (fig. 1) situées sur une coupe qui traverse chaque zone structurale classiquement établie, depuis la partie externe vers celle interne des Alpes occidentales:

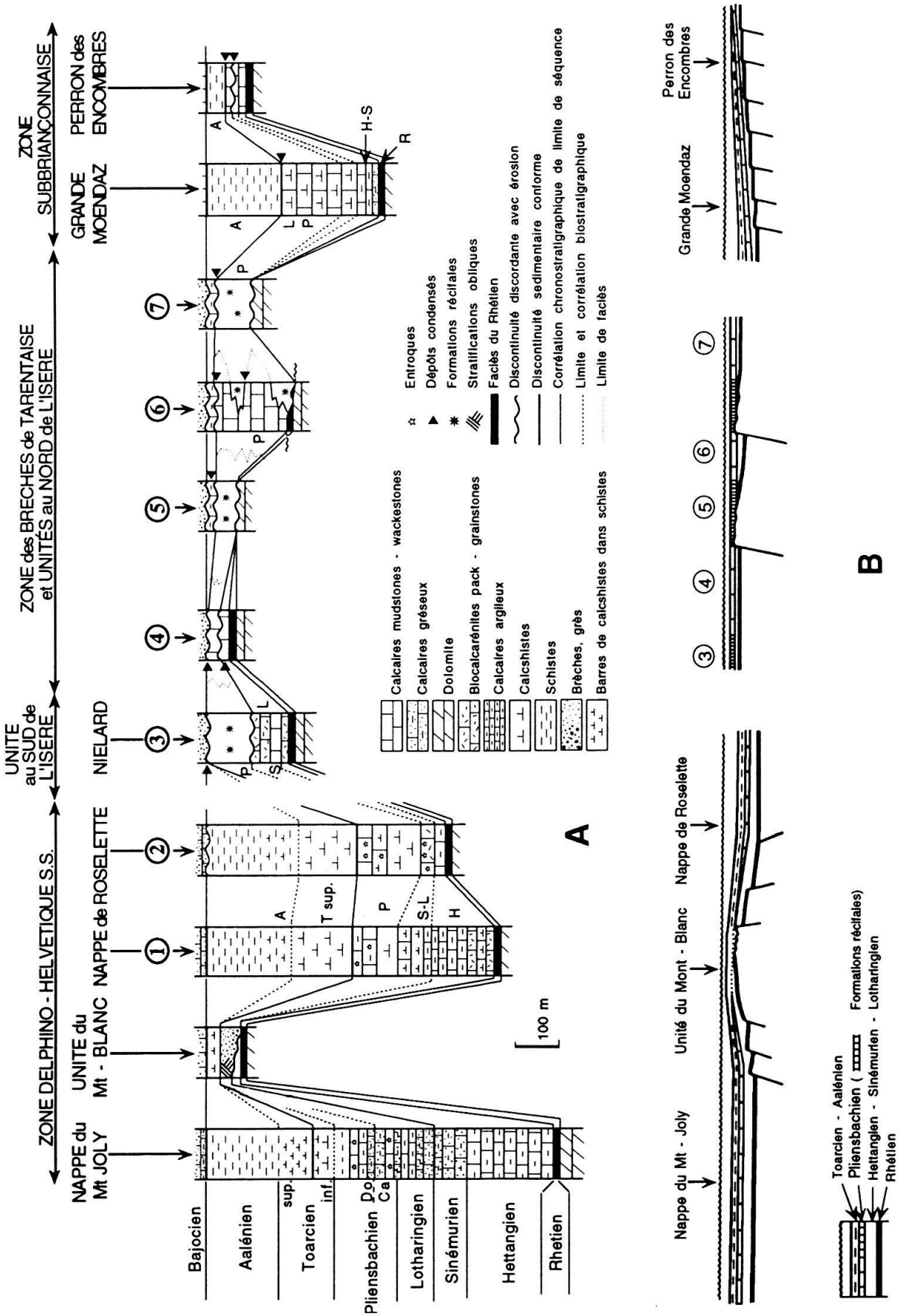
- la Zone delphino-helvétique interne réunissant ici la Nappe du Mont-Joly, les unités du Mont-Blanc et du Rocheray, la Nappe de Roselette;
- la Zone des Brèches de Tarentaise, avec les unités des Schistes de la Bagnaz, de Crève-Tête, du Quermoz, de Moûtiers externe et interne, du Roignais-Versoyen, et la Zone du Niélard, au sud de l'Isère, avec les unités du Niélard et de Valbuche;
- la Zone subbriançonnaise avec la Nappe du Pas du Roc comprenant les unités de la Grande-Moendaz et du Perron des Encombres.

Le Front pennique, accident majeur entre les domaines externe et interne, sépare la Zone delphino-helvétique de la Zone des Brèches de Tarentaise (fig. 1).

Le propos est de tester les effets de la tectonique distensive et de faire la part des variations eustatiques dans la genèse des séquences sédimentaires le long de ce transect entre le Rhétien et l'Aalénien inclus. Cet intervalle de temps a été choisi puisque l'invasion des faciès marins commence avec le Rhétien au dessus de la régression majeure du Norien et qu'à la fin de l'Aalénien s'achève dans les Alpes occidentales le grand cycle sédimentaire et structural du Jurassique inférieur (Bernoulli et al. 1979, Lemoine & Graciansky 1988) marqué par une discontinuité commune à toutes les zones structurales et paléogéographiques. Les données sédimentaires et biostratigraphiques sont très inégales entre zones. Ainsi, dans la Zone delphino-helvétique et dans la Zone subbriançonnaise, le métamorphisme alpin étant relativement faible, les données stratigraphiques sont assez nombreuses. En revanche, dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard, les données sont rares et parfois incertaines.

En réunissant l'analyse séquentielle des faciès et les données biostratigraphiques disponibles (Schoeller 1929; Barbier 1948; Grasmück 1961; Barfety & Mouterde 1978; Ayrton 1980; Eltchaninov 1980; Triboulet 1980; Barfety 1985; Gély 1988; Dommergues & Meister 1990), la méthode consiste à établir la succession des séquences délimitées par des discontinuités et à les comparer entre chacune des unités structurales. Les surfaces limitant ces séquences sont repérées selon trois caractères majeurs, seuls reconnaissables et utilisables ici: aspects géométriques (troncature, discordance), lacune biostratigraphique, changement brusque de faciès correspondant à une variation brutale d'environnement en termes de paléoprofondeur ou de déplacement vers le bassin (ou vers le domaine proximal), c'est-à-dire causé par une variation du niveau marin relatif. Si on se réfère aux concepts de la stratigraphie séquentielle [Haq et al. 1988; Vail et al. 1991], ces successions de couches entre deux discontinuités correspondent, selon l'ordre de leur durée,

Fig. 2 A. Schéma lithologique (épaisseurs non décompactées) des coupes levées dans chaque unité structurale et corrélation des discontinuités servant de limites des cycles stratigraphiques.
B. Profil paléogéographique avec référence paléobathymétrique par rapport au niveau de la mer à la fin de l'Aalénien.
Entre la Nappe de Roselette et l'Unité du Niélard de part et d'autre du Front pennique, la distance a pu être de plusieurs dizaines à la centaine de km avant le raccourcissement (Mugnier et al. 1993).
1: Unités de Roselend et de Roselette-La Madeleine. 2: Unité de la Crète des Gittes. 3: Unité du Niélard. 4: Unité du Quermoz. 5 Unité de Moûtiers externe. 6: Unité de Moûtiers interne. 7: Unité du Roignais-Versoyen.
R: Rhétien; H: Hettangien; S: Sinémurien; L: Lotharingien; P: Pliensbachien; Do: Domérien; Ca: Carixien; T: Toarcien; A: Aalénien.


ZONE DELPHINO - HELVETIQUE S.S.
UNITE au SUD de L'ISERE
ZONE des BRECHES de TARENTAISE et UNITÉS au NORD de L'ISERE
ZONE SUBBRIANCONNAISE
NAPPE du Mt JOLY
UNITE du Mt - BLANC
NAPPE de ROSELETTE
NIELARD
GRANDE MOENDAZ
PERRON des ENCOMBRES
Bajocien
Aalénien
Toarcien
sup.
inf.
Pliensbachien
Lotharingien
Sinémurien
Hettangien
Rhetien
100 m
A
B
Calcaires mudstones - wackestones
Calcaires gréseux
Dolomite
Biocalcarénites pack - grainstones
Calcaires argileux
Calcschistes
Schistes
Brèches, grès
Barres de calcschistes dans schistes
Entroques
Dépôts condensés
Formations récifales
Stratifications obliques
Faciès du Rhétien
Discontinuité discordante avec érosion
Discontinuité sédimentaire conforme
Corrélation chronostratigraphique de limite de séquence
Limite et corrélation biostratigraphique
Limite de faciès
Nappe du Mt - Joly
Unité du Mont - Blanc
Nappe de Roselette
Grande Moendaz
Perron des Encombres
Toarcien - Aalénien
Pliensbachien (Formations récifales)
Hettanglen - Sinémurien - Lotharinglen
Rhétien

soit à des séquences de dépôt de 3ème ordre, soit à des cycles de transgression-régression de 2ème ordre. Elles constituent le guide des corrélations entre unités structurales et la base pour mettre en évidence les cycles communs aux différentes zones paléogéographiques et ceux qui caractérisent certaines d'entre elles seulement. Ces cycles peuvent être confrontés utilement à ceux connus dans le sud du Bassin dauphinois (Graciansky et al. 1993) et à ceux d'une charte pour l'ensemble des bassins et des plates-formes de l'Europe (Hardenbol et al. 1995) afin de discuter de leur origine.

2. Stratigraphie des différentes unités structurales

2.1 La Nappe du Mont-Joly

La Nappe du Mont-Joly (fig. 2A) comporte une épaisse série liasique décollée au niveau des évaporites du Trias.

Les dépôts du Rhétien reposent par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur les dolomies lagunaires du Trias et débutent, comme dans tout le domaine externe, par un niveau de quartzites de 2 à 3 mètres parfois microconglomératiques (appelés «Grès infraliasiques»). Ils sont suivis de calcaires gréseux et de calcschistes lumachelliques à *Avicula contorta* puis, parfois, de pélites dolomicritiques (région du Col du Joly). Cette succession de faciès constitue une séquence sédimentaire d'abord transgressive avec un maximum de transgression représenté par les calcschistes, puis progressivement régressive avec le cortège à pélites dolomicritiques.

En discontinuité sédimentaire sur les faciès laguno-marins du Rhétien, des calcaires mudstones argileux, bleu noir, à ammonites, épais de 100 à 200 mètres, affleurent bien entre le Col du Joly et l'Aiguille Croche. Ils sont datés de l'Hettangien, successivement des zones à Planorbis, à Liasicus (sous-zone à Laqueus), à Angulata (Barfety & Mouterde 1978; Eltchaninoff 1980; Triboulet 1980) et représentent un faciès de bassin. Au-dessus, la même coupe exceptionnelle montre des calcaires avec des bancs enrichis en sables quartzeux et en débris d'encrines. Ils sont datés du Sinémurien: sous-zone à Rotiforme de la zone à Bucklandi, zones à Semicostatum et Turneri, (Barfety & Mouterde 1978; Eltchaninoff 1980; Triboulet 1980). Ces faciès boueux et sableux, turbiditiques, représentent un comblement en domaine moins distal que celui des mudstones argileux de l'Hettangien. A leur toit, en discontinuité sédimentaire, reposent des calcaires wackestones gris-noirs à roux, argileux à gréseux, intercalés de calcaires à entroques, et déposés en milieux de plate-forme externe. Epais de 100 mètres environ, ils sont attribués (sans preuve décisive) au Lotharingien ou au Pliensbachien. Au-dessus, ces calcaires passent progressivement à des calcschistes gris beige (100 à 150 mètres) à posidonies – *Bositra* (ex-*Posidonomya) bronni* – (Parejas 1925), supposés du Toarcien inférieur par analogie aux Schistes carton. Eux-mêmes passent insensiblement à des schistes noir argent à nodules (100 à 200 mètres) ayant fourni des ammonites du Toarcien terminal (zone à *Aalensis*) et de l'Aalénien dans la région du Mont d'Arbois – zones à *Opalinum* et à *Murchisonae* (Parejas 1925) et zone à *Concavum* (Mennessier 1976) –; ils représentent de nouveau des faciès de bassin.

Ainsi, dans la Nappe du Mont-Joly, on reconnaît particulièrement quatre successions de couches limitées par des discontinuités (fig. 2). Aucune n'est une séquence de 3ème ordre sensu Vail, et pour éviter toute confusion, l'appellation de cycles est ici retenue pour les désigner. Le premier cycle, appartenant au Rhétien, est d'abord à tendance

transgressive puis régressive en milieu très peu profond soumis aux apports continentaux; le second daté de l'Hettangien et du Sinémurien s.s. correspond d'abord à une transgression en domaine de bassin avec le maximum transgressif dans la zone à Angulata puis à une régression de faciès moins distaux jusqu'au sommet de la zone à Turneri. Le troisième est caractérisé d'abord par une phase de maintien constant de la tranche d'eau (probablement pendant le Lotharingien-Pliensbachien) puis par une tendance transgressive (au cours d'une période supposée Toarcien inférieur). Ensuite, la schistosité ne permet pas de repérer à l'affleurement d'éventuelles discontinuités dans l'intervalle Toarcien-Aalénien. Cependant, à faciès et conditions de métamorphisme équivalents, l'absence totale de données pour le Toarcien moyen contraste singulièrement avec la mise en évidence de toutes les zones biostratigraphiques du Toarcien supérieur (z. à Aalensis) et de l'Aalénien. Plutôt qu'une lacune d'observation, cela suggère une lacune d'une grande partie du Toarcien et, au-dessus de cette discontinuité stratigraphique, l'individualisation d'un 4ème cycle allant de la zone à Aalensis à la zone à Concavum.

L'ensemble a une épaisseur non décompactée estimée à 500 mètres et correspond à une région subsidente au Lias.

2.2 Les unités du Mont-Blanc et du Rocheray

Les unités du Mont-Blanc et du Rocheray (fig. 2) possèdent des séries liasiques réduites et adhérentes au socle hercynien.

Dans l'Unité du Mont-Blanc, notamment au Col du Bonhomme, les dolomies triasiques sont recouvertes en discontinuité sédimentaire par une brèche phosphatée d'âge Rhétien (Eltchaninoff 1980) et un niveau de quartzite (2 mètres). Ces deux faciès constituent une séquence réduite limitée à la base par une discontinuité sédimentaire – faciès marin de nette transgression sur dolomie lagunaire – et à son toit par une discontinuité sédimentaire avec lacune stratigraphique (absence de l'Hettangien inférieur et moyen). Comparée à la succession du Rhétien qui comporte ailleurs en Europe 3 séquences de 3ème ordre (Hardenbol et al. 1995), cette séquence réduite n'est probablement pas équivalente à une séquence de 3ème ordre, mais à des parties d'intervalles transgressifs (TST) appartenant à deux séquences (sensu Vail) du cycle ici incomplet du Rhétien.

Au-dessus, se trouvent des calcschistes noirs (10 mètres d'épaisseur environ) de milieux plus profonds – de plate-forme externe, voire de bassin – datés de l'Hettangien supérieur (zone à Angulata) au Sinémurien (zone à Semicostatum) (Eltchaninoff 1980). C'est un deuxième ensemble sédimentaire très peu épais dont le toit est raviné par les «Grès singuliers».

Ces grés de 30 mètres d'épaisseur sont d'origine deltaïque avec de nombreuses influences tidales et reposent en «onlap» sur les formations du Lias inférieur et du Trias supérieur (fig. 2B). La base des «Grès singuliers» est conglomératique puis ils deviennent grossiers à fins, à stratifications obliques (fig. 2A). Ces grès, non datés directement, sont post-sinémuriens à anté-aaléniens. Les Grès singuliers représentent une troisième succession bien délimitée par des discontinuités, déposée entièrement en domaine deltaïque plus ou moins proximal.

Seulement dans le Nord de l'Unité du Mont-Blanc, la coupe peut être poursuivie pour observer, en discontinuité sédimentaire, des schistes noirs d'âge Aalénien (Grasmück 1961). Ils constituent un quatrième ensemble terminé par une discordance sur la-

quelle reposent des calcaires sombres à niveaux gréseux du Dogger (Oulianoff et al. 1983; Grasmück 1961).

L'Unité du Rocheray présente d'abord sur les dolomies triasiques, des calcaires sparitiques (très recristallisés), noirs, à silex, attribués au Rhétien (Serre 1983), puis des calcschistes, noirs, de plate-forme externe, épais de 50 mètres au maximum, datés de l'Hettangien (zones à Planorbis et Angulata), du Sinémurien (zone à Bucklandi) et du Carixien – fragments de *Tropidoceras* (Serre 1983, Barfety 1985). Au dessus d'une surface de ravinement, une formation bréchique à olistostromes attribuée au Lias moyen (Serre 1983), formée des produits de démantèlement du socle cristallin et du tégument Trias-Lias inférieur, repose en discordance sur la série sédimentaire précédente et même sur le socle hercynien (Kilian & Revil 1904; Barbier 1944). Il est possible de comparer ces brèches post-carixiennes (au moins post Carixien inférieur) avec l'une de celles du plateau d'Emparis (Domérien-Toarcien, Trift & Graciansky 1988). Il est surtout proposé ici de les corréler avec les «Grès Singuliers» de l'Unité du Mont-Blanc, dont la fourchette chronostratigraphique est compatible, en se fondant sur les mêmes caractères de surface basale profondément érosive et de nature du matériel détritique. Dans l'Unité du Mont-Blanc, il est supposé que l'érosion a enlevé les dépôts post sinémuriens (s.s.).

Les dépôts de l'Unité du Rocheray, peu épais, caractérisent tout au long du Lias un haut-fond instable (ou horst) comme celui du Mont-Blanc. Il est possible de distinguer le cycle du Rhétien, puis un cycle de l'Hettangien au Carixien, caractérisé par un empilement peu épais de sédiments de plate-forme externe, transgressif dans l'ensemble, avec un maximum transgressif supposé correspondre au maximum de concentration en ammonites dans des calcschistes (zone à Angulata ou à Bucklandi). Le troisième cycle sur ce haut-fond, postérieur au Carixien ou au Carixien inférieur, est constitué par une sédimentation détritique non datée, liée à une tectonique syn-sédimentaire majeure. Au-dessus, les premiers sédiments datés appartiennent déjà au Dogger.

2.3 La Nappe de Roselette (unités de Roselend, de Roselette-La Madeleine et de la Crête des Gittes)

La Nappe de Roselette (fig. 2) représente, comme la Nappe du Mont-Joly, mais à l'est de l'unité du Mont-Blanc, une épaisse série décollée au niveau des évaporites du Trias.

Un premier cycle comprend des dépôts attribués au Rhétien, identiques à ceux de la Nappe du Mont-Joly (région de Combelouvière, au sud de l'Isère, Gely 1988).

Puis des calcaires massifs argileux noirs, à lits calcschisteux et passées bioclastiques à la base, sont datés de l'Hettangien moyen (zone à Liasicus, sous-zone à Laqueus), de l'Hettangien supérieur (zone à Angulata), du Sinémurien (zone à Bucklandi), et du Lotharingien (zone à Raricostatum) (Barfety 1985), interprétés dans l'ensemble comme des faciès de bassin. Cette série varie fortement en épaisseur, entre 100 mètres dans la région de Doucy et 20 mètres à la crête de l'Homme de Beurre. Latéralement, dans l'Unité de la Crête des Gittes au nord de l'Isère, des calcaires à entroques, (datés du Sinémurien inférieur: Schoeller 1929, Landry 1976) ont une épaisseur de 20 à 25 mètres. Cette épaisseur nettement réduite et la nature des faciès à encrines (Bourbon et al. 1980) suggèrent que cette sédimentation bioclastique est celle d'une plate-forme externe, comparable à celle des unités du Mont-Blanc et du Rocheray. Une partie du bassin d'où dérive la Nappe de Roselette est occupée localement au Sinémurien par une plate-forme carbo-

natée externe. Au-dessus, des calcaires mudstones argileux noirs à patine jaune (crête de l'Homme de Beurre) ou des calcschistes gris roux (région de Doucy), épais d'une cinquantaine de mètres, sont datés du Carixien inférieur (zones à Jamesoni et Ibex). Ensuite, en continuité, des calcschistes contenant de nombreux niveaux calcaires à entroques appartiennent au Carixien supérieur (zone à Davoei) (40 mètres environ). L'ensemble de ces faciès constitue un cycle d'abord transgressif, évoluant d'une sédimentation de plate-forme externe à celle de bassin à l'Hettangien, puis au Lotharingien et au Carixien inférieur, et régressif au Carixien supérieur.

Les faciès suivants sont des calcschistes roux puis gris (150 mètres environ) renfermant *Bositra buchii* (Schoeller 1929, Gely 1988); les Posidonies sont loin d'être des fossiles stratigraphiques mais celles-ci sont différentes de *Bositra bronni* du Toarcien inférieur. Au dessus, les calcschistes passent progressivement à des schistes noir argent (150 mètres environ) livrant des ammonites de l'Aalénien inférieur à moyen (zones à Opalinum, à Murchisonae), principalement à l'est du Col de la Madeleine (Barfety 1985, Gély 1988). Les calcschistes à posidonies (*B. buchii*) seraient donc très probablement post-Toarcien inférieur et ante-Aalénien inférieur. Au toit des schistes noir argent à Murchisonae, les faciès changent rapidement avec l'apparition de calcschistes silteux de milieu moins distal. Ils marquent la fin du troisième cycle car au-dessus, en discontinuité, des calcaires gréseux bioclastiques parfois microbréchiques plus proximaux (rebord de plate-forme ou plate-forme externe) sont datés du Bajocien inférieur (zone à Propinquans-Sauzei: Barbier 1958, Barfety 1985). Il y aurait donc une lacune entre Murchisonae et Sauzei et une surface qui matérialiserait le maximum de régression classique à la limite Aalénien-Bajocien (Lemoine et Graciansky, 1988). Les calcaires gréseux et les microbrèches de Propinquans-Sauzei correspondent à un cortège de bas niveau marin (LST) habituel à ce niveau (Hardenbol et al. 1995).

Symétriquement à la Nappe du Mont-Joly qui témoigne de l'existence d'un sous-bassin à l'ouest du haut-fond du Mont-Blanc (fig. 2A, B), la Nappe de Roselette représenterait également un sous-bassin à l'Hettangien et au Toarcien supérieur-Aalénien (Eltchaninoff et al. 1982, Gely 1988) avec individualisation au Sinémurien, de hauts-fonds locaux, à dépôts de plate-forme carbonatée externe.

2.4 Les unités de la Zone des Brèches de Tarentaise et la Zone du Niélard

Ces unités, séparées par l'accident transverse du Gollet (Gély 1988), possèdent une série sédimentaire peu épaisse.

Au-dessus de la discontinuité au toit des dolomites du Trias, se superposent des calcaires lumachelliques d'âge Rhétien, des argilites vertes et des dolomicrites beiges parfois bréchiques, affleurant bien à Villette (Schoeller 1929, Collart 1973, Gély 1988). Cette évolution de faciès définit une première succession comparable à celle observée dans la Zone delphino-helvétique interne.

Ensuite, des calcaires bioclastiques attribués à l'Hettangien (Schoeller 1929; Fudral 1973), puis un niveau condensé de calcaires à oolithes ferrugineuses ont été observés dans l'unité du Quermoz (Gély 1988). Au-dessus, des calcaires bioclastiques à faune néritique sont datés du Sinémurien puis du Lotharingien (Schoeller 1929, Barbier 1948, Collart 1973, Gély 1988) et sont terminés par une forte discontinuité érosive. Cette succession de faciès caractérise un cycle transgressif-régressif avec un pic de transgression au

niveau des oolithes ferrugineuses. Après le cycle du Rhétien qui ne semble formé que d'une seule séquence mal datée sur les trois connues ailleurs (Hardenbol et al. 1995), un deuxième cycle daté du Lias inférieur est donc bien individualisé (fig. 2A).

Les calcaires du Lias moyen reposent en discordance sur le Lias inférieur dans l'unité du Quermoz, et sur le Rhétien ou sur les dolomies du Trias dans les unités de Moûtiers. Ils se présentent sous deux faciès différents. Dans les coupes du Niélard et des unités de Moûtiers, il s'agit d'un faciès blanc de 10 à 40 mètres d'épaisseur, récifal, à *Thecosmilia* (Gely 1988) et périrécifal, à *Zeilleria numismalis* Lamk. Il est daté du Carixien et dénommé «Calcaire du Siaix» (Kilian & Revil 1912). Le Calcaire du Siaix passe latéralement et verticalement dans la région de Villette (unité de Moûtiers interne) à des calcaires rouges lie-de-vin à blancs, massifs, épais de 10 à 20 mètres, nommés «Calcaires de Villette» (Kilian & Revil 1912). Ils sont essentiellement constitués par des wackestones recristallisés en sparite contenant des galets perforés millimétriques de dolomies du Trias, des bélemnites remaniées et des cherts. Ils sont interprétés comme des dépôts boueux et détritiques plus distaux que les calcaires à biohermes du Siaix. Les calcaires de Villette sont seuls présents dans l'unité du Quermoz tandis que les calcaires du Siaix sont seuls présents dans le Niélard et l'unité de Moutiers externe, et qu'ils alternent au moins deux fois dans l'unité de Moutiers interne (fig. 2). Lorsque les calcaires à dominante détritique de Villette surmontent les Calcaires à biohermes de Siaix, ils sont séparés par une discontinuité soulignée par un niveau condensé hématitique; les faciès de plate-forme récifale sont interprétés comme ennoyés. Lorsque les Calcaires de Siaix surmontent les Calcaires de Villette, la transition est progressive montrant une évolution de moindre profondeur ou de comblement (fig. 3).

Ces deux faciès sont situés indifféremment au sommet de la série et sont recouverts par des niveaux condensés régionaux (fig. 3); les calcaires à biohermes du Siaix supportent un ou plusieurs tapis algaires à oncolithes et à oolithes ferrugineuses; les calcaires de Villette se terminent par un niveau condensé hématitique et parfois phosphaté, plus distal, à microfaune abondante: *Miliolidae, Glomospira sp., Involutina liassica* (Jones), *Lenticulina sp., Trocholina sp.* (Gély 1988). La répartition stratigraphique de l'espèce *Involutina liassica* (détermination R. Wernli) s'étend du Trias supérieur à la base du Toarcien (Bassoulet & Fourcade 1979). Surmontant des formations lotharingiennes, cette microfaune indique un âge Pliensbachien probable pour ces dépôts. A leur toit, une discontinuité correspond à un hiatus entre le Pliensbachien et l'Aalénien.

Partout, sauf dans la Zone du Niélard, des schistes noir argent (20 à 30 mètres) identiques à ceux de l'Aalénien dauphinois reposent en discordance sur le Pliensbachien. Au-dessus, à nouveau en discordance, et présentes dans l'Unité du Niélard, se trouvent des brèches, progressivement grano-décroissantes, associées à des calcschistes datés par *Hemigarantiana julii* du Bathonien supérieur – zone à Retrocostatum, sz. à Julii – (Martinez-Reyes 1980).

Dans les unités de la Zone des Brèches de Tarentaise et de la Zone du Niélard, des discontinuités sédimentaires sont localisées à la base du Rhétien et à limite Rhéthien-Hettangien, une troisième discontinuité avec discordance est située entre le Lotharingien et le Carixien (ou dans le Carixien basal), une quatrième avec discordance se situe dans le Pliensbachien (post-Carixien? intra-Domérien?), une cinquième également avec discordance est située entre l'Aalénien et le Dogger (Bathonien).

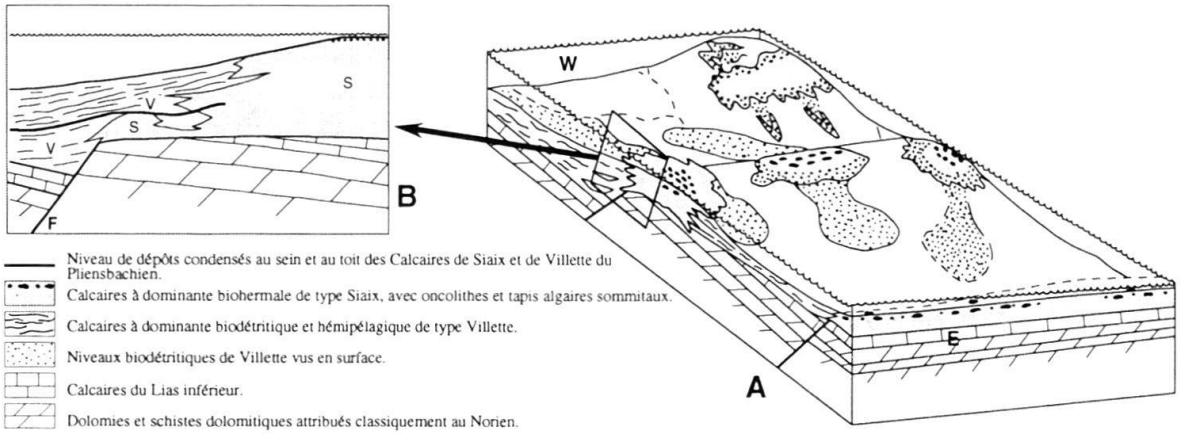


Fig. 3 A. Bloc-diagramme illustrant la paléogéographie de la plate-forme valaisane au Pliensbachien.
B Profil paléogéographique et localisation des constructions récifales de la plate-forme valaisane au Pliensbachien montrant les relations verticales et latérales entre les Calcaires (à biohermes) du Siaix (S) et les Calcaires (à dominante détritique) de Villette (V).

Ainsi, la Zone du Niélard et les unités de la Zone des Brèches de Tarentaise représentaient au Lias un domaine de plate-forme. Plus précisément, au Lias inférieur, ces unités appartenaient à un seul domaine nétritique; au début du Lias moyen (anté-Carixien), le basculement de blocs a entraîné une érosion sur les hauts de blocs où se sont installée des constructions récifales pendant le Carixien et le Domérien p.p., alors que les régions déprimées de la plate-forme recevaient des apports détritiques de calcaires peu profonds ou hémipélagiques (fig. 3B). Les éléments clastiques de dolomie du Trias dans les wackestones suggèrent que les basculements aient pu faire affleurer en haut de bloc ces dolomies alors érodées. Au cours du Domérien, la plate-forme est ennoyée comme en témoigne l'installation d'un fond condensé à encroûtement de fer (et à minéralisations diverses plus distales) qui englobe des foraminifères pélagiques. Pendant l'Aalénien, la plupart de tous les domaines sont caractérisés par une sédimentation argileuse de milieu pélagique.

2.5 L'Unité de la Grande-Moendaz

Cette unité est située au sud de l'Isère (fig. 1).

Sur une épaisseur de 25 mètres, la coupe de la Grande-Moendaz montre au dessus des dolomies et argilites lie-de-vin du Trias, et en discontinuité sédimentaire, des calcaires violet à noir, à lumachelles, devenant oolithiques puis argilo-gréseux au sommet. Ils sont datés du Rhétien à la Roche Violette près de la Grande-Moendaz (Barbier 1948, Perez-Postigo 1988). Les faciès de Rhétien caractérisent à nouveau dans cette unité un ensemble d'abord transgressif puis de plus en plus proximal régressif.

Au-dessus, en discontinuité, se trouvent des microbrèches calcaires (50 cm) qui sont surmontées par des calcaires sparitiques gris puis noirs, à silex, épais de 20 mètres et classiquement attribués à l'Hettangien (Barbier 1948). Ces calcaires passent insensiblement à

des calcaires également sparitiques mais plus massifs, à bancs métriques, gris bleu, épais de 10 à 15 mètres, datés du Sinémurien (Barbier 1948, cf. rive droite de la Jarse). Au-dessus, sans discontinuité apparente, des calcaires lités argileux gris-roux, riches en spicules de spongiaires, épais de 100 mètres environ, sont encore datés du Sinémurien à leur base puis sont ensuite attribués au Pliensbachien (Barbier 1948). Ils sont terminés par une discontinuité soulignée par un horizon rubéfié décimétrique sur lequel reposent des calcschistes gris-noirs azoïques (200 mètres environ) supposés aaléniens, par analogie à ceux bien datés de l'Unité du Perron des Encombres (Barbier 1948). Ces calcschistes s'enrichissent vers le haut en bancs calcaires stratocroissants et à spicules de spongiaires.

Les faciès néritiques du Rhétien forment un premier cycle bien individualisé. Au-dessus, les dépôts de l'Unité de la Grande-Moendaz sont caractérisés par des faciès de bassin à affinités dauphinoises mais d'épaisseur moindre, de l'ordre de 350-380 mètres, organisés en deux cycles (fig. 2A). L'un débute par des dépôts à tendance transgressive de l'Hettangien et du Sinémurien avec un maximum transgressif probable au Sinémurien (sensu stricto) suggéré par la présence d'un niveau à maximum d'ammonites (*Arietites,* Barbier 1948); ce cycle se poursuit par des calcaires à bancs stratocroissants et à spicules, estimés moins profonds, à caractères régressifs, et s'achève par une surface rubéfiée non datée. L'autre, attribué à l'Aalénien, débute par un intervalle argilo-carbonaté interprété comme transgressif, puis se poursuit par un ensemble plus calcaire, à spicules, moins profond, à évolution régressive.

2.6 L'unité du Perron des Encombres

Sur les dolomies du Trias et en discontinuité sédimentaire, reposent des calcaires dolomitiques noirs plus ou moins argileux et microbréchiques, riches en oursins, brachiopodes, lamellibranches et débris de végétaux. Ces calcaires, épais de 40 mètres au Petit Perron et au Col du Bonhomme, sont datés du Rhétien (carrière du Pas-du-Roc, Sismonda 1848; Barbier 1948). Au-dessus, des calcarénites bioclastiques gris mauve à noir, à silex, épais d'une cinquantaine de mètres, sont datés de l'Hettangien et du Sinémurien au Pas-du-Roc (Gignoux & Moret 1929), de la zone à Semicostatum au ravin de l'Agnelière (Perez-Postigo 1988). Ensuite, au pied du Perron des Encombres, un horizon condensé de quelques centimètres renferme de nombreuses ammonites du Lotharingien, zones à Obtusum, à Oxynotum (Samec et al. 1988) et du Carixien inférieur, zone à Jamesoni (Barbier 1948). Le fait que la zone à Raricostatum ne soit pas signalée ici est problématique car cette zone est généralement présente ailleurs (Dommergues & Meister 1990, Dommergues 1994). A la Grosse-Pierre des Encombres, ce niveau condensé n'existe pas. C'est une autre succession également condensée de calcaires noirs lumachelliques de 10 cm d'épaisseur qui repose directement sur les calcarénites à silex du Sinémurien (fig. 4). Cette série très réduite est bien datée par une riche faune d'ammonites du Carixien terminal (toit de la zone à Davoei) et du Domérien basal, sous-zone à Stockesi de la zone à Margaritatus (Dommergues & Meister 1990). Il n'y a aucun indice de l'existence de Domérien moyen et supérieur ni de Toarcien. Au-dessus de ces niveaux condensés, des calcschistes noirs, jaunes à rougeâtres, alternent avec des calcaires crinoïdiques gris en plaquettes (sur 15 à 30 mètres d'épaisseur), datés de l'Aalénien près de la Croix des Têtes – zone à Opalinum (sous-zone à Comptum), puis zones à Murchisonae et à Concavum (Barbier 1948)–.

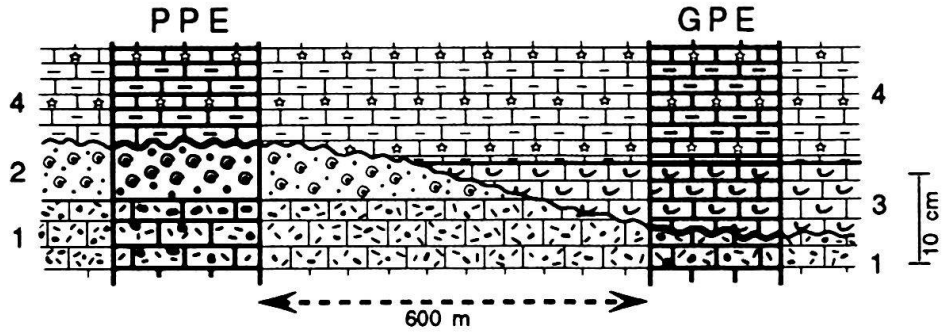


Fig. 4. Schéma des coupes levées dans le Perron des Encombres et montrant leur corrélation.
1: Calcarénite wakestone-packstone, bioclastique, à silex, du Sinémurien.
2: Horizon condensé de wakestone-packstone à nombreuses ammonites du Lotharingien et du Carixien inférieur.
3: Horizon condensé de packstone lumachellique à nombreuses ammonites du Carixien supérieur et du Domérien basal.
4: Calcschistes alternant avec calcarénites wakestone-packstone à entroques de l'Aalénien.
PPE: Pied du Perron des Encombres. – GPE: Grosse Pierre des Encombres.

Entre le Rhétien et l'Aalénien inclus, les unités du Perron des Encombres présentent cinq cycles de durées très différentes (fig. 2A). Le cycle du Rhétien probablement incomplet mais bien individualisé renferme des faciès peu profonds de plate-forme carbonatée. Le deuxième cycle, daté de l'Hettangien-Sinémurien est toujours en domaine de plate-forme carbonatée, avec un maximum transgressif pendant le Sinémurien inférieur (zone à Semicostatum), d'après la présence d'un horizon remarquable à condensation fossilifère. Le troisième cycle est représenté par une série condensée très réduite (de l'ordre du dm) mais avec les zones présentes du Lotharingien inférieur au Carixien inférieur. Sur une surface d'érosion post Jamesoni et ante Davoei (dans la zone à Ibex?), un quatrième cycle correspond au deuxième niveau condensé du Carixien supérieur au domérien inférieur (base de la zone à Margaritatus). Au-dessus d'une lacune d'une grande partie du Domérien et de la probable totalité du Toarcien, un cinquième cycle daté de l'Aalénien est formé de faciès de plate-forme externe.

L'unité du Perron des Encombres représentait durant le Lias et l'Aalénien un domaine de plate-forme externe affamée (ou de talus) à séries carbonatées peu épaisses ou condensées.

3. Discussion: Cycles spécifiques ou communs aux differents domaines isopiques et leurs causes

La sédimentation liasique est très contrastée, soit sous forme de séries argileuses de bassin, épaisses, témoins de régions fortement subsidentes, soit sous forme de séries de plate-forme carbonatée peu épaisses ou condensées. Bien qu'une discussion reste ouverte sur la position originelle de ces zones isopiques au Jurassique (Maury & Ricou 1983; Gély & Rampnoux 1990; Gély & Bassias 1990; Stampfli 1993), des travaux déjà anciens (Haug 1891; Kilian & Revil 1893, 1908; Gignoux & Moret 1929; Schoeller 1929; Barbier 1948; Trümpy 1980; Graciansky & Lemoine 1988), proposent pour le Lias des reconstruc-

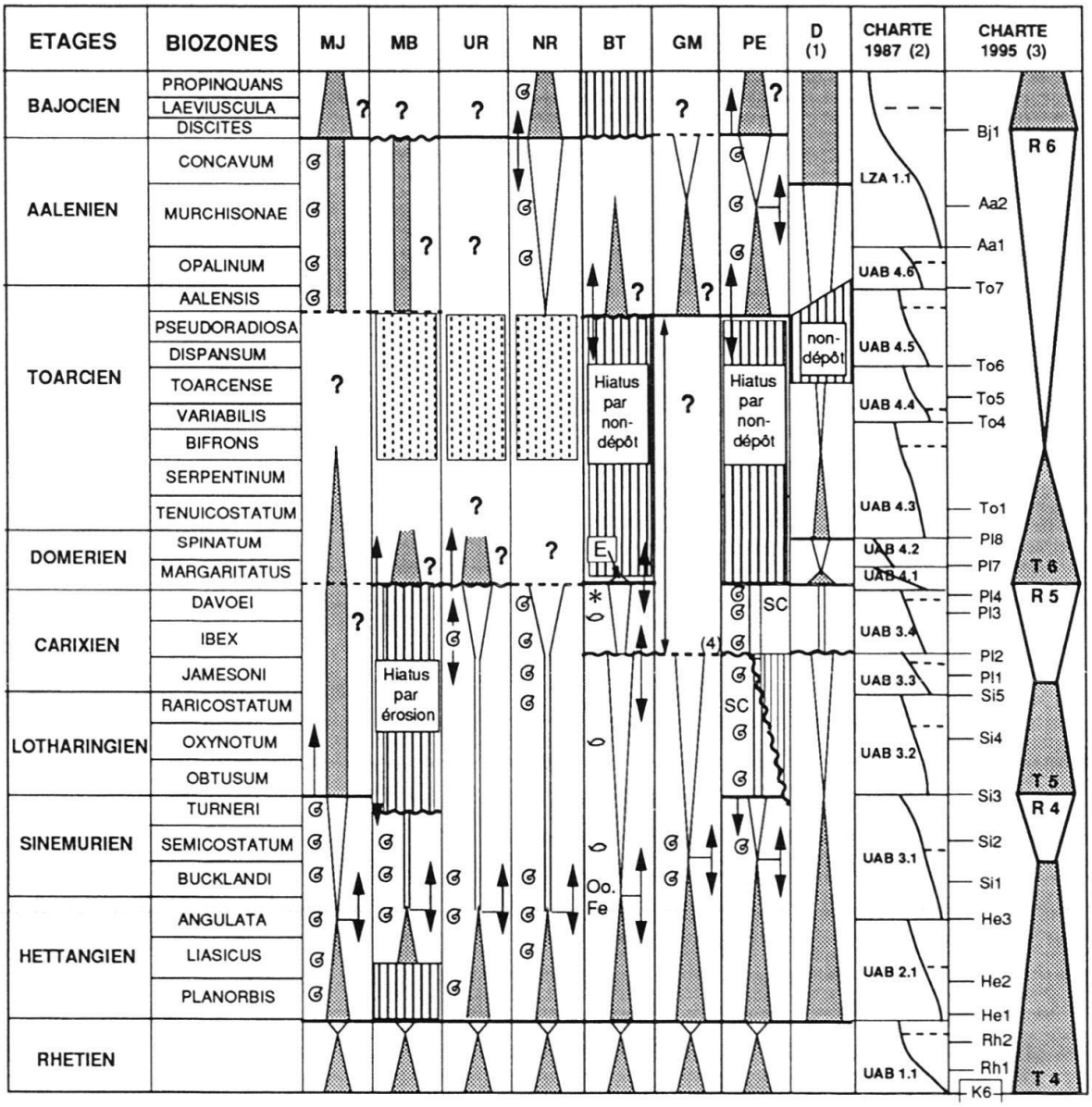


Fig. 5. Corrélations entre les cycles stratigraphiques reconnus en Savoie de part et d'autre du Front pennique; comparaison avec le Bassin dauphinois de la région de Digne [D] et avec des chartes globales de séquences [chartes 1987 et 1995].
(1) d'après de Graciansky et al. 1993.
(2) d'après Bally 1987; Haq et al. 1987, 1988.
(3) d'après Hardenbol et al. 1995.
(4) horizon rubéfié décimétrique.
MJ: Nappe du Mont Joly; MB: Unité du Mont-Blanc; UR: Unité du Rocheray; NR: Nappe de Roselette; BT: Zone des Brèches de Tarentaise; GM: Unité de la Grande Moendaz; PE: Unité du Perron des Encombres.

tions paléogéographiques respectant l'ordre actuel des zones structurales (fig. 2B). La description des différentes discontinuités et des successions de dépôts dans chaque unité ainsi que les datations disponibles permettent de mettre en évidence des cycles spécifiques ou communs à ces différents domaines isopiques (fig. 5).

3.1 Les discontinuités majeures

Toutes les unités étudiées présentent une discontinuité à la base du Rhétien. C'est une limite de cycles de premier et de deuxième ordre reconnue dans toute l'Europe, d'âge Keuper tout à fait supérieur (cf. K6, Hardenbol et al. 1995).

Une deuxième discontinuité a été repérée dans tous les domaines du transect entre les faciès à tendance régressive de plate-forme du Rhétien et les faciès transgressifs à ammonites de l'Hettangien. En Europe, elle est très bien individualisée partout (He1 dans la charte citée); elle supporte le premier niveau transgressif à ammonites qui suit les dépôts progradants de la séquence supérieure du Rhétien et est datée de Planorbis (Dumont 1995).

Une troisième est plus ou moins bien marquée à la limite du Sinémurien et du Lotharingien (au sommet de la zone à Turneri dans la Nappe du Mont-Joly, à la base de la zone à Obtusum dans l'Unité du Perron des Encombres). Elle semble correspondre à la limite de séquence Si3 (Hardenbol et al. 1995) et à un maximum de régression dans le bassin anglofrançais. Dans le bassin de Digne, elle marque une discordance avec basculement de bloc (Coadou et Beaudoin 1975). Il s'agit typiquement d'une discontinuité d'origine eustatique accentuée par la tectonique (tectonically enhanced unconformity de Vail et al. 1991).

La quatrième discontinuité est contrainte stratigraphiquement dans l'Unité du Perron des Encombres grâce à un niveau condensé riche en ammonites du Lotharingien et du Carixien et se situe dans le Carixien, post zone à Jamesoni. Dans cette même Unité, un second niveau condensé daté du Carixien moyen (zone à Davoei) au Domérien inférieur repose directement sur le Sinémurien montrant que cette discontinuité est érosive et discordante (fig. 4), post Jamesoni et ante Davoei. Elle correspond à la limite de séquence Pl2 de la charte citée (fig. 5). Le caractère érosif et l'âge correspondent à la surface de discordance connue dans la région de Digne dans Ibex, exactement dans la sous-zone à Valdani, (Graciansky et al. 1993) et plus au sud dans l'Argentera (Herbout et al. 1988). Ces données peuvent aider des corrélations dans la région étudiée ici. Il est proposé que la surface de troncature dans la zone des Brèches de Tarentaise, datée avec moins de précision par des brachiopodes (limite Lotharingien-Carixien ou intra carixiennne), pourrait être contemporaine (fig. 5). Cette discontinuité (Pl2) n'a pas d'équivalent repéré à l'ouest du Front pennique.

Une cinquième discontinuité a été mise en évidence dans toutes les Unités, sauf dans la Nappe du Mont-Joly (probablement à cause de la schistosité dans les sédiments observés) et dans la Zone de la Grande-Moendaz (lacune d'observation). C'est une surface de troncature bien mise en évidence sur les haut-fonds de la Zone dauphinoise. En considérant sa position au dessus d'ammonites carixiennes dans l'unité du Rocheray (Barfety 1985), et d'ammonites de la zone à Davoei dans la nappe de Roselette, son âge est post-Carixien (post zone à Davoei). Il est proposé de la corréler avec la surface observée dans le Perron des Encombres datée du Domérien basal, post sous-zone à Stockesi. Elle est connue dans le Bassin de Digne (Graciansky et al. 1993) et dans toute l'Europe de l'ouest (Dommergues 1994; Hardenbol et al. 1995), apparaissant comme une limite majeure de cycle regressif-transgressif (R5/T6, fig. 5).

De plus, au dessus de cette surface, il n'est pas établi si les dépôts du Toarcien existent sans fossiles stratigraphiques ou si une lacune du Toarcien est totale, à l'excep-

tion du Toarcien terminal daté dans la Nappe du Mont-Joly. Partout les premières datations possibles des calcschistes sus jacents sont Toarcien supérieur ou Aalénien. Cette surface de discordance serait en même temps une surface de non-dépôt correspondant à tout un cycle manquant.

Enfin, une sixième discontinuité est remarquable dans la plupart des unités à la base du Bajocien, postérieurement à la zone à Concavum (Perron des Encombres, Nappe du Mont-Joly) et antérieurement à la zone à Propinquans-Sauzei (Nappe de Roselette). Bien connue aussi dans le bassin de Digne et dans les bassins ouest-européens, elle correspond à un maximum de régression de deuxième et de premier ordre.

Conmme celà est classiquement reconnu ailleurs (Montadert 1984), le nombre des discontinuités limitant les séquences visibles sur le transect d'une marge peut varier. Il est vérifié ici qu'elles sont en particulier plus nombreuses sur un talus. Compte tenu des durées qui les séparent (3 à 16 Ma), les successions de dépôt ainsi délimitées ne sont pas des séquences de 3ème ordre *sensu* Vail, mais des cycles d'ordre inférieur. Entre la base du Rhétien et le toit de l'Aalénien, le nombre de cycles varie de 3 à 5 d'une unité à l'autre. Les discontinuités sont discordantes sur les hauts-fonds du bassin dauphinois, sur la plate-forme valaisane et sur le talus en Zone subbriançonnaise, et concordantes dans le bassin subbriançonnais et dans le bassin dauphinois; elles y sont d'ailleurs plus difficiles à mettre en évidence à cause des déformations et du métamorphisme alpin.

3.2 Cycles stratigraphiques et leurs causes

Les cycles délimités sont les suivants (fig. 5):

- le cycle du Rhétien, commun à tous les domaines étudiés;
- un cycle Hettangien-Sinémurien, spécifique du Bassin dauphinois en Savoie (Nappe du Mont-Joly) et de la Zone subbriançonnaise (Unité du Perron des Encombres);
- dans les autres Zones, un cycle Hettangien-Carixien inférieur à l'est du Front pennique différencié d'un cycle Hettangien-Domérien basal à l'ouest;
- un cycle supplémentaire dans le Pliensbachien existant seulement à l'est du Front pennique; (il manque apparemment un cycle Domérien *p.p.*-Toarcien *p.p.*).
- un cycle Toarcien terminal-Aalénien commun à presque tous les domaines.

Leur analyse dans chaque domaine et la correspondance ou non entre ces cycles et ceux connus dans le Bassin dauphinois de la région de Digne (Graciansky et al. 1993), dans le Briançonnais et le Piémontais (Dumont 1995) et dans d'autres régions du globe (Bally 1987; Haq et al. 1987, 1988; Hardenbol et al. 1995), permettent de faire la part entre les influences tectoniques et les variations eustatiques sur la sédimentation de cette marge.

3.2.1 Le cycle stratigraphique du Rhétien

Quand elle est complète, la succession du Rhétien comporte 3 séquences de 3ème ordre (Dumont 1995). Ici, les «grès infraliasiques» représentent une inondation de la plate-forme triasique et correspondent peut-être à la première séquence ou à son seul intervalle transgressif. Les niveaux argileux lumachelliques (probablement l'intervalle transgressif d'une séquence partielle) marquent le maximum transgressif du cycle. Un inter-

valle à tendance régressive, caractérisé par un retour momentané à des conditions lagu-no-marines, est perceptible aussi bien dans le futur Bassin Dauphinois que sur la future «Plate-forme valaisane» à la limite Rhétien-Hettangien. Ce cycle est commun à toutes les unités et connu à l'échelle globale, montrant l'influence de l'eustatisme dans son organisation; mais régionalement, la limite à son toit est peu marquée, sans érosion ni superposition de prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme indicateurs de régression forcée, du fait même de l'initiation de la subsidence téthysienne. Ailleurs dans les Alpes (Briançonnais et Prépiémontais de Rochebrune), des discordances sont décrites à la limite Rhétien-Hettangien, indicatrices de l'initiation du rifting (Dumont et al. 1984) et de l'effet combiné de l'eustatisme et de la tectonique dans la genèse de la discontinuité.

3.2.2 De un à trois cycles entre Hettangien et Domérien basal inclus

A l'Hettangien-Sinémurien, les domaines isopiques du Jurassique sont déjà bien individualisés. Ils sont marqués par des taux d'accumulation très différents et des jeux tectoniques syn-sédimentaires engendrés par la distention du domaine téthysien (Barfety & Gidon 1985; Dumont 1988; Trift & Graciansky 1988). Des cycles de 2ème ordre complexes et différenciés en résultent; seul un demi-cycle transgressif est commun à presque tous les domaines paléogéographiques.

- Le demi-cycle transgressif Hettangien et ses variantes de fin plus tardive.

Il débute dans le Bassin dauphinois par des dépôts marneux à tendances néritiques et se poursuit par des dépôts marneux à ammonites, représentant un maximum transgressif (zone à Angulata). A l'exception de sa base manquant sur le haut fond du Mont-Blanc (non-dépôt), ce demi-cycle transgressif Hettangien existe clairement dans toute la partie savoyarde de la Zone dauphinoise. Le pic de transgression apparait plus tardif dans le sud du Bassin dauphinois (région de Digne: zone à Obtusum, sz. à Stellare: Graciansky et al. 1993). Il est aussi plus tardif à l'est du Front pennique, soit à plusieurs dizaines de km avant raccourcissement (Mugnier et al. 1993): passant de la zone à Angulata à la zone à Bucklandi ou à Semicostatum (fig. 5). A l'emplacement de la future plate-forme valaisane, un horizon condensé à oolithes ferrugineuses, brisées, remaniées, à foraminifères pélagiques semble souligner ce maximum de transgression.

- Le demi-cycle régressif Sinémurien, spécifique du Bassin Dauphinois en Savoie et de la Zone Subbriançonnaise.

Les dépôts plus proximaux du Sinémurien représentent un demi-cycle régressif (fig. 5) présent dans le Bassin dauphinois (Nappe du Mont-Joly). Le fournisseur potentiel des apports boueux, sableux, turbiditiques dans les sédiments calcaires pourrait être le domaine des Aiguilles Rouges, caractérisé par une lacune sédimentaire du Trias au Bajocien et probablement émergé.

Ce demi-cycle est terminé par une discontinuité entre les zones à Turneri et à Obtusum très inégalement observable à l'échelle régionale. Visible dans le Bassin dauphinois (dans la Nappe du Mont-Joly, mais pas dans la nappe de Roselette) et sur le talus de la zone subbriançonnaise (Unité du Perron des Encombres), elle semble signer un événement tectonique d'ailleurs perceptible dans la région du Pelvoux (Barfety 1985). Mais cette discontinuité correspond aussi à l'événement régressif global repéré au toit de l'in-

tervalle UAB 3.1 sur la charte globale (Haq et al. 1987) et au maximum de régression (R4-T5, fig. 5) dans les bassins ouest européens (Hardenbol et al. 1995). L'organisation du cycle transgressif-régressif Hettangien-Sinémurien propre au Bassin Dauphinois et au talus Subbriançonnais résulte à nouveau de la combinaison des facteurs eustatiques et tectoniques et se termine par une discontinuité où les effets d'une chute eustatique et de la tectonique se sont ajoutés.

- Différenciation de cycles Hettangien-Carixien inférieur et Hettangien-Domérien inférieur de part et d'autre du Front pennique.

Ailleurs sur la marge occidentale de la Téthys, au dessus du demi-cycle transgressif, le cycle se poursuit avec une tendance régressive jusqu'au Carixien inférieur à l'est du Front pennique ou jusqu'au Domérien inférieur à l'ouest (fig. 5). Ce décalage révèle un calendrier des événements distensifs et de subsidence liés au rifting sensiblement différents: vitesse de subsidence décalée vers l'est et vers le sud au cours de l'Hettangien et du Sinémurien, distension et basculements différés entre la base de la zone à Ibex (à l'est) et le toit de la zone à Davoei (à l'ouest).

- Le cycle stratigraphique du Pliensbachien spécifique à l'est du Front pennique.

Ce cycle est limité à sa base par la discontinuité majeure qui vient d'être mentionnée au Carixien, à la limite des zones à Jamesoni et Ibex ou intra Ibex (fig. 5). Sur les hauts de blocs basculés de la plate-forme valaisane s'installent des formations récifales en plusieurs périodes transgressives renfermant des surfaces d'érosion et des niveaux condensés (fig. 3). Le cycle se termine par un encroûtement minéralisé incluant des foraminifères plus profonds, enregistrant l'ennoiement de la plate-forme au cours du Pliensbachien. Sur le talus de la Zone subbriançonnaise, le cycle est entièrement représenté par un niveau condensé décimétrique daté de Ibex à Stockesi (base de Margaritatus).

3.2.3 Le problème du Toarcien

Sur les horsts du Mont-Blanc et du Rocheray, la discontinuité post carixienne, proposée ici post stockesi, est surmontée par des biseaux d'aggradation (onlaps) de brèches et de grès (fig. 2B) non datés. Aucun sédiment n'est daté avec certitude du Toarcien à l'exception de la zone à Aalensis dans la Nappe du Mont-Joly, sans pour autant qu'un hiatus soit effectivement démontré. Le faciès «Schistes cartons» dans la Nappe du Mont-Joly a une position stratigraphique qui suggère un âge compatible avec le Toarcien inférieur (fig. 5). Dans le Bassin de Digne, le Toarcien inférieur et moyen sont présents et datés dans une partie de la série épaisse mais le Toarcien moyen est absent sur le haut du bloc associé (Graciansky et al. 1993). Un cycle entre le Domérien et le Toarcien inférieur dans la Zone dauphinoise semble donc très partiel ou manquant (fig. 5). Sur toute la plate-forme valaisane et sur le talus subbriançonnais, le Toarcien est sûrement absent à la suite de non-dépôt sous-marin (fig. 5). Ce hiatus d'environ 10 Ma sur ces domaines affamés est interprété comme le haut niveau marin relatif d'un cycle de 2ème ordre.

3.2.4 Le cycle du Toarcien terminal et de l'Aalénien

Après la lacune du Toarcien, les hauts-fonds et plate-formes du transect, sont tous envahis par des argiles calcaires à faune pélagique, signant l'augmentation régionale de la

tranche d'eau. Cette sédimentation débute avec la zone à Aalensis et se poursuit jusque dans la zone à Concavum en montrant un approfondissement maximum parfois lisible (Nappe de Roselette, Unité du Perron des Encombres) dans la zone à Murchisonae (fig. 5). Ce cycle d'environ 5 Ma, contemporain d'un demi-cycle régressif de 2ème ordre dans les bassins ouest-européens (Hardenbol et al. 1995) montre qu'à cette époque, l'environnement sédimentaire et la structuration des séquences étaient largement influencés par la subsidence régionale.

5. Conclusion

Le cycle du Rhétien, commun à toutes les Zones isopiques du transect étudié, correspond à un cycle connu à l'échelle globale et témoigne de l'influence dominante de l'eustatisme. Mais la limite à son toit est peu marquée (discontinuité sédimentaire concordante) du fait même que débute la subsidence régionale.

Par la suite, les discontinuités limitant les cycles sont rattachées à des événements distensifs du rifting et remarquées par des discordances associées à des basculements, des érosions de hauts de blocs ou des recouvrements en onlap de surface de transgression. Les demi-cycles transgressifs correspondent à une augmentation parfois brutale de la subsidence. Les pics de transgression déduits des maximums d'approfondissement, associés à des condensations fauniques ou des concentrations minérales, sont moins contraints à la fois par les données biostratigraphiques (rares ammonites), par l'observation directe difficile dans des schistes et calcschistes affectés par le métamorphisme, ou par l'érosion des faciès peut-être les plus transgressifs sur les domaines de hauts-fonds (unité du Mont-Blanc par exemple).

A partir de l'Hettangien, jusqu'au cours du Pliensbachien, de un à trois cycles de 2ème ordre sont mis en évidence. Le premier demi-cycle transgressif se termine plus tôt dans le Dauphinois septentrional (pic d'approfondissement dans la zone à Angulata) que dans le domaine interne et dans le Dauphinois méridional (pic dans la zone à Semicostatum). Les demi-cycles régressifs observables dans les différentes Zones de la marge s'achèvent plus ou moins précocement de part et d'autre du Front pennique. En effet, le cycle complet le plus court, Hettangien-Sinémurien, est spécifique du «Bassin Dauphinois» en Savoie (Nappe du Mont-Joly) et du talus «Subbriançonnais» (Unité du Perron des Encombres). La discontinuité qui le sépare du cycle suivant (limite Turneri-Obtusum) est connue dans tous les bassins et plates-formes ouest européens, montrant l'influence de l'eustatisme accentuée par la tectonique à l'origine de sa genèse.

Dans les autres Zones, un cycle Hettangien-Carixien inférieur à l'est du Front pennique se différencie d'un cycle Hettangien-Domérien basal à l'ouest. La discontinuité au toit de chaque cycle correspond à des mouvements distensifs importants avec basculement de blocs. Sur la plate-forme «Valaisane» et le talus «Subbriançonnais», ils sont carixiens, (à la limite des zones à Jamesoni et Ibex ou dans Ibex). Soit un deuxième cycle individualisé dans ces domaines de la marge depuis le début de l'Hettangien. Sur les horsts du Mont-Blanc et du Rocheray, les événements distensifs et basculants sont post-Carixiens (post Davoei, probablement base de Margaritatus). Un seul cycle est enregistré entre l'Hettangien et le Pliensbachien inclus.

Un cycle supplémentaire dans le Pliensbachien existe seulement à l'est du Front pennique. La discontinuité qui le limite à son toit, datée de la partie inférieure de Margarita-

tus, est corrélée avec celle qui termine le cycle Hettangien-Pliensbachien à l'ouest du Front pennique. Elle semble présente dans toutes les Unités de la région étudiée et est connue dans les bassins ouest-européens; cela suggère, là encore, que l'origine de la discontinuité limitant le cycle est liée à des effets de l'eustatisme auxquels s'ajoutent des effets tectontiques qui les accentuent.

La plate-forme «valaisane» a été ennoyée, sans dépôt, à partir du Domérien. La plupart du Toarcien semble caractérisé partout par un hiatus de non-dépôt, interprété comme le haut niveau marin d'un cycle de 2ème ordre. Un cycle Toarcien terminal-Aalénien, commun à tous les domaines, continue de marquer une influence dominante de la subsidence. Il se termine par une discontinuité majeure datée ici post Concavum et ante Propinquans, à corréler avec la discontinuité connue aussi dans le Bassin de Digne et dans les bassins ouest-européens. C'est à nouveau le résultat combiné du jeu eustatique et de la tectonique.

Ainsi, cette étude des zones du Dauphinois, des Brèches de Tarentaise et du Subbriançonnais en Savoie, vérifie les effets combinés du rifting et de l'eustatisme sur l'organisation des cycles de 2ème ordre sur la marge européenne de la Téthys du Rhéthien à l'Aalénien. Le calendier des phases distensives et de subsidence dans chaque Zone est affiné; un diachronisme d'événements tectoniques est mis en évidence de part et d'autre du Front pennique pour des domaines qui étaient évidemment très distants.

Remerciements

Les auteurs remercient J.L. Dommergues, P.C. de Graciansky et J. Rey dont les remarques et suggestions ont permis d'améliorer le manuscrit initial.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE, P. & LANDRY, P. 1976: Précisions nouvelles sur l'extension du domaine helvétique en Savoie, à l'arrière de l'axe cristallin Belledonne-Mont-Blanc. Eclogae geol. Helv. 69, 403–413.

AYRTON, S. 1980: Déformations des séries autochtone et helvétiques au SE du massif du Mont-Blanc. Eclogae geol. Helv. 62, 95–104.

BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médianes du Chablais. Eclogae geol. Helv. 55, 135–188.

BALLY, A.W. 1987: Atlas of seismic stratigraphy. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Studies in Geology 27/1.

BARBIER, R. 1944: Sur l'existence d'un «dôme» émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). C.R. somm. Soc. géol. France 8/14, 38–39.

– 1948: Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Serv. Carte géol. France.

– 1958: Précisions nouvelles dans la coupe du col de la Madeleine (Savoie). C.R. somm. Soc. géol. France 6/8, 337–339.

BARFETY, J.C. 1985: Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes occidentales françaises). Thèse doctorat d'Etat, Grenoble.

BARFETY, J.C. & GIDON, M. 1985: Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile: le Lias du versant est du massif de Taillefer. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 25, 267–276.

BARFETY, J.C. & MOUTERDE, R. 1978: Présence d'Hettangien fossilifère dans le Massif du Mont-Joly (Megève, Haut-Savoie). Implications stratigraphiques et conséquences structurales. C.R. Acad. Sci. 287, 113–116.

BARFETY, J.C., GIDON, M., LEMOINE, M. & MOUTERDE, R. 1979: Tectonique syn-sédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la faille du col d'Ornon. C.R. Acad. Sci. (Paris) 289, 1207–1210.

BAS, T. 1988: Rifting liasique dans la marge passive téthysienne: le haut-fond de la Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales). Bull. Soc. géol. France 8/IV, 717–723.

BASSOULET, J.P. & FOURCADE, E. 1979: Essai de synthèse de répartition de foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. C.R. somm. Soc. géol. France 2, 69–71.

BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médianes, Suisse). Eclogae geol. Helv. 68, 131–145.

BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes Médianes en Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. 73, 651–660.

BERNOULLI, D. & LEMOINE, M. 1980: Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. In: Colloque C5, Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys. 26e CGI. Mém. Bur. Rech. géol. min. 115, 168–179.

BERNOULLI, D., CARON, C., HOMEWOOD, P., KÄLIN, O. & VAN STUIJVENBERG, J. 1979: Evolution of continental margins in the Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 165–170.

BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.C. & ROUX, M. 1980: Indices bathymétriques fournis par les Crinoïdes pédonculés sur le bord de la marge téthysienne (Briançonnais et Subbriançonnais) au Jurassique et au Crétacé. Bull. Soc. géol. France 7/XXII, 713–718.

COADOU, A. & BEAUDOIN, B. 1975: Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional au Jurassique inférieur et moyen. IXème Congrès international de Sédimentologie, Nice, thème 5, 49–60.

COLLART, J. 1973: La zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cormet d'Arèches (au Nord de Moûtiers), Savoie. Thèse de 3ème cycle, Grenoble.

DARDEAU, G. 1983: Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. Thèse d'Etat, Univ. Nice.

DOMMERGUES, J.L. 1994: Les Ammonites du Sinémurien supérieur de Bourgogne (France): Biostratigraphie et remarques paléontologiques. Rev. Paléobiol. 12, 67–173.

DOMMERGUES, J.L. & MEISTER, C. 1990: De la «Grosse Pierre des Encombres» aux klippes de Suisse centrale: un test d'homogénéité des paléoenvironnements subbriançonnais et des contraintes paléobiogéographiques alpines par des ammonites du Lias moyen (Jurassique inférieur). Bull. Soc. géol. France 8/VI, 635–646.

DUMONT, T. 1988: Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European Foreland; initiation of the Tethyan rifting. Bull. Soc. géol. France 8/IV, 601–611.

– 1995: Sea-level changes and early rifting of an European Tethyan margin in the western Alps and southeastern France. In: Mesozoïc and Cenozoïc Sequence Stratigraphy of European Basins (Ed. by DE GRACIANSKY, P.C., JACQUIN, T., HARDENBOL, Y., VAIL, P. & FARLEY, M.) Soc. econ. Mineral. Paleont. Mem., in press.

DUMONT, T., LEMOINE, M. & TRICART, P. 1984: Tectonique synsédimentaire triassico-jurassique et rifting téthysien dans l'Unité prépiémontaise de Rochebrune au sud-est de Briançon. Bull. Soc. géol. France 7/XXVI, 921–933.

ELTCHANINOFF, C. 1980: Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et de son enveloppe. Thèse de 3ème cycle Paris VI.

ELTCHANINOFF-LANCELOT, C., TRIBOULET, S., DOUBOUX, B. FUDRAL, S., RAMPNOUX, J.P. & TARDY, M. 1982: Stratigraphie et tectonique des unités Delphino-Helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie – Alpes Occidentales). Implications régionales. Bull. Soc. géol. France 7/24, 817–830.

FUDRAL, S. 1973: Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le vallon du torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux (Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

GELY, J.P. 1988: Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France, Paris). Premières applications cristallochimiques, géochimiques et isotopiques dans les reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques régionales. Trav. Dépt. Sci. Terre Univ. Savoie, Chambéry 10.

GELY, J.P. & BASSIAS, Y. 1990: Le Front pennique: implications structurales d'un métamorphisme transporté (Savoie, France). C. R. Acad. Sci. (Paris) 310, 37–43.

GELY, J.P. & RAMPNOUX, J.P. 1990: Tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Savoie, France): implications paléogéographiques. C. R. Acad. Sci. (Paris) 310, 627–632.

GIGNOUX, M. & MORET, L. 1929: Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble 15/3.

GRACIANSKY, P.C. DE, DARDEAU, G., DUMONT, T., JACQUIN, T., MARCHAND, D., MOUTERDE, R. & VAIL, P. 1993: Depositional sequence cycle, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: example from the southern Subalpine Jurassic basin. France. Bull. Soc. géol. France 164, 709–718.

GRACIANSKY, P.C. DE, JACQUIN, T., HARDENBOL, Y., VAIL, P. & FARLEY M., 1995: Mesozoïc and Cenozoïc Sequence Stratigraphy of European Basins. Soc. econ. Mineral. Paleont. Mem., in press.

GRASMÜCK, K. 1961: Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc-Massivs, zwischen Sembrancher und dem Col Ferret. Eclogae geol. Helv. 54, 351–450.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. Spec. Publ. Soc. econ. Mineral. Paleont. 42, 71–108.

HARDENBOL, Y., GRACIANSKY, P.C. DE, JACQUIN, T. & VAIL, P. 1995: Mesozoïc and Cenozoïc stratigraphic cycles. In: Mesozoïc and Cenozoïc Sequence Stratigraphy of European Basins (Ed. by GRACIANSKY P.C. DE JACQUIN, T., HARDENBOL, Y, VAIL, P. & FARLEY M.), Soc. Econ. Paleont. Mineral. Mem., in press.

HAUG, E. 1891: Les chaînes subalpines entre Gap et Digne; contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. Bull. Serv. Carte géol. France III, 1–197.

HERBOUT, B., OTT D'ESTEVOU, P., MONTENAT, C. & DARDEAU, G. 1988: Structuration synsédimentaire d'âge jurassique inférieur à la bordure sud-ouest de l'Argentera (Alpes maritimes, S-E de la France). C. R. Acad. Sci. Paris, 306/II, 1031–1038.

KILIAN, W. & REVIL, J. 1893: Une excursion géologique en Tarentaise (la brèche nummulitique et son extension au Nord de Moûtiers). Bull. Soc. Hist. nat. Savoie 1/7, 28–40.

– 1904: Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises). Mém. Carte géol. France 1, 632.

– 1908: Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises). Mém. Carte géol. France 2/1, 373.

– 1912: Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises). Mém. Carte géol. France 2/2, 280.

LANDRY, P. 1976: Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie). Thèse de doct. de spécialité, Grenoble.

LEMOINE, M. 1985: Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. Bull. Soc. géol. France 8, 126–137.

LEMOINE, M. & GRACIANSKY, P.C. DE 1988: Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque, Introduction. Bull. Soc. géol. France 8, 597–600.

LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., GRACIANSKY, P.C. DE, RUDKIEWICZ, J.L. & TRICART P. 1986: The continental margin of Mesozoic Tethys in the western Alps. Marine Petroleum Geol. 3, 178–199.

LEMOINE, M., GIDON, M. & BARFETY, C. 1981: Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. C. R. Acad. Sci. (Paris) 292, 917–920.

MARTINEZ-REYES, J. 1980: Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère. Région du Mont Niélard et du Cheval Noir, Savoie. Le problème des unités à Flysch. Thèse 3ème cycle, Paris VI.

MAURY, P. & RICOU, L.E. 1983: Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite Interne-Externe dans les Alpes franco-italiennes. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 24, 3–32.

MENNESSIER, G. 1976: Notice de la feuille Saint Gervais-les-Bains, 1/50 000. Ed. by Bur. Rech. géol. min. 703.

METTRAUX, M. & MOSAR, J. 1989: Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône. Eclogae geol. Helv. 82, 517–540.

MONTADERT, L. 1984: Problems in Seismic Stratigraphy. In: Stratigraphy quo vadis? Ed. by SEIBOLD, E. & MEULENKAMP, J.D. Amer. Assoc. Petroleum geol. 16, 3–7.

MUGNIER, J.L., LOUBAT, H. & CANNIC, S. 1993: Comment corréler images sismiques et géologie à la limite entre zones interne et externe des Alpes occidentales? Bull. Soc. géol. France 164, 697–708.

OULIANOFF, N., WUTZLER, B., GRASMÜCK, K. & BURRI, M. 1983: Notice de la feuille Sembrancher, Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000, 1325.

PAREJAS, E. 1925: La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv. 19, 420–503.

PEREZ-POSTIGO, L.V. 1985: Contribution à l'étude géologique du subbriançonnais entre Arc et Isère. Les massifs du Perron des Encombres et de la Grande-Moendaz (Alpes occidentales, Savoie, France, Paris). Thèse 3ème cycle, Univ. Savoie.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988: Part 2. Sea-level changes and sequence stratigraphy: Eustatic controls on clastic deposition 1 – Conceptual framework. In: Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Soc. econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Oklahoma, 109–124.

SAMEC, P., GRACIANSKY, P.C., DE & RUDKIEWICZ, J.L. 1988: Tectonique distensive et halocinèse d'âge jurassique: la zone subbriançonnaise en Maurienne (Savoie). Bull. Soc. géol. France 8/IV, 659–667.

SCHOELLER, H. 1929: La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. Bull. Serv. Carte géol. France 33/175.

SERRE, A. 1983: Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales: les unités à flysch paléogène de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. Savoie.

SISMONDA, A. 1848: Lettre à Elie de Beaumont. Bull. Soc. géol. France 2, 410–412.

STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? Eclogae geol. Helv. 86, 1–45.

TRIBOULET, S. 1980: Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. Thèse 3ème cycle, Paris VI.

TRIFT, M. & GRACIANSKY, P.C. DE 1988: Aspects du rifting téthysien: petits grabens et mégabrèches du Domérien-Toarcien sur le plateau d'Emparis (Isère et Hautes-Alpes). Bull. Soc. géol. France 8/IV, 643–650.

TRÜMPY, R. 1980: Geology of Switzerland, a guide book. Park A, an outline of the Geology of Switzerland. Wepf, Basel.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – An overview. In: Cycles and events in stratigraphy. Ed. by EINSELE et al. Springer, Berlin, 617–665.

Manuscrit reçu le 23 février 1995
Révision acceptée le 28 juin 1995