



**HAL**  
open science

# Structure et subsidence de la marge téthysienne entre Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger

Jean Louis Rudkiewicz

► **To cite this version:**

Jean Louis Rudkiewicz. Structure et subsidence de la marge téthysienne entre Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger. Tectonique. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1988. Français. NNT: . tel-00712814

**HAL Id: tel-00712814**

**<https://theses.hal.science/tel-00712814>**

Submitted on 28 Jun 2012

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

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

INSTITUT FRANÇAIS  
DU PÉTROLE

ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE  
DES MINES DE PARIS

# THÈSE

PRÉSENTÉE  
POUR L'OBTENTION  
DU TITRE DE DOCTEUR DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE  
DES MINES DE PARIS  
EN GÉOLOGIE ET RECHERCHE MINIÈRE  
PAR

Jean-Luc RUDKIEWICZ

*Sujet de la thèse :*

**STRUCTURE ET SUBSIDENCE  
DE LA MARGE TETHYSIENNE  
ENTRE GRENOBLE ET BRIANÇON  
AU LIAS ET AU DOGGER**

*Soutenue le 29 avril 1988 devant le jury composé de :*

<i>P.C. de GRACIANSKY</i>	<i>Président</i>
<i>M. LEMOINE</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>L. MONTADERT</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>D. ROBERTS</i>	<i>Examineur</i>
<i>J.P. BRUN</i>	<i>Examineur</i>

INSTITUT FRANÇAIS  
DU PÉTROLE

ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE  
DES MINES DE PARIS

## THÈSE

PRÉSENTÉE  
POUR L'OBTENTION  
DU TITRE DE DOCTEUR DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE  
DES MINES DE PARIS  
EN GÉOLOGIE ET RECHERCHE MINIÈRE  
PAR

Jean-Luc RUDKIEWICZ

*Pour Thierry, de façon qu'il reste quelque  
chose des courses faites ensemble, en plus des  
souvenirs!*

*Sujet de la thèse :*

*Jean-Luc* STRUCTURE ET SUBSIDENCE  
DE LA MARGE TETHYSIENNE  
ENTRE GRENOBLE ET BRIANÇON  
AU LIAS ET AU DOGGER

*Soutenue le 29 avril 1988 devant le jury composé de :*

<i>P.C. de GRACIANSKY</i>	<i>Président</i>
<i>M. LEMOINE</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>L. MONTADERT</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>D. ROBERTS</i>	<i>Examineur</i>
<i>J.P. BRUN</i>	<i>Examineur</i>

*La dimension des problèmes est telle, les pistes dont nous disposons si fragiles et ténues, le passé - par pans entiers - si irrévocablement anéanti, l'assise de nos spéculations si précaire, que la moindre reconnaissance sur le terrain place l'enquêteur dans un état instable où la résignation la plus humble le dispute à de folles ambitions : il sait que l'essentiel est perdu et que tous ses efforts se réduiront à gratter la surface ; et pourtant ne rencontrera-t-il pas un indice, miraculeusement préservé, et d'où la lumière jaillira ? Rien n'est sûr, tout est possible donc. La nuit où nous tâtonnons est trop obscure pour que nous osions rien affirmer à son sujet : pas même qu'elle est destinée à durer.*

CLAUDE LEVI-STRAUSS

### **Remerciements :**

J'ai réalisé ce travail grâce à une bourse de l'Institut Français du Pétrole, et à l'accueil de l'Ecole des Mines de Paris. Que tous ceux, et ils sont nombreux, autant à Rueil-Malmaison qu'à Paris, Fontainebleau, Nice, Grenoble, Montpellier, Lyon ou Londres qui ont contribué à sa mise en route, à son déroulement et à son heureux achèvement, en soit chaleureusement remerciés.

## Résumé

Ce travail est consacré à l'étude des structures, de la sédimentation et de la subsidence jurassiques sur une transversale E-W aux Alpes Occidentales, du Massif Cristallin Externe de Belledonne à la frontière italienne, représentant la marge occidentale de la Téthys Ligure (chapitre 1). Il est fondé sur des coupes stratigraphiques levées dans les zones dauphinoise, subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise.

En vue de déterminer les positions relatives des diverses coupes, le chapitre 2 rappelle les diverses étapes de l'histoire tectonique tertiaire, puis présente une carte des unités structurales alpines à la fin du Crétacé, sur la portion des Alpes étudiée ici.

La description de coupes-types (chapitre 3) met en évidence divers faciès sédimentaires et de leur paléo-environnement. Une attention particulière est portée aux brèches synsédimentaires et aux formations olistolitiques, dont la genèse s'explique par plusieurs épisodes de démantèlement. Ce chapitre s'achève sur une tentative d'attribution des faciès sédimentaires, qu'ils soient macroscopiques ou microscopiques, à un milieu de dépôt, donc à une profondeur.

Des cartes de faciès sédimentaires (chapitre 4) illustrent les situations respectivement à la fin de l'Hettangien, du Carixien, du Toarcien, de l'Aalénien, du Bathonien et de l'Oxfordien. Des cartes d'isopaques vraies permettent d'apprécier le début de la différenciation des aires à forte et à faible subsidence en domaine dauphinois et subbriançonnais. Les faciès sédimentaires restent uniformes jusqu'au Toarcien, mais des aires plus subsidentes que d'autres apparaissent dès le Sinémurien. De plus, des failles synsédimentaires séparent des aires à fortes et à faibles épaisseurs.

Les accidents synsédimentaires résultant des distensions liées au rifting limitent diverses structures (chapitre 5) : des demi-blocs basculés, le plus typique étant celui de Bourg d'Oisans ; des grabens symétriques, tel celui de Besse ; des horsts de grande dimension, comme le Massif du Pelvoux. Enfin, lorsque des évaporites triasiques sont présentes à la base de la série sédimentaire, des mouvements diapiriques sont initiés, en relation avec la tectonique extensive. Le meilleur exemple se trouve en zone subbriançonnaise dans le Massif du Perron des Encombres. Ces accidents synsédimentaires, de quelque type qu'ils soient, ont tous eu des jeux multiples, à diverses époques.

Pour préciser quantitativement les observations précédentes, la subsidence de diverses séries de la transversale est calculée dans le chapitre 6. Le paramètre le plus contraignant à ce stade est la profondeur d'eau à l'époque des dépôts. Celle-là est déterminée à l'aide de deux méthodes : d'une part, grâce aux faciès synsédimentaires, de l'autre, grâce aux caractères morphologiques des fragments de crinoïdes. La subsidence au cours du Lias et du Dogger a lieu en trois étapes, en trois à-coups, le premier au début, le deuxième vers la fin du Lias et le troisième vers la fin du Dogger. Cette subsidence est toujours positive en domaine dauphinois et piémontais. Par contre, elle devient négative vers la fin du Lias en domaine briançonnais et dans une partie du domaine subbriançonnais, qui émergent alors.

L'inversion de subsidence, ainsi que les ordres de grandeur des sauts des courbes de subsidence peuvent s'expliquer par un modèle d'extensions multiples non uniformes dans la lithosphère (chapitre 7). A trois reprises, à la fin du Trias, du Lias et du Dogger, une extension

rapide a causé un amincissement de la croûte et du manteau lithosphérique, qui se traduit par une subsidence initiale, suivie d'un refroidissement thermique. Le modèle unidimensionnel bicouche permet d'estimer les valeurs des taux d'amincissement, grâce aux contraintes fournies par le chapitre 6. A partir de ces taux, une image possible de la structure profonde de la marge téthysienne peut être dessinée. Parmi les explications possibles de cette image, l'hypothèse d'une zone de cisaillement inclinée soit vers l'Est soit vers l'Ouest est l'une des plus séduisante. En effet, elle permettrait d'expliquer les caractéristiques du fond océanique du domaine ligure, qui apparait à la fin du rifting.

## Abstract

*This work deals with the Early to Middle Jurassic subsidence and sedimentation on a transect to the Tethyan Passive Margin. This transect is located in the French Western Alps, from the External Crystalline Massifs in the West to the Italian border in the East, where ophiolitic rocks outcrop, i.e. between the cities of Grenoble and Briançon. It is based on stratigraphic field sections. Chapter 1 is an introduction to the regional situation.*

*The tethyan rifting structures have been deformed during the successive stages of the alpine collision and shortened. These compressive tectonic events are rapidly reviewed (chapter 2), in order to draw a palinspastic map of the studied area at the end of Cretaceous times.*

*Typical sections of the Early and Middle Jurassic in the dauphinois, subbriançonnais, briançonnais and piemontais zones are described in chapter 3. This allows identification of some micro-facies, which can be linked with paleoenvironments. The relations between breccias and olistolites show that several distensive events have been successively active at that time.*

*Chapter 4 shows the evolution of sedimentary patterns with isofacies maps at the end of Hettangian, Carixian, Toarcian, Aalenian, Bathonian and Callovian times, as well with isopachs of the dauphinois area at the end of Hettangian, Lotharingian, Carixian, Toarcian and Aalenian times. These maps point out that the sedimentation stops being uniform only at Aalenian times, but that in the Dauphinois, some areas have greater sedimentary thicknesses than others, thus different subsidence rates, already at Sinemurian times.*

*Some synsedimentary structures of Jurassic age are described in chapter 5. On this margin, there are tilted half grabens such as around Bourg d'Oisans, but also symmetrical grabens, as near Besse, and large horsts in the order of tens of kilometers in size, as the Pelvoux. In the subbriançonnais zone, Triassic evaporites built diapiric structures between the Hettangian and the Callovian.*

*The subsidence is studied in chapter 6. The method is first explained, with the main input data and their sensitivity. Bathymetry is the most sensitive parameter. It is given, on one hand by the sedimentary features, on the other by a depth scale based on the morphology of crinoids. There have been three stages of rapid subsidence, separated by calmer intervals. These events are at the end of the Hettangian, during the Aalenian and around the end of the Callovian. Subsidence was always positive, i.e. downwards, in the Dauphinois and Piemontais, but changed from positive to negative at step 2 in the Briançonnais and a part of the Subbriançonnais, though it was again positive with step 3.*

*This inversion of subsidence is explained in chapter 7, with a multiple non uniform extension model of the lithosphere. This model makes it possible to fit extension ratios to the three different subsidence events, that result from extensional events. After each event, there is an initial subsidence, positive or negative, followed by a positive thermal subsidence. This model gives a possible thermal structures of the lithosphere during the rifting. Its main feature is a thermal anomaly under the Briançonnais during Middle Jurassic. This anomaly could be linked with a lithospheric shear-zone.*

# Chapitre 1 PRESENTATION GENERALE

## 1.1 SITUATION GEOGRAPHIQUE ET ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE DU TERRAIN ETUDIE

### 1.1.1 La région étudiée

Ce travail est consacré à l'étude des terrains du Jurassique inférieur et moyen sur une bande transversale aux Alpes entre Grenoble et Briançon. La région étudiée s'étend vers le Nord jusqu'à la vallée de l'Arc, et vers le Sud, jusqu'au Champsaur (fig. 1).

### 1.1.2 Les unités structurales actuelles et leur origine

Le découpage en zones (fig. 2) de la transversale étudiée s'appuie à la fois sur l'évolution tectonique tertiaire, que ce soit dans les zones charriées ou simplement plissées, et sur les différences entre séries sédimentaires mésozoïques. C'était à l'origine une distinction uniquement tectonique. Les recherches récentes montrent qu'il s'agit à la fois d'une distinction tectonique et paléogéographique. En effet, la structuration mésozoïque, en particulier jurassique, a influencé l'architecture de la chaîne. Le présent travail confirme ce fait.

Dans cette portion des Alpes Occidentales, la disposition des sédiments jurassiques est gouvernée par des structures typiques d'une marge passive : demi-blocs séparés par des failles, inclinées vers l'Est pour la plupart (Lemoine, 1984).

Figure 2. Ce schéma a été dessiné d'après les cartes géologiques au 1/250 000 Lyon, Annecy, Valence et Gap.

- |  |                                    |
|--|------------------------------------|
| <b>Unités d'origine interne vraisemblablement ligure</b> | <b>Zone briançonnaise</b>          |
| 1. Flysch à Helminthoïdes                                | 7. Socle Permo-Carbonifère         |
| <b>Zone dauphinoise</b>                                  | 8. Unités mésozoïques              |
| 2. Massifs Cristallins Externes                          | 9. Nappe de Peyre-Haute            |
| 3. Trias et Jurassique                                   | 10. Trias à Crétacé                |
| 4. Crétacé   | <b>Zone piémontaise</b>            |
| 5. Flysch tertiaire                                      | 11. Massifs Cristallins Internes   |
| <b>Zone subbriançonnaise</b>                             | <b>Zone ligure</b>                 |
| 6. Trias à Crétacé                                       | 12. Ophiolites                     |
|  | 13. Jurassique supérieur à Crétacé |
- La portion de la carte correspondant au figuré n° 13 représente une région extrêmement tectonisée dont les séries ne sont pas encore connues avec précision. Il est possible que certaines se révèlent piémontaises, alors qu'elles sont figurées ici comme ligures.

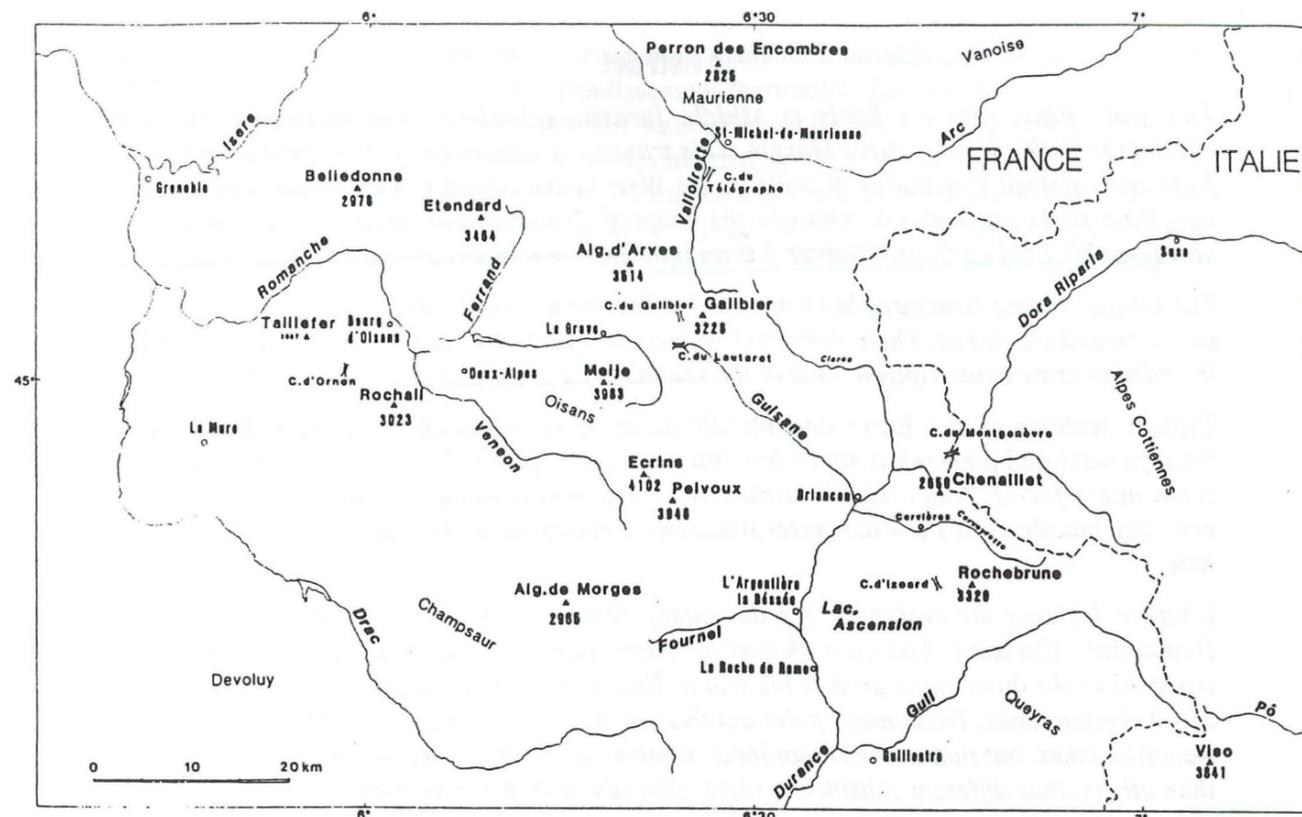


Figure 1. Carte des noms géographiques cités dans le texte.

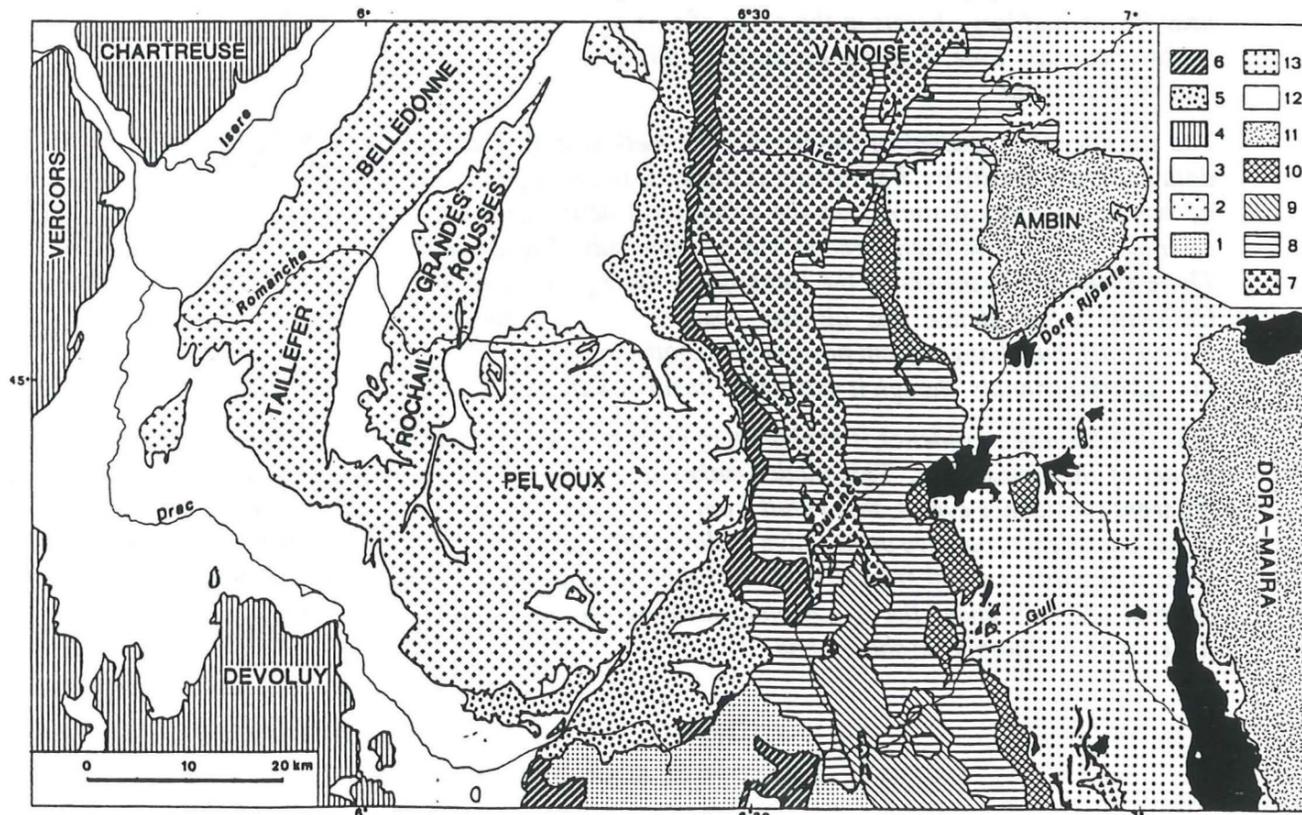


Figure 2. Schéma structural.

Cette marge est celle de la Téthys Ligure, un océan qui s'étendait entre les plaques européennes et apulo-africaines du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur (fig. 3).

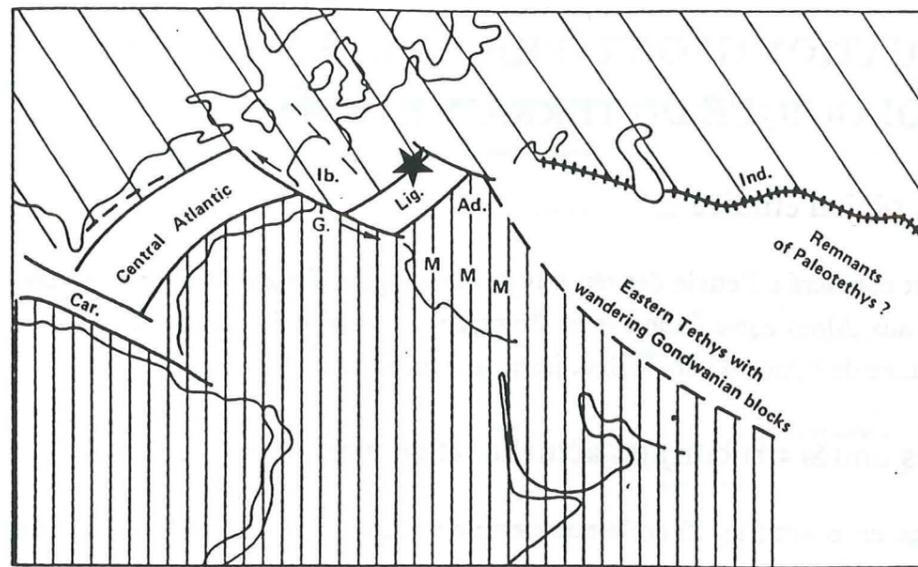


Figure 3. Cadre global de la Téthys à l'échelle des plaques.

Position respective des plaques européenne (hachurés obliques larges) et apulo-africaine (hachurés verticaux serrés) au Malm, d'après M.Lemoine(1982). L'étoile représente la position approximative de la transversale étudiée ici.

## 1.2 OBJECTIFS ET PROBLEMES POSES

Cette étude a un double but : d'une part, comprendre les structures synsédimentaires jurassiques et leurs liens avec la répartition des sédiments de cette ancienne marge, où les conditions d'affleurement permettent des observations continues à toute échelle ; d'autre part, analyser la subsidence et essayer de la modéliser.

Il est probable que les types de structures d'âge jurassique, visibles à l'affleurement dans le domaine étudié, sont communes à l'ensemble du bassin du Sud-Est. Mais, plus au Sud, en direction des zones subalpines et de la fosse vocontienne, ces structures sont enfouies sous les sédiments crétacés et tertiaires et n'ont été reconnues qu'en sismique. La description géologique à partir des affleurements a donc aussi pour but de faciliter l'interprétation sismique régionale.

Reconstituer la subsidence a un objet plus général : il s'agit d'obtenir un modèle d'évolution d'une marge passive, pour permettre des comparaisons avec d'autres marges passives.

## 1.3 ECHELLE STRATIGRAPHIQUE UTILISEE

Les étages habituels du Trias et du Jurassique (Debrand-Passard *et al.*, 1984) sont utilisés dans ce volume (tableau 1), ce qui appelle deux remarques :

1. Le mot *Rhétien* ne sera pas utilisé au sens d'étage, mais désigne une formation au sommet du Norien, équivalente au cycle sédimentaire C VI de la subdivision classique du Trias moyen et supérieur des Alpes (Mégard-Galli et Baud, 1977).
2. Suivant l'usage alpin habituel, les sous-étages Sinémurien s.s.-Lotharingien et Carixien-Domérien sont utilisés comme des étages et remplacent le Sinémurien s.l. et le Pliensbachien.

Tableau 1. Nomenclature des étages du Trias et du Jurassique. Pour les zones d'ammonites, voir R.Mouterde (1984), pour l'échelle des âges absolus voir figure 47, page 85.

JURASSIQUE			
Malm	Tithonique Kimméridgien Oxfordien		
	Dogger	Callovien Bathonien Bajocien Aalénien	
		Lias	Toarcien Domérien Carixien Lotharingien Sinémurien Hettangien
TRIAS			
			Norien Carnien Ladinien Anisien Scythien

## 1.4 CONVENTIONS

Dans toute la suite, les termes ZONE DAUPHINOISE, SUBBRIANCONNAISE, BRIANCONNAISE ou PIEMONTAISE seront employés pour désigner les portions de ces zones *restreintes* à la portion des Alpes étudiée ici. Tout ce qui sera dit concernant ces zones se rapportera exclusivement à la transversale étudiée, en particulier pour les chapitres 2 et 4.

## Chapitre 2

### STRUCTURE ACTUELLE ET ESSAI DE RECONSTITUTION AVANT LA COLLISION ALPINE

Où est présentée l'architecture actuelle de la chaîne<sup>1</sup>, telle qu'elle résulte des déformations tertiaires, puis un schéma rétrotectonique des positions des diverses unités tectoniques avant la première phase de collision.

### 2.1 LES SERIES STRATIGRAPHIQUES SUR LA TRANSVERSALE ETUDIEE

Tableau 2. Comparaison des séries stratigraphiques du domaine étudié.  
Données d'après les notices des cartes géologiques et les travaux antérieurs de M. Bourbon et J. Mégard-Galli.

zones	dauphinoise <i>externe</i>	subbriançonnaise <i>internes</i>	briançonnaise <i>ou</i>	piémontaise <i>penniques</i>
Tertiaire	série turbiditique (Flysch des Aiguilles d'Arves, Grès du Champsaur)	inconnu	calcschistes éocènes	calcschistes éocènes
Crétacé	carbonates et argilites, mais érodés presque partout	calcschistes planctoniques	calcaires à silex ou hard-grounds, puis calcschistes planctoniques à olistolites	calcschistes planctoniques
Jurassique	voir chapitre 3	voir chapitre 3	voir chapitre 3	voir chapitre 3
Trias	grès, argiles, dolomies minces (30 à 100 m)	gypses et cargneules (Camien ?) 200 m, puis <i>Hauptdolomit</i> et <i>rhétien</i> (Norien) (150 m)	grès du Trias inférieur, puis carbonates et évaporites du Trias moyen et supérieur (700 à 1000 m) (voir chapitre 4)	gypses du Carnien puis <i>Hauptdolomit</i> (800 m) et <i>rhétien</i> (100 m)
Permocarbonifère	dépôts fluviatiles, charbons (500 m ?)	inconnu sur la transversale	dépôts volcaniques, puis fluviatiles (grès, charbons) 1000 m ?	inconnu sur la transversale

<sup>1</sup> Le lecteur familier des séries stratigraphiques et des structures tectoniques de cette portion des Alpes peut passer directement au paragraphe 2.4, page 21.

## 2.2 REVUE RAPIDE DES STRUCTURES ALPINES DES DIVERSES ZONES

### 2.2.1 Structures alpines de la zone dauphinoise sur la transversale de Grenoble

Le soubassement anté-mésozoïque d'âge hercynien à Carbonifère affleure dans les **Massifs Cristallins Externes** (Taillefer, Grandes Rousses, Pelvoux) qui forment les points culminants de la zone (Barre des Ecrins 4102 m). Leur couverture mésozoïque, plus tendre à l'érosion, se retrouve en position basse : dépression de Bourg d'Oisans, des Deux-Alpes, vallons de la Muzelle et de Lanchatrâ, Pays des Arves. Le Flysch des Aiguilles d'Arves recouvre en discordance la série jurassique de cette dernière région, la plus interne de la zone dauphinoise (fig. 4).

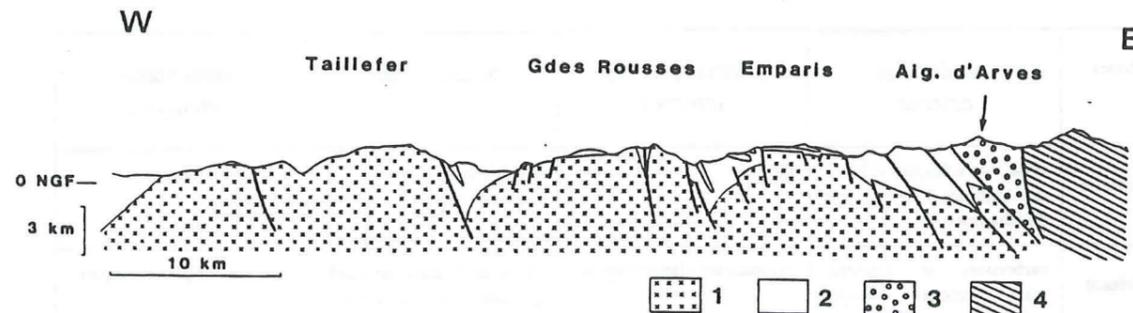


Figure 4. Coupe E-W de la zone dauphinoise entre le Taillefer et les unités penniques.

- |  |                                  |
|--|----------------------------------|
| 1 : socle cristallin                   | 3 : Flysch des Aiguilles d'Arves |
| 2 : couverture sédimentaire secondaire | 4 : terrains penniques           |

Les séries mésozoïques sont plissées, avec des plis à plans axiaux N-S subverticaux, et de plus en plus déversés vers l'Ouest lorsqu'on va vers l'Est. A partir de La Grave, elles deviennent chevauchantes. Ces déformations tectoniques justifiaient l'appellation *zone ultra-dauphinoise* ; cependant, comme les séries sédimentaires jurassiques chevauchantes sont identiques à celles qui ne sont que plissées, cette subdivision supplémentaire de la zone dauphinoise ne sera pas utilisée ici. Les Massifs Cristallins les plus internes, ceux de la Meije et du Combeynot (fig.4), chevauchent leurs séries sédimentaires vers le NW (phase *antésénonienne* du Dévoluy (Gidon, 1979)). Il existe deux phases de plissement synschisteux : une schistosité ardoisière  $S_1$ , liée aux grands plis d'axes N-S et une schistosité de crénulation  $S_2$ , de direction méridienne. Cette dernière est déversée vers l'Ouest, respectivement vers l'Est, dans les secteurs occidentaux, respectivement orientaux, de la zone (Gratier et Vialon, 1980).

### 2.2.2 Structures de la zone subbriançonnaise

Séparée à l'W du domaine dauphinois et à l'E du domaine briançonnais par deux zones des gypses, la zone subbriançonnaise est étroite et allongée du Nord au Sud et n'excède pas 15 km de largeur actuelle. Elle n'affleure bien qu'au Nord du Col du Galibier, plus au Sud, elle est laminée par les nappes de la zone briançonnaise jusqu'à l'Argentière-La-Bessée, c'est pourquoi, seule sa portion comprise entre le Col du Galibier et le Massif du Perron des Encombres est étudiée dans ce travail. A partir de L'Argentière-La-Bessée et plus loin vers le Sud, la zone subbriançonnaise a fait l'objet de travaux récents (Chénet, 1978 et Lereus, 1986).

Sa géométrie actuelle résulte d'une série de plis kilométriques à plans axiaux subverticaux, déversés vers l'Ouest. Ces plis en reprennent d'autres, d'axes E-W. Enfin, une série de décrochements senestres recoupe l'ensemble (fig. 5).

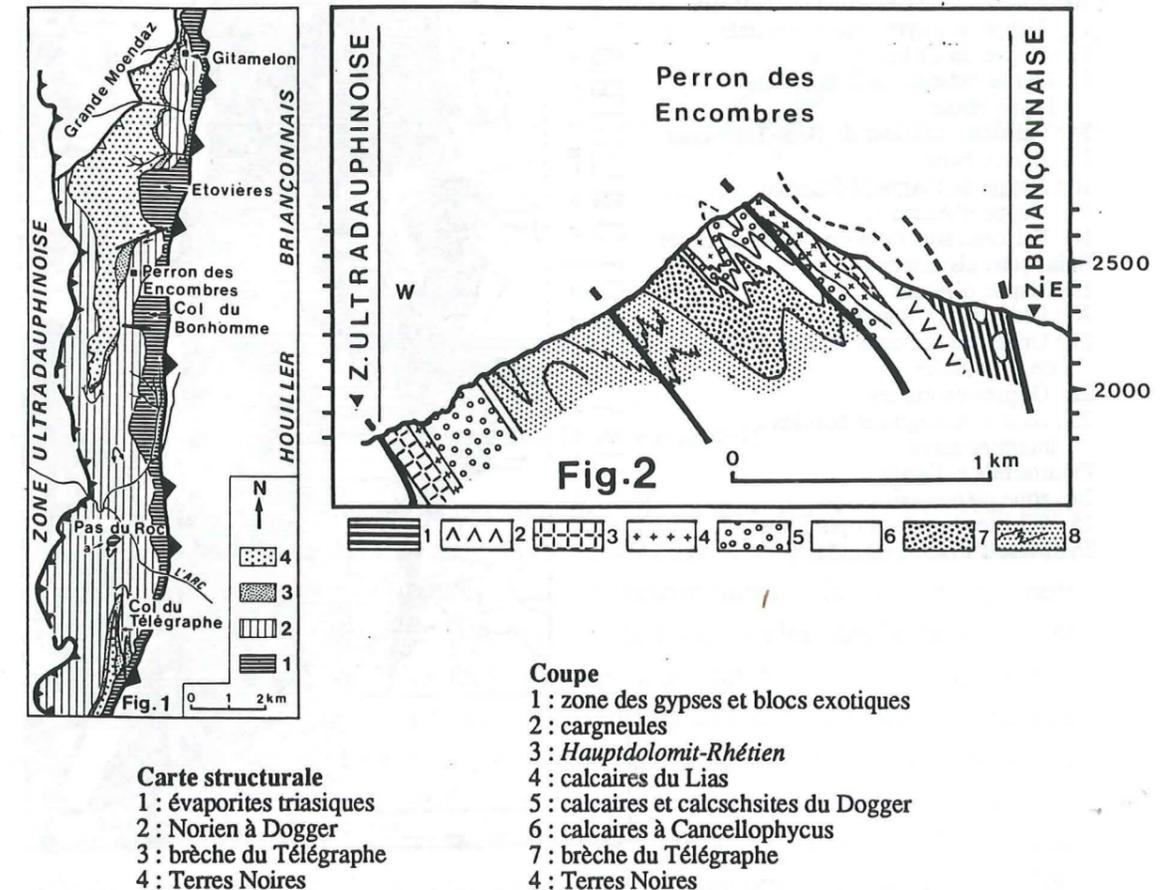


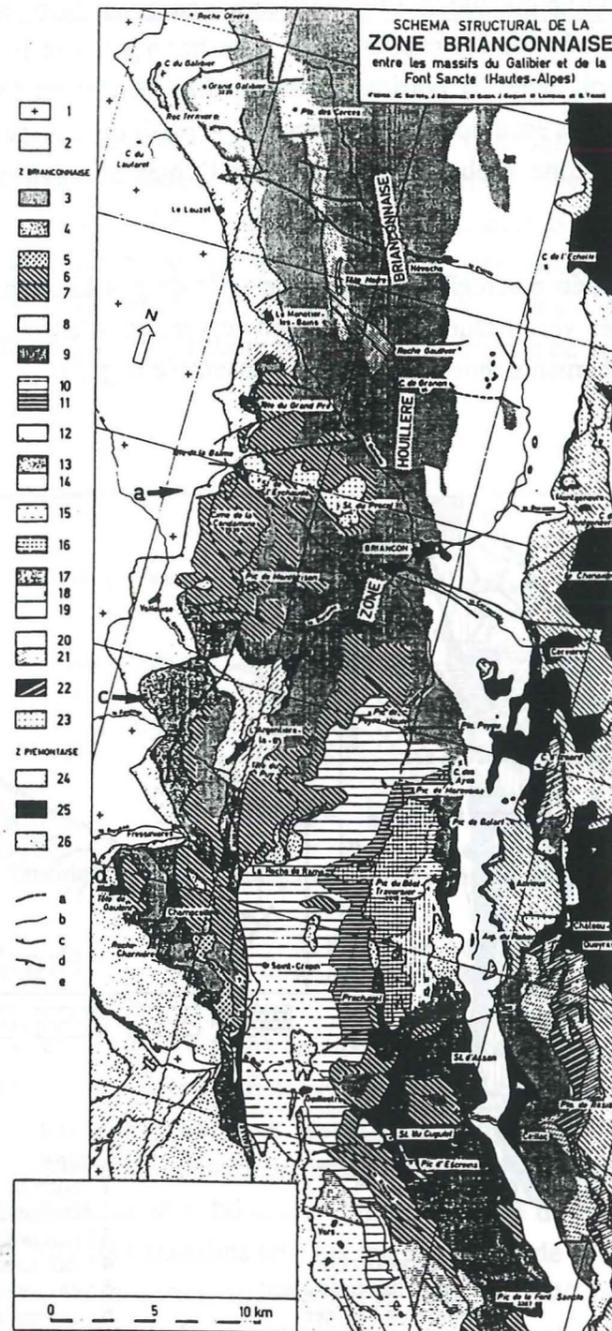
Figure 5. Coupe transversale à la zone subbriançonnaise au niveau de la vallée de l'Arc, d'après Graciansky et al. (1986)

- Carte structurale**
- 1 : évaporites triasiques
  - 2 : Norien à Dogger
  - 3 : brèche du Télégraphe
  - 4 : Terres Noires

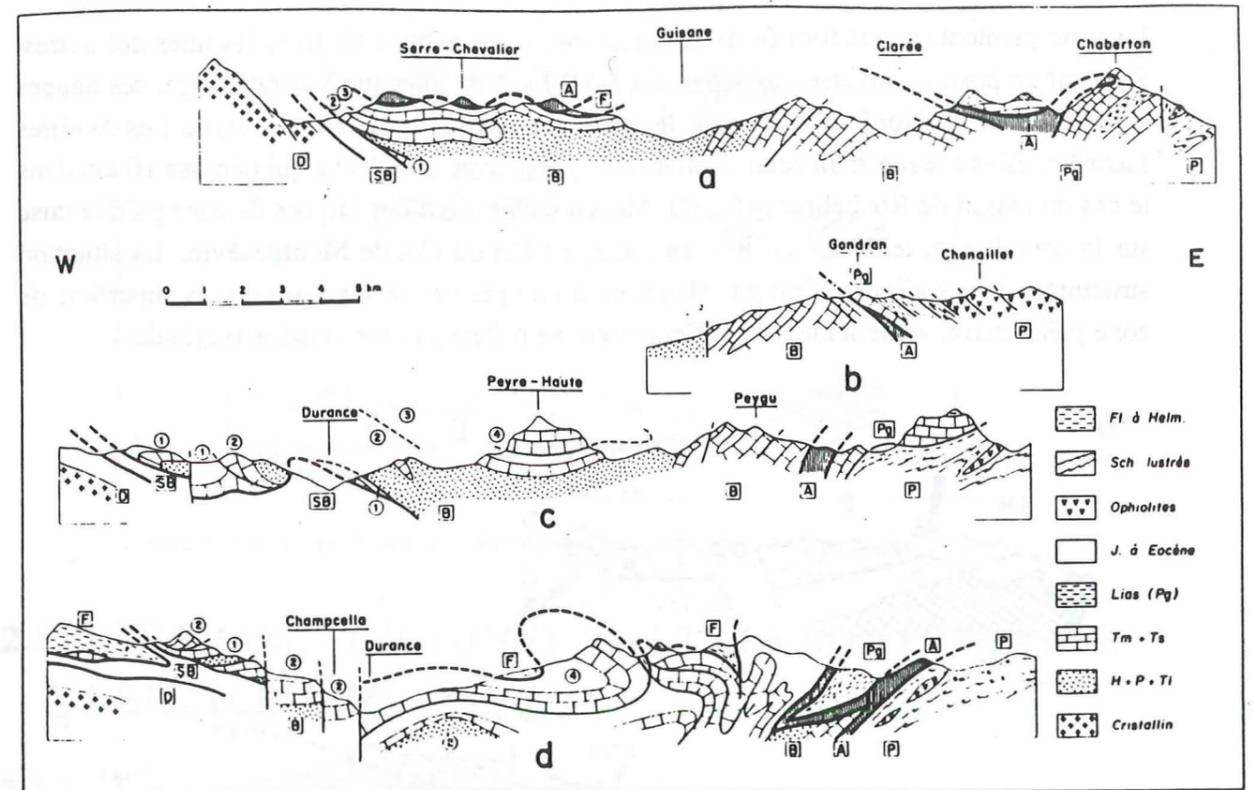
- Coupe**
- 1 : zone des gypses et blocs exotiques
  - 2 : cargneules
  - 3 : *Hauptdolomit-Rhétien*
  - 4 : calcaires du Lias
  - 5 : calcaires et calcschistes du Dogger
  - 6 : calcaires à *Cancellophycus*
  - 7 : brèche du Télégraphe
  - 4 : Terres Noires

## 2.2.3 Structure de la zone briançonnaise sur la transversale

- 1 : Zones externes
- 2 : zone subbriançonnaise
- Zone Briançonnaise**
- 3 : Socle briançonnais
- Briançonnais externe**
- 4 : Nappe de Roche Charnière, 1<sup>ère</sup> écaïlle
- 5 : Digitation du Ponteuil-l'Aubréau
- 6 : Nappe de Champcella
- 7 : Série inférieure du Guil
- 7 : Couverture de la zone houillère
- 9 : Nappe des Aiguilles de Chambeyron
- 10 : Nappe de Peyre-Haute occidentale
- 11 : Nappe de Peyre-Haute orientale
- 12 : Nappe du Châtelet
- 13 : Partie radicale de la nappe de Peyre Haute
- 14 : Faisceau inférieur du Béal-Traversier
- 15 : Flysch Noir
- 16 : Nappe de l'Agnelil-Pategou
- 17 : Nappe d'Assan s.s.
- 18 : Faisceau supérieur du Béal-Traversier
- Briançonnais interne**
- 19 : Nappe d'Assan s.l.
- 20 : Unité de la Chapelue
- 21 : Unités de la Pointe de Rasis, de Côte-Belle
- 22 : Gypses exotiques
- 23 : zone d'Accoglio et écaïlles intermédiaires
- Piémontais et ligure**
- 24 : zone piémontaise
- 25 : Schistes lustrés et ophiolites
- 26 : Flysch à Helminthoïdes



a.



b.

Figure 6. Structures principales de la zone briançonnaise.

- a. Schéma des nappes triasiques briançonnaises, d'après Mercier(1977)
- b. Coupes séries E-W de la zone subbriançonnaise, d'après Bourbon et al.(1975).

La zone briançonnaise est constituée par un empilement de nappes. Au N de Briançon, elles sont principalement formées de terrains carbonifères, mais aussi triasiques. Au S de Briançon, au contraire, ces nappes sont surtout formées de roches mésozoïques, du fait d'un plongement axial vers le Sud. Les terrains responsables de leur architecture, visibles dans le paysage, sont les carbonates de plate-forme du Trias moyen à supérieur, qui forment des empilements massifs, mécaniquement résistants à la fois aux plissements alpins, puis à l'érosion actuelle (figure 6). La structure de la zone briançonnaise résulte d'une tectonique à trois phases synschisteuses superposées (Tricart, 1980). Leur caractéristique la plus spectaculaire est leur double déversement en éventail. Les nappes de Champcella-Roche Charnière et Peyre-Haute occidentale sont déversées vers l'Ouest, tandis que Peyre-Haute orientale, Beaudouis, Clot-la-Cime etc... chevauchent vers l'Est les zones plus internes.

## 2.2.4 Structures de la zone piémontaise

La zone piémontaise est formée de petits lambeaux de nappes séparées les unes des autres. Souvent en position inverse, ne dépassant pas 10 km de long sur 5 km de large, ces nappes s'échelonnent du Nord au Sud entre la zone briançonnaise et la zone ligurienne (les *Schistes Lustrés*). Elles chevauchent cette dernière vers l'Est, avec une flèche qui dépasse 10 km dans le cas du massif de Rochebrune (fig. 7). Mais il existe aussi des klippes de zone piémontaise sur la zone ligurienne, tel le Grand Roc en Italie, à l'Est du Col de Montgenèvre. La situation structurale de ces klippes n'est pas claire, mais elle permet de supposer que la superficie de zone piémontaise actuellement à l'affleurement ne reflète pas son étendue originale.

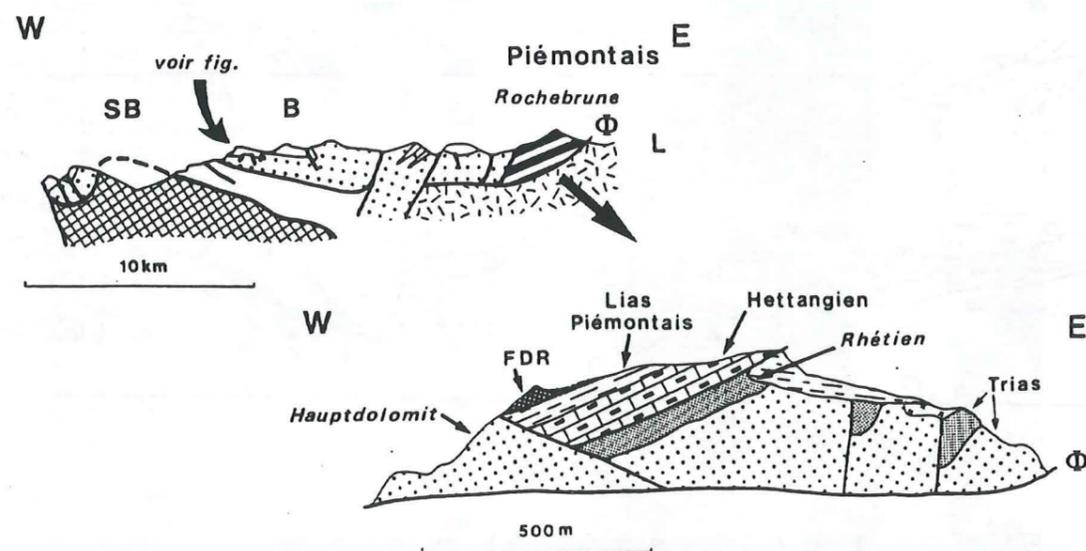


Figure 7. Structure du Chaînon de Rochebrune.

La structure détaillée du chaînon de Rochebrune, représentatif de la zone piémontaise sur la transversale, est d'après T. Dumont (1983)

## 2.2.5 Zone ligurienne

Cette zone n'est pas dans le domaine d'étude, car elle recouvre des terrains sédimentaires à soubassement océanique. La série ligurienne exhibe des radiolarites et des calcaires du Malm et des calcschistes et schistes du Crétacé (Bourbon *et al.*, 1979, Lemoine *et al.*, 1984) sur un soubassement ophiolitique (gabbros et pillow-lavas basaltiques). Sa structure et ses déformations sont complexes.

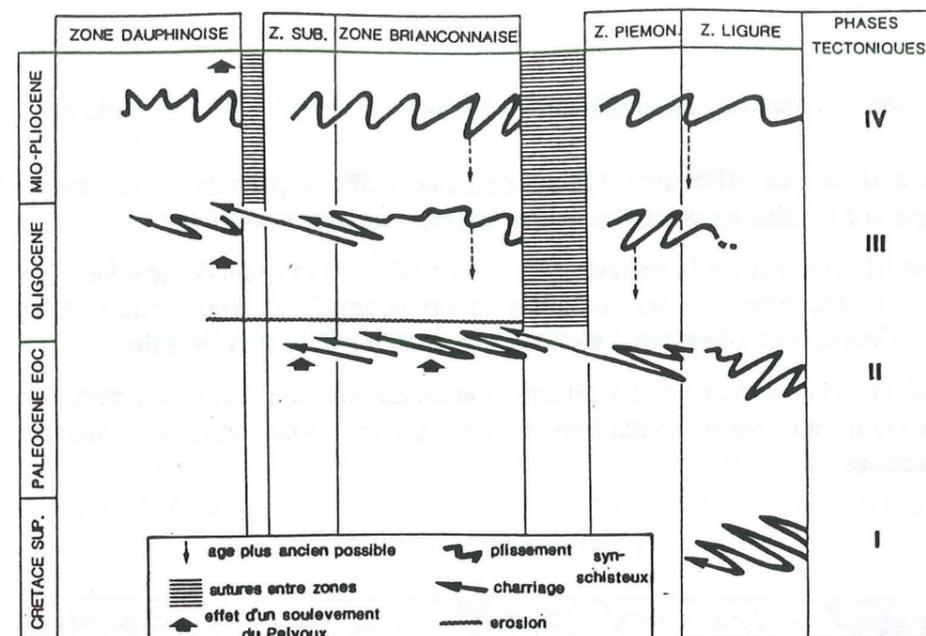


Figure 8. Les quatre phases de plissement synschisteux, simplifié d'après Tricart (1980)

## 2.3 LES PHASES TECTONIQUES ET LES DIRECTIONS DE DEPLACEMENT

### 2.3.1 Les quatre phases tectoniques synschisteuses et les structures en éventail

La collision alpine débute au Crétacé supérieur et va durer jusqu'au Mio-Pliocène. Quatre phases tectoniques synschisteuses principales affectent les zones internes (Tricart, 1980), mais ne se retrouvent pas toutes dans la zone externe (Tricart *et al.*, 1977).

La première phase ne serait visible que dans la zone ligurienne (Caron, 1977). Elle serait d'âge Crétacé supérieur, de ce fait, contemporaine du dépôt de la partie supérieure des Schistes Lustrés. Ceux-ci constituent la couverture sédimentaire de la zone ligurienne et d'une partie de la zone piémontaise (Lemoine *et al.*, 1984).

Les trois autres phases sont mieux exprimées, elles s'accompagnent de plissements et sont contemporaines de la mise en place de nappes. Dans les trois cas, les plans axiaux des plissements synschisteux et le sens de mouvement des nappes dessinent un éventail. En effet, par rapport à un axe qui se déplace au cours du temps de l'interne vers l'externe, les directions structurales sont déversées vers l'Ouest à l'Ouest et vers l'Est à l'Est (fig. 8). Le mouvement de l'axe de l'éventail, ainsi que celui du front de schistosité a pour conséquence une déformation plus importante à l'Est qu'à l'Ouest.

Les trois dernières phases de plissement synschisteux n'ont pas la même importance :

- la phase II ne fait effet qu'à l'E du domaine subbriançonnais occidental. Elle correspond à la mise en place des nappes briançonnaises, vers l'Ouest.
- la phase III affecte toute la transversale, elle entraîne un chevauchement vers l'W du domaine briançonnais sur les domaines subbriançonnais et briançonnais. C'est la phase majeure, responsable de l'architecture générale de la transversale.
- la phase IV est à vergence E. La déformation est de plus en plus intense vers l'E, où elle aboutit au *rétrochevauchement* des unités briançonnaises internes et piémontaises.

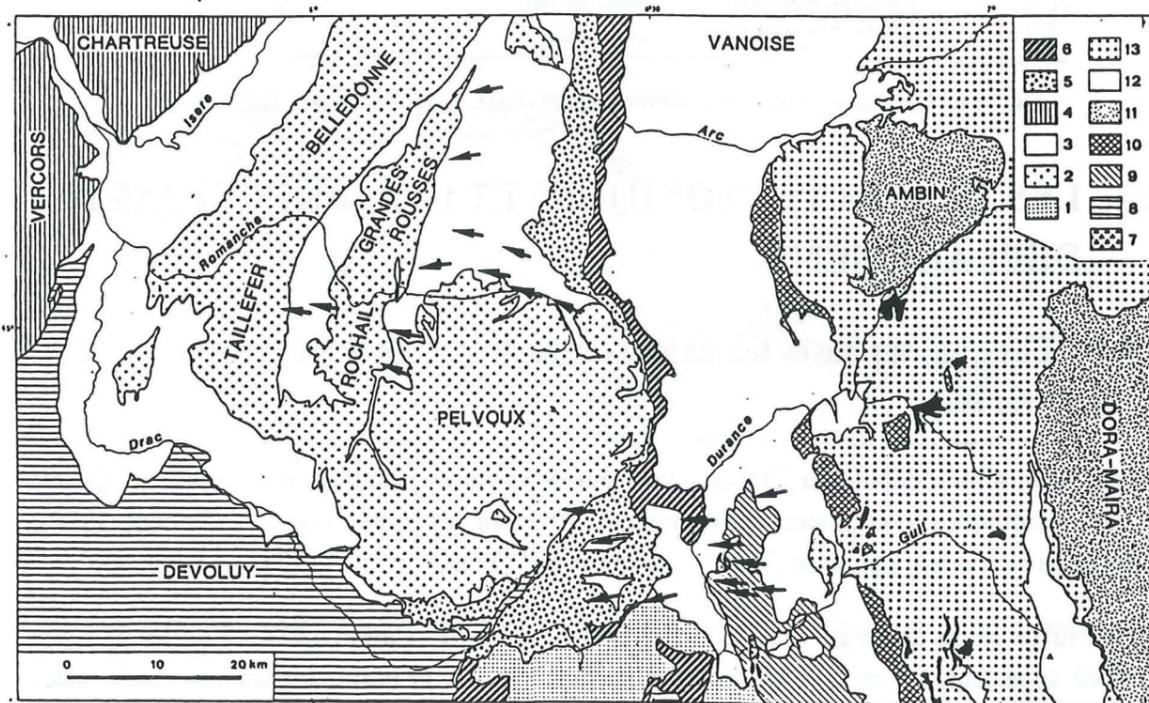


Figure 9. Carte des directions de déplacement.

Au N d'après Gamond(1980), au S d'après Tricart(1980). Ces directions, grossièrement E-W, sont réorientées au voisinage du Pelvoux, ce qui suggère que ce massif constituait un môle résistant à l'avancement des nappes. Légende, voir figure 2, page 8.

### 2.3.2 Les directions de déplacements des grandes unités

Les déformations à l'échelle kilométrique, qui seules importent ici, puisqu'il s'agit de retrouver la position des unités avant déformation, auraient résultées chacune d'un cisaillement simple (Tricart, 1980), de direction suivante :

- vers le SW pour II (en zone briançonnaise au S du Pelvoux)
- vers l'W pour III et IV

Les études des déformations d'après les microstructures dans les zones internes (Tricart, 1980) et dauphinoise (Gamond, 1980 et Beach, 1982) permettent de synthétiser une carte des directions probables de déplacements liés à la phase III (fig. 9)

Ces directions, ainsi que les sens de déversement, permettent alors de situer relativement les unes par rapport aux autres les nappes de la zone briançonnaise. En effet, à partir de la superposition structurale actuelle des nappes, par exemple Roche Charnière chevauchée par Champcella, elle-même chevauchée par Peyre-Haute, et de la connaissance du déplacement (un cisaillement d'Est vers l'Ouest), les positions originales des nappes avant déformations sont connues : d'Ouest en Est, suivant l'ordre de chevauchement. Pour arriver à une image aussi exacte que possible de la position des unités avant déformation, il importe alors d'estimer leur écartement original, ou, ce qui revient au même, d'estimer l'ampleur des chevauchements.

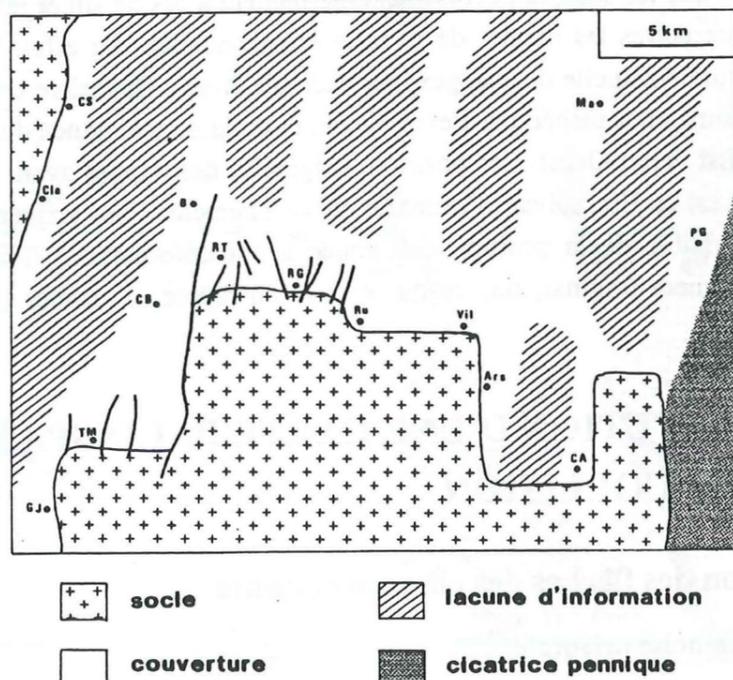
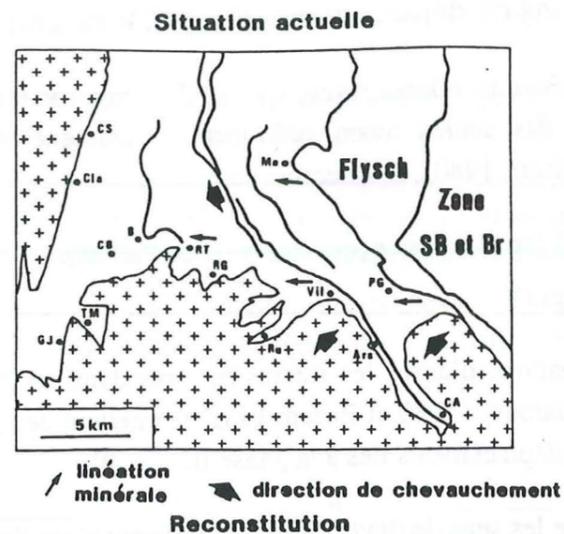
## 2.4 RECONSTITUTION D'UNE CARTE PALINSPASTIQUE AVANT LA COLLISION

### 2.4.1 Estimation des flèches des chevauchements

#### 2.4.1.1 Zone dauphinoise orientale

En zone dauphinoise orientale, les massifs de la Meije et du Combeynot, ainsi que les séries jurassiques du Pays des Arves chevauchent vers l'WNW. En utilisant la méthode des coupes balancées, A.Beach(1981) a obtenu une flèche de 70 km. Cependant, il considère que toutes les séries jurassiques du Pays des Arves ont la même épaisseur, ce qui n'est pas exact : la méthode des coupes balancées simples ne peut s'appliquer dans une région où une tectonique synsédimentaire a introduit des hétérogénéités dans le socle et la couverture et des différences entre les séries sédimentaires. Cette méthode dépend également de la profondeur du niveau de décollement, qui est encore inconnue.

Les valeurs minimales d'écartement des diverses séries du Pays des Arves, ainsi que de la Meije et du Combeynot, ont été mesurées directement sur une série de coupes E-W (fig. 10).



**Figure 10.** Flèche des chevauchements en zone dauphinoise orientale.

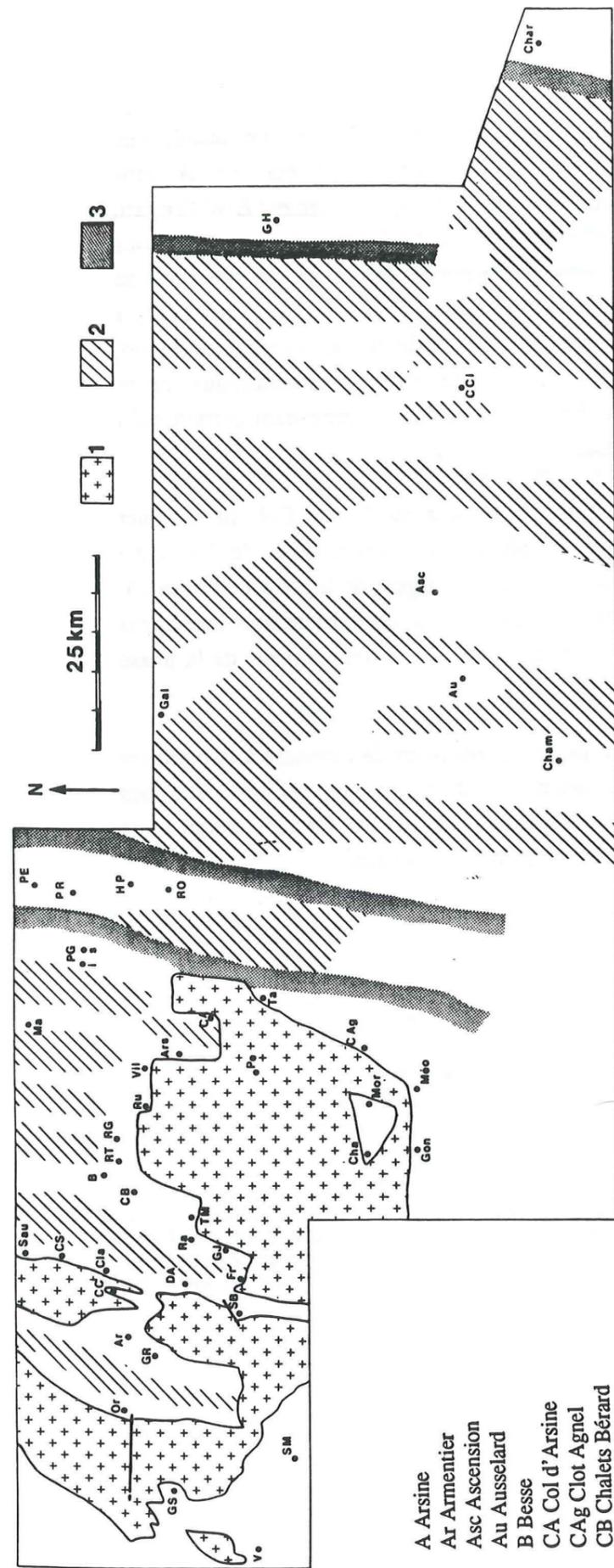
Méthode d'évaluation des flèches des chevauchements en zone dauphinoise orientale. La longueur des séries chevauchantes du Pays des Arves est estimée d'après des coupes E-W. L'écartement des Massifs Cristallins Meije-Combeynot suppose qu'ils pivotaient autour d'un pôle situé au centre du Pelvoux et que leurs dimensions n'avaient pas diminué. Abréviations des coupes, voir figure 11.

#### 2.4.1.2 Suture subbriançonnaise

La zone subbriançonnaise forme la première nappe pennique. Sa limite occidentale correspond au Chevauchement Pennique Frontal, sujet à plusieurs interprétations. A partir des données tectoniques disponibles, on admet qu'il s'agit d'un chevauchement E-W (Tricart, 1980). Mais plus récemment, une nouvelle hypothèse, basée sur des comparaisons lithologiques de séries mésozoïques (Ricou, 1984), ainsi que la découverte de directions de déplacement du Sud vers le Nord dans les zones plus internes (Ricou and Siddans, 1985) a attiré l'attention sur une composante de décrochement sénestre de plusieurs centaines de km, qui aurait été antérieure au déplacement vers l'Ouest. Mais les preuves tectoniques de ce décrochement restent à découvrir en zone subbriançonnaise. Il est cependant certain qu'il manque une portion de la zone subbriançonnaise.

Les terrains subbriançonnais actuellement à l'affleurement au N du Col du Galibier n'excèdent pas 15 km de largeur dépliée (d'après les plis visibles dans la vallée de l'Arc). Au S de Briançon, la fenêtre de l'Argentière permet d'estimer la largeur de la zone à environ 15-20 km au minimum. Quelle portion de la zone subbriançonnaise est enfouie sous les nappes briançonnaises ? Quelle longueur a disparu, en particulier lors de mouvements de la phase III ?

Le profil de sismique-réflexion ECORS-Alpes permettra peut-être de répondre à la première question. Pour le moment, au vu de l'ampleur des déformations tectoniques, il ne paraît pas exagéré d'estimer qu'une tranche du même ordre de grandeur a disparu. Ceci amènerait à une largeur totale du domaine subbriançonnais comprise entre 30 et 40 km.



- A. Arsine
- AR Armentier
- Asc Ascension
- Au Ausseilard
- B Besse
- CA Col d'Arsine
- CAG Clot Agnel
- CB Chalets Bérard
- CCI Clot-la-Cime
- CC Croix de Cassini
- Cha Chapeau
- Cham Champcella
- Char Charvie
- Cla Clavans
- CS Coin de la Selle
- DA Deux-Alpes
- Fr Fréaux
- Gal Galibier
- GH Grande Hoche
- GJ Grande Jassive
- Gon Gondouins
- GR Grand Renaud
- GS Grand Serre
- HP Haute-Parée
- Ma Martignare

- Méo Méollion
- Mor Morges
- Or Ormon
- Pe Pelvoux
- PE Perron des Encombres
- PR Pas du Roc
- PGi(s) Puy Golèfre inférieur (supérieur)
- Ra Rabegiant
- RG Rif Galan
- RO Roche-Olivéra
- RT Rif Tort
- Ru Ruillans
- Sau Sauvages
- SB Ser Barbier
- SM Saint-Michel-en-Beaumont
- Ta Tabuc
- TM Tête Moute
- V Versenat
- Vil Villar d'Arène

Figure 11. Disposition relative reconstituée des diverses unités téthysiennes à la fin du Crétacé.

Les aires correspondant aux pointillés 3 ne sont pas à la même échelle que le reste de la carte. Pour des raisons d'encombrement, leur largeur représentée est divisée par trois. Le schéma de la zone briançonnaise est largement inspiré de M. Bourbon (1980).

1 : Massifs Cristallins Externes 2 : portions inconnues par suite de recouvrement tectonique ou d'érosion 3 : sutures majeures.

### 2.4.1.3 Portions perdues des nappes briançonnaises

Un problème identique au précédent se pose pour raccorder les nappes briançonnaises entre elles. Toutefois, les contacts entre nappes briançonnaises n'ont pas l'ampleur du chevauchement pennique frontal. L'hypothèse minimaliste consiste à les séparer en ne considérant que les écarts connus avec certitude, par exemple à la faveur de fenêtres.

### 2.4.1.4 Largeur de la zone piémontaise

Pour cette zone se pose un problème de taille. De nos jours, il en reste des petites nappes, dont la largeur E-W dépliée ne dépasse pas 10 km (chaînon de Rochebrune et klippe de l'Agrenier). La faible superficie actuelle des nappes piémontaises reflète-t-elle la situation passée ? C'est vraisemblable. Là aussi, ECORS pourrait fournir un élément de réponse. En tout état de cause, la zone piémontaise devrait avoir eu une largeur similaire à celle de la zone subbriançonnaise, soit 30-40 km.

### 2.4.2 Résultats : une carte des domaines paléogéographiques

Les données structurales exposées ci-dessus permettent de dessiner la figure 11.

Ce dessin appelle cinq remarques :

1. Il demanderait à être perfectionné dans le détail, par exemple pour la zone dauphinoise orientale, et pour les nappes briançonnaises, par des mesures quantitatives de déformation ; mais ceci n'entraîne pas dans le cadre de ce travail.
2. Il est minimaliste, en ce sens que la largeur de la marge pourrait avoir été beaucoup plus importante (100 à 170 km en plus, soit 25-50 km pour les zones subbriançonnaise et piémontaise et 50-70 km pour la zone briançonnaise).
3. Il ne tient pas compte d'un éventuel décrochement senestre en zone subbriançonnaise.
4. Il suppose que les nappes briançonnaises n'ont pas pivoté au cours de leur déplacement. Ceci est justifié par les directions approximativement semblables des accidents synsédimentaires liasiques en zones dauphinoise, subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise.
5. Il n'intègre pas les Massifs Cristallins Internes d'Ambin et de Dora-Maira, situés à l'est de Briançon, qui pourraient encore faire partie de la marge téthysienne occidentale. Mais, ces massifs sont en dehors de la zone étudiée. De plus, ils sont susceptibles d'être d'origine méridionale, comme le suggèrent L.E. Ricou et A.W. Siddans (1986) qui citent des observations micro-tectoniques qui attestent un déplacement vers le Nord, antérieur aux mouvements vers l'Ouest. Ils ne feraient donc plus partie de la transversale étudiée ici.

## Chapitre 3

# DONNEES DE TERRAIN ET RECONSTITUTION DES MILIEUX DE SEDIMENTATION

Où se trouvent présentées et interprétées les coupes-types.

### 3.1 METHODES D'ETUDES

Le travail de terrain a consisté à lever des coupes du Lias et du Dogger sur l'ensemble de la transversale et également à suivre les variations latérales, lorsque la continuité des affleurements était suffisante, les déformations tectoniques peu importantes et les conditions d'accès acceptables. Les deux premières conditions se trouvent souvent réunies en Dauphinois, puis de moins en moins en progressant vers l'Est. La troisième dépend de l'affleurement : sur une arête, il est facile de lever une coupe, mais plus délicat de suivre des variations autrement qu'à la jumelle depuis une paroi opposée.

Sur chaque coupe, j'ai échantillonné les niveaux les plus propices aux reconstitutions de milieu, en particulier, les niveaux à crinoïdes, et systématiquement, à chaque changement de macro-faciès. J'ai recherché, parfois sans succès, les ammonites de façon à dater le plus précisément possible. J'ai visité d'autres coupes avec T. Dumont, J.L. Faure ou F. Pinto-Bull. Je reprends en partie certains des résultats acquis avec eux.

De façon systématique, les échantillons ont été sciés, attaqués à l'acide chlorhydrique ; dans les moins recristallisés, des lames minces ont été taillées, puis observées à la loupe et au microscope. Sur deux coupes, des calcimétries permettent de suivre l'évolution du taux de carbonates dans les calcschistes. Enfin, quelques échantillons ont été pyrolysés dans un appareil Rock-Eval pour tester leur contenu en matière organique.

Huit coupes-types, les micro- et macro-faciès sont décrits dans ce chapitre. Les différents faciès sédimentaires permettent de reconstituer les milieux de dépôt.

### 3.2 DESCRIPTION DES COUPES-TYPES

#### 3.2.1 Situation géographique et géologique

Les coupes représentatives de l'évolution de la marge seront décrites d'Ouest en Est. Les figurés lithologiques, identiques pour toutes les coupes, dans ce chapitre ainsi que dans l'annexe, sont représentés sur la figure 12.

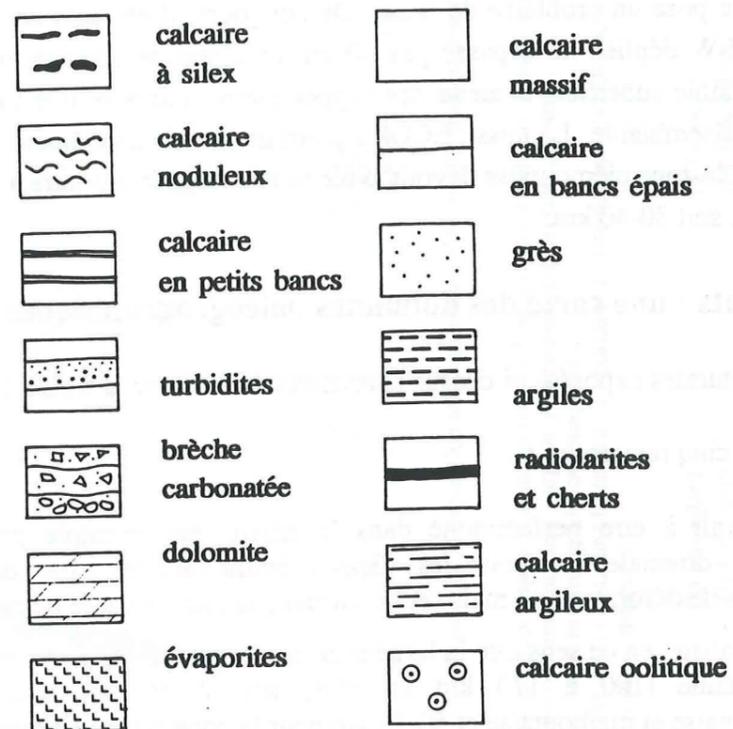


Figure 12. Figurés lithologiques valables pour toutes les coupes.

### 3.2.2 Coupes en zone dauphinoise

#### 3.2.2.1 Grand Renaud

Une série complète depuis le Trias jusqu'au Crétacé Inférieur affleure sur l'arrête W du Grand Renaud<sup>2</sup> (fig. 13)

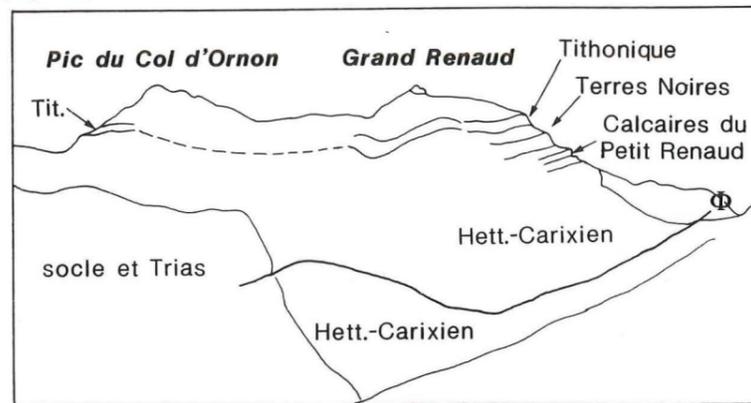


Figure 13. Vue de l'arrête du Grand Renaud.

Le chevauchement Φ superpose deux séries liasiques.

La lithologie et la répartition des micro-faciès sont représentés sur la figure 14.

<sup>2</sup> Tous les noms géographiques qui apparaissent dans ce chapitre et qui ne sont pas reportés sur les figures sont indiqués sur la figure 1 du chapitre 1

Cette coupe est caractérisée par trois points.

1. De l'Hettangien au Lotharingien-Carixien (?), la sédimentation est apparemment continue et normale ; cette coupe est un bon exemple de série standard en zone dauphinoise pour cette tranche d'âge. On y retrouve la succession classique du Lias en pays dauphinois, composé de calcaires à coquilles de l'Hettangien, de calcaires à patine bleue en bancs décimétriques du Sinémurien et de calcaires à patine ocre à rousse en bancs pluridécimétriques du Lotharingien-Carixien.
2. Du Domérien au Bathonien, la sédimentation est réduite et condensée, sous forme de calcaires noduleux à crinoïdes et belemnites, séparés par des intervalles argileux. Ces calcaires noduleux, à faciès semblable à l'*Ammonitico rosso* sont appelés *Calcaires du Petit Renaud* (Barfély et Gidon, 1983).
3. Du Callovien au Crétacé Inférieur, on retrouve la succession classique de la zone dauphinoise (Barfély et Gidon, 1983), où les Terres Noires précèdent la barre calcaire du Tithonique. Mais ces niveaux sont extrêmement minces, par rapport à la série normale des massifs subalpins. Le sommet de la montagne du Grand Renaud est constitué de calcaires argileux berriasiens à valanginiens.

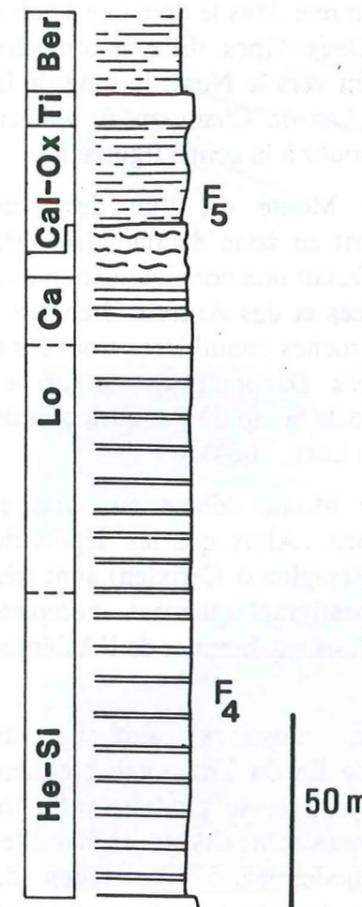
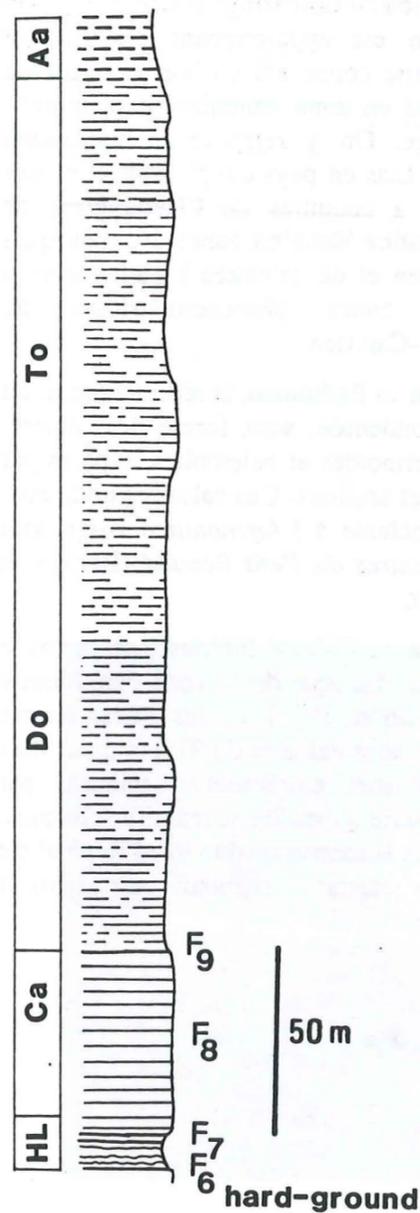


Figure 14. Coupe du Grand Renaud

F4 : *Arietitidae*, z. *Semicostatium*  
F5 : *Perisphinctitidae* (?)

### 3.2.2.2 Tête Moute



Cette coupe est située sur le flanc Sud de Tête Moute, un petit sommet dans le domaine skiable de la station des Deux-Alpes. Elle se complète vers le haut à 5 km vers le Nord, le long de la route qui relie le Lac du Chambon au plateau d'Emparis pour aboutir à la coupe figurée ici.

Le site de Tête Moute est l'un des plus anciennement décrit en zone dauphinoise. Dès 1813, M. Barral, faisait une communication à la Société des Sciences et des Arts de Grenoble : "Mémoire sur les roches coquillères trouvées à la cime des Alpes Dauphinoises et sur les colonnes du temple de Sérapis à Pouzzol, près de Naples" (cité par Ch.Lory, 1864).

La série de Tête Moute débute au Trias et s'arrête à l'Aalénien. Alors que les dépôts du Lias inférieur (Hettangien à Carixien) sont très minces, mais stratigraphiquement complets (fig. 15), ceux du Lias supérieur et de l'Aalénien sont épais.

On y observe plusieurs surfaces de discontinuités. A la fin du Trias, une première rupture sédimentologique se produit, entre les argilites et le dolomies et les calcaires à coquilles et débris d'échinodermes. Au cours du Lotharingien, une deuxième rupture survient, après plusieurs hard-grounds à ammonites, et sépare des bancs centimétriques de calcaires à coquilles et crinoïdes de bancs décimétriques à patine orange de calcaires à spicules. Ces ruptures correspondent chaque fois à un approfondissement du milieu de sédimentation.

Figure 15. Coupe de Tête Moute

Légende, voir page 26  
 F6 : *Schlotheimia* sp. F7 : *Arnioceras*  
 F8 : *Uptonia* (?) F9 : *Acanthopleuroceras* (?)

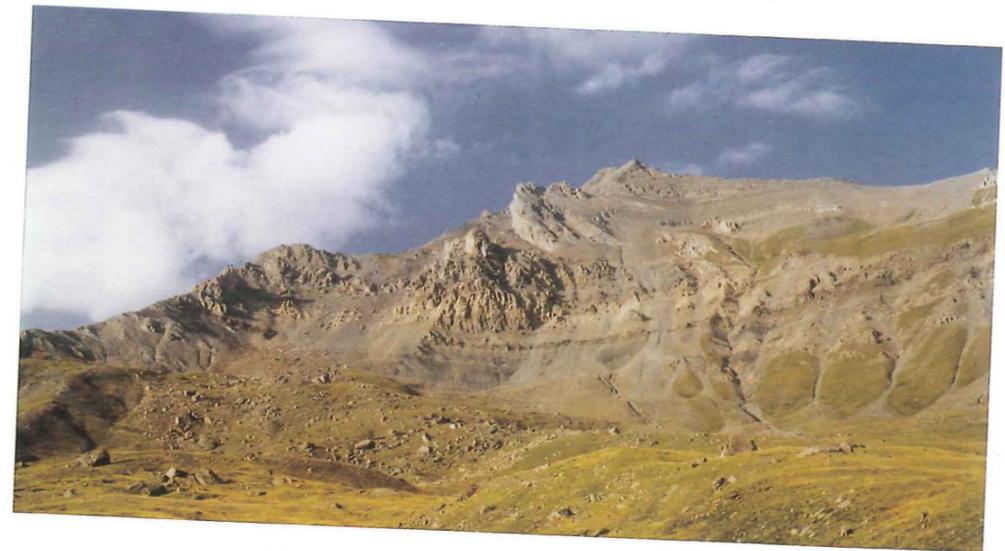
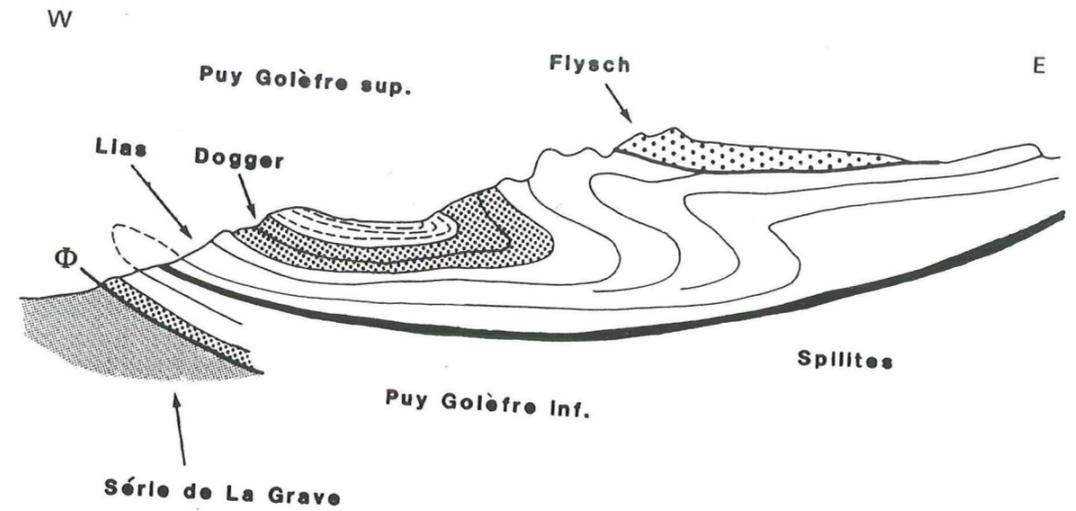


Figure 16. Panorama de l'arrête de Puy Golèfre.

Cette arrête est constituée d'un anticlinal à coeur de basaltes alcalins, avec des coupes inférieures et supérieures différentes. La coupe supérieure (fig. 17) est la plus complète et la mieux datée.

### 3.2.2.3 Puy Golèfre

Les coupes de Puy Golèfre (fig. 16) se trouvent au-dessus de La Grave, sur l'arrête de Puy Golèfre, directement sous le Flysch des Aiguilles d'Arves.

Ce sont des coupes minces et réduites, qui ne dépassent pas 250 m. La coupe supérieure (fig. 17) débute par des calcaires en bancs décimétriques, de façon classique pour la zone dauphinoise jusqu'au Sinémurien. Puis viennent des calcaires à silex, secondairement dolomités par endroits, du Lotharingien au Toarcien et des calcaires à crinoïdes, slumpés, à minces lits gréseux, attribués à l'Aalénien. En cela, elle se différencie de la majorité des autres coupes dauphinoises, où le Domérien-Toarcien et l'Aalénien sont respectivement calcschisteux et argileux. Par contre, elle présente des affinités subbriançonnaises, puisque, dans cette zone, les sédiments du Domérien-Toarcien et de l'Aalénien sont des calcaires à silex et/ou à crinoïdes. A Puy Golèfre, les niveaux du Dogger sont bréchiques et détritiques.

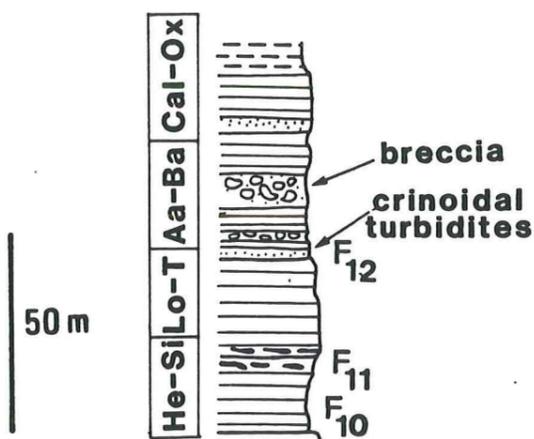


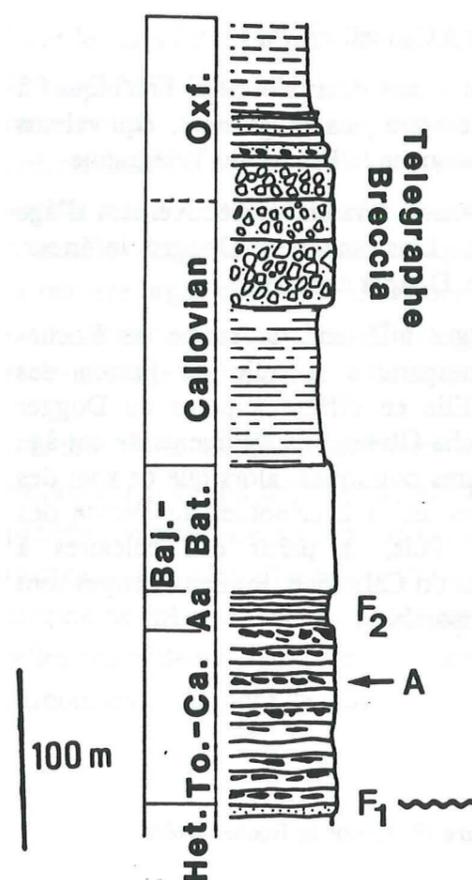
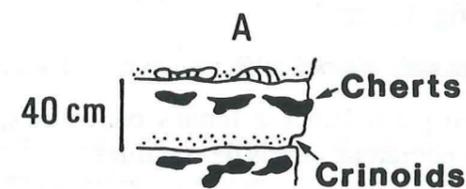
Figure 17. Coupe de l'arrête de Puy Golèfre, partie supérieure.

F11 : *Arietitidae*, z. *Semicostatum*  
 F10 : *Schlotheimia* sp.  
 F12 : *Dactylioceras*, *Hildoceras* gr. *lusitanicum*  
 Légende, voir page 26.

### 3.2.3 Coupes en zone subbriançonnaise

La zone subbriançonnaise est laminée sur sa plus grande partie, et elle affleure de façon continue uniquement au Nord du Col du Galibier. Dans le massif du Perron des Encombres, des ammonites permettent de dater avec une relative précision des termes lithologiques, dont l'âge n'était auparavant estimé, pour certains niveaux, que par comparaison avec des coupes situées au Sud du Pelvoux (Chénet, 1978). C'est pourquoi, bien que ce soit la coupe la plus septentrionale de la transversale, la coupe du Grand Perron des Encombres illustre l'évolution d'une partie de domaine subbriançonnais. L'évolution de l'autre partie du domaine est révélée par la coupe de Roche-Olvéra.

### 3.2.3.1 Coupe du Perron des Encombres



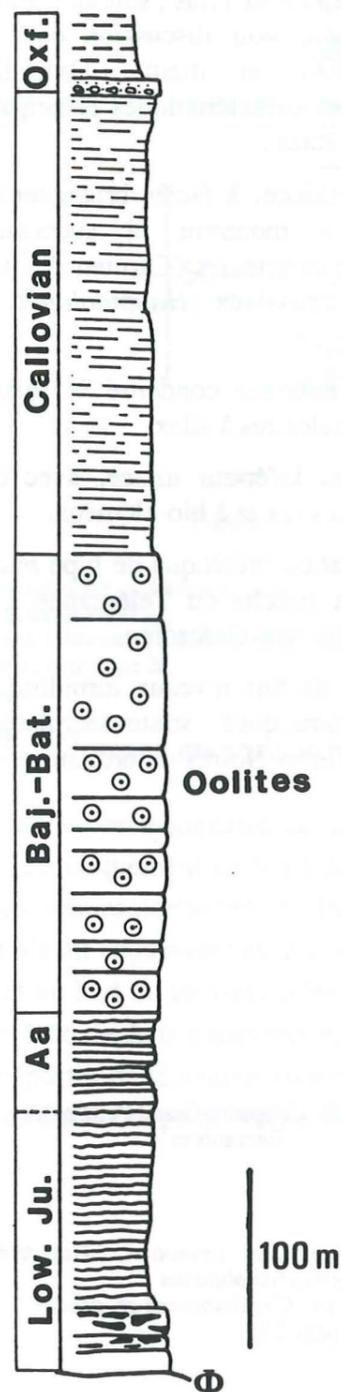
La coupe du Grand Perron des Encombres est située sur la face E du massif du même nom. Elle débute au Trias, soit au Carnien ou au Norien, voir discussion chez P. Samec (1986), et atteint l'Oxfordien (fig. 18). Ses caractéristiques principales sont les suivantes :

- un Trias mince, à faciès briançonnais, c'est-à-dire montrant la succession gypses et cargneules (Carnien ?), puis dolomies massives (*Hauptdolomit*) et enfin *Rhétien*.
- un Lias inférieur condensé et mince, avec des calcaires à silex.
- un Dogger inférieur mince, avec des calcaires à silex et à bio-éléments.
- une formation bréchique de type *mass-flow* : la Brèche du Télégraphe à la limite Callovien-Oxfordien.
- une série de fins niveaux turbiditiques gréso-dolomitiques strato-décroissants dans les Terres Noires oxfordiennes.

Figure 18. Coupe du Grand Perron des Encombres

F1 : *Oxynoticeras oxynotum*, *Gagaticeras gagateum*, *Asteroceras obtusum*  
 F2 : *Leioceras* sp., *Costileioceras* gr. *acutum*  
 Légende, voir page 26.

### 3.2.3.2 Coupe de Roche-Olvéra



Située au Nord du Col du Galibier, sur la face Nord de la montagne du même nom, cette coupe est tronquée à sa base. Mise à part une ammonite trouvée en éboulis (Chénet, 1978), les seules datations proviennent des analogies de faciès et de quelques foraminifères du Dogger. La succession lithologique (fig. 19) est :

- calcaires massifs clairs à silex
- calcaires en petits bancs à limites onduleuses, sombres, à nombreux débris de coquilles
- calcaires massifs clairs, fétides (odeur d' $H_2S$ ), à oolites et oncholites
- calcschistes à *Cancellophycus*
- calcaires en bancs décimétriques, bréchiques à éléments dolomitiques et gréseux, équivalents latéraux distaux de la Brèche du Télégraphe

Ces divers niveaux seraient respectivement d'âge Lias inférieur, Lias supérieur-Dogger inférieur, Dogger moyen, Dogger supérieur.

Jusqu'au Dogger inférieur, la coupe de Roche-Olvéra est comparable à celle du Perron des Encombres. Elle en diffère à partir du Dogger moyen. A Roche-Olvéra, les sédiments de cet âge sont des calcaires oolitiques, alors que ce sont des calcaires à silex et/ou à crinoïdes au Perron des Encombres. Puis, à partir des calcaires à *Cancellophycus* du Callovien, les deux coupes sont à nouveau comparables.

Figure 19. Coupe de Roche-Olvéra

Légende, voir page 26.

### 3.2.4 Coupes en zone briançonnaise

Dans quasiment toute la partie de la zone briançonnaise étudiée, des dépôts marins transgressifs d'âge Bathonien supérieur (Mercier, 1977) reposent en discordance sur les carbonates de plate-forme triasiques. Les sédiments du Lias n'y sont connus que dans la seule nappe de Peyre-Haute. La coupe de l'Ascension montre les seuls sédiments liasiques conservés. La coupe du Clot des Vaches dans le massif du Galibier met en évidence l'importante érosion aérienne jurassique antérieure au Bathonien supérieur.

#### 3.2.4.1 La coupe du Clot des Vaches

C'est une coupe synthétique du Massif du Galibier, telle qu'elle résulte des tournées de terrain effectuées avec J.L. Faure et J. Mégard-Galli (voir Faure(1985), Faure et Mégard-Galli(1988) et J.L.Faure (thèse en préparation).

Dans le massif du Galibier, les seuls dépôts éventuellement liasiques sont les remplissages de conduits karstiques (fig. 20). En effet, l'érosion jurassique aérienne a atteint les dolomies ladinienes (dolomies blanches, sommet du cycle II). Elle est matérialisée par une bréchification et une karstification intense des calcaires et des dolomies triasiques. Les filons karstiques sont remplis de sills dolomitiques et/ou argileux. Comme ce sont des matériaux d'origine continentale, ils sont azoïques ; de plus, de manière générale en zone briançonnaise, la matière organique est trop oxydée pour que les pollens soient déterminables (J.Mégard-Galli, comm. personnelle). C'est pourquoi, ils ne sont datés que par encadrement : plus récents que le Ladinien, plus vieux que le Bathonien supérieur.

Les brèches et les filons karstiques sont encore visibles jusqu'à 200 m sous la discordance bathonienne, ce qui donne une valeur minimale à l'émersion du Massif du Galibier. Cette pénétration profonde est typique d'un karst aérien. En effet, il existe des dissolutions sous-marines, mais elles affectent la tranche superficielle des roches submergées (de l'ordre de la dizaine de mètres), les eaux sous-marines sont saturées en carbonates avant d'atteindre de telles profondeurs. Seul un écoulement à l'air libre permet à des eaux agressives vis-à-vis des carbonates d'atteindre de telles profondeurs, en rejoignant par gravité une nappe phréatique.

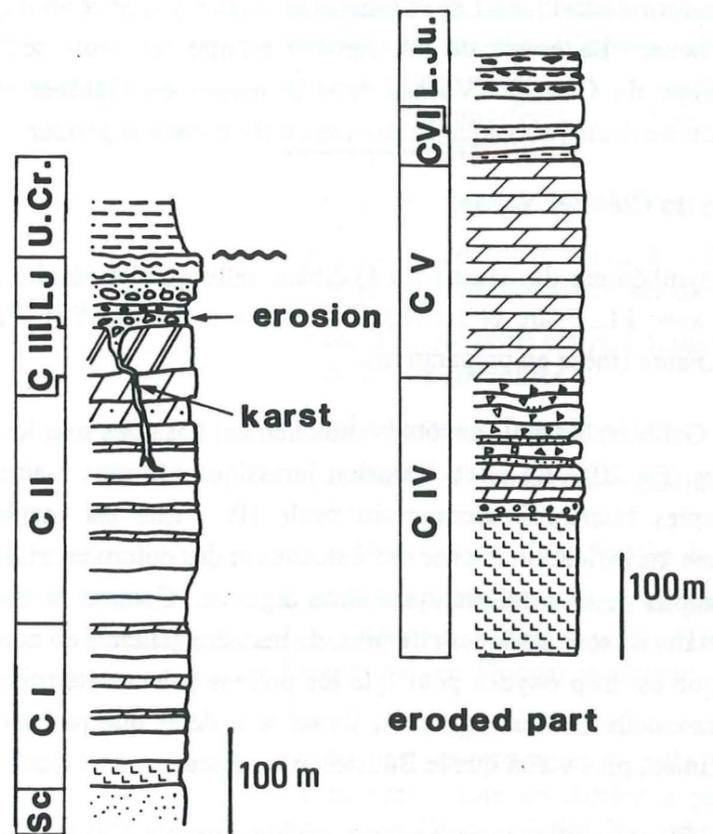


Figure 20. Coupe du Clot des Vaches

La série érodée est reconstituée d'après la série synthétique du Trias briançonnais (Mégard-Galli et Baud, 1977), (voir discussion page 69 dans le chapitre 4).  
Légende, voir page 26.

### 3.2.4.2 La coupe de l'Ascension dans la nappe de Peyre-Haute

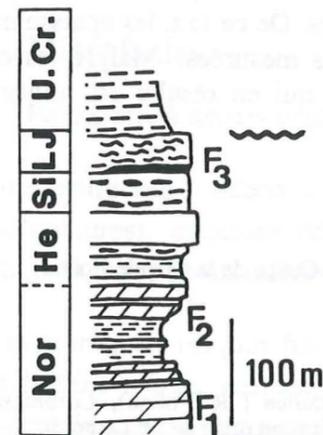
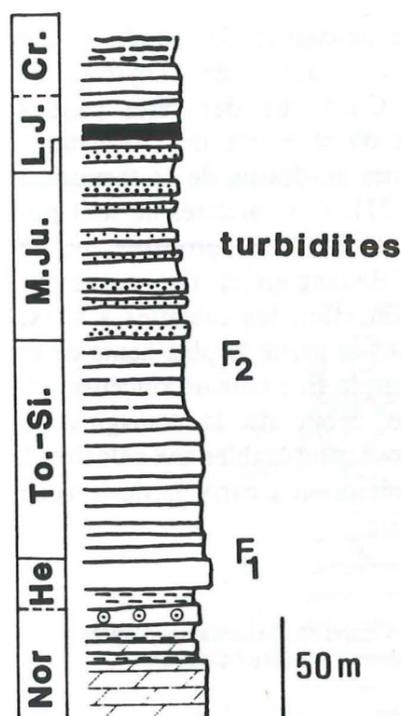


Figure 21. Coupe de l'Ascension, d'après M.Delorme et M.Richez(1984)

F1 : *Worthenia contabulata*, F2 : *Avicula contorta* (tous deux d'après T.Dumont (1983))  
F3 : *Hecticoceras s.l.* (dét. R. Enay, d'après M.Delorme et M.Richez (1984))  
Légende, voir page 26.

### 3.2.5 Coupe en zone piémontaise



La zone piémontaise est représentée par la coupe de la Grande Hoche, située à l'Est de ce sommet-frontière, entre la France et l'Italie. Dans cette zone, les phases cisailantes de rétrocharriage (Tricart *et al.*, 1985) ont fortement déformé les termes supérieurs de la série, ce qui fait que seules la formation rhétienne et les dépôts du Lias inférieur ne sont pas replissés. De ce fait, les épaisseurs sont estimées et non pas mesurées. Malgré les erreurs possibles, la coupe qui en résulte est mince mais complète (fig. 22).

Figure 22. Coupe de la Grande Hoche

F1 : zone à *Semicostatum* ( R. Polino), *Coroniceras sp.* latéralement (communication orale de M. Lemoine)  
 F2 : *Dactylioceras* latéralement ( Dumont, 1983)  
 Légende, voir page 26.

Il est peut-être hasardeux d'extrapoler des datations à partir de deux ammonites, et d'admettre que ces formations représentent des tranches d'âge, sans obliquité des lignes de faciès sur les lignes de temps, mais c'est l'hypothèse la plus simple, faute d'informations plus précises. La coupe de la Grande Hoche comprend :

- une semelle de *Hauptdolomit* dont l'épaisseur est supérieure à 800 m,
- la formation rhétienne dont l'épaisseur atteint environ 50 m,
- une alternance de calcaires et de calcschistes fortement recristallisés (~ 80 m) formant le *Lias-Piémontais*. La partie supérieure du *Lias-Piémontais* est plus riche en calcschistes que la partie inférieure. De ce fait, il n'est pas impossible que la partie inférieure, résistante à l'érosion et formant une pente abrupte, soit d'âge Sinémurien à Carixien ; tandis que la partie supérieure, plus facilement érodable et donc de pente plus douce, serait d'âge Domérien à Toarcien, par analogie avec la subdivision Lias calcaire - Lias schisteux de la zone dauphinoise. A Rochebrune, le sommet de cet ensemble est daté du Toarcien supérieur (Dumont, 1983).
- une série turbiditique dite *Formation Détritique Rousse*, à bancs de 10-80 cm, à séquence T<sub>a-b</sub> à T<sub>a-e</sub> de Bouma, composés de matériel dolomitco-gréseux.
- calcaires crèmes et radiolarites du Mam (~ 4 m)

### 3.3 TYPES DE FACIES ET RECONSTITUTION DU MILIEU DE DEPOT

L'examen des coupes de terrain permet de définir deux types de faciès, qu'ils soient microscopiques ou macroscopiques : des faciès communs à la plupart des coupes et des faciès particuliers présents dans certaines coupes seulement. Ces faciès permettent de reconstituer le milieu de dépôt, ainsi que sa profondeur.

#### 3.3.1 Microfaciès

##### 3.3.1.1 Packstone à débris organiques (Micro-faciès 1)

C'est une biomicrite à débris d'échinodermes (ossicules de crinoïdes, radioles d'oursins, débris d'ophiures), coquilles de mollusques, graviers carbonatés arrondis (calcaires ou dolomitiques), rares foraminifères.

Parmi les entroques, les plus fréquentes sont les pièces de Crinoïdes, parfois entières, plus souvent brisées ; puis viennent les fragments d'Astérides. Les ossicules de Crinoïdes proviennent de tiges, de bras ou de cirres de diverses espèces (Pentacrines, Cyrtocrines (dét. M. Roux)). Suivant la position structurale de la série, leur squelette réticulé est plus ou moins recristallisé, ce qui rend délicate la détermination de l'espèce, seule la forme extérieure donne dans ce cas une indication.

Ces fragments sont souvent corrodés, enrobés d'un enduit micritique (algairé ?) sur leur périphérie, et également perforés. De plus certains sont entourés de calcite épitaxique, tantôt intacte, tantôt elle-même perforée à son tour. On voit aussi, en zone subbriançonnaise, des pièces de crinoïdes perforées, entourées de calcite épitaxique, elle-même perforée à nouveau, donc avec deux phases de perforations (fig. 23).

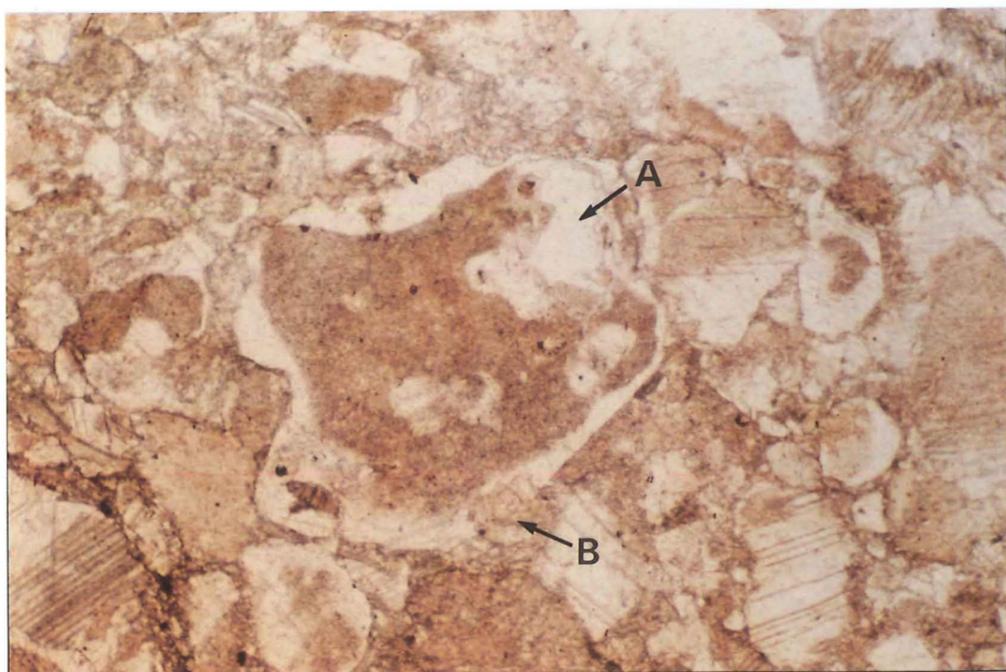


Figure 23. Perforations et encroûtements de calcite épitaxique sur des pièces de crinoïdes

Cet échantillon provient de la coupe du Pas du Roc en zone subbriançonnaise.

A : perforation postérieure à la formation de la première couche de calcite épitaxique

B : perforation à remplissage de calcite épitaxique, antérieure à la formation de la première couche de calcite épitaxique.

Ceci prouve que ces cristallisations épitaxiques sont en partie originelles et ne sont pas uniquement dues aux métamorphismes alpins. Ces divers cas de perforations montrent que ces constituants ont été déplacés et qu'ils ont séjourné sur le fond, tout en pouvant être remobilisés plusieurs fois dans un milieu agité. Cette énergie élevée est confirmée par la présence de radioles d'oursins brisées.

Les pourcentages respectifs des divers composants entre trois pôles : crinoïdes, coquilles, graviers carbonatés, sont variables. Mais les échantillons se répartissent dans une zone précise du triangle graviers-coquilles-crinoïdes (fig. 24). Ce sont toujours des *wackestones* ou des *packstones*.

### 3.3.1.2 Mudstone à spicules et crinoïdes (Micro-faciès 2)

C'est une biomicrite à spicules, foraminifères et échinodermes. Ces derniers sont souvent associés à des graviers carbonatés. Par leur texture, ce sont des *mudstones* ou des *wackestones* (fig. 24).

Les spicules sont souvent des spicules fins, parfois des spicules plus gros à ramifications doubles. Les débris d'échinodermes sont semblables à ceux du faciès précédent, les plus fréquents sont les fragments de Crinoïdes. Toutefois, si leur squelette est souvent recristallisé,

ils sont rarement enrobés de calcite épitaxique épaisse, au contraire, leur revêtement est fin. Mais ils peuvent également être perforés.

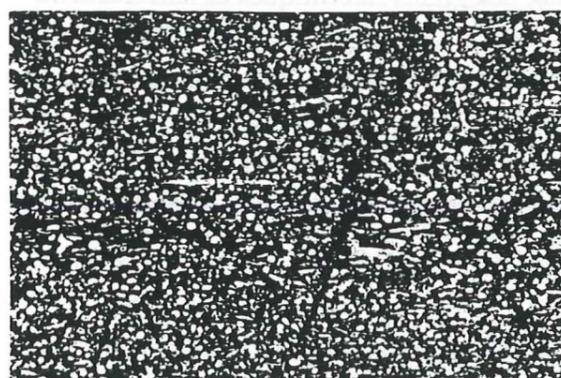
Les figures géotropes indiquent une stratification conforme à celle du terrain. Il n'y a donc pas de déplacement après dépôt. Les éléments qui présentent des traces de transport (graviers arrondis, entroques et coquilles enrobées) sont rares, comparés au micro-faciès précédent.



1 Crinoïdes et coquilles



2 Crinoïdes



3 Quartz et spicules



4 Oolites

Figure 24. Microfaciès du Lias et du Dogger.

### 3.3.1.3 Biomicrite à grains de sable (Micro-faciès 3)

Ce micro-faciès est le plus rare de tous. C'est une intramicrite à grains de quartz. En fait, il s'apparente au faciès précédent à spicules et foraminifères, mais il est pollué par des grains de quartz anguleux de diamètre moyen 0.2 mm. C'est en général un *wackestone* (fig. 24). Il apparaît de façon très localisée à la base de la coupe de Roche-Olvéra, ainsi que dans la coupe de l'Ascension.

### 3.3.1.4 Grainstones à oolites (Micro-faciès 4)

Sur la transversale, ce faciès ne se trouve que dans la coupe de Roche-Olvéra au Dogger. Mais des oolites sont également signalées à certains niveaux de l'Hettangien (Dumont, 1987) et en zone briançonnaise dans la nappe de Peyre-Haute orientale (Mercier, 1977)).

A Roche-Olvéra, il s'agit d'oosparite ou d'oomicrite. Ce sont actuellement des *grainstones*, mais certaines lames minces montrent des transformations de ciment micritique en ciment sparitique, les *grainstones* sont donc, pour partie, d'anciens *packstones* (fig. 24).

On y trouve deux types d'oolites : des oolites à enveloppe micritique homogène et des oolites à enveloppes micritiques fines concentriques, les premières sont plus répandues que les secondes. Les oolites à enveloppes concentriques ont rarement plus de 3 à 4 revêtements successifs. Leurs couches sont composées de micrite et parfois de sparite radiale. Les deux types d'oolites sont de forme circulaire bien que, dans certaines lames, les formes originellement rondes soient devenues ellipsoïdales par écrasement.

Leurs noyaux sont composés, dans l'ordre de fréquence, de grains micritiques, de fragments d'échinodermes et de morceaux de coquilles. La taille des oolites est en relation directe avec leur noyau. Les plus petites oolites ont pour noyaux des grains micritiques et leur diamètre varie de 0.4 à 0.8 mm. Les plus grosses atteignent jusqu'à 1.7 mm. et sont à base d'entrouques ou de coquilles de lamellibranches. Leur distribution en fonction de la taille est alors rarement unimodale, puisque les noyaux sont d'origines variées et les oolites constituent alors un mélange non classé. Cependant, comme les graviers micritiques sont les noyaux les plus fréquents (fig. 25), les oolites de petite taille dominent et constituent des mélanges calibrés.

### 3.3.1.5 Relations entre micro-faciès

Les faciès 1 à 3 évoluent de l'un vers l'autre par variations des intraclasts, comme le montre la figure 25.

Prenons comme faciès de base le micro-faciès 2. Une augmentation de la quantité d'intraclasts (quelle que soit leur nature), à quantité de matrice constante, fera évoluer la texture depuis des mudstone-wackestone vers des wackestone-packstone. Suivant la nature des intraclasts, l'évolution se fera, soit vers le micro-faciès 1, soit vers 3.

Avec une augmentation importante des grains de quartz et plus réduite des grains micritiques, les trois éléments les plus abondants changent. Le triangle spicules - foraminifères - graviers-coquilles-crinoides se transforme en triangle grains de quartz - grains micritiques - spicules, soit de 2 vers 3. Une augmentation du pôle graviers-coquilles-crinoides fera passer du micro-faciès 2 à 1.

On voit donc que le micro-faciès 2 représente le fond de sédimentation. Un micro-faciès quelconque s'interprète en général comme un mélange des faciès fondamentaux. Si les

milieux de sédimentation représentatifs de chaque micro-faciès passaient de façon continue de l'un à l'autre, il serait théoriquement possible de rencontrer les intermédiaires entre les faciès 1 à 3. Or, en pratique, l'examen des lames minces dans une même coupe stratigraphique montre que les faciès évoluent brusquement. Ce qui prouve des changements brusques de faciès en un point donné. Par contre, d'une coupe à l'autre, pour une même tranche stratigraphique, les divers intermédiaires se rencontrent.

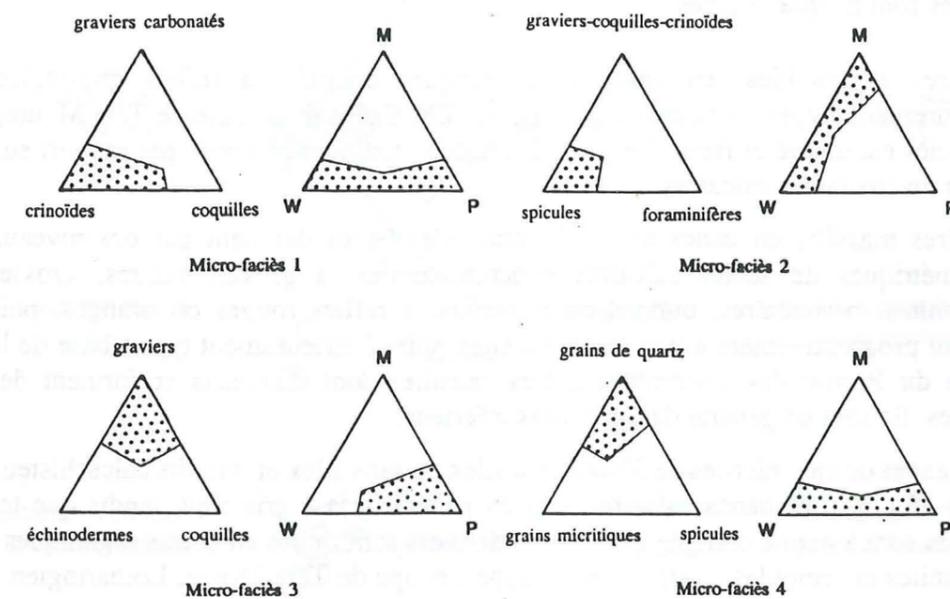


Figure 25. Micro-faciès du Lias et du Dogger.

Les micro-faciès se trouvent uniquement dans les zones pointées des triangles. Dans ceux de gauche sont figurés les éléments les plus abondants, tandis que ceux de droite montrent leur texture, suivant la nomenclature de Dunham : M = mudstone, W = wackestone, P = packstone.

### 3.3.2 Macrofaciès

Il existe trois macro-faciès généraux, présents quasiment sur toute la transversale, et quelques types de dépôts particuliers : les calcaires noduleux, les turbidites et les brèches.

#### 3.3.2.1 Les faciès ubiquistes : calcaires en bancs ou massifs, avec ou sans silex

Ces calcaires sont de quatre types :

1. calcaires à crinoïdes, en bancs centimétriques ondulés, à reflets gris-violet (affleurements types : vire centrale du Perron des Encombres, base de Tête Moute). Ce faciès est tendre et facile à éroder. Il est donc toujours en creux par rapport aux autres macro-faciès calcaires.
2. calcaires massifs, en bancs de 20-30 cm. Ces bancs débutent par des niveaux centimétriques de sables calcaires à échinodermes, à grosses huîtres, grosses belemnites, bryozoaires, oursins ou polypiers, à reflets rouges ou oranges, puis passent progressivement à une micrite à silex noirs (affleurement type : base de la coupe du Perron des Encombres). Ces calcaires sont compacts et forment des falaises. Ils sont en général datés du Lias inférieur.
3. alternances de calcmicrites de 30-60 cm à silex ou sans silex et interlits calcschisteux de 10-15 cm. Les bancs calcaires sont en général gris à gris-bleu, tandis que les interlits sont à patine orangée à ocre. Ces derniers sont riches en débris organiques : belemnites et crinoïdes... (affleurement type : coupe de Tête Moute, Lotharingien à Carixien)
4. calcaires massifs sans stratification, fétides, à silex rares, à pâte claire (affleurement type : coupe du Perron des Encombres, Dogger supérieur).

Leurs liens avec les micro-faciès définis plus haut sont représentés sur la figure 26. En fonction des micro-faciès, les macro-faciès s'interprètent comme des dépôts constitués d'éléments produits sur place ou apportés, donc plus ou moins autochtones.

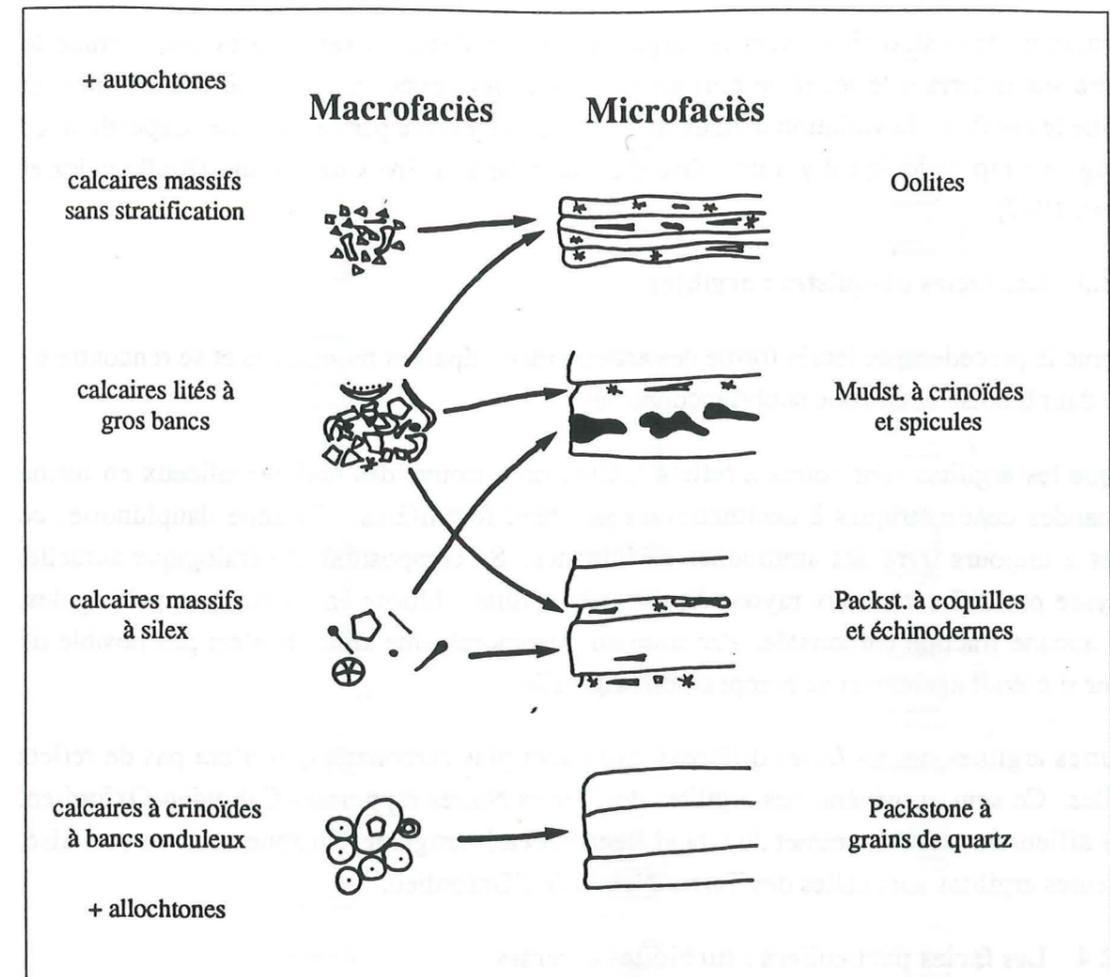


Figure 26. Relations entre micro et macro-faciès carbonatés.

Les macro-faciès sont représentés ici depuis les plus autochtones en haut jusqu'aux plus allochtones en bas. Le degré d'autochtonie, respectivement d'allochtonie est déterminé grâce aux micro-faciès.

#### 3.3.2.2 Les faciès ubiquistes : calcschistes

Sur la transversale, ce faciès se rencontre en zone dauphinoise au Domérien-Toarcien, et en zone subbriançonnaise vers le Callovien (calcaires à *Cancellophycus*). Il s'agit de calcaires à plus ou moins grande teneur en éléments non-carbonatés (argiles en général). Ce faciès forme des successions épaisses (plusieurs centaines de m) et monotones, sans points de repères mêmes lithostratigraphiques. On y trouve rarement des ammonites, plus souvent des belemnites. C'est en fait une boue calcaire très fine.

A plusieurs niveaux, il contient des bancs décimétriques à métriques de calcaire à patine jaune, qui forment des rubans de couleur contrastée dans le paysage. Ces bancs se trouvent souvent à la base des calcschistes, où ils ont livré des ammonites domériennes. Mais on les trouve aussi plus haut. Ils ne peuvent pas constituer un niveau stratigraphique repère parfaitement fiable.

L'évolution des calcschistes vers les argilites (voir ci-dessous) est progressive, comme le montre sur le terrain le relief de plus en plus doux des coupes à l'approche des argilites, et comme le confirme la variation du taux de carbonates mesurée par calcimétrie. Cependant, ce passage est rapide lorsqu'il y a des olistolites, comme à la Croix de Cassini (Rudkiewicz et Vibert, 1987).

### 3.3.2.3 Les faciès ubiquistes : argilites

Comme le précédent, ce faciès forme des affleurements épais et monotones et se rencontre en zone dauphinoise et en zone subbriançonnaise.

Lorsque les argilites sont noires à reflets rouille, on y trouve des nodules siliceux en forme d'amandes centimétriques à décimétriques rarement fossilifères. En zone dauphinoise, ce faciès a toujours livré des ammonites aaléniennes. Sa composition minéralogique actuelle, analysée par diffraction aux rayons X, est quartz, illite, chlorite en parts à peu près égales, sans aucune fraction carbonatée. Par suite du métamorphisme alpin, il n'est pas possible de savoir si c'était également sa composition originelle.

D'autres argilites ont un faciès différent. Elles sont plus carbonatées, et n'ont pas de reflets rouilles. Ce sont en général des argilites des Terres Noires rapportées Callovien-Oxfordien. Elles affleurent sous le sommet du Grand Renaud et à Martignare. En zone subbriançonnaise, les seules argilites sont celles des Terres Noires de l'Oxfordien.

### 3.3.2.4 Les faciès particuliers : turbidites diverses

On distingue trois types de turbidites suivant les matériaux constitutifs : grains de quartz, fragments de crinoïdes et grains de dolomie.

Les turbidites gréseuses forment des bancs peu épais, de 5-20 cm à séquences  $T_{C-E}$ . Les grains de quartz sont de petite taille. Ces turbidites se trouvent à la base des calcschistes du Domérien, au Sud du Pelvoux (coupe du Chapeau) et au sommet des argilites de l'Aalénien (coupe de Valfroide).

Les turbidites à crinoïdes forment des bancs de 10-150 cm, à séquences  $T_{A-D-E}$ . Elles n'apparaissent que dans la coupe de Puy Golèfre, à l'Aalénien supérieur.

Les turbidites dolomitiques forment des bancs de 5-250 cm. Elles ont parfois des séquences de Bouma complètes. On les trouve dans la *Formation Détritique Rousse* de la zone piémontaise et au sommet de la Brèche du Télégraphe en zone subbriançonnaise. Dans ce dernier cas, il s'agit de séquences strato-décroissantes (fig. 27)

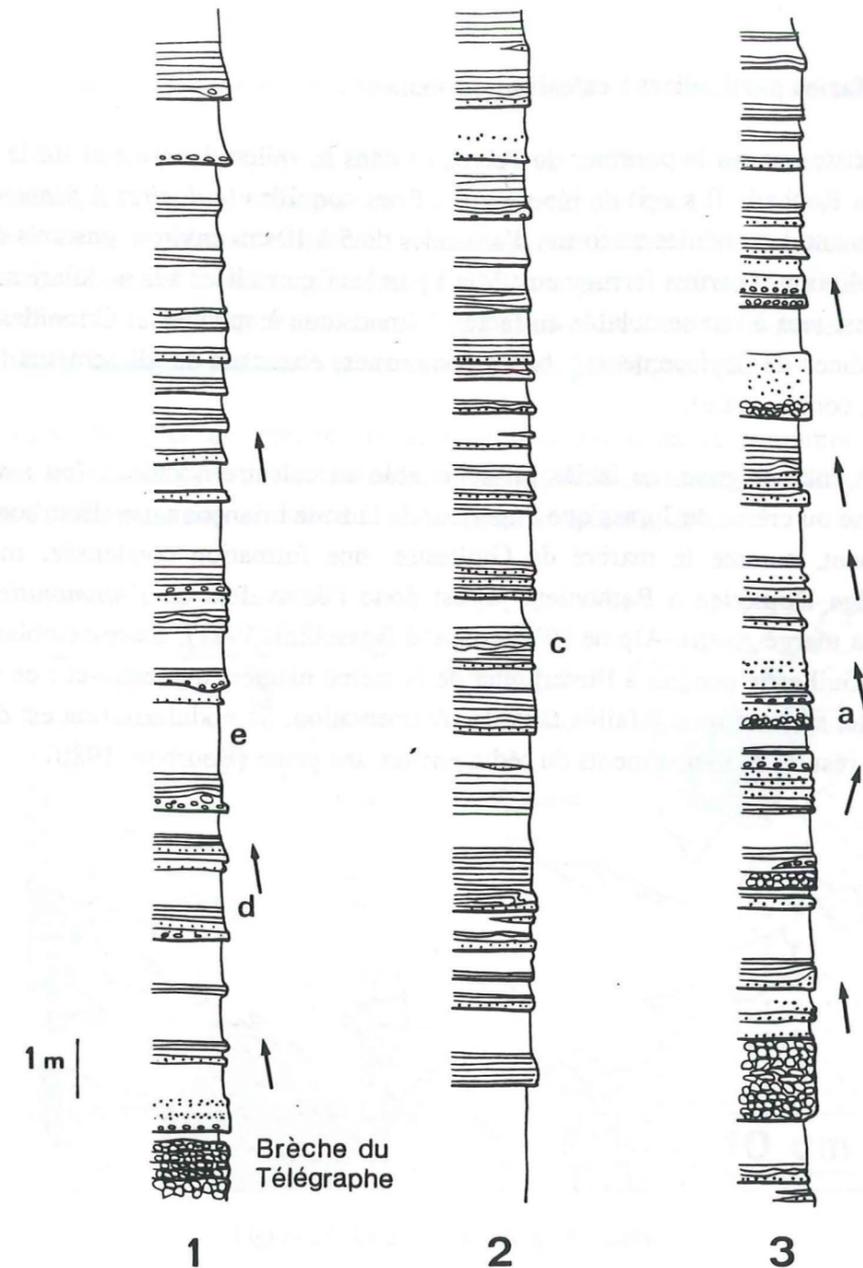


Figure 27. Evolution verticale des turbidites dans la série du Perron de Encombres

Ce schéma représente la série turbiditique postérieure au dépôt de la Brèche du Télégraphe. Pour des raisons de mise en page, elle est découpée en trois parties, successivement 1, 2 et 3 dans l'ordre stratigraphique. On y reconnaît les séquences de Bouma classiques  $T_{a-c-d-e}$ . L'absence des termes b, la rareté des termes c et l'abondance des termes d-e montrent que les coulées turbiditiques étaient peu énergiques et qu'il s'agit d'effondrements secondaires consécutifs au glissement en masse de l'ensemble de la Brèche du Télégraphe. Ceci est confirmé par l'analyse de la succession des épaisseurs des termes  $T_a$ , qui montrent une strato-décroissance représentée par des flèches sur le schéma.

### 3.3.2.5 Les faciès particuliers : calcaire noduleux

Ce faciès n'existe que sur le pourtour du Pelvoux : dans le vallon d'Arsine et sur la bordure occidentale du Rochail. Il s'agit de biomicrite à fines coquilles (*calcaires à filaments*) et à crinoïdes, formant des nodules en forme d'amandes de 5 à 10 cm environ, enserrés dans des chevelus stylolithiques parfois ferrugineux. Mis à part les figures liées à la nodularisation, son micro-faciès est tout à fait semblable au faciès 2 (mudstone à spicules et Crinoïdes). On y trouve des indices de déplacements : bancs contournés, ébauches de glissements (slumps) (F.Pinto-Bull, comm. orale).

Mis à part sa couleur grise, ce faciès est semblable au calcaire noduleux (ou *marbre de Guillestre*) rose ou crème du Jurassique Supérieur de la zone Briançonnaise (Bourbon, 1980). C'est également, comme le marbre de Guillestre, une formation condensée, mais plus ancienne, d'âge Domérien à Bathonien. C'est donc l'équivalent de l'*Ammonitico-Rosso Inferiore* de la marge Austro-Alpine (Winterer and Bossellini, 1981). Sa ressemblance avec le marbre de Guillestre conduit à l'interpréter de la même manière que celui-ci : ce serait un dépôt de pente, sur une zone à faible taux de sédimentation. Sa nodularisation est d'origine mécanique et résulte de mouvements du sédiment sur une pente (Bourbon, 1980).

### 3.3.2.6 Les faciès particuliers : roches cristallines et/ou dolomitiques resédimentées

J'ai regroupé dans ce paragraphe les brèches *in situ*, les roches reconstituées ("*Lemoinites*") et les olistolites. Les mises en place de ces roches sont apparemment très dissemblables. Les brèches *in situ* sont quasiment en place. Les roches reconstituées sont formées de matériaux brisés, transportés et redéposés en masse. lorsqu'il y a peu de matrice, ces brèches miment ainsi les roches originelles dont elles sont issues. Les olistolites sont transportés. Mais en fait, elles résultent d'un même processus et sont apparentées génétiquement.

Les meilleurs exemples de brèches *in situ* se trouvent dans la formation de Cassini (Rudkiewicz et Vibert, 1982), à la terminaison méridionale du Massif des Grandes Rousses (fig. 28) et à l'extrémité méridionale du vallon de Lanchâtra (fig.29).

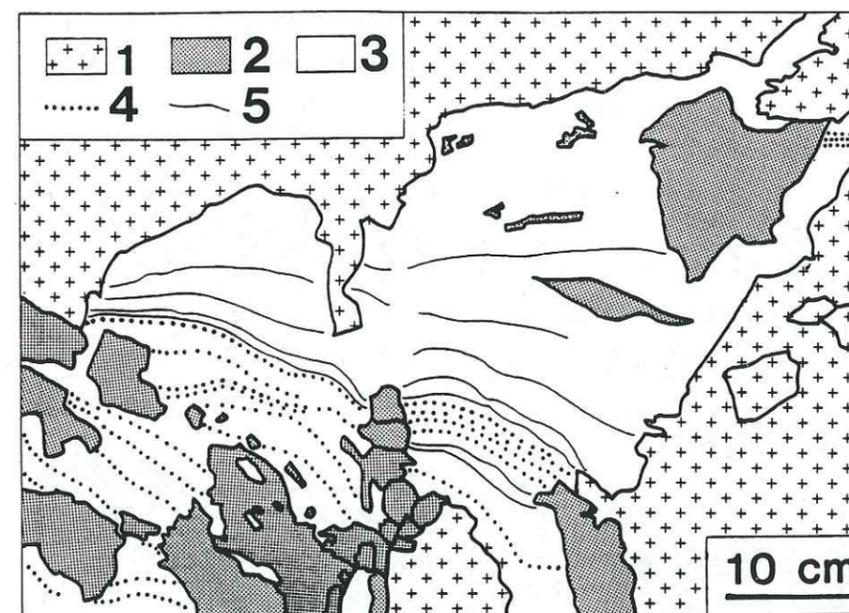
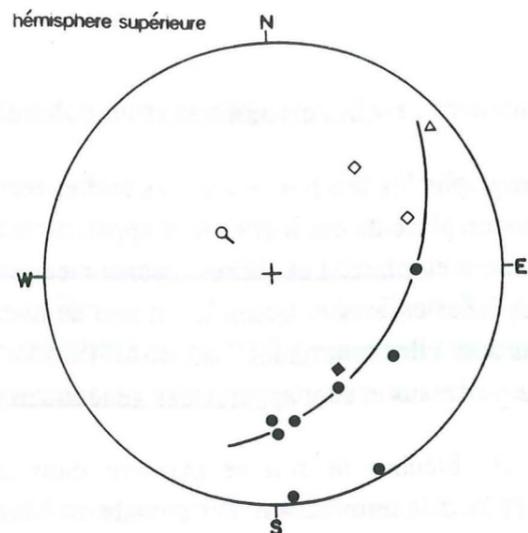


Figure 28. Détail de la Brèche de Cassini.

Dans une matrice parfois calcmicritique à rares débris d'échinodermes, plus fréquemment dans un ciment calcspartitique azoïque, des éléments de micaschistes, plus rarement de dolomies, à angles vifs, et qui s'assemblent comme des pièces de puzzle, montrent qu'il s'agit d'une brèche d'éclatement sur place.

- |  |   |
|--|---|
| 1 : socle cristallin                         | 2 : socle bréchiqque reconstitué        |
| 3 : matrice calcspartitique azoïque          | 4 : alignements de graviers cristallins |
| 5 : laminations dans le remplissage calcaire |   |



- faille de Ser Barbier
- fentes de type II
- △ pendage des olistolites
- axe construit
- stratification dans la couverture

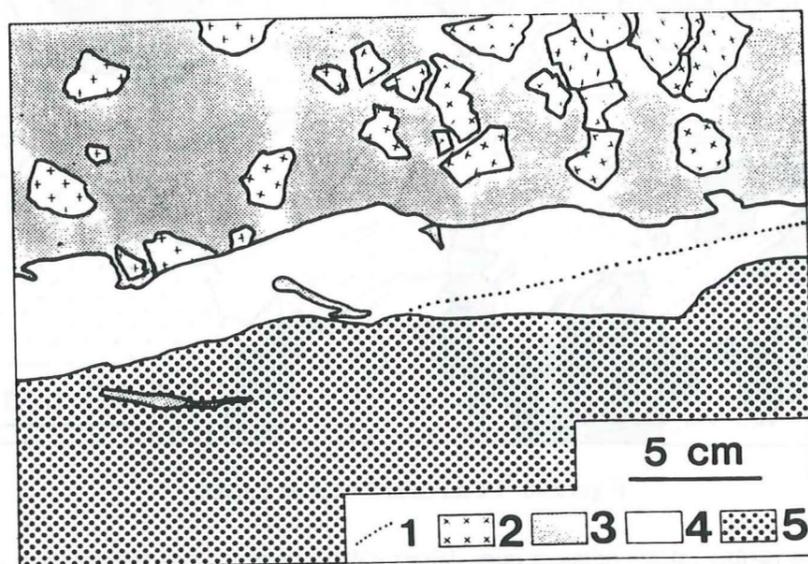


Figure 29. Brèche polyphasée à génération multiple

- 1 : alignements de graviers cristallins
- 2 : éléments cristallins
- 3 : brèche de type I
- 4 : matrice calcsparitique azoïque
- 5 : matrice calcmicritique à belemnites et crinoïdes

Cette brèche affleure dans le fond du vallon de Lanchatrâ, et montre deux types de bréchification (voir texte).

A l'extrémité S du vallon de Lanchatrâ, les brèches s'insèrent à la fois dans des fentes du socle cristallins et dans les calcaires du Lias inférieur, à la base de la série jurassique. Il existe deux types de brèches :

1. une brèche à matrice de calcaire crème sparitique, parfois palissadique, totalement vierge de débris, à éléments de micaschistes anguleux, à bords vifs, sans organisation interne, tout à fait semblable à la Brèche de Cassini (type I).
2. une brèche dans des fissures décimétriques à métriques, recoupant la brèche de type I, à matrice de calcmicrite à échinodermes (tiges étoilées de pentacrines qui atteignent jusqu'à 5 mm de diamètre), à débris de coquilles, à ammonites (type II). Ces fissures à remplissage de type II sont réglées, comme le montre le diagramme de Wulff (figure 29).

Cet affleurement peut expliquer le mode génération des différentes brèches, ainsi que des autres formations détritiques. En effet, on y trouve deux phases de démantèlement. Au cours d'une première phase, les effets mécaniques sont isotropes, et pourraient donc résulter d'actions hydrauliques, tels que l'éclatement par surpression fluide. Dans une seconde phase, les effets mécaniques sont orientés, puisque les fissures engendrées sont réglées, et pourraient être d'origine tectonique ou éventuellement gravitaire. Dans le vallon de Lanchatrâ, la succession peut même être datée : la brèche de type 2 contient des crinoïdes, des belemnites, des ammonites, mais trop abimées pour être déterminables. Elle devrait cependant être d'âge Sinémurien à Carixien, avec une probabilité plus forte pour l'intervalle Sinémurien supérieur-Lotharingien inférieur. En effet, dans tout cette zone, il existe un hard-ground à ammonites de cette époque (zone à *Semicostatum* ou *Arietites*).

Plus haut dans la série jurassique de Lanchatrâ, on trouve des olistolites. Ce sont des blocs de micaschistes ou de dolomies, parfois intacts, parfois recoupés de veines à calcmicrite à échinodermes. Leur mise en place sédimentaire est attestée par la présence autour ou à côté de ces blocs, de brèches ou de galets émoussés composés de matériel semblable à ceux-ci. Ils sont composés de matériaux identiques à celui qui encroûte le socle, qu'il soit de type I ou II. Ils se trouvent à proximité immédiate d'une faille de direction comparable à celle des fissures du socle.

En d'autres endroits, au Rif Tort et au Rif Galan sur le Plateau d'Emparis (Trift, 1983), à Clavans, les olistolites sont également constitués de matériaux de type I ou II. Ces olistolites se retrouvent toujours dans une même position dans la série sédimentaire : à la limite supérieure des calcschistes du Domérien-Toarcien, ou également, au passage calcschistes argilites de l'Aalénien.

Tous peuvent être expliqués comme des morceaux de brèche de type II, ou parfois même I, redéposés dans les sédiments autochtones calcschisteux. Ces formations cristallines ou dolomitiques redéposées ou bréchifiées ont la même origine et résultent d'un processus à 1, 2 ou 3 étapes (fig. 30).

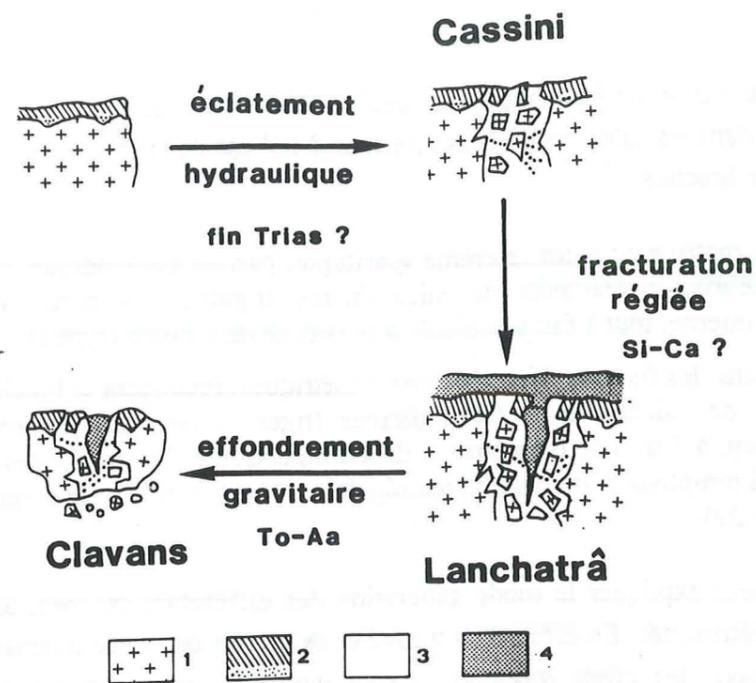


Figure 30. Mode de gisement et de formation des brèches cristallines et des olistolites.

- 1 : socle cristallin      2 : grès de base et dolomie triasique  
3 : matrice calcsparitique      4 : matrice calcmicritique à belemnites, crinoïdes et ammonites.

Les processus qui conduisent à la formation des brèches et/ou des olistolites sont schématisés sur cette figure, où sont représentés entre chaque affleurements caractéristiques les mécanismes de formation et leurs âges possibles.

### 3.4 INTERPRETATION DES FACIES EN MILIEU DE DEPOT

Les conditions de mise en place des divers micro- et macro-faciès définies dans les paragraphes précédents sont résumées dans la figure 31.

Certains micro-faciès se relient de façon évidente à des milieux de dépôts. Le karst, à remplissage de silt azoïque, indique clairement un milieu continental. Les oolites concentriques se sont formées dans un milieu à haute énergie, où des vagues venaient périodiquement remettre les grains en suspension, entraînant la croissance d'un nouvel encroûtement. Les packstones à coquilles sont à relier à un milieu à grande productivité biologique, et se trouvent donc, s'ils sont peu déplacés, à proximité des plate-formes.

D'autres faciès, par contre, posent plus de problèmes. En particulier, les argilites et les calcschistes. A leur mise en place, ils devaient former une vase calme et vraisemblablement réductrice, puisqu'on y trouve de nombreux nodules pyriteux. Leur homogénéité et leur constance sur la quasi-totalité du bassin dauphinois montrent qu'il ne s'agissaient pas de dépôts formés dans des aires limitées auxquelles les débris biologiques ne pouvaient accéder, mais bien de sédiments plus profonds que les packstones à coquilles.

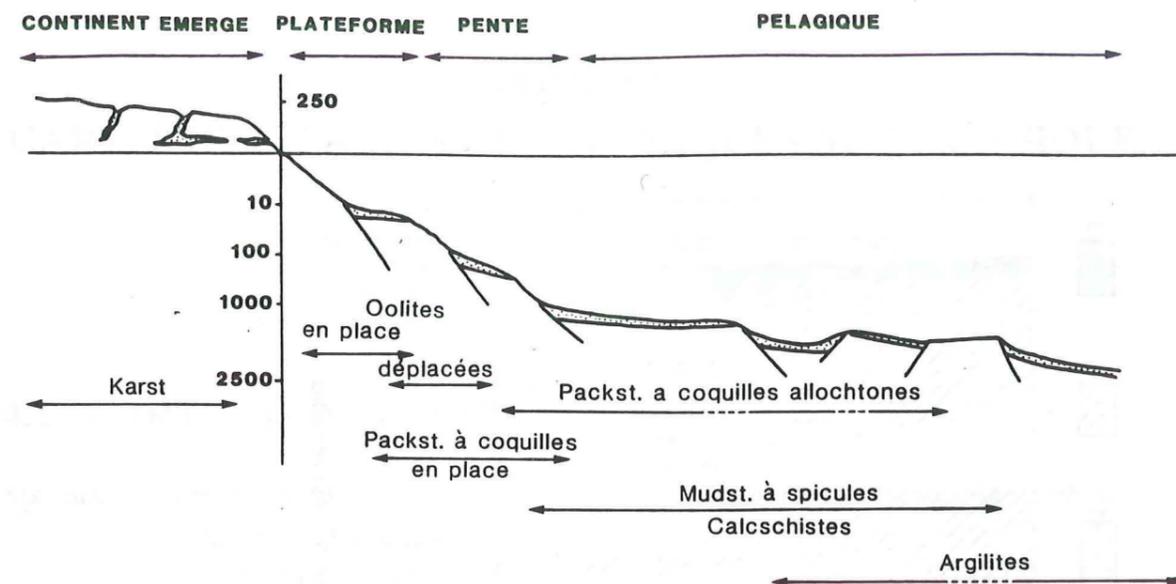


Figure 31. Interprétation des micro- et macro-faciès en termes de milieu de dépôt.

### 3.5 RECHERCHE INFRUCTUEUSE DE MATIERE ORGANIQUE

Des échantillons de la série de Tête Moute, dans le Domérien-Toarcien et de la série du Perron des Encombres, dans le Callovien ont été pyrolysés. Cette opération a pour but d'évaluer la quantité et le degré de maturation de la matière organique. Dans le bassin de Paris, la roche-mère est toarcienne (Espitalié *et al.*, 1986), c'est pourquoi j'ai choisi des échantillons de cet époque. Les résultats ont été négatifs, comme ceux de T.Bas(1985) en zone dauphinoise externe.

Les raisons de cette absence de matière organique peuvent être triples :

- mauvais échantillonnage : toute la matière organique des échantillons proches de la surface a été oxydée. Ceci est vraisemblable, car les datations palynologiques en zone briançonnaise ont toujours échoué pour cette raison (J.Mégard-Galli, comm. orale)
- craquage de la matière organique par suite de l'enfoncement trop important. En effet, des mesures de température dans des inclusions fluides des terrains dauphinois (Gratier et Vialon, 1980) ont mis en évidence des températures évoluant de 350°C près du socle à 250°C dans la couverture. Cet effet d'élévation de température près du socle, due à la conductivité thermique du socle, a pu pyrolyser toute la M.O.
- absence originelle de M.O., cette dernière raison étant toutefois la moins probable (par analogie avec le bassin de Paris).

Pour avoir une chance de succès, une prospection systématique de matière organique devrait être faite, à partir de matériels issus soit de sondages géotechniques (par exemple les sondages E.D.F. sur le plateau d'Emparis), soit des zones plus externes.

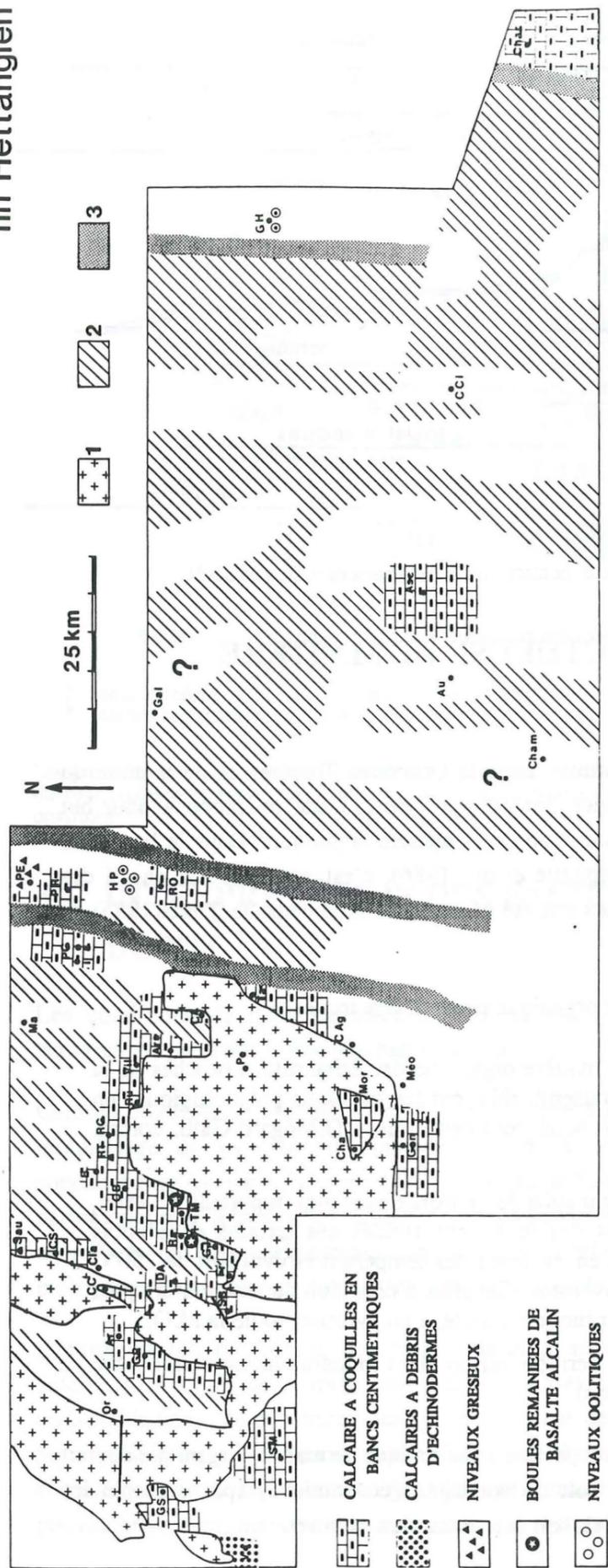


Figure 32. Répartition des faciès à la fin de l'Hettangien.

1 : massifs Cristallins Externes, 2 : zones inconnues, parce qu'elles ont été érodées ou enfouies sous d'autres unités, 3 : sutures Briançonnaises et piémontaises

## Chapitre 4

### CARTES D'ISOFACIES ET D'ISOPAQUES AU JURASSIQUE

Où sont dessinées des cartes de faciès et des cartes d'isopaques, à partir des coupes, des micro- et macro-faciès définis dans le chapitre 3, et grâce à la reconstitution palinspastique de la figure 11, page 24.

#### 4.1 CARTES D'ISOFACIES

Six cartes illustrent l'évolution des faciès au cours du temps. Elles représentent la situation :

- à la fin de l'Hettangien ;
- à la fin du Carixien ;
- à la fin du Toarcien ;
- à la fin de l'Aalénien ;
- à la fin du Bathonien ;
- à la fin du Callovien.

Les coupes à partir desquelles ces cartes ont été reconstituées sont désignées sur ces cartes par des abréviations explicitées sur la fig. 11.

##### 4.1.1 A l'Hettangien

A l'Hettangien supérieur, sur toute la transversale, les faciès sont comparables d'un domaine à l'autre : ce sont des calcaires à coquilles (lamellibranches (*Chlamys hettangiensis* dét. R. Mouterde), gastéropodes etc...), à polypiers. Ils se rencontrent aussi bien en domaine dauphinois, subbriançonnais, briançonnais (Peyre-Haute) que piémontais. En certains endroits du domaine dauphinois, des basaltes alcalins (spilites) s'épanchent dans les calcaires de l'Hettangien. Lorsqu'il y a de telles roches volcaniques, les épaisseurs de calcaires sont de l'ordre du mètre, alors qu'elles peuvent atteindre quelques dizaines de mètres en l'absence de spilites. A la fin de l'Hettangien, toute la transversale est une plateforme externe.

Cette carte n'est destinée qu'à illustrer l'uniformité des faciès de plateforme (fig. 32). Une étude plus détaillée de la transition Trias-Lias sur une plus grande étendue géographique est en cours (T. Dumont, thèse en préparation) et montrera en particulier les variations de sédimentation durant l'Hettangien.

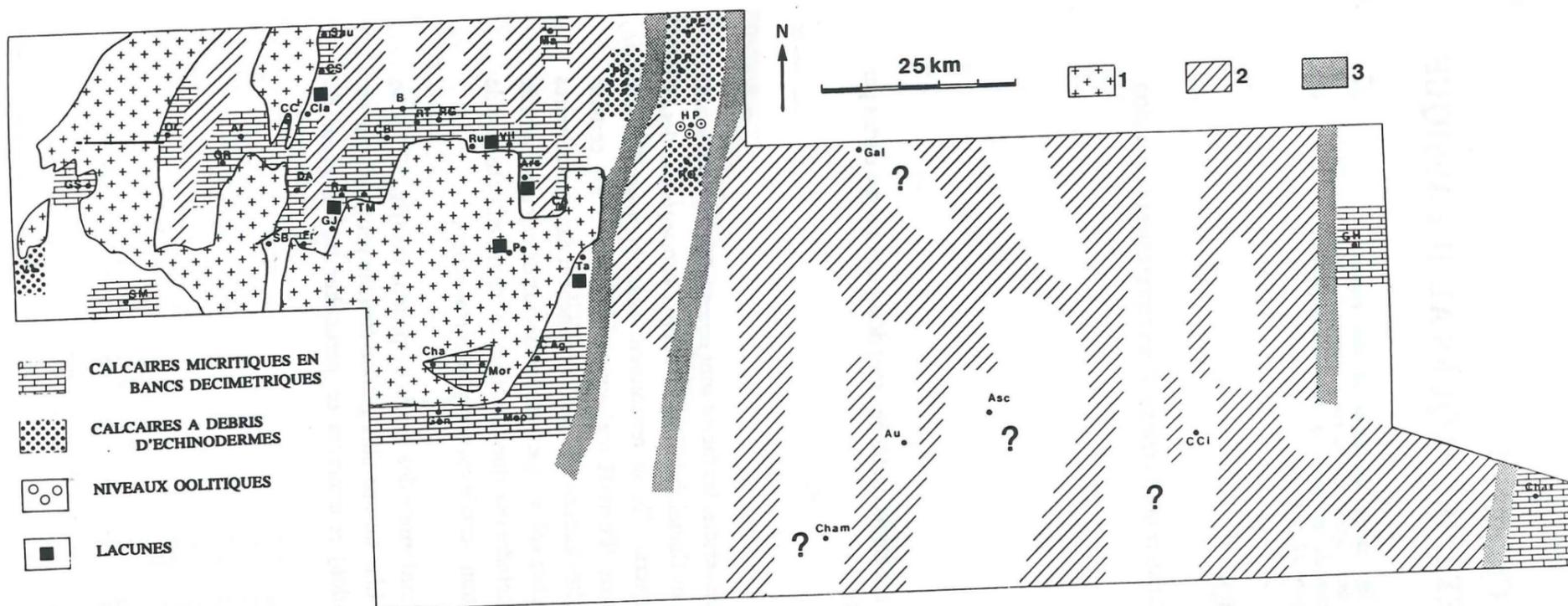


Figure 33. Répartition des faciès sédimentaires à la fin du Carixien.

#### 4.1.2 Au Carixien

La carte des faciès au Carixien (fig. 33) illustre l'approfondissement par rapport à l'Hettangien : les calcaires micritiques remplacent les calcaires à coquilles. Les faciès des domaines dauphinois, subbriançonnais et piémontais, comme précédemment, sont peu différenciés les uns par rapport aux autres. Ce sont principalement des calcaires en bancs décimétriques à métriques, souvent des calcmicrites à spicules et à crinoïdes. Les pièces de crinoïdes sont souvent des fragments de tige de grandes Pentacrinés (diamètre atteignant jusqu'à 15 mm). En quelques endroits (Grande Jassive, Ruillans, Vallon d'Arsine occidental, Perron des Encombres), il n'y a pas de dépôts à cette période.

L'évolution du domaine briançonnais à cette époque n'est pas connue, par suite de l'érosion des dépôts liasiques au cours du Dogger.

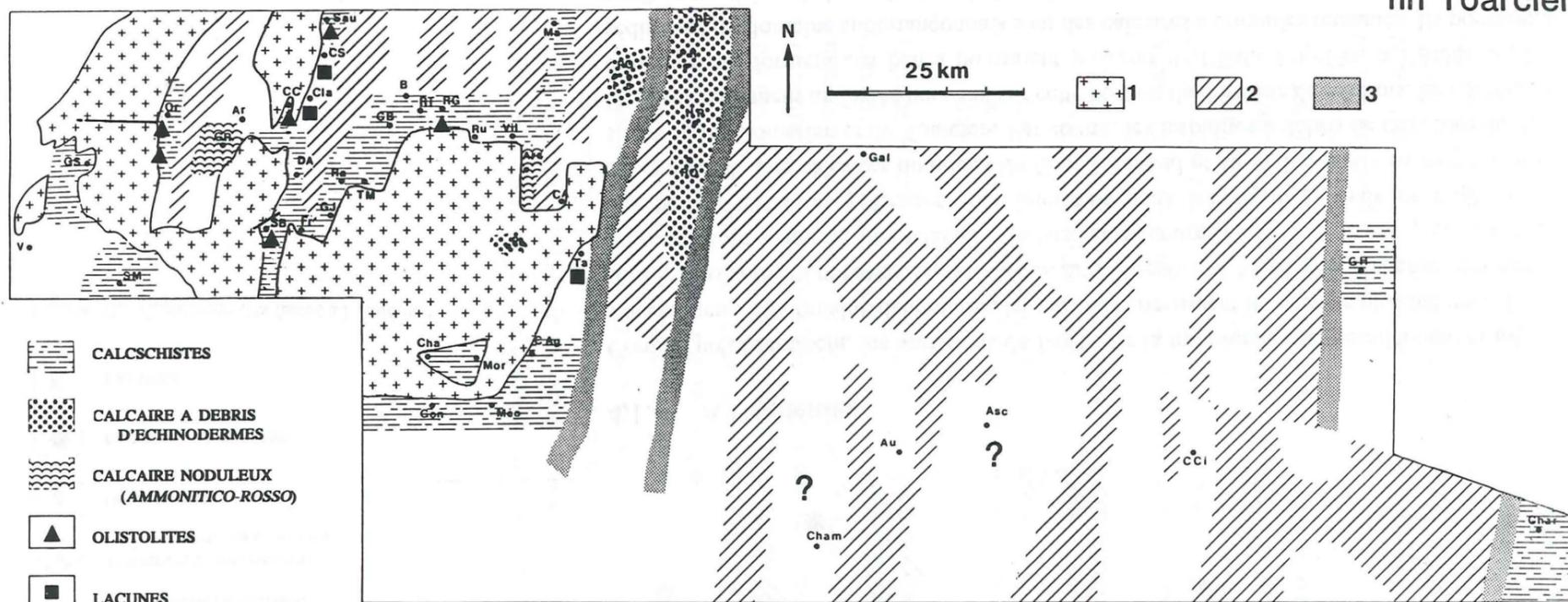


Figure 34. Répartition des faciès à la fin du Toarcien.

#### 4.1.3 Au Toarcien

La carte des faciès au Toarcien montre les changements intervenus à cette époque sur la marge. Pour la première fois depuis le Trias, des changements nets de faciès apparaissent entre les divers domaines. En domaine dauphinois, les calcschistes sont le faciès le plus répandu. Par endroits, à proximité des Massifs Cristallins, des olistolites cristallins ou dolomitiques sont intercalés dans ces calcschistes. Des calcaires noduleux existent très localement au Grand Renaud et dans le vallon d'Arsine occidental. On trouve également des calcaires à crinoïdes à Versenat et à Puy Golèfre.

Des calcaires à spicules et crinoïdes se déposent en domaine subbriançonnais. L'évolution du Briançonnais n'est pas toujours connue. Par contre, en domaine piémontais, le dépôt des calcaires et des calcschistes du *Lias-Piémontais* s'achève.

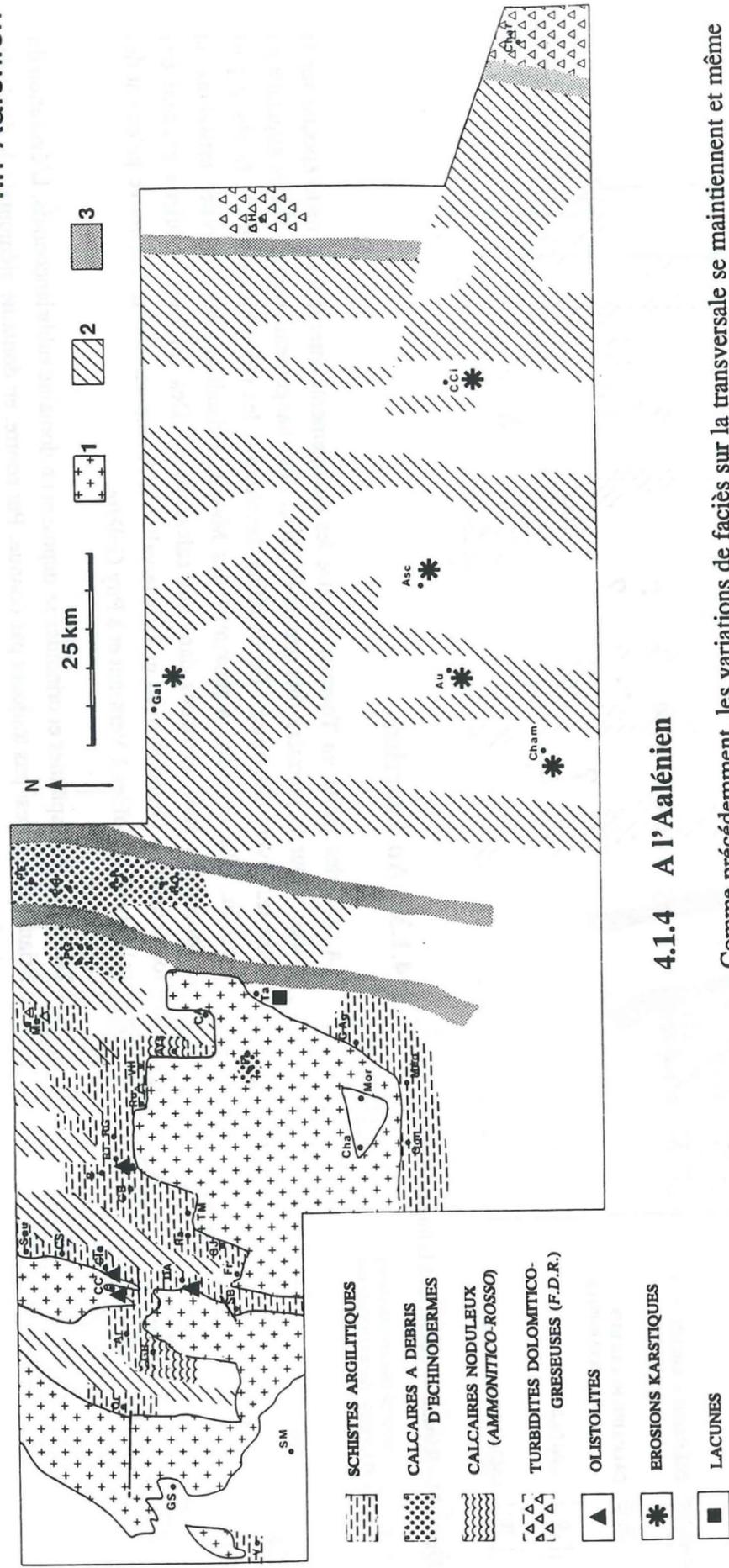


Figure 35. Répartition des faciès à l'Aalénien.

#### 4.1.4 A l'Aalénien

Comme précédemment, les variations de faciès sur la transversale se maintiennent et même s'accroissent. En domaine dauphinois, les argilites constituent le faciès le plus habituel. Elles sont le plus souvent homogènes, sans aucun niveau repère. A Marrignare toutefois, des bancs gréseux décimétriques, granoclassés à la base et contournés au sommet, interprétés comme des petites turbidites gréseuses sont intercalés dans les argilites, mais ce faciès reste exceptionnel. Les calcaires noduleux du Grand Renaud et du vallon d'Arsine perpétuent la situation du Domérien et du Toarcien. Par contre, les turbidites à débris de crinoïdes de Puy Golèfre constituent un faciès nouveau sur cette portion du domaine dauphinois. Les débris de crinoïdes qui forment ces bancs pourraient provenir de l'Est. En effet, à l'Aalénien, les sédiments du domaine subbriançonnais sont des calcaires à crinoïdes remaniés. Ils pourraient avoir approvisionné les turbidites de Puy Golèfre.

Par manque de terrains de cet âge conservés, l'évolution du Briançonnais reste peu détaillée. Les réseaux karstiques recoupent les calcaires et les dolomies triasiques peut-être dès cette époque. En Piémontais, la mise en place des turbidites à grès et dolomies de la *Formation Détritico Rousse* commence à La Charvie, dans le chaînon de Rochebrune et peut-être ailleurs dans ce domaine.

En domaine dauphinois, des sédiments argileux remplacent à l'Aalénien les sédiments carbonatés du Toarcien. Ce passage est en général progressif, sauf lorsqu'il est souligné par des olistolites de matériel cristallin, issus de l'érosion sous-marine du socle hercynien ; dans ce cas, il est rapide. Cette situation se présente près de la Croix de Cassini (Rudkiewicz et Vibert, 1982). Ce changement de faciès peut être interprété de deux façons.

1. Il résulte d'une arrivée massive d'argiles en provenance du continent situé à l'Ouest, et ces argiles ont masqué la sédimentation carbonatée autochtone.
2. Il est la conséquence d'un enfoncement sous la C.C.D. locale, qui ne permettrait plus le dépôt de carbonates, si bien que seules des argiles d'origine marine seraient déposées.

L'étude minéralogique des argiles aurait pu permettre de vérifier la première hypothèse, s'il y avait eu des argiles altérées d'origine continentale (montmorillonite, par exemple). Mais le métamorphisme alpin a été trop important, et il ne reste que des illites et des chlorites, ce qui ne permet pas de trancher. Cependant, le passage carbonates-argiles est brutal s'il est souligné par des olistolites. Or, les olistolites résultent de l'érosion de haut-fonds réactivés à cette époque. Le rajeunissement de ces reliefs est le résultat d'un jeu de failles normales. Ces failles normales sont créées par une tectonique distensive, qui se traduit ou est suivie par un approfondissement. Cet enfoncement pourrait avoir été suffisant pour que certaines parties du domaine dauphinois soient passées sous la C.C.D., laquelle, à cette époque n'était pas nécessairement aussi profonde que dans les océans actuels. Par ailleurs, cet enfoncement pourrait avoir dégagé de nouvelles voies d'accès, pour que des sédiments d'origine continentale arrivent dans le domaine dauphinois situé à l'Est de la Chartreuse.

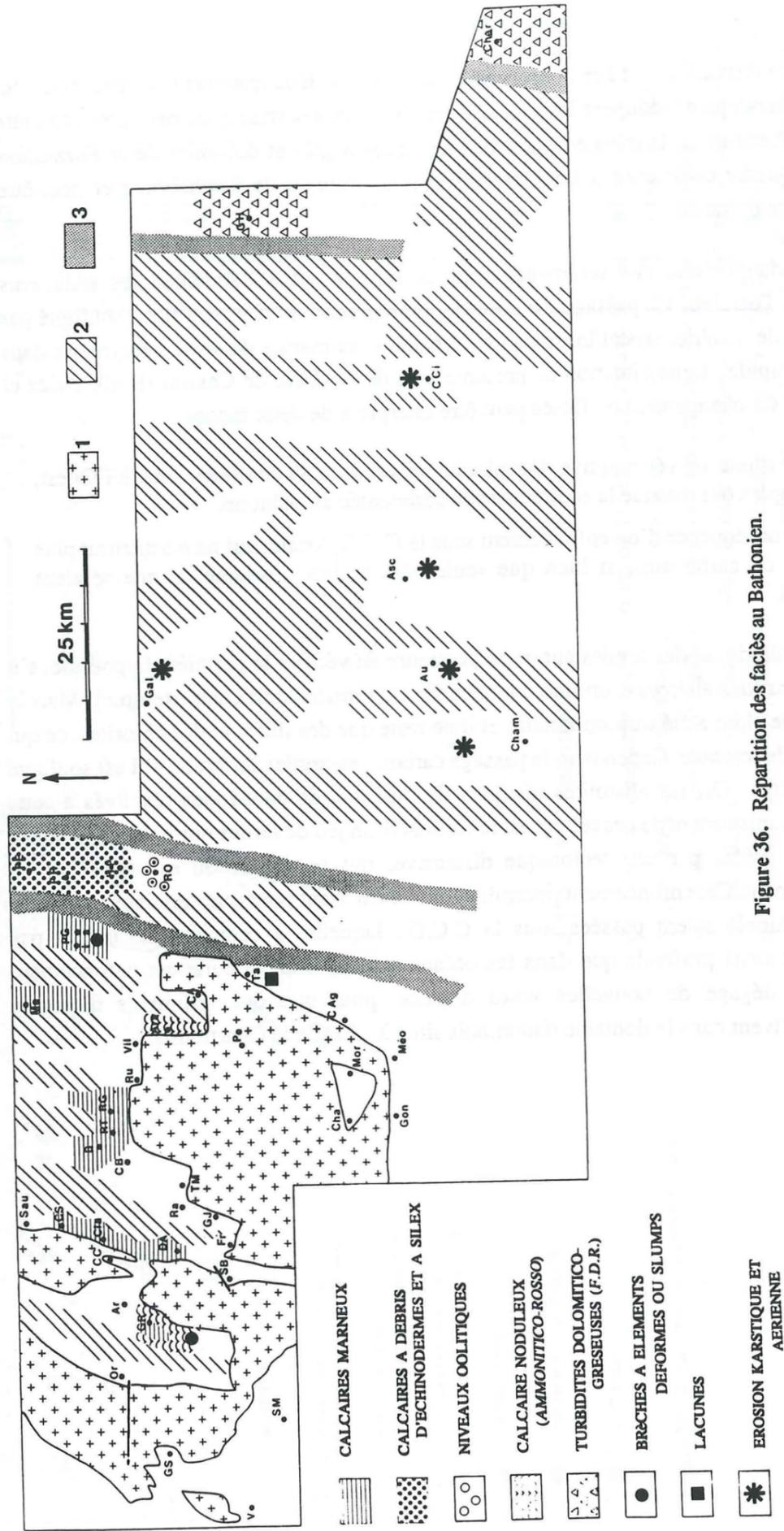


Figure 36. Répartition des faciès au Bathonien.

#### 4.1.5 Au Bathonien

Sur cette carte et sur les suivantes, la situation des faciès en domaine dauphinois est peu précise, car les affleurements du Dogger y sont rares. Cependant, la répartition des faciès suit un schéma semblable à celui de la carte précédente. Les calcaires et les calcschistes sont les plus répandus et remplacent les argiles (Emparis). Des calcaires noduleux (Grand Renaud, Arsine) ou turbidites à matériel gréseux (flanc Ouest du Grand Renaud), des brèches (Puy Golèfre) restent présents localement et perpétuent la situation de l'Aalénien. Apparemment, la sédimentation redevient carbonatée sur l'ensemble de la zone dauphinoise, peut-être par suite du comblement par les argiles de l'Aalénien, qui ramène le fond de l'océan au-dessus de la C.C.D.

En Subbriançonnais, des dépôts de plateforme (oolites à Roche-Olvéra) et de mer ouverte (calcaire à débris d'échinodermes au Peron des Encombres) se côtoient, indiquant un milieu à relief contrasté. En Briançonnais, les carbonates de plateforme (voir Mercier, 1977) montrent que cette portion de la marge s'ennoie, après avoir été karstifiée. En domaine piémontais, les turbidites de la *Formation Détritico Rousse* continuent à se déposer. Il n'y a pas de rupture nette par rapport à la carte précédente.

fin Callovien

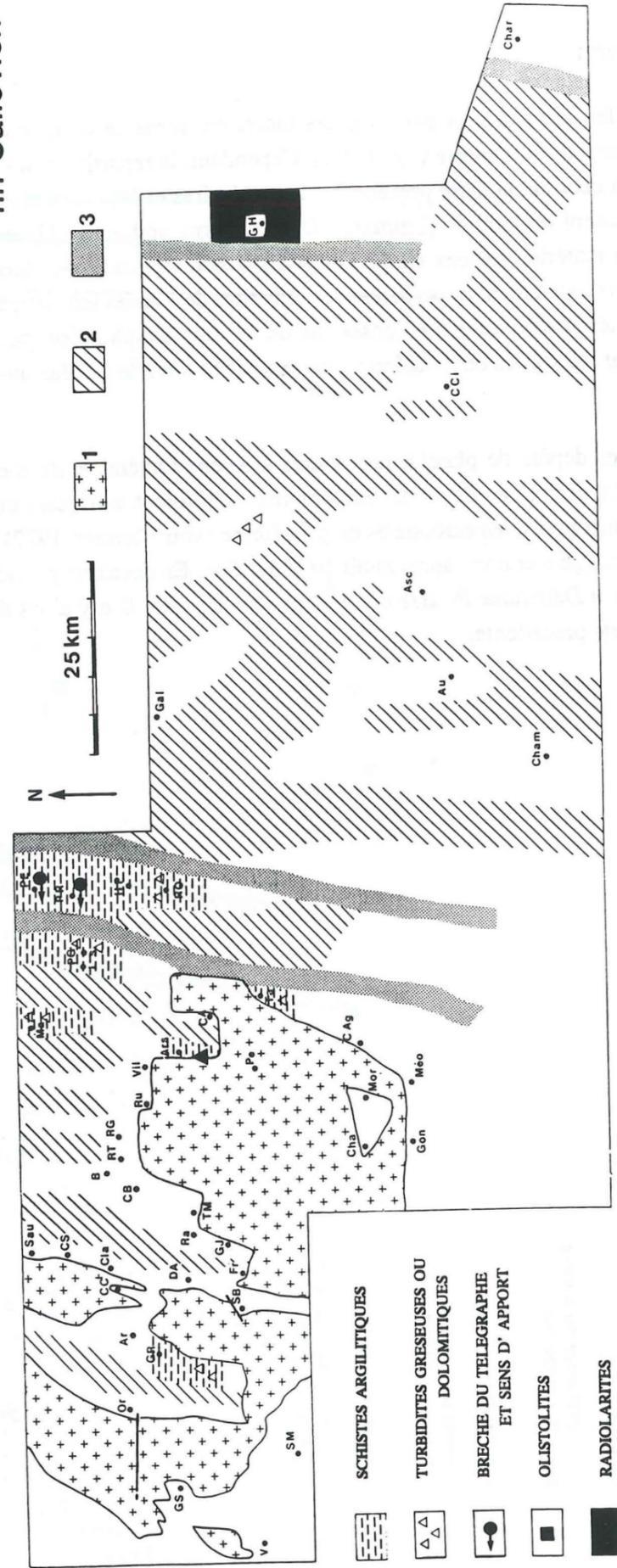


Figure 37. Répartition des faciès au Callovien.  
D'après M.Bourbon(1980) pour le domaine Briançonnais.

### 4.1.6 Au Callovien

Cette carte concerne surtout la partie interne de la marge. En effet, en domaine dauphinois, les affleurements de cet âge n'existent que sur le flanc Ouest du Rochail (au Grand Renaud et sur son prolongement vers le Sud) et à Martignare. Partout ailleurs, ils ont été érodés. Les sédiments du Callovien sont des Terres Noires comparables à celles du Subbriançonnais ou du Dauphinois le plus externe (bordure du Vercors, bassin du Sud-Est). Mais ils contiennent fréquemment des bancs gréseux, parfois granoclassés, interprétés comme des turbidites, parfois homogènes, d'origine inconnue. De façon tout à fait systématique, les affleurements du Callovien sont conservés dans des coupes peu épaisses, où se rencontraient déjà des faciès particuliers aux âges précédents.

Les calcaires à *Cancellophycus* se déposent en domaine subbriançonnais. Ces calcaires se retrouvent, du Nord au Sud, sur toute l'étendue du domaine. Les différences précédentes entre séries subbriançonnaises se sont effacées et la topographie sous-marine qui existait au Dogger moyen a vraisemblablement été lissée. Ce comblement de la topographie s'est accompagné d'un enfoncement. A la fin du Callovien, la brèche du Télégraphe se met en place dans la partie orientale du domaine subbriançonnais. Sa disparition vers l'Ouest, ou son passage latéral à de fins niveaux turbiditiques suggère une origine orientale, en provenance du domaine Briançonnais.

En Briançonnais, les sédiments du Callovien sont soit des Calcaires Noduleux, soit des calcaires à cherts (Bourbon, 1980). Leur milieu de dépôt est plus profond que celui des carbonates du Bathonien. Cet approfondissement a été rapide, puisque les crinoïdes évoluent depuis des formes peu profondes (*Pentacrines*) à la base des Calcaires Noduleux jusqu'à des formes plus profondes (*Balanocrinus*) au sommet de ces mêmes calcaires (Bourbon *et al.*, 1980). Dans le Piémontais, des radiolarites se déposent et indiquent un enfoncement sous la C.C.D. (Bourbon *et al.*, 1979).

## 4.2 CARTES ISOPAQUES

Ces cartes isopaques sont des cartes d'épaisseurs décompactées. Les coupes ont été décompactées à partir des données de terrain (épaisseurs, composition lithologique) et des courbes profondeur-porosité utilisées pour le calcul de la subsidence (voir chapitre 6). Les données des coupes ponctuelles ont été extrapolées latéralement lorsque les affleurements le permettaient.

### 4.2.1 Légende des cartes

Ces cartes sont parallèles à celles des isofaciès, en ce sens qu'elles représentent les épaisseurs de sédiments entre les âges de deux cartes successives de la section précédente. Ainsi, la première montre les épaisseurs des terrains déposés entre la fin de l'Hettangien et la fin du Carixien etc... Ces cartes mettent en évidence les accidents synsédimentaires : une différence d'épaisseur rapide est gouvernée par une faille synsédimentaire. Les gradients d'épaisseur sont donc normalement perpendiculaires aux directions d'accidents jurassiques.

Seules les cartes isopaques du Sinémurien à l'Aalénien sont représentées. En effet, la rareté des affleurements plus récents que le Dogger dans le domaine dauphinois ne permet pas de dessiner des documents représentatifs pour ces périodes. Les épaisseurs, toutefois non décompactées, du Dogger du domaine briançonnais, se trouvent chez D.Mercier (1977) et celles du Malm chez M.Bourbon (1980).

### 4.2.2 Quelques indications sur les variations d'épaisseur à l'Hettangien

Les épaisseurs des sédiments hettangiens sont faibles (10 à 50 m). Elles sont délicates à estimer. En effet, la limite inférieure de cet âge est difficile à placer avec précision sur les coupes, puisqu'il n'y a pas de rupture de faciès franche avec la formation rhétienne, et que les datations sont imprécises. Le fait important est le peu de variation d'épaisseur d'un endroit à l'autre, qui ne met pas en évidence des accidents synsédimentaires majeurs, c'est-à-dire d'une amplitude supérieure à la dizaine de mètres.

### 4.2.3 Du Sinémurien au Lotharingien

Les épaisseurs des terrains de cet âge sont très variables. Tandis qu'à l'Hettangien les épaisseurs ne variaient que dans un rapport de 1 à 2, du Sinémurien au Lotharingien, elles varient de 1 à 10, il y a même des aires à lacunes. Dans les bassins de Bourg d'Oisans et de Besse, ainsi que dans le Pays des Arves, les épaisseurs sont maximales. Elles sont minimales sur le pourtour du Pelvoux, où elles atteignent les mêmes valeurs qu'en domaine subbriançonnais.

Les contrastes d'épaisseurs sont peu accentués, et il n'y a pas d'orientation préférée des gradients d'épaisseurs. Les épaisseurs diminuent d'Ouest en Est entre le Rochail et le

Taillefer, du Nord vers le Sud entre le Pays des Arves et le Plateau d'Emparis, elles augmentent du Nord vers le Sud en domaine subbriançonnais. Les passages d'une aire à couverture sédimentaire épaisse vers une aire à couverture mince sont progressifs, sauf entre le plateau d'Emparis et le bassin de Besse, ainsi qu'entre le rebord du Rochail et le rebord Ouest des Grandes Rousses. Ces différences d'épaisseur révèlent des failles synsédimentaires, d'orientation cévenole.

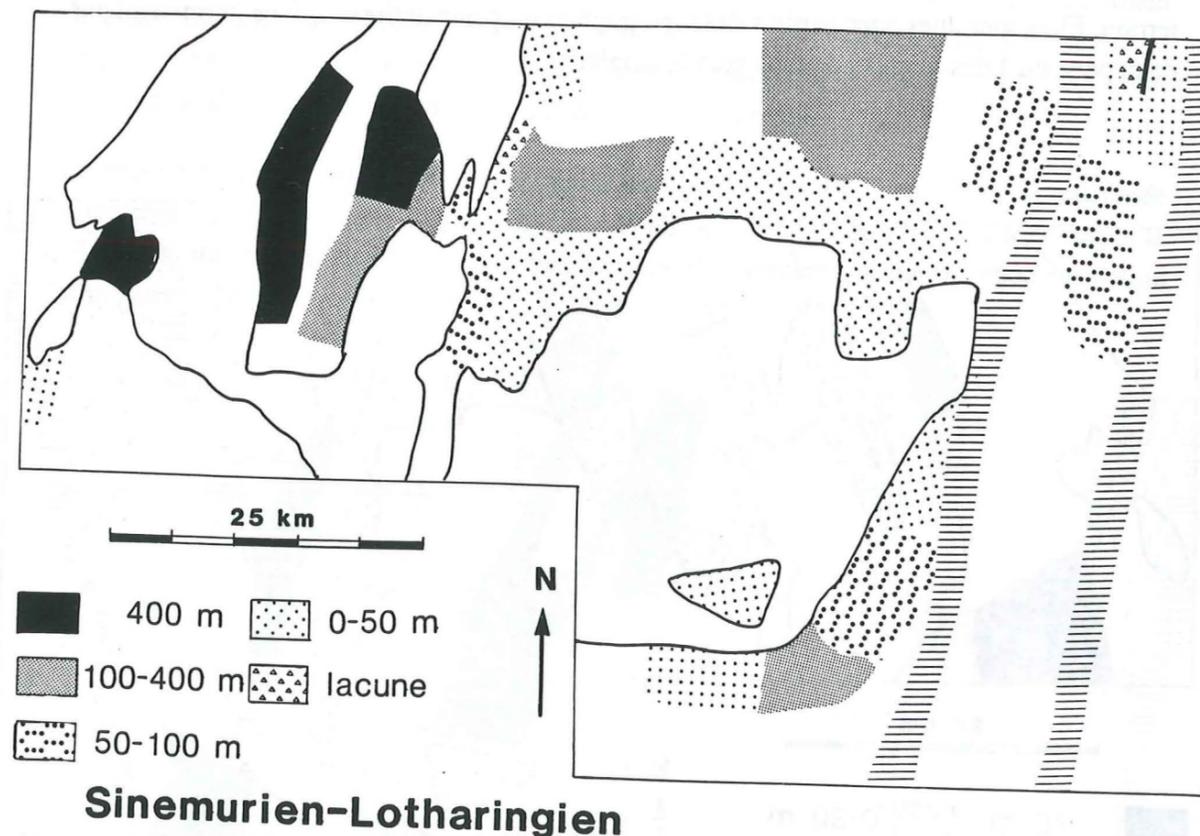


Figure 38. Isopaques décompactées des terrains déposés du Sinémurien au Lotharingien.

#### 4.2.4 Au Carixien

Des calcaires lités à patine orange caractéristique se déposent principalement au Carixien. Ils constituent une formation facilement repérable, qui peut cependant débuter déjà au Lotharingien. Les épaisseurs sont maximales dans le Beaumont, importantes au Nord du Pelvoux, mais minimales sur les bordures de ce massif, où les lacunes sont importantes. Ces différences ne sont pas en relation directe avec des failles synsédimentaires visibles sur le terrain. Elles sont dues pour partie à des topographies en pente héritées, qui ne permettent pas de dépôts, ou à des flexures de plus grande ampleur.

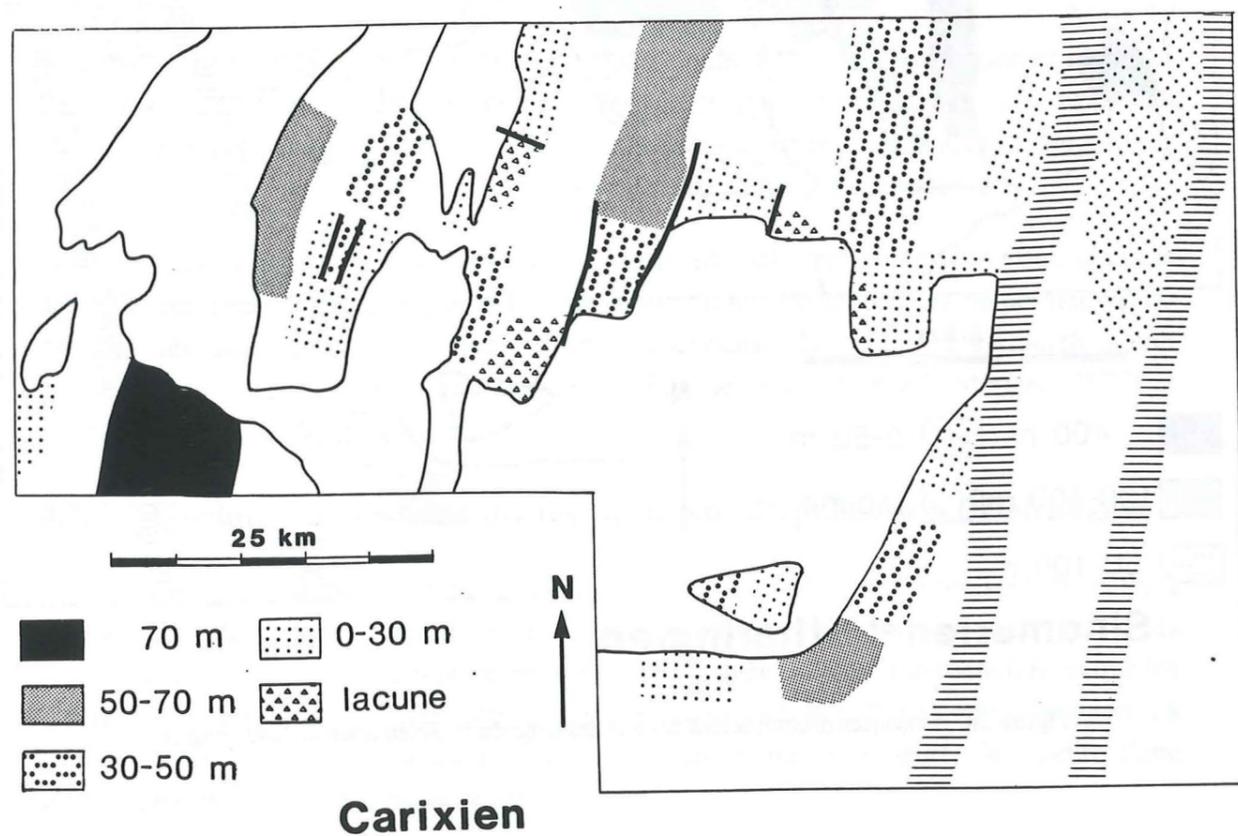


Figure 39. Isopaques décompactées des terrains déposés au Carixien.

#### 4.2.5 Au Toarcien

Les sédiments du Domérien-Toarcien se répartissent en trois ensembles d'épaisseurs variables. Les dépôts sont minces (0 à 50 m) aux abords de certains Massifs cristallins : Est du Rochail, Ouest des Grandes Rousses, Nord du Pelvoux, La Mure. Ils sont d'épaisseur moyenne dans le domaine subbriançonnais. Ils sont épais dans le reste du domaine dauphinois, à l'exception de Puy Golèfre. Cette dernière coupe semble donc également rattachée au domaine subbriançonnais par son épaisseur. Ces diverses aires d'épaisseurs respectivement faible, moyenne et forte, sont liées aux faciès des dépôts : les calcschistes sont épais, les autres faciès sont minces (comparer avec la figure 34).

La présence d'olistolites à divers points (voir carte des faciès du Toarcien) n'est pas reliée directement à des variations d'épaisseur des calcschistes. Les olistolites ne se déposent pas là où les sédiments sont les plus épais. Ceci signifie tout simplement que les éboulements ne sont pas généralisés, mais qu'ils restent localisés près de certains accidents.

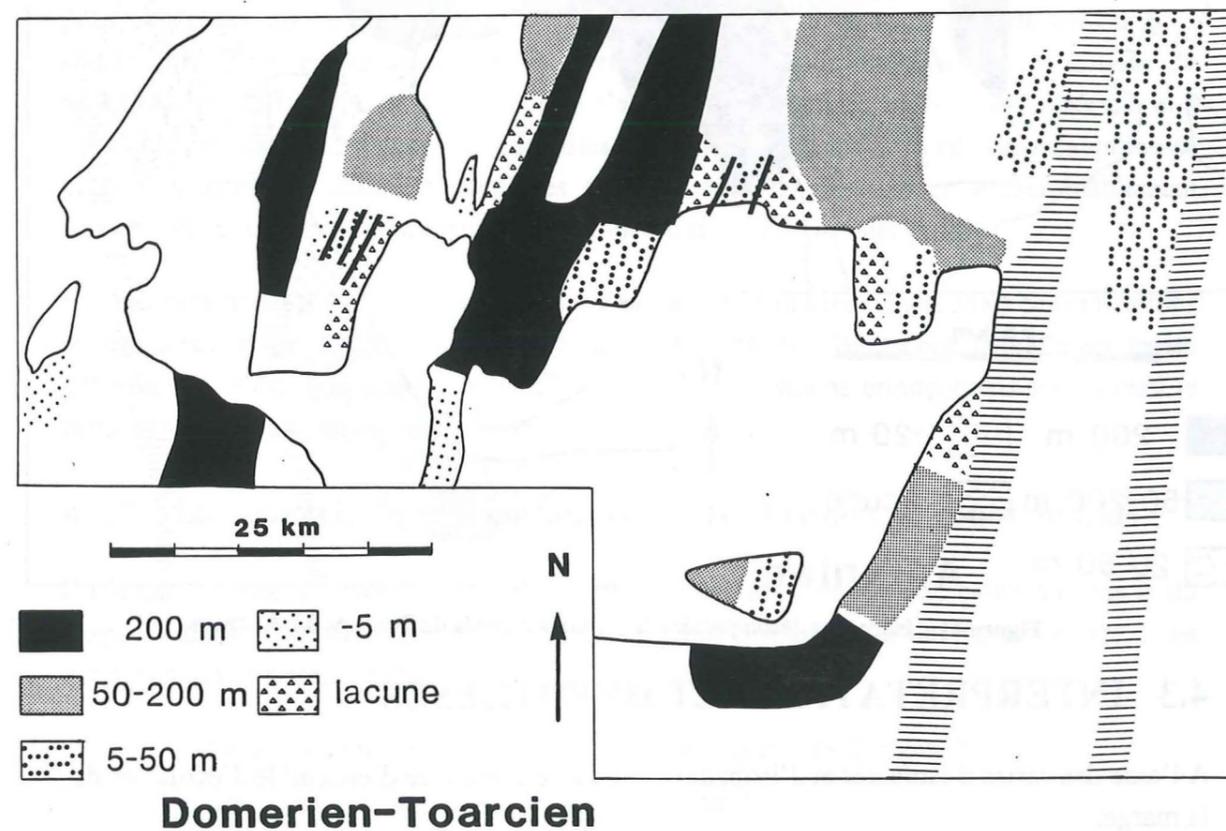
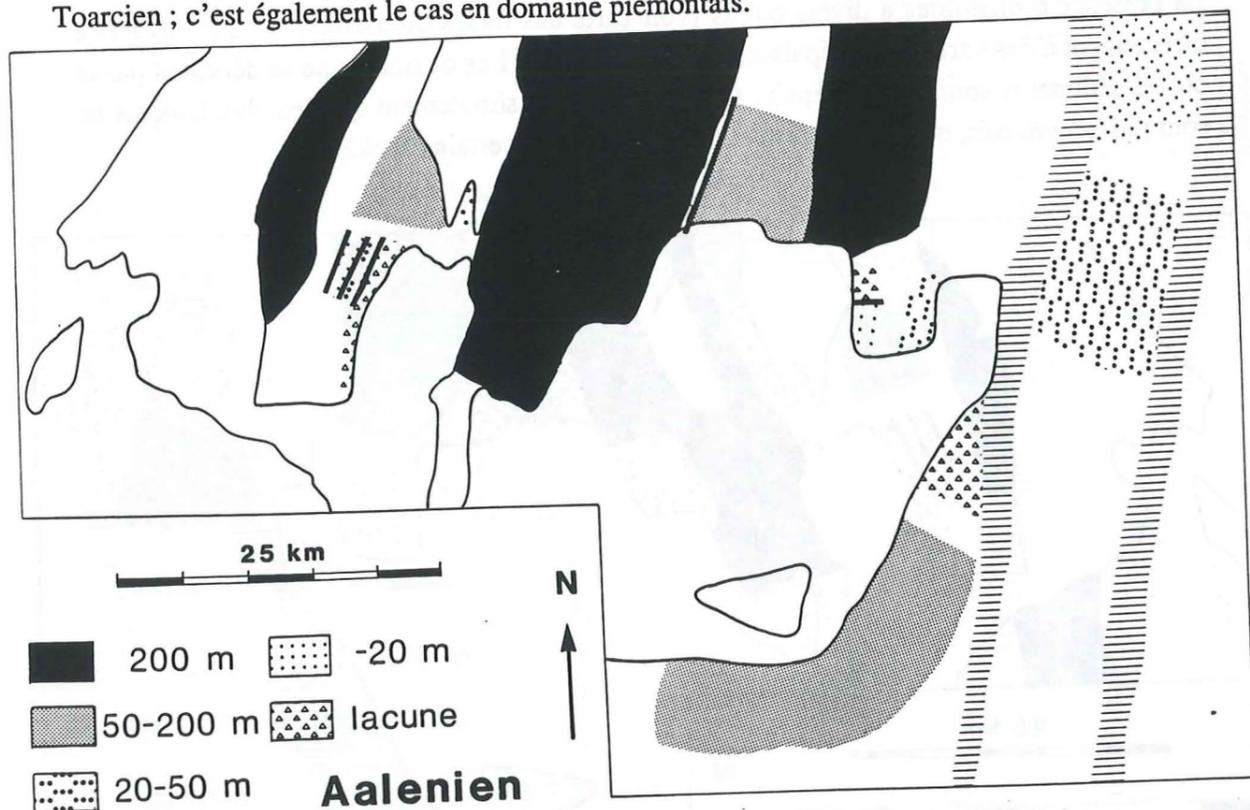


Figure 40. Isopaques décompactées des terrains déposés du Domérien au Toarcien

#### 4.2.6 A l'Aalénien

A l'Aalénien, on retrouve la situation lissée du Toarcien. Sur la majeure partie du domaine dauphinois, les dépôts sont argileux et épais. Les bords occidentaux du Rochail et orientaux de la Meije ne reçoivent que peu d'apports. Le Plateau d'Emparis se raccorde au reste du domaine dauphinois, où les épaisseurs atteignent 600 m. Les épaisseurs et les faciès sont à nouveau clairement liés. Lorsque les épaisseurs sont fortes, des argilites se déposent. Par contre, lorsque les épaisseurs sont faibles, des faciès différents des argilites se mettent en place, révélant des aires instables : Cassini, Rochail et Arsine.

En domaine subbriançonnais, les épaisseurs de l'Aalénien sont similaires à celles du Toarcien ; c'est également le cas en domaine piémontais.



### 4.3 INTERPRÉTATIONS ET HYPOTHESES

A l'aide des cartes d'isofaciès et d'isopaques, on arrive à une idée d'ensemble d'évolution de la marge.

#### 4.3.1 Répartition des faciès sédimentaires et des épaisseurs

Plusieurs constatations ressortent de l'examen en parallèle des cartes d'isofaciès et d'isopaques des sédiments à diverses époques.

- Les faciès sédimentaires, et donc les milieux de sédimentation, sont relativement uniformes sur toutes les portions connues de la marge de l'Hettangien au Carixien.
- A partir du Domérien et jusqu'au Callovien, des faciès sédimentaires diversifiés apparaissent, indicateurs de milieux contrastés. Les reliefs sous-marins de grande amplitude n'apparaissent qu'au Domérien et ils sont particulièrement marqués à l'Aalénien.
- Les épaisseurs sont contrastées dès le Sinémurien.

On observe, sur la transversale, un contraste entre des aires à forte et faible épaisseurs dès le Sinémurien. Par contre, un contraste de faciès, avec des aires à calcschistes et des aires à calcaires à échinodermes, n'est apparu qu'au Domérien et a pris de l'ampleur à l'Aalénien.

Ce retard temporel entre l'apparition de ces deux contrastes s'explique par une interaction entre les taux de sédimentation/érosion et les taux de subsidence. Du Sinémurien au Domérien, la sédimentation est suffisamment abondante pour combler en partie les creux engendrés par la subsidence, ou, ce qui revient au même, la subsidence n'est pas assez forte pour créer des creux importants. Puis, à partir du Domérien, la subsidence est plus importante. Il en résulte des variations de relief, qui ont pour conséquence des milieux de sédimentation différents. La subsidence va s'accélérer et culminer au Toarcien supérieur et à l'Aalénien, comme le prouvent les olistolites de ces âges, les turbidites en zones dauphinoise et piémontaise, les sédiments déplacés en zone subbriançonnaise et vraisemblablement l'émersion du domaine briançonnais (voir ci-dessous pour ce dernier point).

Ces cartes donnent donc des indications sur l'évolution de la subsidence. Mais ces indications restent qualitatives. De plus, il existe encore une zone en blanc, pour laquelle les cartes précédentes ne donnent aucune indication. Il s'agit du domaine briançonnais pour lequel je propose ci-dessous une évolution probable.

#### 4.3.2 La série triasique briançonnaise et son érosion au cours du Lias

Il n'existe aucune information ou presque sur la zone briançonnaise au cours du Lias et du Dogger inférieur, puisque les dépôts de cet âge ont disparu ou n'ont jamais existé. Les questions qui se posent sont :

- y-a-t-il eut des dépôts triasiques et/ou liasiques sur tout le domaine ?
- si oui, comment était la série triasique et liasique ?

La série triasique complète et continue du domaine briançonnais n'affleure nulle part. Elle a été reconstituée à partir des séries de plusieurs nappes (Mégard-Galli et Baud, 1977). On y distingue 6 cycles sédimentaires régressifs ou transgressifs (fig. 42). Sur la plus grande partie des nappes briançonnaises de la transversale, les dépôts triasiques ne dépassent pas le cycle III. Une série triasique et liasique complète s'est-elle déposée partout ? Il n'y a, en effet,

qu'une seule nappe briançonnaise -Peyre-Haute- à dépôts liasiques sur la transversale étudiée, pour laquelle la succession des 6 cycles triasiques est admise.

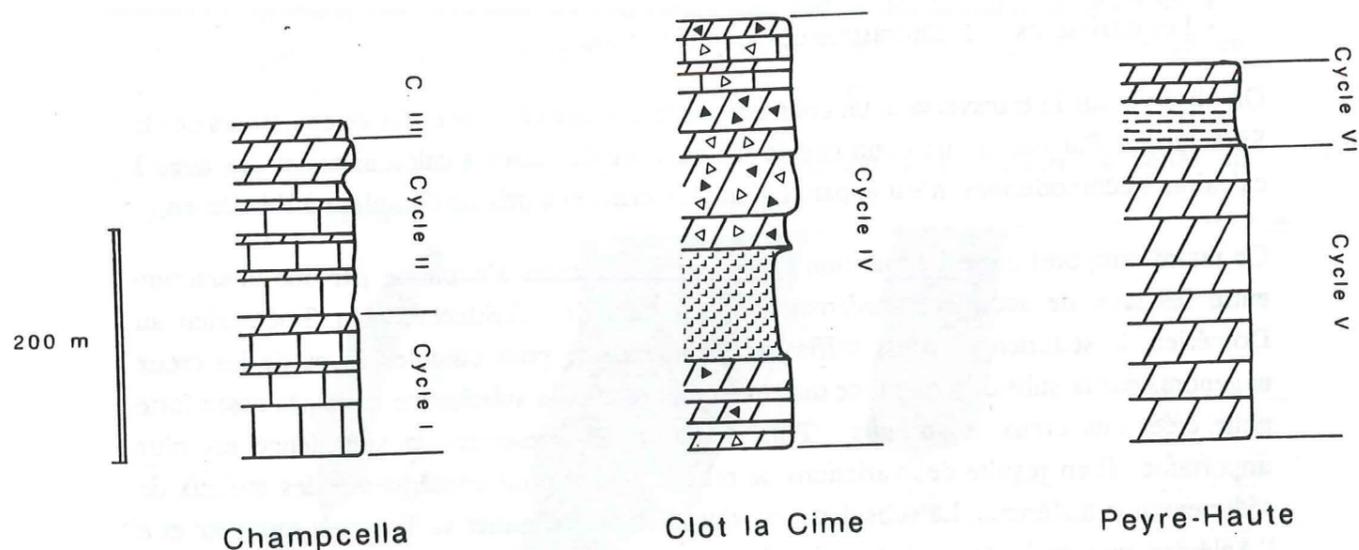


Figure 42. Série triasique synthétique de la zone briançonnaise.

Données d'après J.Mégard-Galli et A.Baud(1977)

Un bilan de matière pourrait aider à répondre à cette question, par une sorte de démonstration par l'absurde. Si l'on fait l'hypothèse d'un dépôt continu du Trias moyen au Lias supérieur sur tout le domaine briançonnais, deux questions se posent : 1. combien de matière a été érodée ? et 2. où est-elle passée ?

La carte palinspastique du chapitre 2 couvre une largeur d'environ 50 km dans le sens Nord-Sud et fournit une évaluation de la superficie des divers domaines. A partir d'estimations des épaisseurs des séries triasiques et liasiques, il est possible d'évaluer le volume de sédiments érodés. Pour cela, les hypothèses sont les suivantes :

1. L'épaisseur des cycles III à VI croît depuis 250 m à partir de la zone subbriançonnaise à l'Ouest jusqu'à 500m pour la nappe de Peyre-Haute. Ces valeurs sont basées sur les épaisseurs mesurées du Trias Supérieur au Perron des Encombres en zone briançonnaise externe et sur les épaisseurs mesurées et estimées des cycles III à VI des nappes de Champcella et de Peyre-Haute (J.Mégard-Galli, communication personnelle).
2. L'épaisseur des cycles III à VI dans les nappes plus internes est égale à celle de Peyre-Haute, c'est-à-dire vaut également 500 m.

3. La série liasique est très réduite, comparable à celle du Perron de Encombres (100 m au maximum), elle existait sur la totalité de la transversale.

A partir de ces hypothèses, le volume de sédiments érodés (sur la transversale considérée) est d'environ  $750 \text{ km}^3$ , provenant pour  $250 \text{ km}^3$  des nappes du Galibier, de Tête Noire, de l'Olive et de Névache, pour  $350 \text{ km}^3$  des nappes de Roche Charnière, Champcella et de l'Ausselard et pour  $150 \text{ km}^3$  des nappes de Peyre-Haute, Beadouis et Clot-la-Cime. En tenant compte d'une erreur de 30% sur l'épaisseur des séries et de 30% sur la superficie, la marge d'erreur est d'environ  $500 \text{ km}^3$ .

Des sédiments bréchiques dolomitiques, calaires ou gréseux se retrouvent dans la *Formation Détritique Rousse (F.D.R.)* du Piémontais, dans les poches karstiques du Briançonnais, ainsi que dans la brèche du Télégraphe du Subbriançonnais. Or, cette dernière est d'âge Callovien ; et à cette époque, le domaine briançonnais était déjà en grande partie, sinon entièrement, submergé. Le volume de la Brèche du Télégraphe ne peut alors être comptabiliser dans la masse de matériel érodé du Briançonnais au Lias ou au Dogger. Il y a aussi des galets de calcaire à silex, d'allure liasique, dans des brèches karstiques de la nappe de Champcella (J.L.Faure, communication orale). Mais le volume de ces poches karstiques est faible en comparaison de celui de la *F.D.R.* Le matériel érodé, triasique en grande partie, devrait donc être présent essentiellement en zone piémontaise. De plus, il se serait déposé dans le prolongement oriental du domaine briançonnais, sans pertes latérales vers le Nord-Est ou le Sud-Est. Son volume s'élève à environ  $125 \text{ km}^3$  (avec un domaine piémontais large de 50 km, dans le sens E-W, pour 50 m de *Formation Détritique Rousse*). Mais la formation turbiditique ne montre que des faciès distaux. Il est donc probable que les parties les plus épaisses des cônes de déjection sous-marins ont disparus. Le volume estimé ci-dessus est par conséquent sous-estimé. Avec une épaisseur moyenne de la *F.D.R.* de 100 m, le volume total de matériel d'origine briançonnaise serait d'environ  $250 \text{ km}^3$ .

Même avec des hypothèses extrêmes, il est difficile de faire coïncider les deux chiffres. Le bilan est incomplet, puisqu'il manque approximativement  $600 \text{ km}^3$  de matériel. Les approximations faites pour ces estimations ne permettent pas à elles seules d'expliquer cette différence. Ceci pourrait laisser supposer que :

- la série triasique n'est pas complète en domaine briançonnais
- les sédiments triasiques ont été emmenés ailleurs ( où ? )
- les carbonates ont été dissous par l'eau météoritique (déjà évoquée par F.Ellenberger (1958))

La dernière solution semble être la bonne. Mais les eaux de pluie aboutissent dans la mer. Or, la Téthys Ligure était un océan chaud (voir Bourbon, 1980 et Dercourt *et al.*, 1985). La température favorise la précipitation du carbonate de calcium, plutôt que sa dissolution. Dès leur arrivée dans la mer, les carbonates du Briançonnais devraient donc être redéposés chimiquement, ou remobilisés (dans des coquilles d'animaux ?). Il y a peut-être là une

explication sur le retour d'une sédimentation plus carbonatée au Bajocien-Bathonien en domaine dauphinois.

Un bilan de matière ne peut donc résoudre le problème de l'existence d'une série triasique complète en domaine Briançonnais. Seuls demeurent les arguments sédimentologiques.

### 4.3.3 Evolution du domaine Briançonnais au Lias et au Dogger

L'évolution du domaine Briançonnais entre la fin du Trias et la fin du Dogger est difficile à estimer, puisque la majeure partie des terrains de cet âge a disparu. Les contraintes à respecter sont les suivantes :

- la transgression marine est prouvée au Bathonien supérieur, avec des dépôts de plateforme externe (Mercier, 1977).
- l'érosion a été continentale (Faure, 1985)

Mais ces données ne suffisent pas à trouver une solution unique. Elles fournissent des points de passage obligés, que l'on peut relier de diverses manières. Pour lever les incertitudes, j'ai donc fait les hypothèses suivantes :

1. continuité de sédimentation sur la totalité du domaine Briançonnais au cours du Trias
2. continuité de la sédimentation liasique de type subbriançonnaise jusqu'au Toarcien
3. surrection à la fin du Domérien ou au début de l'Aalénien

Ces hypothèses sont justifiées par les arguments ci-dessous.

1. Les dépôts triasiques sont essentiellement des carbonates de plate-forme, en particulier ceux d'âge Norien. Or, cette plate-forme triasique avait une grande étendue géographique, puisqu'on retrouve les 6 cycles du Trias, et en particulier les faciès *Hauptdolomit* et *rhétien* sur une grande partie du domaine téthysien, aussi bien à l'Ouest, en domaine subbriançonnais (voir coupe du Perron des Encombres), à l'Est en domaine piémontais (coupe de la Charvie, Dumont, 1983), dans la Vanoise, les Préalpes (Mégard-Galli et Baud, 1977) et même dans les Alpes Orientales (Furrer, 1985). Ces faciès devaient donc également exister au Norien en domaine Briançonnais, dans la région de Briançon, et il a été érodé. Cependant, pour tenir compte de l'épaisseur de la série triasique en domaine subbriançonnais, j'ai considéré que la série triasique Briançonnaise s'amincissait vers l'Ouest.
2. Au Lias inférieur, les faciès sont semblables à l'Est et à l'Ouest du domaine Briançonnais (voir cartes du chapitre 4), ainsi qu'à Peyre-Haute. De plus, des différences de faciès n'apparaissent entre les domaines dauphinoises, subbriançonnaises et piémontaises qu'au Toarcien-Aalénien. C'est pourquoi je postule une évolution sédimentaire continue du Briançonnais jusqu'au Toarcien, avec le dépôt de calcaires à silex qui ressembleraient à ceux du Perron des Encombres et à ceux de l'Ascension. L'absence d'éléments de cette série dans la *F.D.R.* est un argument en faveur d'une série liasique Briançonnaise peu épaisse.

3. Les débris dolomitiques qui apparaissent au Dogger (?) dans la *Formation Détritique Rouse* du Piémontais, proviennent vraisemblablement du domaine Briançonnais. En admettant que leur dépôt soit synchrone sur l'ensemble du Piémontais, l'érosion du domaine Briançonnais ne débiterait qu'après le Toarcien : soit à l'Aalénien. Et comme cette érosion résulte de l'émersion, celle-ci n'aurait lieu qu'à cette époque.

Avec ces hypothèses, l'évolution qualitative du domaine Briançonnais est bien déterminée. Jusqu'au Toarcien supérieur, son style de sédimentation est semblable à celui du domaine subbriançonnais. Il émerge et est érodé à partir de l'Aalénien, jusqu'au Bathonien supérieur.

Dans les chapitres suivants, je donnerai des indications quantitatives sur l'évolution des divers domaines, en calculant leurs subsidences, puis je montrerai que ces courbes de subsidence peuvent s'expliquer par un modèle géodynamique.

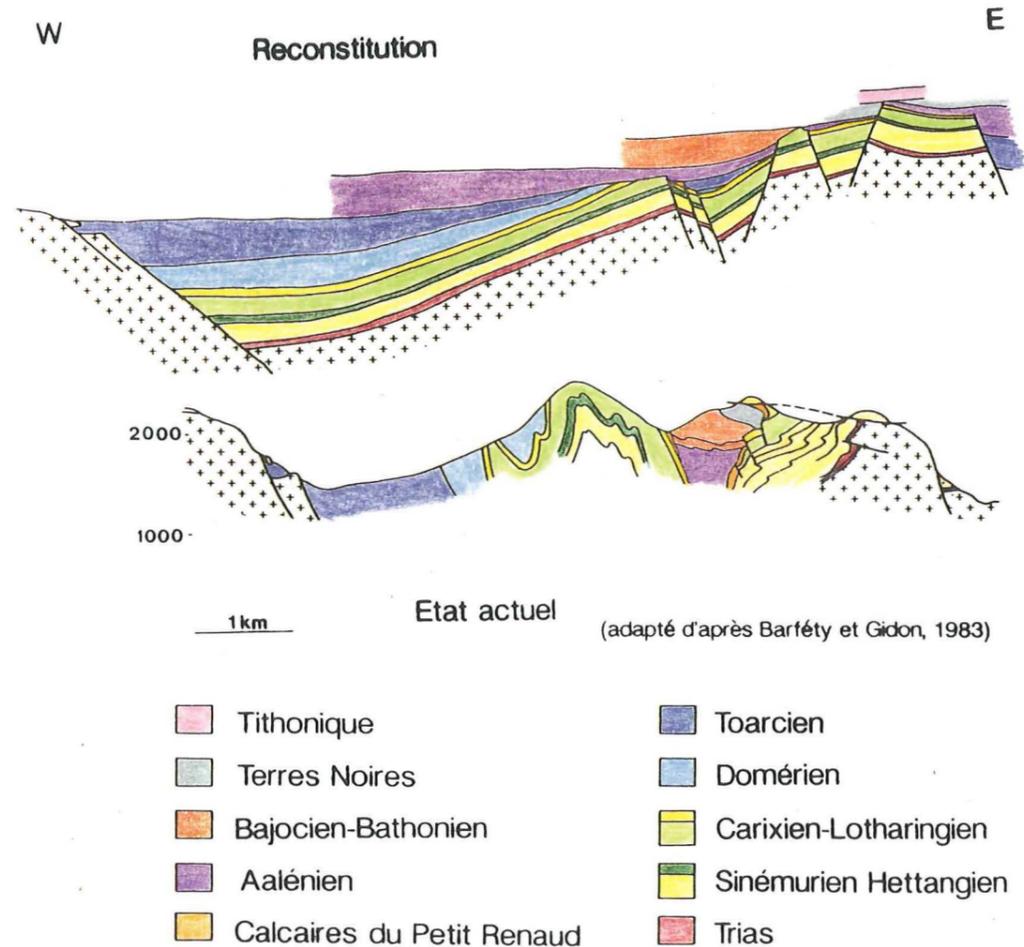


Figure 43. Disposition du graben de Bourg d'Oisans.

## Chapitre 5

### LES STRUCTURES D'AGE JURASSIQUES

*Où sont décrits quelques exemples particulièrement représentatifs de structures jurassiques.*

#### 5.1 STRUCTURES JURASSIQUES

Certaines structures ont déjà été décrites, mais je les reproduis ici dans un but synthétique. Il s'agit de montrer d'une part la diversité des styles, de l'autre que des indices d'une activité tectonique saccadée se rencontrent dans tous les secteurs. La plupart de ces structures se trouvent en zone dauphinoise, puisque celle-ci a été la moins déformée lors de la collision alpine. Cependant, dans la zone briançonnaise, la nappe de Peyre-Haute occidentale, grâce à son épais soubassement de dolomies du Norien mécaniquement résistantes, a également été peu déformée et a conservé des structures jurassiques relativement intactes.

##### 5.1.1 Les demi-grabens asymétriques : Bourg d'Oisans et Peyre-Haute

###### 5.1.1.1 Le graben de Bourg d'Oisans

Le graben de Bourg d'Oisans s'est structuré du Lias inférieur au Dogger supérieur. De l'Hettangien au Carixien, les dépôts ont des faciès quasiment uniformes, bien que leur épaisseur varie sur tout le graben. Puis le petit graben secondaire de Vilar-Reculas se forme, dans la partie haute et orientale du graben majeur de Bourg d'Oisans. La séparation des structures secondaires et principales est soulignée par les dépôts condensés et nodulaires des calcaires du Petit Renaud. Le graben de Bourg d'Oisans montre clairement une séparation au cours du Lias inférieur, qui s'accroît au Toarcien.

Plus tard, jusqu'à la fin du Dogger, l'activité tectonique perdure. Il y a, d'une part, des réductions d'épaisseur sur la partie orientale de la structure. De l'autre la présence de niveaux turbiditiques dans les calcaires du Bathonien souligne le relief accidenté créé précédemment. Plus loin vers le Sud, dans les calcschistes de l'Oxfordien, des brèches à galets mous, déformés lors de leur mise en place, montrent la persistance des accidents topographiques.

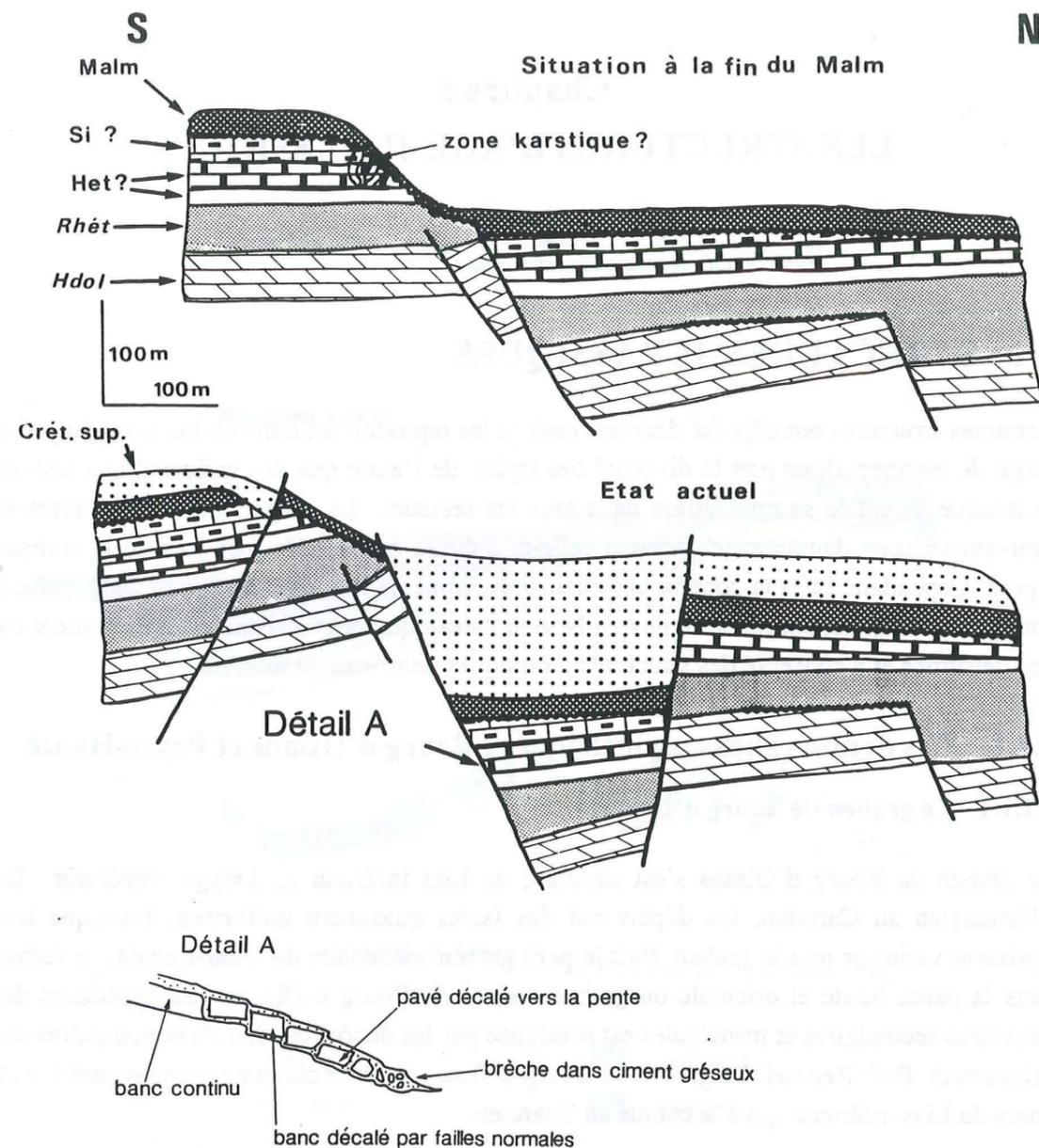


Figure 44. Failles synsédimentaires de la Roche de la Moutière.

Ces structures sont situées dans la nappe de Peyre-Haute Occidentale, le schéma est modifié d'après Delorme et Richez(1984).

### 5.1.1.2 Le graben de Peyre-Haute, les failles du Lac de l'Ascension

Des failles synsédimentaires liasiques sont conservées dans la partie occidentale de la nappe de Peyre-Haute. Dans toute cette nappe, les datations du Lias ne sont pas assurées avec toute la certitude voulue. Il est cependant probable que les calcaires à silex immédiatement sous les calcaires noduleux du Malm sont d'âge sinémurien ( voir coupe de L'Ascension, fig. 21, page 37 ). Certaines failles du flanc Sud de la Roche sont liées aux mouvements alpins : elles décalent des terrains d'épaisseurs comparables. D'autre, cependant, ont joué à plusieurs reprises. On y observe en effet les faits suivants :

1. Les différences d'épaisseurs des terrains jurassiques de part et d'autre des failles, ainsi que les biseaux stratigraphiques, indiquent un jeu synsédimentaire à la limite du Trias et du Lias, très précisément décrit par M.Delorme et M.Richez (1984).
2. Le long des failles, en particulier sur la plus orientale, on observe un démantèlement des niveaux calcaires injectés de grès (détail A de la figure 44). Ces grès pourraient être contemporains de l'émergence du reste du domaine Briançonnais. Ceci indiquerait des mouvements durant l'émergence, soit vers le Dogger, d'après les hypothèses du chapitre précédent.
3. Près de certaines failles, des brèches à éléments de calcaires à silex remplissent des poches décamétriques qui viennent tangenter les niveaux argileux de l'Hettangien. Ces calcaires à silex se retrouvent donc sous leur niveau stratigraphique normal. Ces poches s'interprètent comme des vides, où sont venus d'effondrer du matériel provenant d'en haut, donc postérieurement au dépôt des calcaires à silex. La matrice de ces brèches est azoïque, ce qui ne permet pas de les dater. Il pourrait s'agir de poches karstiques formées au cours de l'émergence du domaine Briançonnais.
4. Les calcaires noduleux du Malm moulent une topographie accidentée, comme le montrent les reconstitutions de M.Bourbon (1980) et de M.Delorme et M.Richez(1984).

### 5.1.2 Le haut-fond relatif du Pelvoux

Les structures typiques d'une marge continentale distensive, des demi-blocs basculés le long d'une faille inclinée vers l'océan (c'est-à-dire vers l'Est) ont été reconnues au Jurassique inférieur dans la zone dauphinoise à la latitude de Grenoble. Les plus représentatifs de ces demi-blocs sont les Massifs Cristallins Externes de Taillefer-Belledonne (Lemoine *et al.*, 1981) et des Grandes-Rousses (Rudkiewicz et Vibert, 1987). Tous les Massifs Cristallins Externes sont-ils d'anciens blocs basculés ? Qu'en est-il en particulier du Pelvoux, ce massif arrondi, dont la forme s'oppose à celle des autres Massifs Externes, allongés suivant une direction cévenole.

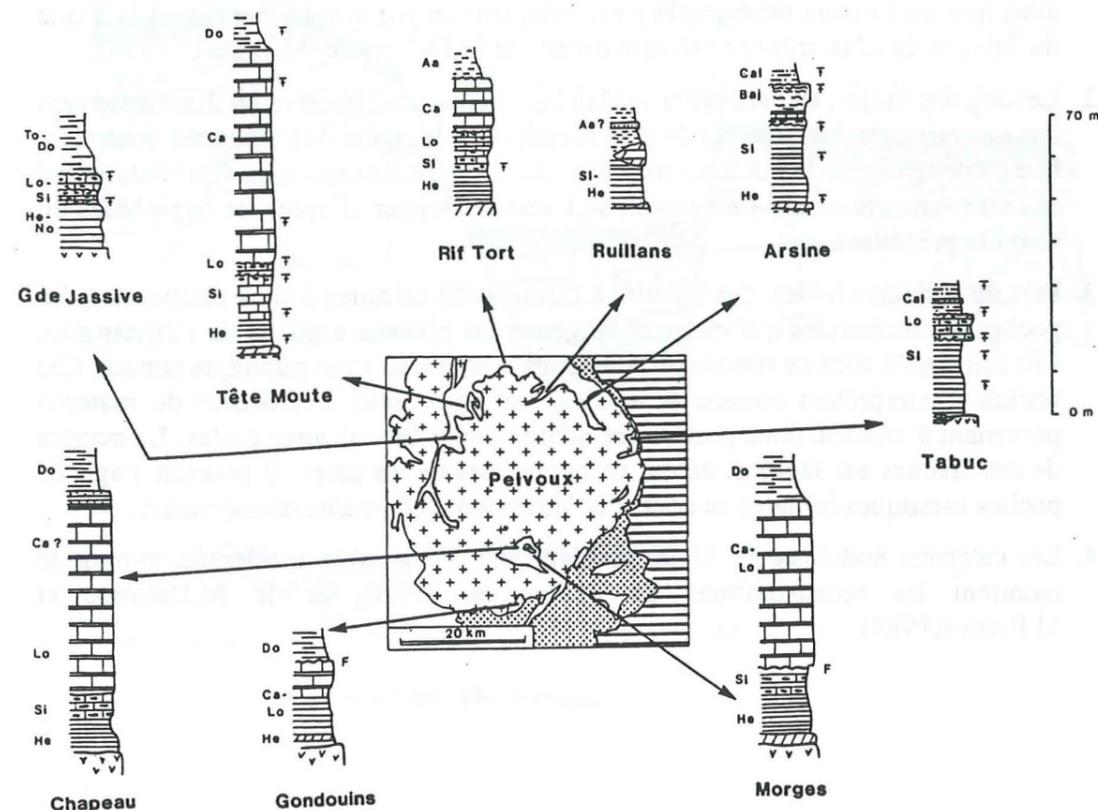


Figure 45. Répartition des coupes réduites sur le pourtour du Massif du Pelvoux.

A partir du Lias inférieur et jusqu'au Malm, le Massif du Pelvoux était une zone surélevée par rapport à son environnement immédiat. A partir du vallon de Lanchatrâ et dans le sens horaire, on observe les séries suivantes dont les caractéristiques principales sont résumées ici.

- Grande Jassive : lacune des niveaux du Carixien ;
- Tête Moute : passage de l'Hettangien au Carixien en 40 m ;
- Plateau d'Emparis : épaisseur réduite du Lias inférieur, lacune partielle du Domérien-Toarcien, faciès noduleux par endroits (voir Trift, 1983) ;

- Ruillans : lacune probable des niveaux du Lias et contact direct de argiles aaléniennes sur les niveaux triasiques ;
- Vallon d'Arsine, flanc W : passage de l'Hettangien au Carixien en 20 m, lacune du Domérien-Toarcien ;
- Grand Tabuc : lacunes du Carixien au Bathonien ;
- Pelvoux : calcaires à faunes de crinoïdes du Domérien-Toarcien ou du Callovien, reposant directement sur le socle hercynien (Barféty *et al.*, 1986) ;
- Aiguilles de Morges : passage des basaltes alcalins de la fin du Trias aux calcschistes du Domérien-Toarcien en 40 m, série identique à celle de Tête Moute ;
- Chapeau : passage des basaltes au calcschistes du Domérien en 60 m ;
- Gondouins : lacune du Carixien.

En de nombreux points sur la bordure du Pelvoux, des indices d'instabilité sédimentaire, comme des brèches synsédimentaires, des condensations et des lacunes montrent l'existence de pentes, de l'Hettangien au Carixien. En certains points, ces particularités persistent jusqu'à la fin du Lias ou même du Dogger, principalement dans la partie Nord-Est du massif. En d'autres, par contre, les séries du Domérien-Toarcien-Aalénien sont épaisses et semblables aux séries dauphinoises classiques.

Il y avait donc des pentes tout autour du Pelvoux, qui formait un haut-fond sous-marin de l'Hettangien au Carixien. La contiguïté de séries condensées et de séries normales entre la fin du Lias et le Dogger, montre que l'enfoncement du Pelvoux a duré jusqu'à l'Oxfordien et s'est fait du SW vers le NE. Les séries les plus condensées se trouvent en effet dans le NE.

La présence de séries liasiques réduites et condensées sur les bordures de ce massif permet d'interpréter le Massif du Pelvoux comme un point haut liasique. Sa forme rectangulaire, quant à elle, s'explique peut-être pas les intersections des structurations de direction NNE qui guident l'allongement des Massifs Cristallins du Taillefer-Belledonne et du Mont-Blanc et de direction NW qui guident l'allongement de l'Argentera (P.C. de Graciansky, communication orale). Par ailleurs, les déformations alpines viennent en virgation autour du Pelvoux : sa position élevée en faisait un môle résistant dès le début du Tertiaire (Tricart, 1980). Il est alors vraisemblable que le Pelvoux est resté une zone haute au cours de toute son histoire.

### 5.1.3 Les diapirs de la zone subbriançonnaise

La série mésozoïque de la zone subbriançonnaise au niveau du Perron des Encombres débute par des gypses rapportés au Carnien. Les variations d'épaisseur et de faciès des niveaux jurassiques sus-jacents sont reliées à celles de ces évaporites. Au droit des masses importantes de gypse, les séries jurassiques et même les niveaux de la formation rhétienne sont amincies. Ces amincissements s'accomplissent par diminution globale d'épaisseur, mais aussi par des condensations et sont rattrapées latéralement par des failles synsédimentaires. Ces failles sont soit conservées intactes, comme au Col du Bonhomme, soit ont par la suite évolué en décrochement alpin comme sous le petit Perron des Encombres.

Toutes ces observations montrent qu'il y a eu des mouvements des évaporites dès la fin du Norien, qui ont continué par endroit jusqu'à l'Oxfordien, qui ont influencé la disposition de sédiments. La majeure partie des mouvements débute au début du Lias et étaient achevés dès le milieu du Dogger : les failles synsédimentaires sont scellées par des dépôts de cet âge. Le déplacement de ces évaporites était peut-être uniquement gravitaire et l'arrêt des mouvements est lié à l'épuisement des ressources disponibles ; lorsque toutes les évaporites susceptibles de se déplacer l'ont fait, tout reste figé. Mais il peut aussi se faire en partie sous l'influence des variations des contraintes tectoniques globales à l'échelle de la marge. Sous cette hypothèse, les modifications majeures de contraintes seraient survenues au cours du Lias. Une modélisation du comportement hydrodynamique de ces masses gypseuses a été tentée par P. Samec (1987). Toutefois, une vision en deux dimensions seulement, comme dans le Massif des Encombres, permet d'apprécier le phénomène diapirique, mais doit être utilisée avec prudence lorsqu'il s'agit d'en tirer des conclusions dans une direction perpendiculaire ou d'adapter des modèles.

Quoi qu'il en soit, ces affleurements montrent qu'il a existé des mouvements diapiriques dans le bassin au cours du Lias, lorsque les deux conditions indispensables ont été réunies : présence d'évaporites triasiques et sédimentation jurassique. Ces conditions sont uniquement présentes en domaine subbriançonnais sur la transversale, ainsi que vraisemblablement en domaine piémontais. Mais là, les déformations ultérieures ont été trop importantes pour que les structures diapiriques, s'il y en a eu, soient conservées. Par contre, dans le domaine dauphinois plus méridional, des évaporites triasiques forment certainement des diapirs ou des intumescences, susceptibles de former des pièges stratigraphiques.

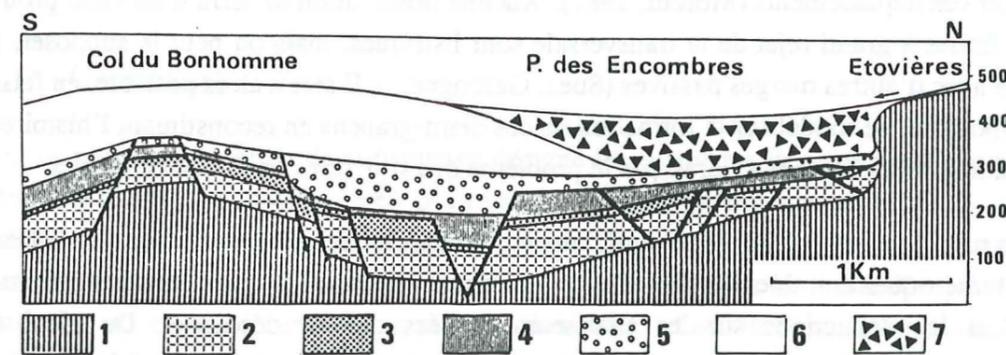


Figure 46. Structures diapiriques du Perron des Encombres, d'après Samec *et al.*, 1987

Les affleurements permettent de reconstituer la situation au début du Callovien représentée ci-dessus. Les failles figurées sont effectivement observées, mais, pour la plupart reprises en failles inverses au cours des déformations alpines. Les différences de faciès ou d'épaisseurs des séries triasiques et jurassiques de part et d'autre de ces failles permettent néanmoins de conclure à leur caractère synsédimentaire, d'autant plus que cette hypothèse permet une reconstitution satisfaisante.

- |                              |                        |  |
|------------------------------|------------------------|--|
| 1 : gypses                   | 2 : Hauptdolomit       | 3 : dépôts tidaux (Rhétien-Hettangien) |
| 4 : calcaires à silex (Lias) | 5 : calcaires (Dogger) | 6 : calcschistes (Callovien)           |
| 7 : Brèche du Télégraphe     |                        |  |

### 5.2 Les divers ordres de grandeur des structures

Cette revue des structures permet de se rendre compte qu'il y a trois ordres de grandeurs, ce que confirme également la répartition des faciès sédimentaires décrite dans le chapitre précédent. On peut voir des entités :

- décamétriques à hectométriques : failles d'Arsine par exemple (Rudkiewicz, 1986), discordance des calcschistes du Lias supérieur sur les basaltes alcalins de l'Aiguille de Morges, variations d'épaisseurs au Perron des Encombres.
- décakilométriques : bassin de Bourg d'Oisans, discordance de l'érosion liasique sur la nappe de Peyre-Haute, où les séries liasiques sont conservées à l'Ouest et érodées à l'Est.

- hectokilométriques : zone émergée briançonnaise.

Ces trois genres de structures résultent peut-être du même mécanisme, mais il est plus vraisemblable que des causes différentes les aient créées. Les structures du Perron des Encombres sont clairement d'origine halotectonique. Par contre, quelle est l'origine des petites failles d'Arsine ou de l'Ascension ? Un étirement de la croûte, et éventuellement de la lithosphère tout entière peut-il expliquer des structures d'ordre de grandeur différents ?

Les grabens et les demis-grabens hectométriques à décakilométriques peuvent s'expliquer par des rotations le long de failles. Dans le cas de failles listriques à courbure circulaire, on sait modéliser ces déplacements (Moretti, 1987). Aucune observation de terrain ne vient prouver que les failles à grand rejet de la transversale sont listriques, mais on peut le supposer, par analogie avec d'autres marges passives (Suez, Gascogne...). Il serait alors possible, en faisant cette hypothèse, de modéliser la formation de ces demi-grabens en reconstituant l'histoire de leur rotation. Mais on ne résoudrait pas le problème des structures hectokilométriques.

Dans un modèle géométrique de rotation, un pivotement de quelques degrés sur des distances pluri-kilométriques entraîne une élévation gigantesque, incompatible avec les observations de terrain, et les déductions sur les épaisseurs érodées qui en découlent. De plus, des mouvements descendants et ascendants alternativement ne sont pas compatibles avec des déformations liées uniquement à une rotation le long de failles. Il faut donc trouver un autre mécanisme pour expliquer les structures hectokilométriques telle que le Briançonnais et son soulèvement, puis sa subsidence au cours du rifting. Ce mécanisme doit être à l'échelle du mouvement qu'il engendre, c'est à dire à l'échelle lithosphérique. Il aura donc des répercussions sur la subsidence de toute la transversale, qu'il importe d'abord de quantifier, c'est l'objet du chapitre 6, puis de modéliser, dans le chapitre 7.

## Chapitre 6

# COURBES DE SUBSIDENCE : PRINCIPES, INCERTITUDES ET RESULTATS.

*Où est expliqué comment obtenir une courbe de subsidence, quelles variables utiliser. Où sont présentés les résultats quantitatifs issus des données de terrain.*

## 6.1 PRINCIPES ET PRECISION

### 6.1.1 Généralités

Dans cette partie, le terme de **subsidence** désigne les mouvements verticaux d'un horizon géologique donné. La subsidence est positive dans le cas d'un enfoncement ; s'il s'agit d'un soulèvement, elle est négative. L'origine, invariante dans le temps, par rapport à laquelle les mouvements verticaux sont repérés, est le niveau de la mer à la limite Trias-Lias. La subsidence est exprimée en mètres ou en kilomètres. Les vitesses de soulèvement ou d'enfoncement, ou **taux de subsidence**, sont exprimées en mètres par million d'années, c'est-à-dire en *Bubnoff*. La subsidence observée en un point donné est appelée **subsidence totale**. Elle reflète les particularités locales et permet la comparaison avec les autres points du même bassin. La subsidence dépend d'un certain nombre de paramètres externes ( surcharge sédimentaire, érosions ) d'un côté, et internes ( étirement crustal, anomalie thermique... ), de l'autre. La part de la subsidence totale qui résulte des actions internes est la **subsidence tectonique**.

La distinction en deux termes n'est pas artificielle, puisque le poids des sédiments influence l'enfoncement. Celui-ci est plus important dans le cas d'une marge grasse que d'une marge maigre. Il n'y a pas de sens à comparer la subsidence totale d'une marge maigre et d'une marge grasse. Par contre, il est licite de comparer les subsidences tectoniques de deux bassins différents, à deux époques différentes. De même, il est possible de comparer les subsidences tectoniques observées aux prédictions d'un modèle géodynamique.

Pour déterminer les subsidences, j'ai utilisé un programme mis au point par F. Bessis(1986), qui est construit suivant les principes rappelés ci-dessous. La subsidence, à un instant donné, obéit à l'équation :

$$Z_T = S + P - NM - A$$

où  $Z_T$  est la subsidence tectonique,  $S$  l'épaisseur des sédiments,  $P$  la profondeur d'eau,  $NM$  la variation eustatique et  $A$  l'effet de la charge sédimentaire.

Pour évaluer alors des taux de subsidence et tracer les courbes de subsidence en fonction du temps, il faut choisir une échelle d'âges absolus. En outre, il importe de savoir lesquels des

paramètres S, B, NM ou A influencent le plus les courbes de subsidence, de manière à connaître le degré de précision avec lequel il convient de les estimer.

### 6.1.2 Echelles d'âges absolus

Les datations absolues résultent de l'utilisation d'âges radiométriques. Pour les temps mésozoïques, les réactions isotopiques employées sont  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$  et  $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ . Pour dater les terrains sédimentaires, déjà calés biostratigraphiquement grâce aux zones d'ammonites, il faut y trouver des minéraux adéquats, dont la mise en place est contemporaine du dépôt des sédiments. Il s'agit alors soit de roches volcaniques ou volcano-sédimentaires, soit de minéraux sédimentaires authigéniques. Dans le premier cas (Rb-Sr), on date le passage à une température de refroidissement (âge dits *chauds*), dans le second (K-Ar), où l'on utilise principalement la glauconie, on parlera d'*âges froids*. En général, la diagénèse et l'enfoncement conduisent à une perte d'argon, ce qui fait que les *âges froids* sont plus récents que les *âges chauds* (Gradstein, 1985).

Si les datations absolues sont suffisamment nombreuses et bien réparties dans les dépôts d'une époque donnée, il est théoriquement possible de passer directement de l'échelle biostratigraphique à une échelle absolue. Ce cas idéal n'est quasiment jamais atteint, sauf pour la partie supérieure du Crétacé. De ce fait, lorsque les datations absolues sont plus dispersées, il faut interpoler.

Une méthode d'interpolation commode consiste à utiliser les largeurs des zones magnétiques des planchers océaniques. En supposant la vitesse d'acréation constante, on peut reconstituer les âges absolus pour les périodes durant lesquelles les inversions du champ magnétique sont rapprochées. On a procédé ainsi pour le Tertiaire et parfois une partie du Crétacé inférieur-Jurassique terminal (Van Hinte, 1978 ; Harland *et al.*, 1982 ; D.N.A.G., 1983). Mais lorsque le champ magnétique ne change pas durant une longue période, ou quand il n'y a pas de plancher océanique conservé, comme c'est le cas pour les temps pré-Malm, il faut interpoler en s'appuyant sur d'autres échelles supposées régulières.

Dans le cas du Jurassique, les seules datations absolues sont situées aux limites Norien-Hettangien, Aalénien-Bajocien (Odin et Kennedy, 1982), puis seulement à la limite Oxfordien-Kimméridgien (Harland *et al.*, 1982). On peut ensuite soit faire l'hypothèse d'une égale durée des étages (Harland *et al.*, 1982), soit, au contraire, considérer que toutes les zones d'ammonites ont la même durée (Odin et Kennedy, 1982 ; Kent et Gradstein, 1985).

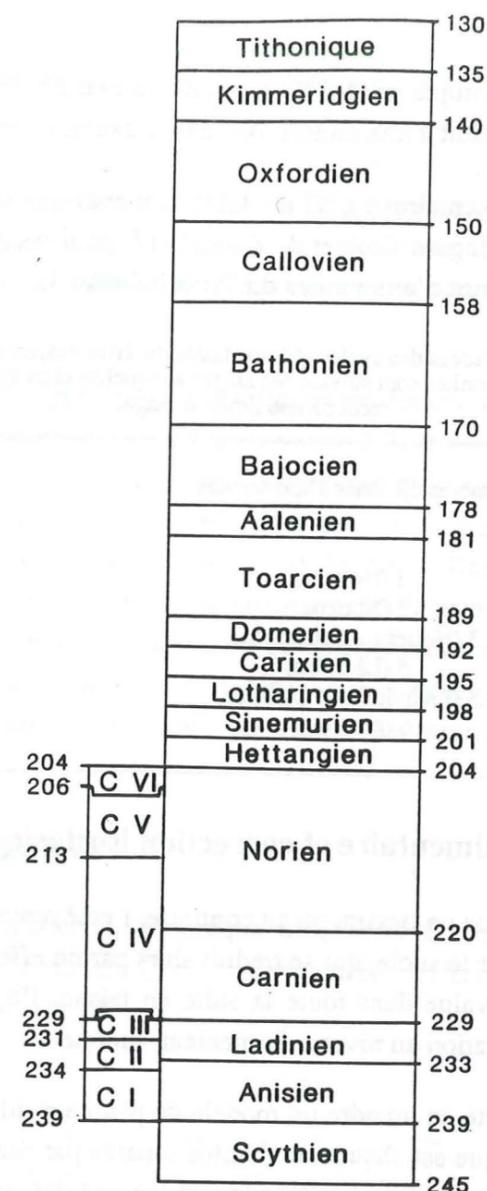


Figure 47. Echelle chronologique du Trias et du Jurassique en M.A.

L'échelle chronostratigraphique présentée à droite est interpolée à partir des données de G.S.Odin et W.S.Kennedy(1982), en supposant une égale durée des zones d'ammonites triasiques et jurassiques. L'échelle représentée à gauche s'applique aux cycles sédimentaires du Trias moyen et supérieur des Alpes Occidentales (voir texte et tableau 3).

Dans la suite de l'exposé, l'échelle d'Odin et Kennedy (1982) est retenue (figure 47). Elle est fondée, pour le Jurassique, sur des âges absolus *froids* et sur l'hypothèse d'égale durée des zones d'ammonites. Cette interpolation sur les zones d'ammonites semble plus précise que celle basée sur les étages, car ces derniers sont des entités composées, définies à l'origine à partir de corps sédimentaires superposés, séparés parfois par des discontinuités recouvrant plusieurs zones d'ammonites. Les âges *froids* fournissent des datations plus récentes que les âges *chauds*. Mais l'échelle d'Odin et Kennedy reste dans les intervalles d'erreurs des autres échelles pour la période Trias-Lias-Dogger. Pour la suite des étages, au Malm et au Crétacé, j'ai conservé la même échelle, malgré des différences sensibles avec Kent et Gradstein. En

tout cas, une erreur systématique sur les âges absolus a peu d'influence sur les courbes de subsidence, puisqu'elle conduit à une translation selon l'axe des temps.

Les durées des cycles sédimentaires I à VI du Trias sont évaluées suivant la même méthode, à partir des données de J. Mégard-Galli et A. Baud(1977) pour les datations des cycles, et de A. Baud(1977), pour les zones d'ammonites du Trias (tableau 3).

**Tableau 3.** Durées des cycles sédimentaires du Trias moyen et supérieur.  
Les nombres de zones d'ammonites sont suivies des étages auxquelles elles appartiennent lorsqu'un cycle recoupe une limite d'étage.

cycle	Nombres de zones d'ammonites	durée du cycle en M.A.
VI	1 (Norien)	2.3
V	3 (Norien)	6.9
IV	3 (Norien) + 6 (Carnien)	15.9
III	1.5 (Ladinien)	1.5
II	2.5 (Ladinien) + 1 (Anisien)	3.4
I	6 (Anisien)	5.6

### 6.1.3 Surcharge sédimentaire et correction isostatique

Le dépôt des sédiments dans un bassin, ou au contraire, l'enlèvement de matériel par érosion, va exercer une pression sur le socle, qui se traduit alors par un effet isostatique. L'effet de la charge sédimentaire est évalué dans toute la suite en faisant l'hypothèse d'Airy (isostasie locale), avec une compensation au niveau du manteau supérieur.

L'autre possibilité aurait été de prendre un modèle de plaque rigide élastique. Cependant, en contexte de rifting, la plaque est chaude, et de plus séparée par des failles peut-être listriques en portions à mouvements verticaux indépendants les uns des autres. C'est pourquoi une isostasie locale est préférable à l'isostasie élastique. En outre, elle offre l'avantage d'être plus facile à utiliser, et ne nécessite pas d'hypothèses sur l'épaisseur de la plaque rigide.

Les densités choisies pour les diverses couches sont les suivantes :

- eau de mer : 1.1
- manteau supérieur : 3.3
- fluide de compensation : 1.1  
(Ce fluide remplit le bassin subsident dès que la subsidence n'est plus nulle ; ici, le bassin est rempli d'eau de mer, et non pas d'air.)
- constituants des sédiments : carbonates 2.65 , argiles 2.75.

Les densités des sédiments sont déterminées directement par double pesée des échantillons de terrain. Comme il s'agit surtout de carbonates qui ont subi une importante compaction, leur

densité totale mesurée par double pesée peut être assimilée à leur densité de matrice. Toutefois, il se pourrait que les densités actuelle et originelle soient différentes, par suite des déformations cristallines liées à l'orogénèse (c'est-à-dire par suite d'une compaction dite *tectonique*). Cependant, tous les carbonates ont une masse volumique comparable, quelle que soit leur position structurale, qu'ils proviennent des zones internes ou externes. Ceci a été confirmé par ailleurs (Siddans, 1977). Les autres valeurs des densités sont classiques (Watts et Steckler, 1979).

L'ordre de grandeur des compensations isostatiques est fonction du poids des sédiments. Pour une hauteur  $h$  de sédiments, de densité moyenne 2.7, le réajustement isostatique sera  $\frac{2.7}{3.3}h$ , soit  $\sim 0.8 h$ . L'incertitude sur ce terme est négligeable, puisque le poids des sédiments ne dépend que de leur épaisseur qui est connue avec précision. Cependant, une erreur peut s'introduire par l'hypothèse d'une compensation locale. Dans la réalité, malgré sa température et son découpage en surface, une portion de la lithosphère réagit toujours comme une plaque élastique et résiste à l'enfoncement. La compensation isostatique réelle est donc moins forte que celle prévue par la méthode d'Airy. La subsidence déterminée par l'équation du paragraphe 6.1.1 est donc une valeur par excès, du moins en ce qui concerne la compensation isostatique.

### 6.1.4 Variations eustatiques

Les variations eustatiques au cours du Jurassique utilisées ici résultent du lissage des courbes de Vail et Todd (1981) et de Hallam (1981). Ces courbes diffèrent dans le détail, mais le lissage les rend comparables (fig. 48).

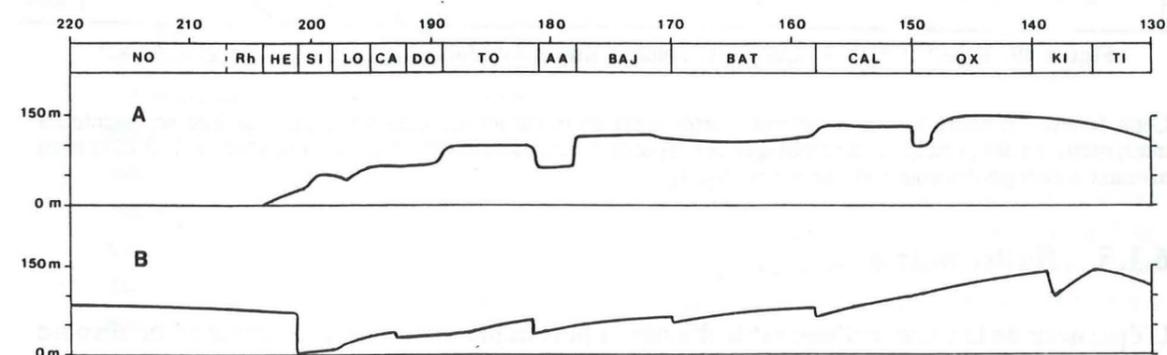


Figure 48. Variations du niveau de la mer au Jurassique.

A : d'après Hallam (1978,1981) B : d'après Vail et Todd (1981)

Certaines études de subsidence négligent les variations eustatiques (Royden et Keen, 1980), avec l'idée que les erreurs sur les variations eustatiques sont du même ordre de grandeur que celles introduites par l'hypothèse de non variation du niveau de la mer. Les variations

eustatiques ont été introduites dans les courbes, car il est plus réaliste de faire varier le niveau des eaux, même d'une manière imprécise, que de le garder constant. Il faut toutefois garder à l'esprit l'origine de ces courbes. Elles proviennent en partie de données sur la Mer du Nord. Les appliquer à la Téthys revient à supposer une liaison entre la Mer du Nord et la Téthys.

Quoi qu'il en soit, les variations estimées du niveau des eaux ne dépassent pas 200 m entre la fin du Trias et la fin du Jurassique. Les erreurs dues à l'eustatisme restent donc inférieures à cet ordre de grandeur.

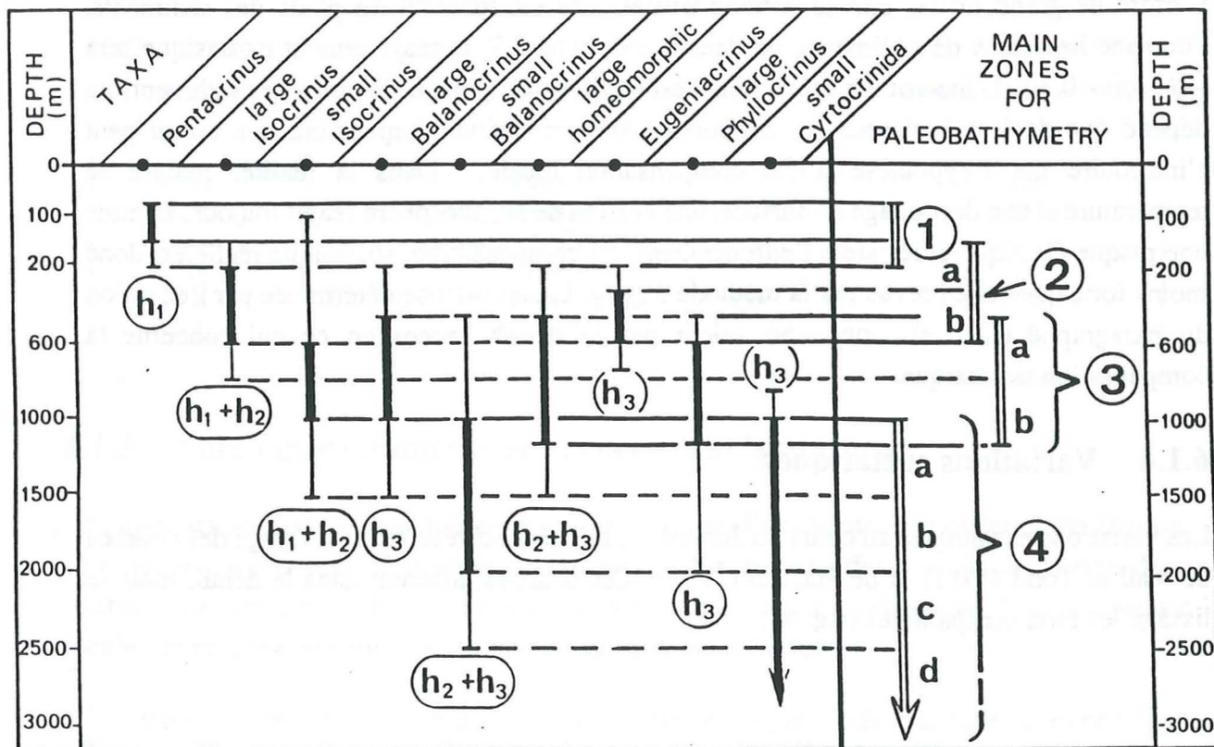


Figure 49. Echelle bathymétrique des crinoïdes téthysiens du Jurassique, tirée de Roux *et al.* (1987).

Cette échelle est basée sur les caractères morphologiques et sur les associations d'espèces. Elle représente les interprétations des principaux assemblages des espèces de crinoïdes en profondeur (ensembles 1, 2, 3 et 4) et en niveaux d'énergie des courants (termes  $h_1$ ,  $h_2$ ,  $h_3$ ).

### 6.1.5 Bathymétrie

L'épaisseur de la tranche d'eau est la donnée la plus imprécise. Pour la déterminer, on dispose de deux méthodes :

1. L'une est *relative*, liée aux variations latérales de faciès sédimentaire. Sur la transversale, à une époque donnée, un type de sédiment correspond à un milieu de dépôt relativement plus profond, moins profond ou de profondeur comparable à un autre.
2. Une méthode actualiste liée à l'évolution des crinoïdes pédonculés (Roux *et al.*, 1987). Dans l'actuel, la répartition verticale des crinoïdes pédonculés est régie par les conditions écologiques. D'une part, les courants impliquent une

forme de squelette spécifique. De l'autre, la taille des individus dépend en particulier de l'apport de nourriture en provenance du haut. Ces changements sont indépendants des affinités taxonomiques. Il est alors possible d'extrapoler et de les appliquer aux crinoïdes du passé, dont il n'existe plus obligatoirement des équivalents ou des descendants à l'époque actuelle. Une échelle de profondeur est ainsi définie, basée sur les crinoïdes et sur divers types d'environnements océaniques. Ceci permet d'obtenir des données bathymétriques *relatives* et, si l'on considère que la répartition en profondeur des crinoïdes actuels n'a pas variées au cours du temps, des données *absolues* (fig. 49).

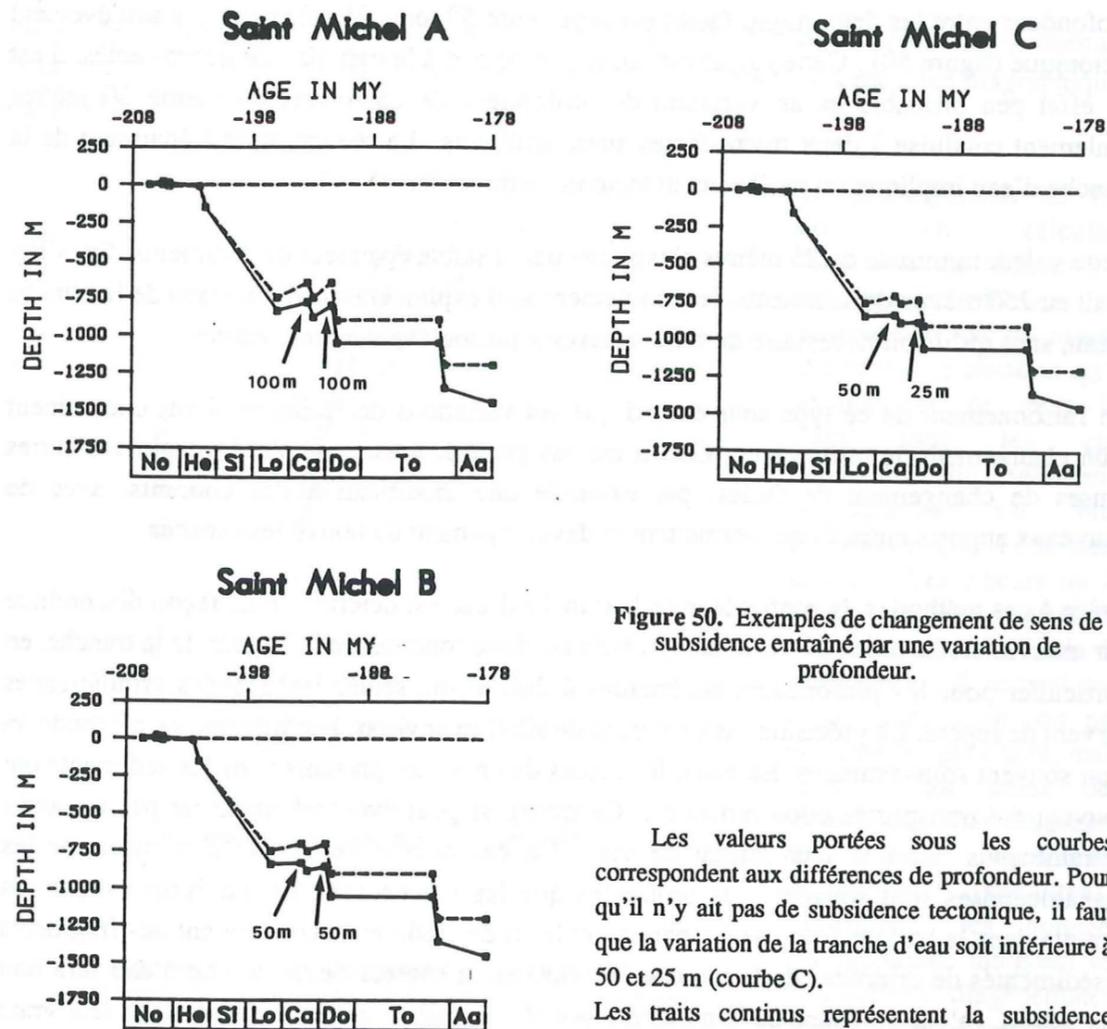


Figure 50. Exemples de changement de sens de subsidence entraîné par une variation de profondeur.

Les valeurs portées sous les courbes correspondent aux différences de profondeur. Pour qu'il n'y ait pas de subsidence tectonique, il faut que la variation de la tranche d'eau soit inférieure à 50 et 25 m (courbe C). Les traits continus représentent la subsidence tectonique, les tiretés la profondeur.

Déterminer des variations de profondeur à partir des variations de faciès est délicat. L'exemple de la coupe de Saint-Michel-en-Beaumont montre une façon de résoudre ce problème. Au cours du Carixien et du Domérien, on trouve par deux fois la même succession de micro-faciès : des calcaires à spicules suivis de calcaires à échinodermes et bryozoaires. Or ces deux micro-faciès reflètent des milieux différents, les calcaires à spicules étant plus

profonds que les calcaires à bryozoaires. La profondeur diminue par deux fois. Est-ce à cause du comblement du demi-graben de Saint-Michel par des sédiments, ou, au contraire, par suite d'un soulèvement du socle ?

Le soulèvement du socle est représenté par une subsidence tectonique vers le haut, tandis que le comblement correspond à une subsidence tectonique nulle ou vers le bas, un apport de sédiments suffisant venant compenser l'enfoncement du substratum. On peut faire diverses hypothèses sur la différence de profondeur entre les deux micro-faciès. Avec ces hypothèses, et après calcul, la subsidence tectonique est soit positive, soit négative, en fonction de l'épaisseur des séries déposées. Avec les données de St-Michel, dès que la différence de profondeur entre les deux micro-faciès est supérieure 50, puis 25 mètres, il y a soulèvement tectonique (figure 50). Cette valeur est faible par rapport à la variation de micro-faciès. Il est en effet peu probable qu'une variation de profondeur de 25 mètres ou même 50 mètres seulement conduise à deux micro-faciès aussi différents. La réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau implique un soulèvement tectonique du socle.

Cette valeur minimale de 25 mètres s'explique par la faible épaisseur de sédiments. Or, s'il y avait eu 250 mètres de sédiments, le comblement seul expliquerait la diminution de la tranche d'eau, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir un soulèvement tectonique.

Un raisonnement de ce type sous-entend que les variations de faciès résultent uniquement d'un changement de profondeur. Ceci n'est pas prouvé, il est possible d'imaginer d'autres causes de changement de faciès, par exemple une modification des courants, avec de nouveaux apports nutritifs qui permettent le développement de nouvelles espèces.

Grâce à ces méthodes, la profondeur de la tranche d'eau est déterminée de façon discontinue par intervalles. La précision de la bathymétrie est donc fonction de la largeur de la tranche, en particulier pour les profondeurs supérieures à 200 m, où seules les données crinoïdiennes servent de repère. La précision est de l'ordre de  $\pm 200$  m environ. Par ailleurs, les profondeurs sont souvent sous-estimées. En effet, les pièces de crinoïdes présents dans les sédiments ont souvent été transportés et/ou remaniés. Ce transport peut éventuellement ne pas les avoir entraînés plus bas que leur milieu de vie. Ce cas devrait cependant être rare, car les thanatocénoses sont souvent plus profondes que les biocénoses. Le transport est pris en compte dans la bathymétrie. Ainsi, par exemple, si des sédiments contiennent des fragments resédimentés de crinoïdes de la tranche 200-500 m, la hauteur de la tranche d'eau sera non pas 350 m, valeur moyenne de la tranche, mais 500 m, valeur extrême. Cependant, leur vraie profondeur pourrait avoir été supérieure à 500 m. Pour utiliser cette méthode, il faut essayer, dans la mesure du possible, de trouver des crinoïdes en place dans leur milieu de vie. Lorsque cela n'est pas possible, les épaisseurs d'eau données par défaut.

Comme le montre la formule du paragraphe 6.1.1, la profondeur apparaît sous une forme linéaire dans la subsidence. Une erreur de bathymétrie intervient donc de façon directe, non

atténuée par une étape de calcul intermédiaire, comme c'est le cas du paramètre suivant. C'est donc un paramètre très sensible.

### 6.1.6 Epaisseur des sédiments

L'épaisseur de la tranche sédimentaire au moment du dépôt intervient également pour le calcul de la subsidence. Il faut donc la reconstituer, en tenant compte de la compaction depuis le dépôt. Pour cela, l'hypothèse communément faite est que la compaction se fait par évacuation d'eau et diminution de la porosité en fonction de la profondeur d'enfouissement. Ce type de compaction est dite *gravitaire*.

Pour l'évaluer, on utilise des courbes de porosités en fonction de la profondeur, obtenues pour des lithologies standard (grès, argiles, carbonates) d'après des mesures diagraphiques dans des puits (fig. 51).

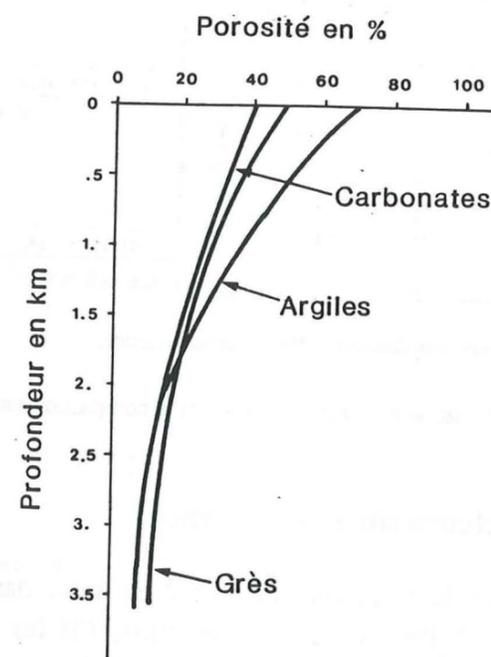


Figure 51. Courbes de porosité-profondeur.

A partir de 2 km de profondeur, les courbes des carbonates et des argiles se superposent. Données d'après F. Bessis (1986) et Brewster et Butler (1985).

La décompaction se fait alors en calculant l'épaisseur de sédiments à une époque donnée, en ramenant le toit du niveau concerné à la position qu'il occupait en ce temps-là. Dans tous les cas, l'épaisseur de sédiments décompactés est plus importante que l'épaisseur actuelle. Les erreurs sur le terme S peuvent provenir de l'hypothèse sur le mode de compaction. Il se peut que la compaction ne soit pas uniquement gravitaire, mais qu'il y ait aussi des dissolutions, par diagenèse ou par contraintes tectoniques (stylolithes). Cependant, les données diagraphiques intègrent les dissolutions diagenétiques, puisqu'elles mesurent la porosité globale.

Comme le montre la figure 52, une variation importante des courbes de porosité n'influence que peu les courbes de subsidence. Ceci est lié en partie à la minceur des séries étudiées.

Comme par ailleurs, la densité des roches ne varie pas de façon significative avec leur position structurale, la compaction *tectonique* n'est pas fondamentalement différente de la

compaction *gravitaire* et peut être appréciée en simulant un enfouissement plus important. Ainsi, par exemple, la compaction des séries briançonnaises tient compte de l'existence ou du passage des nappes du Flysch à Helminthoïdes au-dessus.

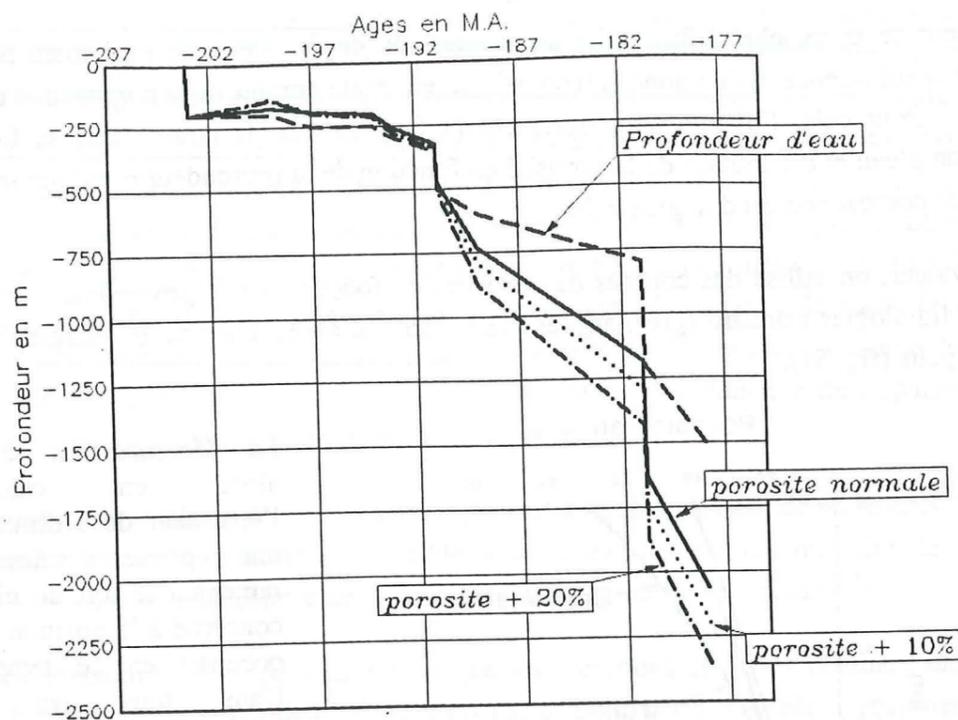


Figure 52. Influence d'une variation des porosités sur la subsidence.

Cet exemple, fabriqué à partir de la série de Tête Moute, montre que l'influence de la compaction est faible pour les séries de faible épaisseur, inférieure à 200 m.

### 6.1.7 Influences relatives des facteurs sur la subsidence

Pour les séries de cette transversale, les facteurs les plus sensibles sont, dans l'ordre décroissant : (1) la profondeur d'eau, (2) l'épaisseur des sédiments, (3) les variations eustatiques et (4) les corrections isostatiques. Les évaluations numériques de ces termes sont affectés, par les raisons exposées ci-dessus, de biais systématiques. Malheureusement, le facteur le plus sensible, la profondeur, est aussi le moins précis. C'est pourquoi, les incertitudes moyennes de subsidence sont de l'ordre de 200 m à 500 m.

## 6.2 RESULTATS : UNE SUBSIDENCE EN TROIS ETAPES

### 6.2.1 La subsidence en domaine dauphinois ; l'influence des basculements des blocs

Les coupes retenues sont celles de Versenat, de Saint-Michel-en-Beaumont (toutes deux d'après T. Bas(1985), du Grand Renaud, de Tête Moute et de Puy Golèfre (figure 53).

Les ruptures de pente se produisent à deux reprises ( chiffres 1 et 2 sur les courbes ), d'une part à la fin de l'Hettangien, d'autre part à la fin du Toarcien. Ces ruptures correspondent à des enfoncements sur toutes les coupes, à l'exception du Grand Renaud. Par ailleurs, à Versenat, St-Michel et Tête Moute, des mouvements ascendants, de plus faible amplitude que les mouvements descendants, existent du Carixien au Domérien. Ces remontées pourraient être des artefacts, liés à des erreurs des paramètres, cependant, leur apparition simultanée sur trois coupes conduit à rechercher une explication géologique.

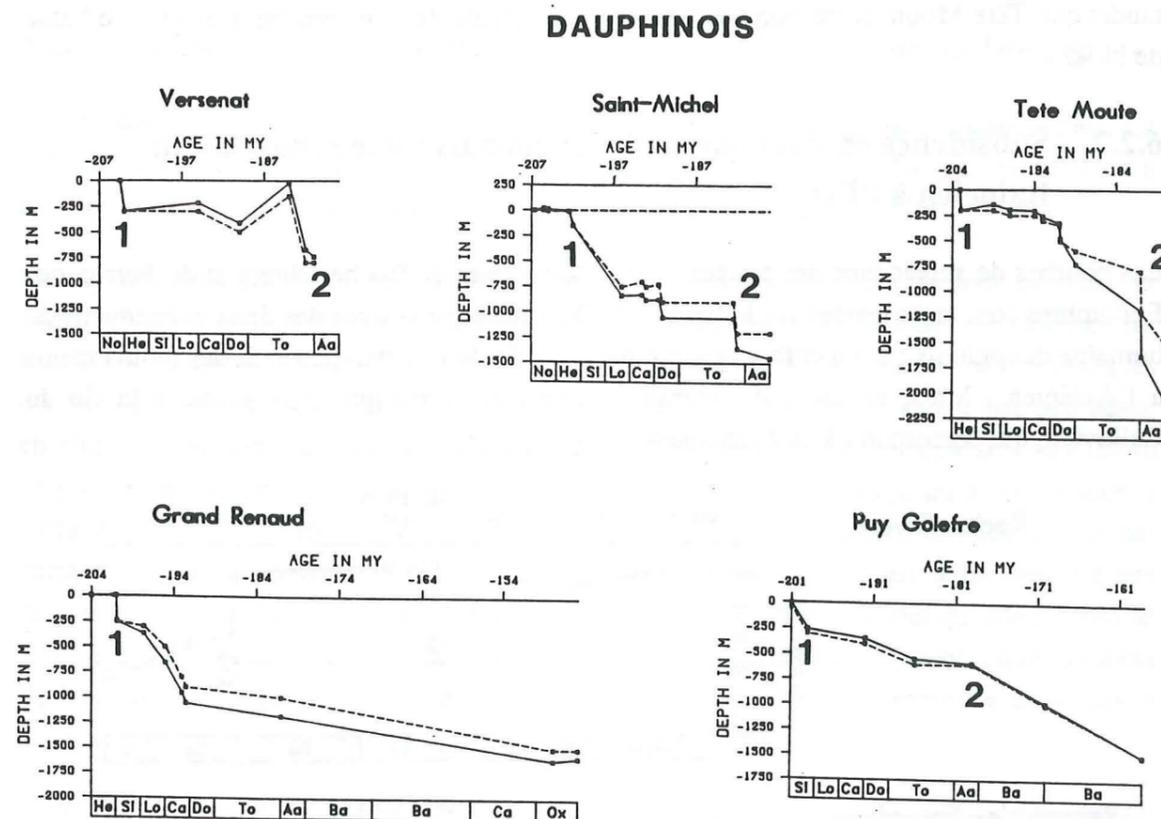


Figure 53. Subsidence de séries dauphinoises typiques.

Les traits continus indiquent la subsidence tectonique, les tiretés la profondeur. Les chiffres 1 et 2 correspondent à des événements globaux à l'échelle de la marge.

Ces courbes enregistrent donc à la fois des mouvements de subsidence d'ensemble, visibles sur la totalité du domaine : enfoncement à la fin de l'Hettangien par exemple, et des mouvements propres à chaque série : soulèvement pour Versenat, stabilité pour le Grand Renaud ou Puy Golèfre au cours du Domérien-Toarcien.

On voit apparaître là l'aspect dual de la subsidence : des manifestations globales, à l'échelle du domaine, et des manifestations locales, à l'échelle de la structure. Cet effet d'échelle peut se relier à deux phénomènes géodynamiques d'ordre différent : le premier se fait sentir sur des distances de l'ordre de la centaine de kilomètres, le second à l'échelle décakilométrique.

Les explications des deux types de subsidence devront tenir compte de ces différences d'échelle.

Les manifestations à grande longueur d'ondes résultent de phénomènes géodynamiques qui intéressent la lithosphère toute entière, alors que les effets à courte longueur d'onde sont d'origine moins profonde. Il peut s'agir, par exemple, des conséquences d'une rotation de bloc. Versenat se trouve sur un nez de bloc basculé, ce qui peut expliquer sa remontée. Grand Renaud et Puy Golèfre sont sur des parties intermédiaires, ou sur des domaines peu mobiles, tandis que Tête Moute correspond à une aire plus subsidente, plus proche d'une partie basse de bloc.

### 6.2.2 Subsidence en domaine subbriançonnais ; une remontée au Bajocien à l'Est

Les courbes de subsidence des coupes subbriançonnaises de Roche-Olvéra et du Perron des Encombres sont représentées sur la figure 54. On y retrouve la trace des deux événements du domaine dauphinois : 1. un enfoncement rapide à la fin de l'Hettangien et 2. des mouvements à l'Aalénien. Mais, en plus, il apparaît ici une troisième rupture de pente, à la fin du Callovien, qui correspond à un événement 3.

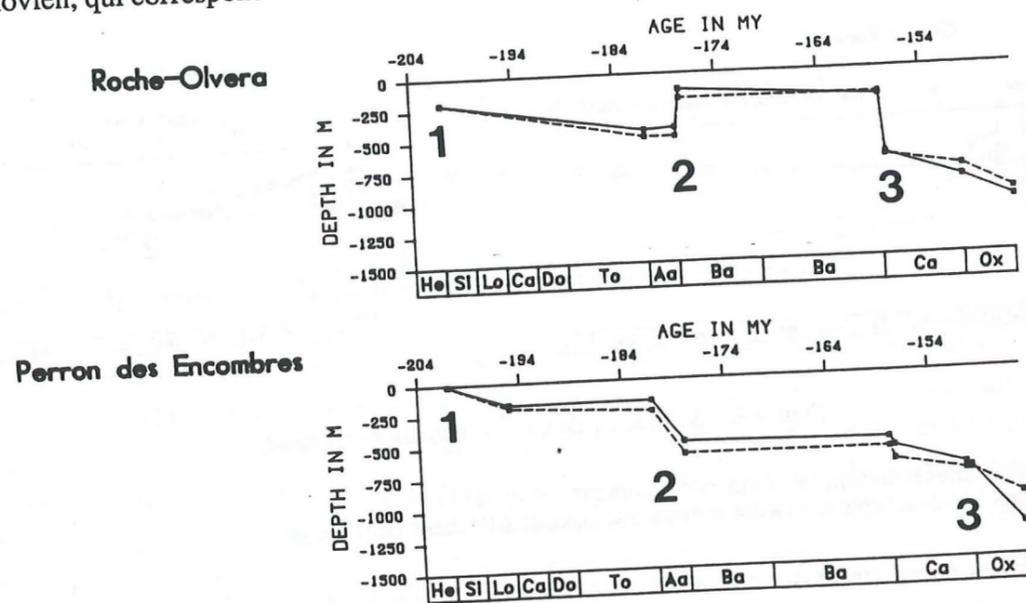


Figure 54. Subsidence en domaine subbriançonnais.

Sur ces courbes, on retrouve les événements 1 et 2 du domaine dauphinois, ainsi qu'un événement 3.

Alors que l'événement 2 entraîne un enfoncement du Perron des Encombres, au contraire, Roche-Olvéra est soulevé. Cette différence de subsidence s'explique de la façon suivante. Malgré l'incertitude liée à la forte déformation tectonique du domaine subbriançonnais, il semble que Roche-Olvéra soit d'origine plus interne que le Perron des Encombres. Or, comme on le verra plus bas, le domaine briançonnais, à l'Est, a été vraisemblablement

soulevé à la faveur de l'événement 2. Ces deux courbes illustrent un comportement contrasté entre les parties du domaine subbriançonnais. Roche-Olvéra présente des affinités briançonnaises, le Perron des Encombres, par contre, montre une subsidence proche de celle du domaine dauphinois. Cette différence de comportement ne peut s'expliquer par la tectonique halocinétique reconnue au Perron des Encombres (chapitre 4). La coupe du Perron était située sur une intumescence, ce qui provoque un soulèvement local, mais sans aucune influence importante sur la subsidence générale. On retrouve là un effet d'échelle identique à celui observé en domaine dauphinois.

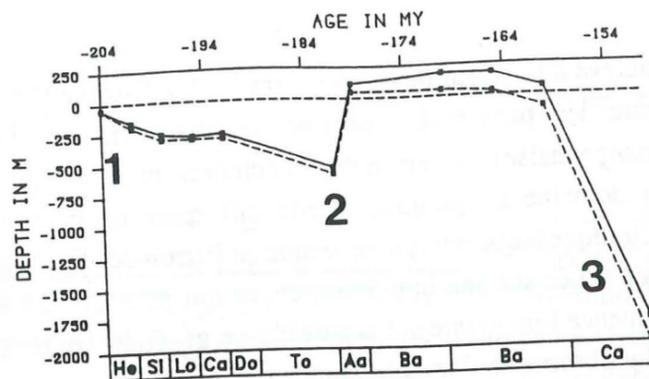
### 6.2.3 Subsidence en domaine briançonnais ; une émergence au Dogger

Les coupes du Galibier et de l'Ascension illustrent l'évolution du domaine briançonnais. La subsidence du domaine briançonnais entre la fin du Trias et la fin du Dogger est difficile à estimer, puisque la majeure partie des terrains de cet âge a disparu.

Les hypothèses qualitatives sur la sédimentation en Briançonnais au Lias sont exposées et justifiées dans le paragraphe 4.3.2 (page 69). Il faut, dans ce chapitre, en préciser les hypothèses quantitatives. Les épaisseurs des séries triasiques érodées sont estimées d'après les données de J.Mégard-Galli et A.Baud(1977). Les calcaires liasiques devaient être peu épais, en effet, ils sont semblables à ceux du domaine subbriançonnais, qui ne dépassent pas 100 m de puissance. Des conduits karstiques recoupent les dolomies du Trias jusqu'à 200 m sous la surface d'érosion (Faure, 1985), ce qui donne ordre de grandeur de l'altitude atteint par certains points du domaine au cours de l'émergence. L'érosion a vraisemblablement été très rapide au début de la surrection, puis a diminué par la suite, si l'on admet qu'elle dépend de l'altitude (Moretti et Turcotte, 1985). Pour le calcul de la subsidence, j'admets que la moitié de la colonne érodée l'a été au début du soulèvement, puis respectivement le tiers puis le sixième à la fin du Bajocien et au milieu du Bathonien.

Avec ces hypothèses, les trajets sont contraints et les courbes de subsidence bien déterminées (fig. 55).

Peyre-Haute



Clot des Vaches

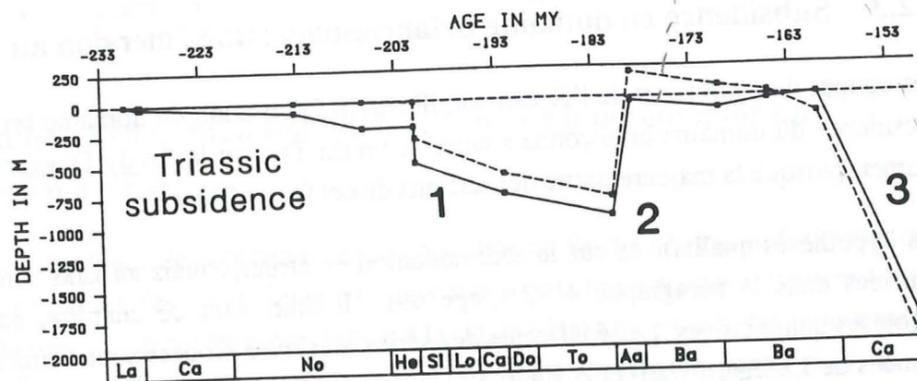


Figure 55. Subsidence en domaine Briançonnais.

Les trois événements du domaine subbriançonnais se retrouvent en domaine Briançonnais. Sa caractéristique principale est son émergence au Dogger avec l'événement 2.

#### 6.2.4 Subsidence en domaine piémontais

La subsidence du domaine piémontais est évaluée à partir de la coupe de la Grande Hoche (figure 56).

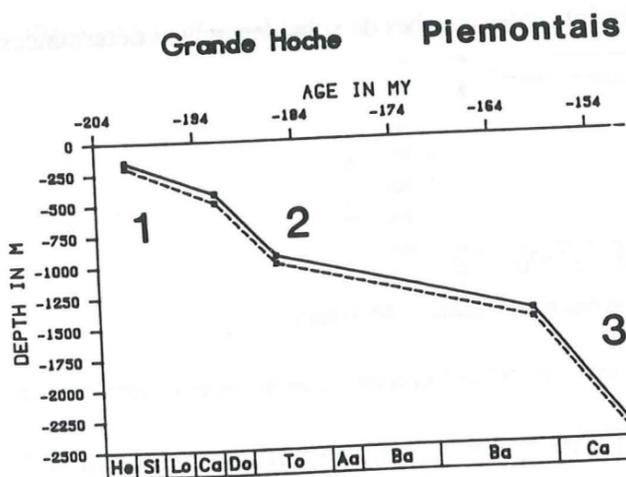


Figure 56. Subsidence en domaine piémontais.

Etant données les incertitudes de datation et de bathymétrie, cette courbe est plus qualitative que quantitative. En particulier, la profondeur finale de 2500 m à l'Oxfordien correspond à la profondeur moyenne des rides océaniques actuelles. C'est une valeur quasi arbitraire. Elle s'appuie cependant sur la nature des sédiments qui surmontent le soubassement océanique en domaine ligurien : ce sont des radiolarites, absolument décarbonatées, qui indiquent une profondeur supérieure à celle de la C.C.D. (Bourbon, 1980).

La C.C.D. n'atteignait toutefois peut-être pas de telles profondeurs dans le petit océan téthysien à cette époque.

#### 6.2.5 Résumé des événements tectoniques au cours du rifting

De l'examen de ces courbes quantitatives, on peut tirer les conclusions suivantes, qui résument les événements globaux de la subsidence, indépendamment des manifestations locales.

- Il y a eu trois phases d'extension. Chaque phase est matérialisée par une rupture de pente des courbes de subsidence, correspondant à une variation brusque du taux de subsidence.
- La phase 1, d'âge Hettangien supérieur, se retrouve sur toute la transversale. C'est un enfoncement de 200-300 m.
- La phase 2 se retrouve sur toute la marge, toutefois plus nettement en domaine dauphinois. Elle dure du Domérien à l'Aalénien et semble migrer vers l'Est au cours du temps : elle est clairement domérienne en domaine dauphinois externe (blocs de la Mure, S du Pelvoux), toarcienne en domaine dauphinois interne (vallons de la Muzelle, plateau d'Emparis), aalénienne en domaine subbriançonnais, peut-être toarcienne ou aalénienne en domaine piémontais. Suivant les endroits, la phase 2 est soit un enfoncement, soit un soulèvement. C'est un enfoncement d'environ 300-500 m en domaine dauphinois. En domaine subbriançonnais et Briançonnais, c'est un soulèvement qui atteint respectivement 200 et 500 m environ. Mais seul le Briançonnais est amené à l'émergence. Au contraire, en domaine piémontais, c'est à nouveau un enfoncement, plus difficile à estimer (200-500 m ?).
- La phase 3, d'âge Callovien supérieur-Oxfordien inférieur, est particulièrement sensible dans la partie interne de la marge. L'enfoncement est rapide et atteint 500-1000 m en domaine Briançonnais et piémontais. Les rares affleurements du domaine dauphinois sur la transversale choisie ne permettent pas de dire avec précision si elle affecte aussi ce dernier. La phase 3 a pour conséquence l'ouverture océanique.

Ces données fournissent des contraintes qui devront être respectées lors de la modélisation.

## Chapitre 7

# APPLICATION D'UN MODELE D'EXTENSION ET RECONSTITUTION DE LA STRUCTURE THERMIQUE

*Où un modèle d'extensions multiples non-uniformes est adapté à la situation de la marge téthysienne, pour calculer les taux d'extension de la croûte et du manteau lithosphérique et donner une image thermique de la lithosphère au cours du Jurassique.*

### 7.1 LE MODELE UNIFORME

#### 7.1.1 L'idée de base

Le modèle qui suit a été proposé par D. McKenzie (1978). Extrêmement simple, il étudie la réponse de la lithosphère suite à une extension d'un facteur  $\beta$ . Cette extension, dont l'origine importe peu ici, se traduit par une diminution d'épaisseur de la lithosphère et donc de la croûte, et par une remontée de l'asthénosphère plus chaude. Ceci introduit une anomalie thermique, qui s'évanouit au cours du temps par conduction. L'étirement initial, puis le refroidissement induisent par compensation isostatique une subsidence. L'objet du modèle est de quantifier cette subsidence.

#### 7.1.2 Les données fondamentales

Les différents aspects du modèle à une dimension sont représentés fig. 57. A l'instant  $t = 0$ , la lithosphère a l'épaisseur  $a$ , la croûte  $t_c$ . La température de la lithosphère croît linéairement depuis  $0^\circ\text{C}$  à la surface jusqu'à  $T_0$  à l'interface lithosphère-asthénosphère, puis est constante dans l'asthénosphère.

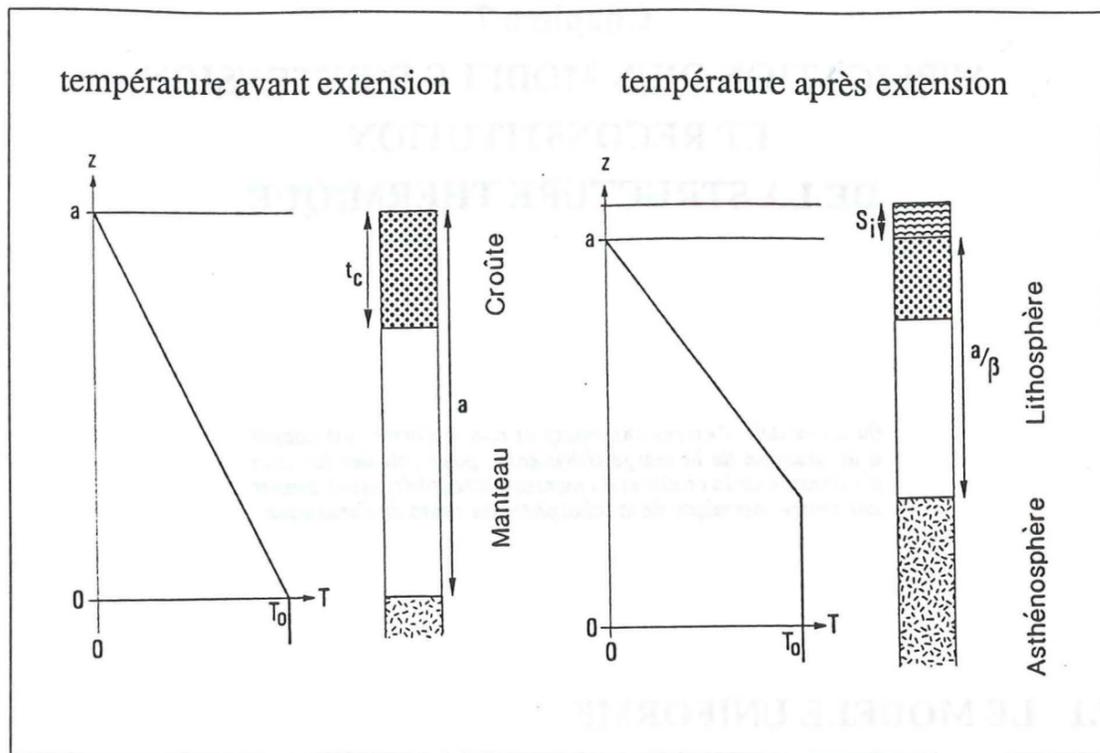


Figure 57. Structure thermique de la lithosphère après un étirement uniforme.

$S_i$  : subsidence initiale.

Dans cet exemple d'extension uniforme  $\beta$ , la subsidence est positive, c'est donc un enfoncement et la portion enfoncée est envahie par l'eau de mer.

A l'instant  $t$ , la lithosphère est étirée de  $\beta$ , son épaisseur devient  $a/\beta$ . De même, l'épaisseur de la croûte devient  $t_c/\beta$ . La remontée de matériel asthénosphérique plus chaud introduit un déséquilibre isostatique, qui se traduit par une **subsidence initiale** :  $S_i$ . La structure thermique est alors aussi modifiée. Le refroidissement de l'asthénosphère remplaçant la lithosphère étirée implique par la suite une augmentation de la densité, d'où une réponse isostatique ; en d'autres termes, une subsidence fonction du temps, c'est la **subsidence thermique**. Cette subsidence se calcule en déterminant l'évolution de la température au cours du temps, puisque les densités sont reliées de manière linéaire à la température.

De manière analytique, on peut considérer que la lithosphère est un milieu à conductivité thermique uniforme  $\kappa$ . Trouver la température revient à résoudre l'équation de la chaleur :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{\kappa} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (7-1)$$

avec les conditions initiales exposées ci-dessus. Puis, à l'aide des données de température, puisque la masse volumique dans la lithosphère est fonction de la température par :  $\rho(z,t) = \rho(0,t)(1 - \alpha T(z,t))$ , on résout l'équation de l'équilibre isostatique :

$$s(t) [\rho_a(1 - \alpha T_0) - \epsilon \rho_w] = \int_0^{a-t_c/\beta} \rho_a(z,t)(1 - \alpha T(z,t)) dz + \int_{a-t_c/\beta}^a \rho_c(z,t)(1 - \alpha T(z,t)) dz + \int_0^{a-t_c} \rho_a(z,t)(1 - \alpha T(z,0)) dz + \int_{a-t_c}^a \rho_c(z,t)(1 - \alpha T(z,0)) dz \quad (7-2)$$

avec  $\epsilon = 1$  si  $s(t) > 0$        $\epsilon = 0$  si  $s(t) < 0$ .

Les notations des équations ci-dessus sont explicitées dans la figure 58.

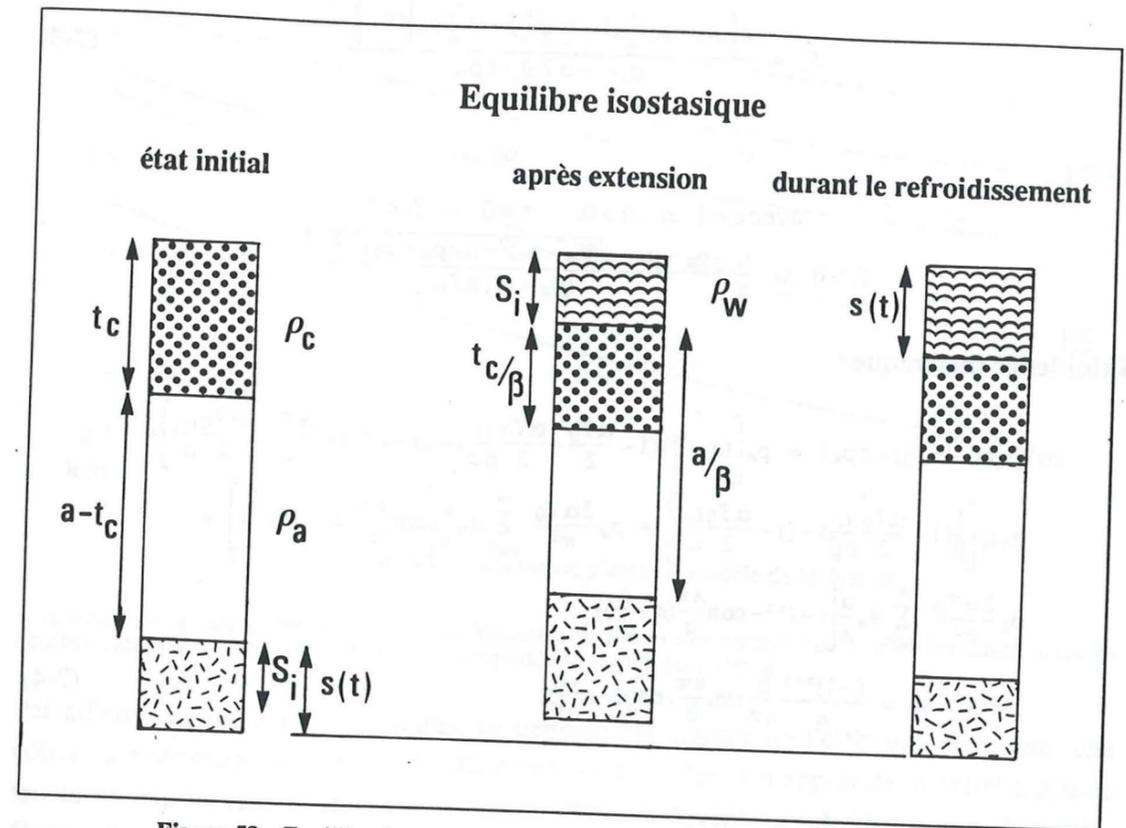


Figure 58. Equilibre isostatique de la lithosphère après une extension uniforme

Les figurés sont ceux de la figure 57.  $\rho_c$ ,  $\rho_a$  et  $\rho_w$  sont respectivement les densités de la croûte, du manteau et de l'eau de mer. Elles évoluent en fonction de la température par une loi du type  $\rho(z,t) = \rho(0,t)(1 - \alpha T(z,t))$ .

Ceci fournit une solution  $s(t)$ , fonction du temps, qui représente alors la subsidence thermique,  $s(0) = S_i$  étant la subsidence initiale.

### 7.1.3 Résultats

L'avantage du modèle uniforme est sa simplicité. A partir de la valeur de l'étirement, la subsidence initiale, puis la subsidence thermique sont calculables et ne dépendent que du paramètre  $\beta$  (fig. 59).

Subsidence initiale :

$$S_i = \frac{a \left[ (\rho_a - \rho_c) \frac{t_c}{a} \left( 1 - \alpha \frac{T_0 t_c}{2a} \right) - \alpha \frac{T_0}{2} \rho_a \right] \left( 1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_a (1 - \alpha T_0) - \varepsilon \rho_w} \quad (7-3)$$

avec  $\varepsilon = 1$  si  $S_i > 0$ ,  $\varepsilon = 0$  si  $S_i < 0$

$$S_i > 0 \text{ si } \frac{t_c}{a} > \frac{\rho_a - \rho_c - \sqrt{(\rho_a - \rho_c)^2 - \rho_a (\rho_a - \rho_c) \alpha^2 T_0^2}}{(\rho_a - \rho_c) \alpha T_0}$$

Subsidence thermique :

$$s(t)(\rho_a(1 - \alpha T_0) - \varepsilon \rho_w) = \rho_a \left[ \left( a - \frac{t_c}{\beta} \right) \left( 1 - \frac{\alpha T_0}{2} - \frac{\alpha T_0 t_c}{2 \beta a} \right) - (a - t_c) \left( 1 - \frac{\alpha T_0}{2} - \frac{\alpha T_0 t_c}{2 a} \right) \right] +$$

$$\rho_c t_c \left[ \frac{1}{\beta} \left( 1 - \frac{\alpha T_0 t_c}{2 a \beta} \right) - \left( 1 - \frac{\alpha T_0 t_c}{2 a} \right) \right] + \rho_a \frac{2 \alpha T_0}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} A_n \frac{a}{n} \left[ \cos \left( \frac{n \pi}{a} \left( a - \frac{t_c}{\beta} \right) \right) - 1 \right] +$$

$$\rho_c \frac{2 \alpha T_0}{\pi^2} \sum_{n=0}^{\infty} A_n \frac{a}{n} \left[ (-1)^n - \cos \left( \frac{n \pi}{a} \left( a - \frac{t_c}{\beta} \right) \right) \right]$$

avec  $A_n = \frac{(-1)^{n+1} \beta}{n \pi} \sin \left( \frac{n \pi}{\beta} \right) \exp \left( -n^2 \frac{t}{\tau} \right)$  (7-4)

### 7.1.4 Approximations

Ce modèle, ainsi que le suivant, sont des approximations de la réalité. En effet, ils sont unidimensionnels, car la résolution de l'équation de la chaleur se fait suivant la verticale seulement. On néglige donc le flux de chaleur latéral (qui correspondrait à un terme en  $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$  dans l'équation de la chaleur 7-1). Or, celui-ci existe certainement, il conduit en général à un refroidissement plus rapide, et donc à une subsidence plus rapide, ou, ce qui revient au même, à une subsidence plus forte. Négliger les flux latéraux revient donc à trouver une valeur *minimale* de la subsidence. Pour justifier l'approximation unidimensionnelle, le découpage de la croûte en bloc rendus thermiquement indépendants les uns des autres par les failles qui les découpent est souvent invoqué dans la littérature. Cependant, ce découpage concerne surtout la couche la plus superficielle de la croûte, et cet argument ne peut s'appliquer pour la partie profonde de la lithosphère, dont le comportement n'est plus rigide et qui n'est donc plus affectée par des failles. En effet, les valeurs usuelles de niveaux d'amortissement de

failles listriques sont de l'ordre de 15-20 km. Pour une lithosphère de 100 km, ces failles ne vont pas servir de barrière thermique très efficace.

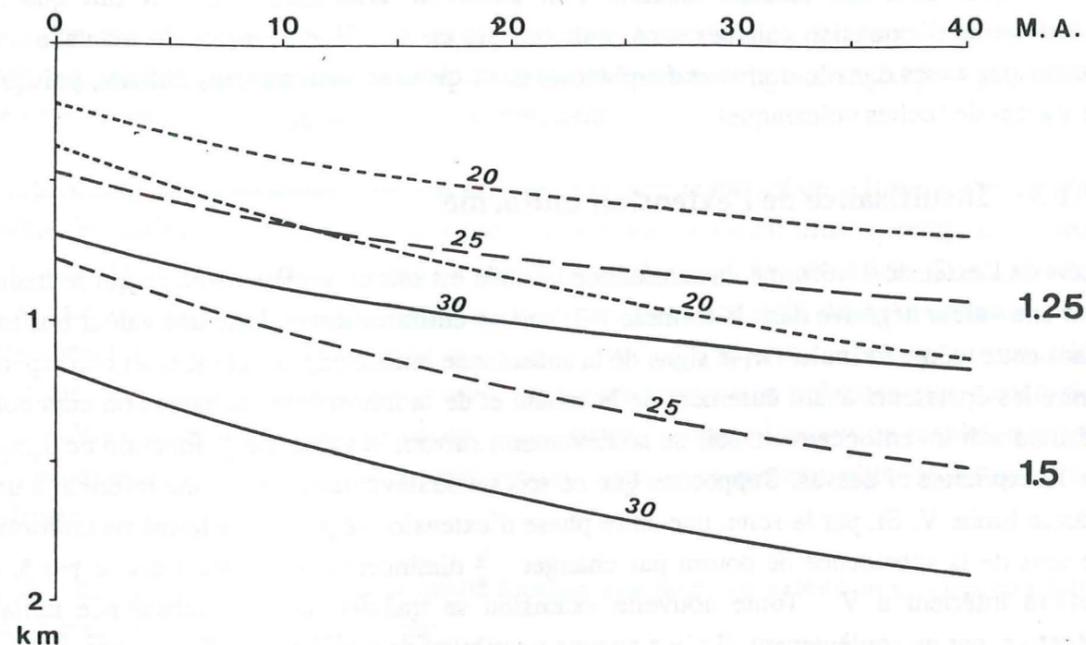


Figure 59. Courbes de subsidence d'après le modèle de McKenzie.

L'épaisseur de la lithosphère est 100 km, les épaisseurs de croûte sont variables de 30 à 20 km (chiffres sur les courbes), les taux d'extension 1.25 et 1.5 sont reportés en regard des courbes.

Par ailleurs, ce modèle, et les autres, ne tiennent pas compte de l'effet que peut avoir une couverture sédimentaire sur le refroidissement de la croûte. Un apport de matériel à grande teneur en eau va ralentir le refroidissement. Par conséquent, la subsidence sera diminuée. Cette influence des sédiments est intégrable dans un modèle plus complexe. Cependant, dans le cas de la marge téthysienne, les épaisseurs de sédiments sont toujours faibles (elles ne dépassent pas 2000 m au cours du Lias, et sont le plus souvent de l'ordre de 100-500 m), leur influence peut donc être négligée dans une première phase. Négliger l'effet de couverture revient donc à trouver une valeur *maximale* de la subsidence.

Les deux approximations (pas de flux horizontal et pas d'influence de couverture sédimentaire) sont justifiées dans le cas de la marge téthysienne sur cette transversale, car elles sont faites de manière simultanée. Elles ont un effet opposé, puisque le flux latéral tend à augmenter la subsidence, alors que la couverture sédimentaire tend à la diminuer. Négliger l'une et l'autre est plus juste que négliger l'une et pas l'autre.

Une dernière approximation est justifiée par les données de terrain. Il n'y a que très peu de roches volcaniques du Jurassique sur la transversale. Il est donc probable qu'il n'y a pas eu de fusion partielle du manteau, ou du moins pas en quantité suffisante pour que ses produits

accèdent à la surface. Or cette fusion partielle a pour effet de refroidir plus vite la lithosphère, donc d'augmenter la subsidence initiale, mais aussi de donner des valeurs plus faibles des densités, donc de retarder la subsidence thermique (Foucher *et al.*, 1982). Les seules roches volcaniques sont des basaltes alcalins à la transition Trias-Lias. Il s'en suit que les coefficients d'extension calculés sans tenir compte de la fusion partielle du manteau sont prises par excès dans le domaine dauphinois, alors qu'elles sont correctes ailleurs, puisqu'il n'y a pas de roches volcaniques.

### 7.1.5 Insuffisance de l'extension uniforme

Lors de l'extension uniforme, la subsidence initiale est soit un soulèvement, ce qui se traduit par une valeur négative dans la formule 7-3, soit un enfoncement et donc une valeur positive dans cette même formule. Or, le signe de la subsidence initiale dépend uniquement du rapport entre les épaisseurs avant étirement de la croûte et de la lithosphère. L'extension aura pour résultat soit un enfoncement, soit un soulèvement, suivant la valeur de  $\frac{t_c}{a}$ , fonction de  $\rho_a, \rho_c, \alpha$  et  $T$ , explicitée ci-dessus. Supposons que ce soit un soulèvement,  $\frac{t_c}{a}$  est donc inférieur à une valeur limite  $V$ . Si, par la suite, une autre phase d'extension se produit, elle-même uniforme, le sens de la subsidence ne pourra pas changer :  $\frac{t_c}{a}$  diminuera encore, étant divisé par  $\beta$ , et restera inférieur à  $V$ . Toute nouvelle extension se traduira par une subsidence initiale négative, par un soulèvement. Il n'y a aucune possibilité de simuler un enfoncement.

Sur la transversale étudiée, le sens de la subsidence s'inverse au cours de l'ouverture en domaine Briançonnais avec l'événement 3. Le modèle simple de McKenzie n'est plus applicable. L'idée la plus évidente consiste alors à introduire une extension différente dans la croûte et le manteau lithosphérique, de façon à permettre un soulèvement au cours du rifting. C'est ce que fait le modèle de Royden et Keen (1980).

## 7.2 LE MODELE DE ROYDEN ET KEEN A EXTENSION NON-UNIFORME

### 7.2.1 Principes

La modification principale consiste à introduire une extension  $\beta_c$  dans une portion supérieure de la lithosphère, puis  $\beta_a$  dans la portion inférieure. Dans leur publication originale, Royden et Keen ne supposent pas qu'il s'agit respectivement de la croûte et du manteau. Mais ici, je suppose que l'extension est effectivement différente dans la croûte et dans le manteau lithosphérique. Il n'y a en effet aucune raison de multiplier les discontinuités dans la lithosphère, sans grande justification expérimentale.

### 7.2.2 Résultats

La résolution de l'équation de la chaleur 7-1 n'est pas modifiée par rapport au modèle de McKenzie, seules les conditions limites et initiales le sont. L'épaisseur de la croûte devient  $t_c/\beta_c$ , l'épaisseur du manteau lithosphérique  $(a-t_c)/\beta_a$ . Autrement dit, le rapport  $t_c/a$  devient, après extension et refroidissement,  $t_c/a\beta_c$ . Suivant les valeurs de  $\beta_c$  et de  $\beta_a$ , il peut permettre une subsidence initiale de sens opposé à la précédente.

La répartition initiale de température qui était linéaire dans la totalité de la lithosphère dans le modèle de McKenzie, est réfractée par suite de l'extension non-uniforme.  $\beta_c$  remplace  $\beta$  dans l'équation de l'équilibre isostatique 7-2, qui, à part cela, n'est pas modifiée. Comme dans McKenzie uniforme, il y a une subsidence initiale, puis une subsidence thermique. La différence fondamentale réside dans les valeurs des subsidences. L'extension crustale gouverne la subsidence initiale, tandis que l'extension mantellique influence plus l'allure de la subsidence thermique. Ceci se conçoit intuitivement, puisque l'extension mantellique est un phénomène profond, dont les répercussions thermiques mettent plus de temps à se propager.

La subsidence  $s(t)$  est donnée par la même formule que pour une extension simple (équation 7-4),  $\beta$  étant remplacé par  $\beta_c$  et  $A_n$  par

$$A_n = \frac{(-1)^{n+1}}{n^2 \pi} \left[ \beta_a \sin(n\pi(\frac{1}{\beta_a} + \frac{t_c}{a}(\frac{1}{\beta_c} - \frac{1}{\beta_a}))) - (\beta_a - \beta_c) \sin(n\pi \frac{t_c}{a\beta_c}) \right] \exp(-n^2 \frac{t}{\tau})$$

## 7.3 LE MODELE A EXTENSIONS NON-UNIFORMES MULTIPLES

### 7.3.1 Principes

Les courbes de subsidence obtenues d'après les données de terrain montrent trois phases. Il vient alors naturellement à l'esprit de modéliser la subsidence par une succession d'extensions. Ces phases d'extension seront non-uniformes, puisqu'il faut permettre des inversions de subsidence. Le problème consiste alors à déterminer les conditions initiales pour chaque phase, c'est-à-dire la répartition de température dans la lithosphère.

A chaque extension, l'épaisseur de la croûte est divisée par le taux d'extension crustal. Je suppose qu'il n'y a pas de formation de croûte nouvelle entre les phases d'extension, c'est pourquoi après l'extension 1 (respectivement 2 ou 3), de facteur  $\beta_{c1}$  (respectivement  $\beta_{c2}, \beta_{c3}$ ), l'épaisseur de la croûte devient  $t_c/\beta_{c1}$  (respectivement  $t_c/\beta_{c1}/\beta_{c2}$  ou  $t_c/\beta_{c1}/\beta_{c2}/\beta_{c3}$ ). Dans les équations qui suivent, les  $\beta_c$  et les  $\beta_a$  ne sont pas indicés pour simplifier les écritures, néanmoins, ce sont toujours les taux d'extension correspondants à la dernière phase d'extension.

Avant la première phase, à l'instant  $t_1$ , la répartition de température peut être considérée comme linéaire (fig. 60) :

$$T(z, t_1) = T_0(1 - \frac{z}{a})$$

Après la première extension, à  $t = t_1$ , la température est réfractée à l'interface croûte-manteau (fig. 60). Elle devient :

$$\begin{aligned} \text{pour } a - \frac{t_c}{\beta_c} < z < a : & T(z, t_1) = T_0 \beta_c (1 - \frac{z}{a}) \\ \text{pour } a - \frac{t_c}{\beta_c} - \frac{a - t_c}{\beta_a} < z < a - \frac{t_c}{\beta_c} : & T(z, t_1) = T_0 \left[ \beta_a (1 - \frac{t_c}{a \beta_c} - \frac{z}{a}) + \frac{t_c}{a} \right] \\ \text{pour } 0 < z < a - \frac{t_c}{\beta_c} : & T(z, t_1) = T_0 \end{aligned} \quad (7-5)$$

Puis elle décroît au cours du temps, suivant les équations :

$$\text{pour } t > t_1 \quad T(z, t) = T_0(1 - \frac{z}{a}) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(n \pi \frac{z}{a}) \exp(-n^2 \frac{t - t_1}{\tau}) \quad (7-6)$$

les  $b_n$  représentent les coefficients de Fourier de la distribution de température initiale, à l'instant  $t_1$ , donnée par les équations 7-5, et  $\tau$  est la constante de temps  $\tau = \frac{a^2}{\pi^2 \kappa}$ .

La deuxième phase a lieu au temps  $t_2$ , la troisième au temps  $t_3$ . Juste avant  $t_2$ , l'épaisseur de la croûte est  $t_c/\beta_{c1}$  et la répartition de température dans la lithosphère sera donnée par  $T(z, t_2)$ , avec  $t = t_2$  dans 7-6 :

$$T(z, t_2) = T_0(1 - \frac{z}{a}) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(n \pi \frac{z}{a}) \exp(-n^2 \frac{t_2 - t_1}{\tau}) \quad (7-7)$$

Puis, à  $t_2$  a lieu l'extension 2. Juste après  $t_2$ , la température dans la lithosphère se déduit de la précédente, donnée par 7-7 par une affinité de rapport  $\beta_c$  dans la croûte et  $\beta_a$  dans le manteau lithosphérique (fig. 60).

Elle devient alors :

pour  $a - \frac{t_c}{\beta_c} < z < a$  :

$$T(z, t_2) = T_0 \beta_c (1 - \frac{z}{a}) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n (-1)^{n+1} \sin \left[ n \pi \beta_c (1 - \frac{z}{a}) \right] \exp(-n^2 \frac{t_2 - t_1}{\tau})$$

pour  $a - \frac{t_c}{\beta_c} - \frac{a - t_c}{\beta_a} < z < a - \frac{t_c}{\beta_c}$  :

$$T(z, t_2) = T_0 \left[ \beta_a (1 - \frac{t_c}{a \beta_c} - \frac{z}{a}) + \frac{t_c}{a} \right] + \sum_{n=1}^{\infty} b_n (-1)^{n+1} \sin \left[ n \pi (\beta_a (1 - \frac{t_c}{a \beta_c} - \frac{z}{a}) - \frac{t_c}{a}) \right] \exp(-n^2 \frac{t_2 - t_1}{\tau})$$

pour  $0 < z < a - \frac{t_c}{\beta_c}$  :  $T(z, t_2) = T_0$

les  $b_n$  étant les mêmes  $b_n$  que dans l'équation 7-7.

A partir de cette nouvelle répartition initiale de température, on résoud à nouveau l'équation de la chaleur 7-1, dont la solution sert à résoudre l'équation isostasique 7-2.

Pour l'extension 3, les équations sont exactement les mêmes que précédemment, en remplaçant les indices 1 (respectivement 2) par des indices 2 (respectivement 3). L'épaisseur de la croûte est divisée par  $\beta_{c2}$ .

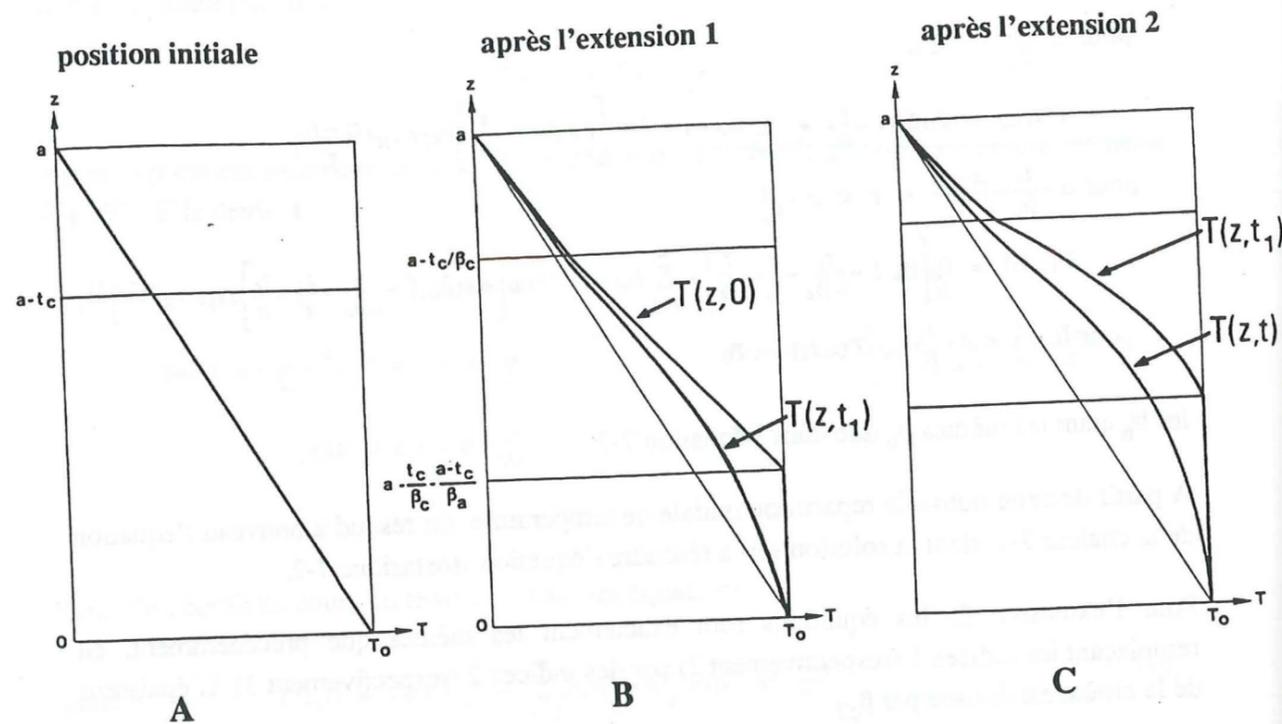


Figure 60. Répartition de température dans la lithosphère avant et après une extension non-uniforme.

A :  $T(z,0) = T_0(1 - \frac{z}{a})$

B : pour  $t > t_1$

$$T(z,t) = T_0(1 - \frac{z}{a}) + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \sin(n\pi \frac{z}{a}) \exp(-n^2 \frac{t-t_1}{\tau})$$

avec  $a_n = \frac{2}{a} \int_0^a [T(z,0) - T_0(1 - \frac{z}{a})] dz$  et

$$T(z,0) = \begin{cases} T_0 \beta_c (1 - \frac{z}{a}) & \text{pour } a - \frac{t_c}{\beta_c} < z < a \\ T_0 (\frac{t_c}{a} + \beta_a (1 - \frac{t_c}{a\beta_c} - \frac{z}{a})) & \text{pour } a - \frac{t_c}{\beta_c} - \frac{a-t_c}{\beta_a} < z < a - \frac{t_c}{\beta_c} \\ T_0 & \text{pour } 0 < z < a - \frac{t_c}{\beta_c} - \frac{a-t_c}{\beta_a} \end{cases}$$

C : pour  $t > t_2$

$$T(z,t) = T_0(1 - \frac{z}{a}) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(n\pi \frac{z}{a}) \exp(-n^2 \frac{t-t_2}{\tau})$$

avec  $b_n = \frac{2}{a} \int_0^a [T(z,t_1) - T_0(1 - \frac{z}{a})] dz$

Les formes de courbes dépendent des valeurs des taux d'extension ; la subsidence débute soit avec un enfoncement, soit avec un soulèvement.

### 7.3.2 Valeurs des paramètres

Les valeurs des coefficients de diffusivité, de dilatation thermique et de température asthénosphérique sont repris dans les articles cités ci-dessus. Ce sont :

- $\alpha = 3.4 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
- $\kappa = 0.008 \text{ cm}^2/\text{s}$
- $T_0 = 1333 \text{ } ^\circ\text{C}$
- $\rho_c = 2.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$
- $\rho_a = 3.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

Les épaisseurs usuelles de croûte et de lithosphère sont de l'ordre de 25-30 et 125-130 km. Mais les données de sismique réfraction montrent que la lithosphère est moins épaisse en Europe Occidentale et n'atteint que 90-100 km (Burrus et Bessis, 1985). Comme ces données sont aussi vérifiées dans les socles hercyniens non repris par les événements alpins ou pyrénéens, il est probable que la lithosphère était déjà mince au Jurassique. Dans les calculs numériques, la lithosphère a une épaisseur de 100 km. Ceci conduit à une constante de temps  $\tau$  de 40.1 M.A.

La situation de la croûte est plus complexe. Il faut tenir compte des événements antérieurs au rifting : les événements carbonifères et triasiques peuvent avoir modifié son épaisseur.

Sur la transversale, il existe des dépôts triasiques (voir chapitre 4) d'épaisseur importante dans les zones Briançonnaise et piémontaise. Il y a aussi des indices de basculement au cours du Carnien (Mégard-Galli et Faure, 1988). Une phase d'extension au Carnien est donc probable. La subsidence initiale serait enregistrée par les dépôts évaporitiques de la base du C IV, tandis que la subsidence thermique se refléterait jusque dans les épaisseurs de la *Hauptdolomit* du Norien. Dans l'hypothèse d'une extension uniforme, les taux obtenus en appliquant le modèle de McKenzie sont respectivement 1.05 et 1.1. pour les domaines Briançonnais et piémontais (fig. 61). A partir d'une épaisseur initiale de 30 km, les épaisseurs de croûte deviennent respectivement 28 et 27 km. Ces valeurs seront utilisées dans la suite de la modélisation.

Ceci revient à supposer qu'il n'y a pas de création nouvelle de croûte au cours du Trias. Toute croûte étirée reste mince. Cette hypothèse est justifiée tant que le domaine étudié reste en distension, ce qui est le cas ici. La croûte ne peut être épaissie qu'au cours d'une collision.

# TRIAS BRIANÇONNAIS

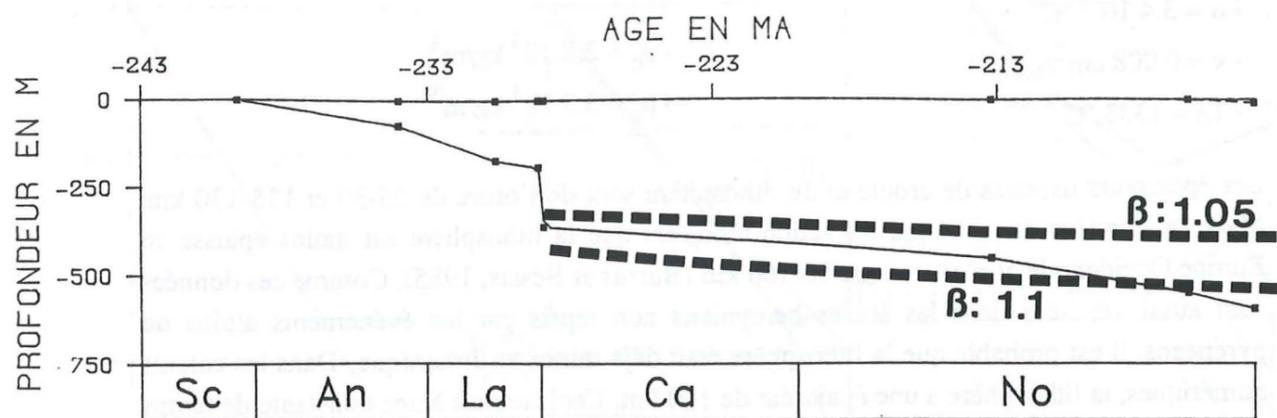


Figure 61. Subsidence des séries triasiques briançonnaise et piémontaise.

La comparaison de ces courbes avec la subsidence après extension uniforme fournit des taux d'amincissement de 1.05 et 1.1 pour les croûtes des domaines briançonnais et piémontais. Au début du Jurassique, leurs croûtes avaient une épaisseur de 28 et 27 km. Les épaisseurs de sédiments du Trias sont tirées de A.Baud et J.Mégard-Galli(1978) et J.Mégard-Galli (comm. orale).

Les subsidences initiales de chacune des trois phases résultent des données de terrain.

### 7.3.3 Résultats

Les taux d'extension  $\beta_c$  et  $\beta_a$  sont choisis de manière à adapter au mieux les courbes expérimentales, issues du modèle, aux courbes quantitatives, issues du terrain.

La détermination des taux  $\beta_a$  et  $\beta_c$  s'effectue de la manière suivante :  $\rho_a, \rho_c, \rho_w, \alpha, \kappa, T_0$  sont des données *a priori*. Les densités sont des valeurs moyennes de densité de roches représentatives de la croûte et du manteau, tandis que  $\alpha$  et  $\kappa$  sont calculées à partir de mesures de flux de chaleur.  $a$  et  $t_c$  proviennent des données géophysiques sur la croûte hercynienne ainsi que des réflexions sur les événements distensifs triasiques. Il faut alors choisir  $\beta_a$  et  $\beta_c$  pour obtenir :

1. une subsidence initiale proche de celle observée
2. un rapport  $t_c/\beta_c$  qui permette soit un soulèvement soit un enfoncement lors d'une extension ultérieure
3. une subsidence thermique proche de celle observée

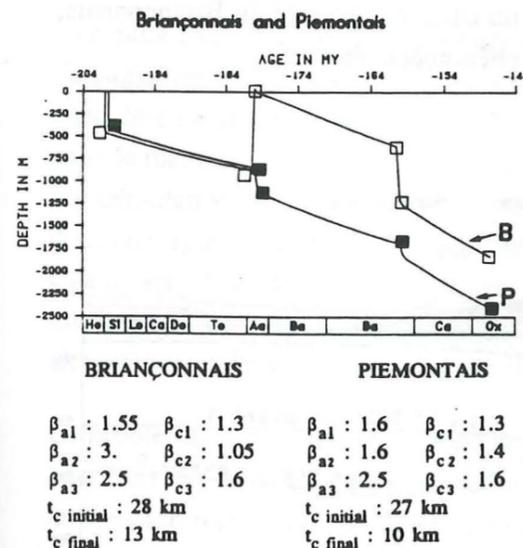
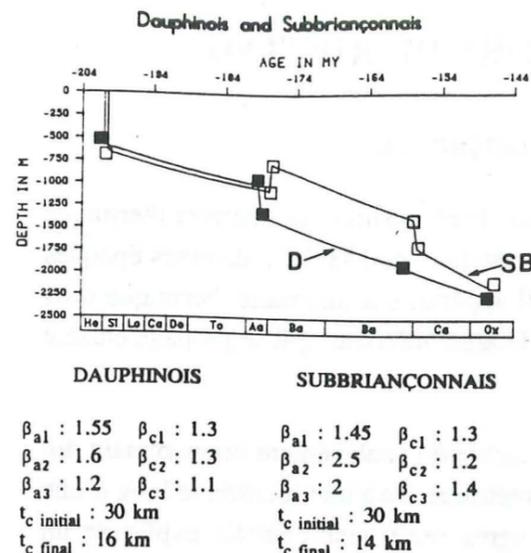


Figure 62. Courbes de subsidence issues du modèle à extensions multiples.

Alors qu'il y a en général plusieurs couples  $\beta_a$  et  $\beta_c$  susceptibles de fournir une subsidence initiale proche de celle observée, les conditions 2 et 3 ne permettent plus qu'un seul choix, pour ne pas aboutir à des valeurs de  $\beta_a$  et  $\beta_c$  géologiquement absurdes. Les résultats sont présentés sur la figure 62.

Il est évident que le modèle assez simple présenté ci-dessus ne va pas réussir à rendre compte de toutes les finesses de la subsidence réelle observée. En effet, celle-ci inclut tout un ensemble de phénomènes à différentes longueurs d'ondes, à la fois spatiales et temporelles, qui interagissent. Le modèle construit ci-dessus permet d'expliquer de façon satisfaisante les effets de la subsidence pour des longueurs d'ondes spatiales de l'ordre de l'épaisseur de la croûte ou de la lithosphère, soit environ 50-100 km, et pour des longueurs d'ondes temporelles de l'ordre de grandeur de la constante de relaxation thermique de la lithosphère, soit environ 20-40 M.A. Ces ordres de grandeur correspondent à ceux des mégablocs et des intervalles entre phases distensives. Sous ces conditions, le modèle est adapté. Mais il ne faut pas espérer en obtenir une description plus précise du rifting. Par exemple, expliquer des mouvements de subsidence à l'échelle de la dizaine de kilomètre (dans la zone du Perron des Encombres, par exemple) ou du million d'année (pour les modalités de la transgression à la limite Trias-Lias).

Ces courbes sont déterminées par comparaison et essai, de manière à s'adapter le mieux possible aux courbes réelles.

## 7.4 STRUCTURE THERMIQUE LORS DU RIFTING

### 7.4.1 Une anomalie thermique sous le Briançonnais

A partir des données exposées ci-dessus, il est possible de reconstituer la structure thermique de la lithosphère lors du rifting. Sur la figure 63, les isothermes 1333°C à diverses époques matérialisent l'interface lithosphère-asthénosphère. Il apparaît une anomalie thermique sous le domaine briançonnais, au cours du Lias supérieur-Dogger inférieur, qui se propage ensuite vers l'Est au Dogger supérieur.

Une anomalie thermique est l'explication la plus plausible du soulèvement briançonnais. En effet, l'autre explication possible serait un effet géométrique, lié à une rotation le long d'une faille listrique. Une telle rotation de quelques degrés seulement pourrait expliquer un soulèvement important du domaine briançonnais. Mais, dans les marges actuelles (Gascogne, Suez), les blocs basculés n'ont jamais une extension latérale atteignant plusieurs centaines de km, ce qui est pourtant le cas du domaine briançonnais qui s'allonge des Préalpes aux Alpes Ligures. Une anomalie thermique rend mieux compte du caractère allongé du Briançonnais, c'est d'autre part une explication qui est à l'échelle du phénomène observé.

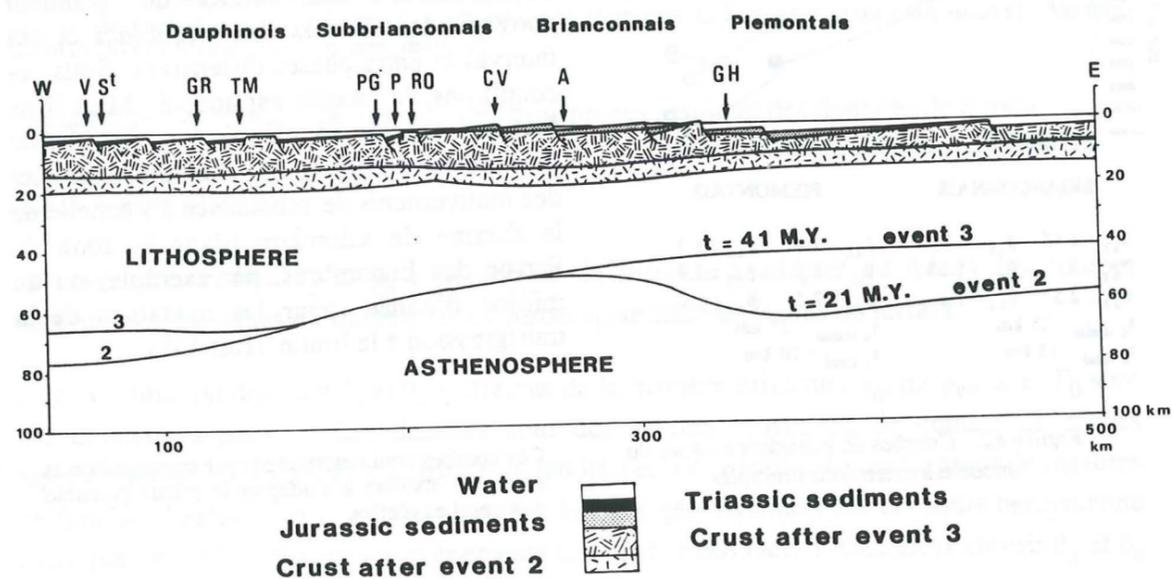


Figure 63. Structure thermique de la transversale.

Les épaisseurs de la croûte et de la lithosphère sont obtenues grâce aux taux d'extension fournis par le modèle bicouche. Les chiffres portés sur les limites asthénosphère-lithosphère correspondent au temps écoulé depuis le début du Jurassique. Les initiales portées au-dessus du schéma se rapportent aux coupes dont la subsidence a été calculée au chapitre 6.

### 7.4.2 Origine de l'anomalie thermique

Le matériel asthénosphérique chaud est à l'origine du réchauffement. Il peut être remonté vers la surface par plusieurs mécanismes. On peut évoquer des mouvements convectifs dans le manteau supérieur. Cette hypothèse est avancée pour le rift de Suez, où la croûte et du manteau supérieur sont modélisés comme des fluides non-newtoniens (Moretti, 1987), ce qui permet de simuler un soulèvement sur les épaules du rift et un enfoncement central, avec des constantes de temps similaires à celles observées ici.

Une autre hypothèse serait l'existence d'une zone de cisaillement à l'échelle crustale, comme l'a suggérée B. Wernicke (1985) pour expliquer les *Basins and Ranges* américains. Une telle zone de cisaillement implique en effet des taux d'amincissement différents dans la croûte et dans le manteau lithosphérique. Elle pourrait aussi conduire à l'apparition de fond océanique par dénudation tectonique. Ceci expliquerait le caractère *anormal* de la croûte océanique en domaine ligure, qui n'a pas les caractéristiques d'une série ophiolitique classique. Ainsi, au Chenaillet, des basaltes en coussins peu épais et leur couverture sédimentaire reposent directement sur des gabbros lités. Cette hypothèse contribue à l'analogie de la marge téthysienne et de la marge portugaise (Lemoine *et al.*, 1986).

Le problème du pendage de la zone de cisaillement reste ouvert et plusieurs hypothèses sont possibles (fig. 64). La transition rapide entre le domaine briançonnais fortement émergent et le domaine piémontais fortement subsident suggère une inclinaison importante de la limite asthénosphère-lithosphère vers l'Est du domaine briançonnais après l'événement 2. Au contraire, cette inclinaison était plus faible entre le Subbriançonnais et le Briançonnais. Cette disposition est compatible avec un cisaillement incliné vers l'Est, dont la trace en surface aurait formé le domaine subbriançonnais (schéma A). Elle conduirait à une zone cisailante à pente forte. Mais l'océan ligure n'est pas apparu entre le Dauphinois et le Subbriançonnais, mais plus à l'Est. Dans la même logique, il aurait du y avoir une seconde zone de cisaillement plus à l'Est. Celle-ci pourrait, à son tour, être inclinée soit vers l'Est (schéma B), soit vers l'Ouest (schéma B), en une sorte de cisaillement conjugué du premier.

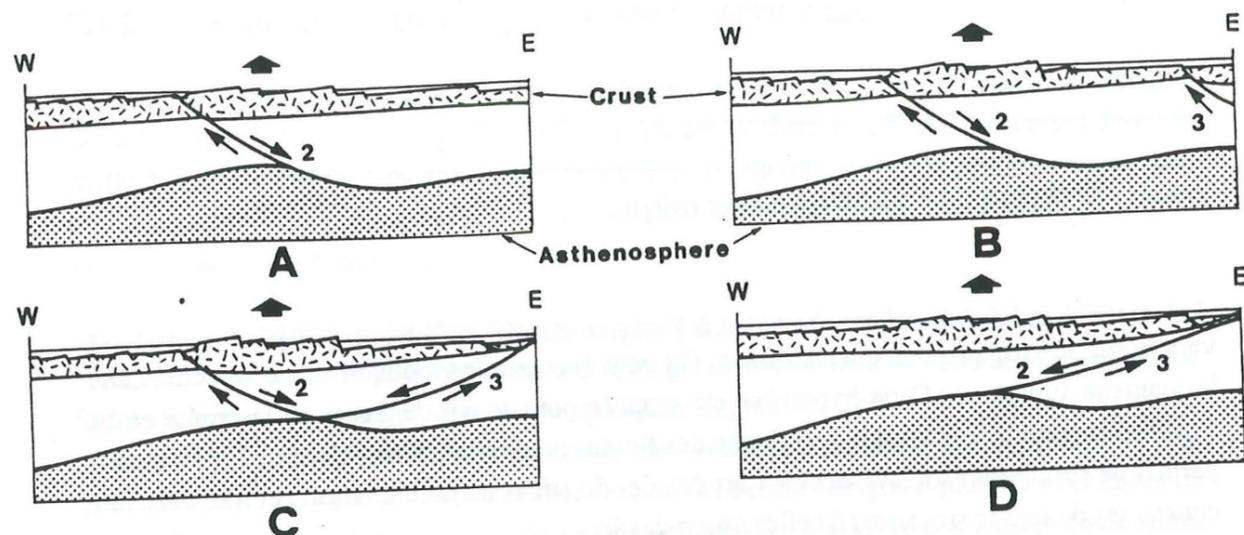


Figure 64. Hypothèses sur l'origine de l'anomalie thermique briançonnaise.

Les chiffres indiquent les événements majeurs et les flèches le sens de cisaillement.

Une disposition encore plus simple serait celle d'une zone cisailante inclinée vers l'Ouest, dont la trace aurait été située à l'Est du domaine piémontais, préfigurant la ligne de fracture océanique (schéma D). Cette dernière hypothèse, la plus simple possible, est celle retenue par Lemoine *et al.* (1986). Elle conduirait à une zone cisailante à pente faible.

Il n'est pas possible de trancher entre ces diverses hypothèses. En effet, les reconstitutions palinspastiques ne sont pas suffisamment précises pour déterminer la géométrie exacte de l'isotherme 1333°C. Si les hypothèses A à C sont correctes, il en résulte une implication intéressante pour l'évolution future de la chaîne alpine. La zone cisailante pourrait préfigurer le front pennique, qui ne serait que sa réactivation lors des compressions en une structure inverse, sous forme de rampe de chevauchement.

## 7.5 CONSEQUENCES SUR LA DEFINITION SPATIALE ET TEMPORELLE DU RIFTING TETHYSIEN

Parmi les événements majeurs de la subsidence, seuls 2 et 3 peuvent s'interpréter par une anomalie thermique. L'événement 1 ne conduit pas à une topographie thermique très accidentée, puisque tous les coefficients d'extension sont comparables d'un domaine à l'autre (fig. 62). Dans les reconstitutions habituelles (Lemoine, 1984), le début du rifting est fixé à la transition Trias-Lias.

La structure thermique de la marge ne varie vraiment qu'à partir de l'événement 2, c'est-à-dire de l'Aalénien. Il est alors possible de fixer le début du rifting téthysien à l'Aalénien. Là débute la différenciation entre les diverses parties du bassin, entre aires émergées et enfoncées. Le rifting s'achèverait au cours du Callovien-Oxfordien, avec l'événement 3, qui serait responsable de la cassure ultime de la croûte continentale, conduisant à la formation de fond océanique. Le rifting proprement dit, au sens thermique du terme, ne concernerait alors que les domaines internes. En effet, le domaine dauphinois n'a quasiment pas enregistré les événements 3, que ni les colonnes sédimentaires, ni les reconstitutions de paléocontraintes (Grand, 1987) ne permettent de mettre en évidence. Les études sur la marge austro-alpine (Furrer, 1985) arrivent à une conclusion semblable : début du rifting au Toarcien, mais ne précisent pas sa fin.

L'événement 1 pourrait n'être que le reflet de mouvements eustatiques. Mais il est cependant certain qu'il y a un épisode distensif au début du Lias en domaine dauphinois et même piémontais, comme l'attestent des failles normales scellées dans les terrains de cet âge et de ces domaines. De plus, des taux de subsidence contrastés en Dauphinois montrent également qu'il y avait des événements distensifs à cette époque. Ceci pourrait s'expliquer par une tentative d'ouverture, un rifting avorté, correspondant à l'événement 1, limitée au domaine dauphinois. Le véritable processus d'ouverture océanique débiterait alors plus tard et plus à l'Est. Cette vision du rifting téthysien s'accommoderait également d'un processus à deux zones cisailantes inclinées vers l'Est : la plus externe pour les événements 1 et 2, la plus interne pour 2 et 3. Elle donnerait du rift téthysien un image semblable à celle des rifts actuels, large d'environ 100 à 200 km seulement, au lieu de 400 à 500 km, entre le Massif Central et l'axe médian du fossé, comme les reconstitutions palinspastiques l'exigent.

## Chapitre 8

### CONCLUSION ET PROBLEMES OUVERTS

#### 8.1 UNE OUVERTURE EN TROIS PHASES

##### 8.1.1 Répartition des faciès sédimentaires et des épaisseurs sur la transversale Grenoble-Briançon

A partir d'une analyse sédimentologique de coupes stratigraphiques du Lias et du Dogger et de leur variations latérales, sur une large transversale entre Grenoble et Briançon, j'ai présenté des cartes d'iso-faciès et d'isopaques des sédiments à diverses époques.

Il en ressort que :

1. Les faciès sédimentaires, et donc les milieux de sédimentation, sont uniformes sur toutes les portions connues de la marge de l'Hettangien au Carixien.
2. A partir du Domérien et jusqu'au Callovien, des faciès sédimentaires diversifiés apparaissent, indicateurs de milieux différents. Les reliefs sous-marins de grande amplitude n'apparaissent qu'au Domérien et sont particulièrement marqués à l'Aalénien.
3. Les profondeurs d'eau sont contrastées à partir du Carixien.
4. Les taux de subsidences et les subsidences sont contrastées à partir du Sinémurien.

Sur cette transversale, les subsidences sont différenciées dès le Sinémurien, avec des aires à forte et faible subsidence. Par contre, un contraste de faciès, avec des aires à calcschistes et des aires à calcaires à échinodermes, n'apparaît qu'au Domérien et prend de l'ampleur à l'Aalénien.

Ce retard temporel entre l'apparition de ces deux contrastes s'explique par une interaction entre les taux de sédimentation/érosion et les taux de subsidence. Du Sinémurien au Domérien, la sédimentation est suffisamment abondante pour combler en partie les creux engendrés par la subsidence, ou, ce qui revient au même, la subsidence n'est pas assez forte pour créer des creux importants. Puis, à partir du Domérien, la subsidence est plus forte. Il en résulte des variations de relief, qui ont pour conséquence des milieux de sédimentation différents. La subsidence va s'accélérer et culminer au Domérien supérieur et à l'Aalénien, comme le prouvent les olistolites de ces âges, les turbidites en zones dauphinoise et piémontaise, les sédiments déplacés en zone subbriançonnaise et vraisemblablement l'émersion du domaine briançonnais.

Ces constatations amènent à proposer un modèle d'extension en trois phases, spatialement et temporellement distinctes (fig. 65).

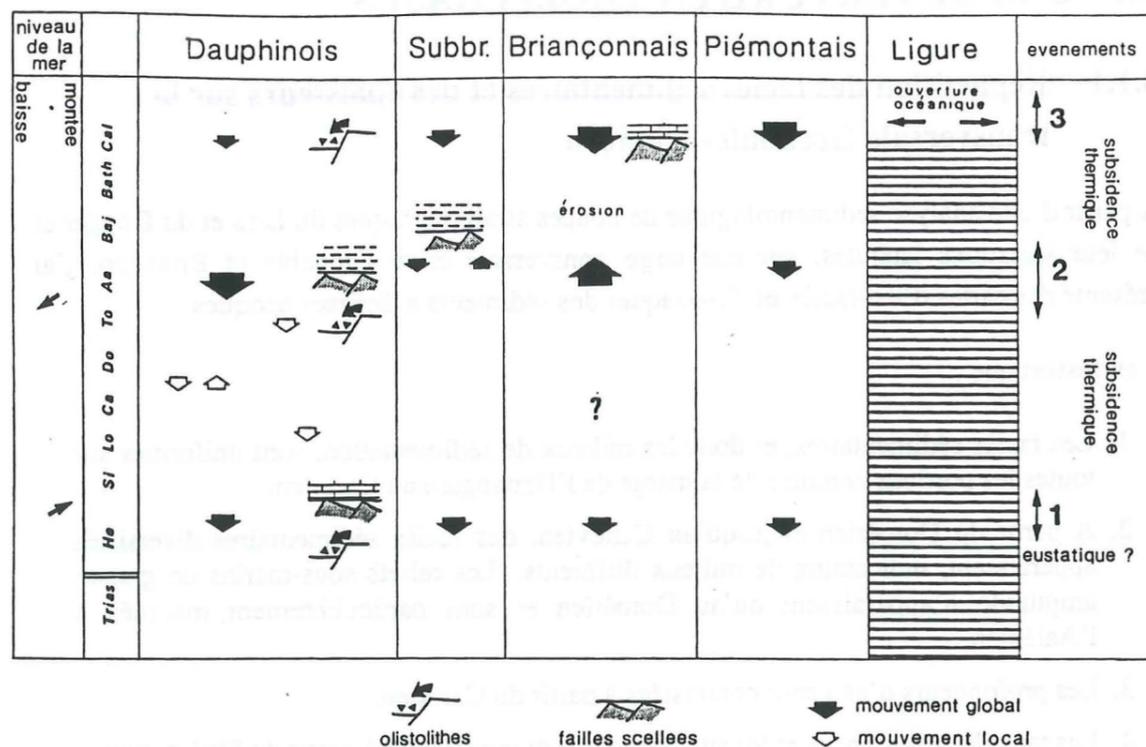


Figure 65. Succession des événements tectoniques et sédimentaires sur la transversale.

### 8.1.2 L'événement hettangien : un épisode rapide

Entre l'Hettangien supérieur et le Sinémurien inférieur, on passe d'un milieu tidal à infratidal à un milieu bathyal. Ce passage d'une profondeur de 0-10 m à une profondeur de 150-200 m est relativement isochrone sur toute la transversale. Il résulte d'une phase rapide d'approfondissement. Cet enfoncement résulte soit d'une extension lithosphérique ( $\beta = 1.2$  environ), soit d'une variation eustatique. La simultanéité de l'enfoncement sur toute la marge semblerait indiquer que la seconde hypothèse soit la bonne. Par contre, les variations des taux de subsidence enregistrées postérieurement à l'enfoncement privilégient la première. En fait, il doit y avoir une petite extension, accompagnée d'une variation du niveau de la mer (et un lien entre les deux causes, l'extension pouvant engendrer une variation eustatique).

### 8.1.3 L'événement doméro-aalénien : une phase longue

Dès le Domérien, en certains points de la transversale, en particulier au Sud du Pelvoux et dans le Beaumont, on assiste à une modification des conditions de sédimentation, et à un enfoncement important, de l'ordre de 300-500 m. Au Nord du Pelvoux, et en domaine

subbriançonnais, cet enfoncement, ou ces événements sédimentaires, marqueurs d'une activité tectonique sont plus tardifs, au Toarcien supérieur et à l'Aalénien. Il s'agit d'une part d'éboulements sous-marins, générateurs d'olistolithes, de l'autre de mise en place de dépôts totalement allochtones. Par ailleurs, le Domérien est aussi l'époque où les contrastes d'épaisseurs sont les plus importants entre les diverses aires de sédimentation.

Cependant, la longueur de cette tranche de temps, du Domérien à l'Aalénien supérieur pourrait rendre inapproprié l'emploi du mot événement. Mais, il s'agit d'abord d'une suite de manifestations distensives, plus ou moins dispersées dans l'espace au cours du Domérien-Toarcien inférieur à moyen. Puis des événements sont répartis de manière uniforme sur l'ensemble de la transversale au Toarcien supérieur et à l'Aalénien. Il y a donc bien une succession d'événements, une phase, limitée dans le temps et qui dure 4 à 5 M.A..

Les événements groupés de cette phase 2 se traduisent soit par un soulèvement, soit par un enfoncement. Pour cette raison, il est impossible de les relier uniquement à un mouvement eustatique, qui ne permettrait des déplacements que dans un seul sens. De plus un mouvement eustatique devrait avoir été plus rapide que 4 à 5 M.A.

Par contre, comme l'événement 1, la phase 2 peut être expliquée par un étirement, différent dans la croûte et le manteau lithosphérique. Sous le Briançonnais, l'asthénosphère remonte fortement, ce qui explique son soulèvement. Ces transferts thermiques à l'échelle du manteau mettent un certain temps à se propager, ce qui explique la longueur de la phase doméro-aalénienne.

### 8.1.4 L'événement callovien : une extension localisée ?

Il y a peu de terrains du Dogger et du Malm dans la zone dauphinoise sur la transversale étudiée. Par ailleurs, les terrains de cet âge conservés en zone briançonnaise sont relativement perturbés tectoniquement. Toutefois, au Grand Renaud, en zone dauphinoise, il existe des indices de tectonique distensive de cette âge, puisqu'il y a des failles scellées par le Crétacé. Par ailleurs, M. Bourbon (1980) cite des exemples d'activité tectonique synsédimentaire au début du Malm. Il y a donc eu une phase distensive à la fin du Dogger. La meilleure preuve en est encore la brutale rupture des courbes de subsidence, particulièrement marquée en domaine briançonnais. Il semble donc que cette dernière phase soit localisée à la partie centrale du rift et ne concerne plus le domaine dauphinois.

Les données de la région étudiée ne permettent pas de la dater précisément et de fixer sa durée. Mais c'est sans aucun doute cette phase qui permet la cassure définitive de la croûte continentale et l'apparition de fond océanique. Une telle rupture de la croûte est en effet nécessaire pour permettre au manteau d'arriver à la surface. Elle est attestée principalement par les taux de subsidence.

## 8.2 LES STRUCTURES ET LE REGIME DE CONTRAINTES ASSOCIE

### 8.2.1 L'évolution du domaine briançonnais : découpage en lanières et subsidences inversées

Les études de subsidence du domaine briançonnais montrent des phénomènes d'inversion de subsidence répétés. L'inversion la plus nette est celle de la fin du Lias. Mais il y en a d'autres, plus locales, qui ne concernent peut-être que certaines nappes. Ainsi, la nappe de Peyre-Haute est la seule à conserver un reste de couverture liasique. Il est donc probable qu'elle a été peu érodée, qu'elle constituait un point bas par rapport au reste du domaine briançonnais. Ceci s'explique certes par sa position structurale : la nappe de Peyre-Haute constituait un bloc basculé vers l'Ouest, ce que montre clairement la progression de la discordance bathonienne vers l'Est où elle rencontre des terrains de plus en plus vieux. Il n'empêche que la nappe de Peyre-Haute était certainement moins élevée que celle de Champcella plus à l'Ouest, à la fin du Lias.

Mais au Malm, Peyre-Haute était en position élevée par rapport à Champcella, comme le montrent clairement les reconstitutions de Maurice Bourbon (1980). Il y a donc eu une inversion de tendance entre le Lias et le Malm. Cette inversion de tendance est à l'échelle décakilométrique au maximum. Il est peu vraisemblable qu'elle ait une origine profonde, comme l'inversion de subsidence liée à la phase 2. Il faut plutôt y voir un effet géométrique, semblable à la rotation d'un bloc basculé.

### 8.2.2 La marge est-elle une marge purement extensive ?

Ces inversions de mouvements localisées, ainsi que la structure en bandes du domaine briançonnais telle que l'on reconstituée M. Delorme et M. Richez (1984), permettent d'avancer l'hypothèse d'une troisième phase distensive avec une certaine composante décrochante. Les arguments sont très minces. Mais, les études récentes sur les paléocontraintes lors des deux phases visibles en domaine dauphinois (Grand, 1987), ont montré l'évolution des contraintes et leur rotation du Trias au Dogger.

Une continuation logique de cette étude pourrait viser à confirmer l'hypothèse d'une composante de décrochement au cours de la troisième phase. J'ai cependant bien conscience qu'il s'agit là d'une tâche difficile, puisqu'il faut essayer de chercher des indices ténus de décrochements dans une zone dont l'histoire ultérieure est compliquée. On y trouve tous les styles de déformations cassantes à petite échelle, jusqu'aux contraintes distensives récentes liées à la faille de la Durance, encore active aujourd'hui.

## 8.3 DEROULEMENT POSSIBLE DE L'OUVERTURE SUR LA TRANSVERSALE GRENOBLE-BRIANCON

Un résumé synthétique de l'histoire de la marge pourrait être le suivant :

1. A la fin du Trias, une première phase d'extension affecte l'ensemble du domaine téthysien ligure, mais de façon plus importante en domaine dauphinois. L'extension serait plutôt méridienne.
2. Entre le Sinémurien et le Toarcien, le domaine dauphinois se structure, enregistre des subsidences différenciées et importantes. L'extension serait déjà NW-SE, il y aurait une tentative d'ouverture en domaine dauphinois..
3. Du Toarcien supérieur à l'Aalénien, un deuxième événement majeur est ressenti sur toute la marge. Il entraîne le soulèvement du briançonnais, lié à une anomalie thermique dans le manteau. C'est une extension NW-SE.
4. Du Bajocien au Callovien, le domaine dauphinois reste peu modifié, alors que les domaines internes sont érodés ou s'enfoncent.
5. A la fin du Dogger survient un troisième épisode distensif, responsable de l'ouverture océanique, mais localisé au domaines briançonnais et piémontais. Il n'affecte que peu le domaine dauphinois. Il pourrait être déjà décrochant.

## Annexe A

### BIBLIOGRAPHIE

- BARFETY J.C. (1985) .- Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Etude stratigraphique et géodynamique. Evolution d'une portion de la marge téthysienne. Thèse d'état. Grenoble.
- BARFETY J.C., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., GIDON M., PECHER A., ROUX M. et BOURSEAU J.P. (1986) .- Les terrains sédimentaires du Mont-Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises) : nature, âge et implications paléostratigraphiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, Série II, n°6, pp. 491-494.
- BARFETY J.C., GIDON M. (1983) .- La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. Géologie Alpine. t. 59, pp. 5-32.
- BAS T. (1985) .- Caractéristiques du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : le haut-fond de La Mure et le bassin du Beaumont (Alpes Occidentales). Thèse de 3<sup>e</sup> cycle. Grenoble. 191 p.
- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975) .- Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX Congrès international de sédimentologie. Nice, t. 1, pp. 45-50.
- BEACH A. (1981) .- Thrust structures in the eastern Dauphinois zone (French Alps) north of the Pelvoux Massif. J. struct. Geol., vol. 3, pp. 299-308.
- BESSIS F. (1986) .- Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins. Application to the Gulf of Lions margin (Western Mediterranean). Marine and Petroleum Geol. vol. 3, February, pp. 37-63.
- BOURBON M. (1980) .- Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le Malm et l'Eocène inférieur. Thèse d'Etat. Strasbourg, 580 p.
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M., TRICART P. (1979) .- Stratigraphie des Schistes Lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 4, pp. 180-182.
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1975) .- Carbonates de plateforme et séries pélagiques condensées dans le mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes occidentales). Livret guide. Excursion 5. IX Congrès international de sédimentologie. Nice, t. 1.
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, 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), t. XXII, n°5, pp. 713-718.
- BURRUS J. and BESSIS F. (1986) .- Thermal modelling in the Provençal Basin. in BURRUS J. (ed.) : Thermal modelling in sedimentary basin, Edition Technip, pp. 393-416.
- BREWSTER B., BUTLER C.O. (1985) .- Compaction curves. Bull. A.A.P.G., vol.69, n°4, p. 622-626.
- CARON J.M. (1977) .- Lithostratigraphie et tectonique de la zone piémontaise dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse Orientale. Thèse d'état. Strasbourg, 326 p.
- CHENET P.Y. (1978) .- La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur Subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier. Thèse de Docteur-Ingénieur. Ecole des Mines de Paris, 385 p.
- CHENET P.Y., MONTADERT L., GAIRAUD H. and ROBERTS D. (1983) .- Extension Ratio Measurements on the Galicia, Portugal and Northern Biscay Continental Margins: Implications for Evolutionary Models of Passive Continental Margins. A.A.P.G. Memoir 34, pp. 703-717.

- D.N.A.G. (1983) .- The Decade of North American Geology 1983 Geological Time Table. *Geology*, v. 11, pp. 503-504.
- DEBRAND-PASSART B. *et al.* (1984) .- Synthèse géologique du Sud-Est. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n°125.
- DELORME M., RICHEZ M. (1984) .- Tectogénèse distensive d'âge liasique dans le Massif de Peyre-Haute. Travail d'option. Ecole des Mines de Paris, 116 p.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., *et al.* (1985) .- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000° s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, t. I, n° 5, pp. 637-652.
- DE WEVER P. et CABY R. (1981) .- Datation de la base des Schistes Lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur) dans les Alpes Cottiennes (Saint-Véran, France). *C. R. Acad. Sci.*, 292, pp. 467-472.
- DUMONT T. (1983) .- Le chaînon de Rochebrune au Sud de Briançon : Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes Occidentales. Thèse de troisième cycle. Grenoble, 250 p.
- ELLENBERGER F. (1958) .- Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Carte géol. de la France*. Paris, 560 p.
- FAURE J.L. (1985) .- Histoire du méga-bloc basculé briançonnais. Le rifting téthysien en milieu continental (région de Briançon, Alpes occidentales). Rapport de D.E.A., Montpellier, 81 p.
- FAURE J.L. et MEGARD-GALLI J. (1988) .- L'évolution jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. géol. France*, t. IV, n° 4, pp. 681-692.
- FOUCHER J.P., LE PICHON X. and J.C. SIBUET (1982) .- The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model: role of partial melting in the mantle. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 305, pp. 27-43.
- FURRER H. (1985) .- Field workshop on Triassic and Jurassic Sediments in the Eastern Alps of Switzerland. *Mitteilungen aus dem geol. Institut des ETH Zürich*, Neue Folge, Nr. 248, 81 p.
- GAMOND J.F. (1980) .- Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXII, n°3, pp. 429-436.
- GIDON M. (1979) .- Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux. *C. R. Acad. Sci.*, 288, pp. 803-806.
- GRACIANSKY P.C., RUDKIEWICZ J.L. et SAMEC P. (1986) .- Tectonique salifère d'âge jurassique dans la zone subbriançonnaise (Alpes de Savoie, France). Rôle dans le découpage en nappes de charriage et leur progression. *C. R. Acad. Sci.*, 302, pp. 891-896.
- GRADSTEIN F.M. (1985) .- Timescale and burial history, in *Quantitative Stratigraphy*, ed. F.M. Gradstein.
- GRAND T., DUMONT T. et PINTO-BULL F. (1987) .- Distensions liées au rifting téthysien et paléo-champs de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans. *Bull. Soc. géol. France*, t. III, n° 4, pp. 699-704.
- GRATIER J.P., VIALON P. (1980) .- Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, vol. 65, pp. 151-180.
- HALLAM A. (1981) .- A revised sea-level curve for the Early Jurassic. *J. geol. Soc. London*, 138, pp. 735-743.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G. PICTON C.A.G. WALTERS R. (1982) .- A geological time scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- HERGE (1960) .- L'étoile mystérieuse. Casterman. Bruxelles.
- KENT D.V., GRADSTEIN F.M. (1985) .- A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 906, pp. 1419-1427.

- LEMOINE M. (1984) .- La marge occidentale de la Téthys Ligure et les Alpes Occidentales. In : *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, pp. 155-248, (coord. Boillot G.), Masson, Paris.
- LEMOINE M. (1982) .- Rifting and Early Drifting : Mesozoic Central Atlantic and Ligurian Tethys. *Init. Rep. D.S.D.P.* vol. 76, pp. 885-895.
- LEMOINE M., BOILLOT G. et TRICART P. (1986) .- Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys Ligure (Alpes, Corse, Apennin) : recherche de modèles. *C. R. Acad. Sci.*, 303, pp. 851-856.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R. et TRICART P. (1984) .- Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes Lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. R. Acad. Sci.*, 299, II, n°11, pp. 727-1240.
- LEMOINE M., GIDON M. et BARFETY J.C. (1981) .- Les Massifs Cristallins Externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C. R. Acad. Sci.*, 292, pp. 917-920.
- LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. (1978) .- Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes Occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C. R. Acad. Sci.*, 286, pp. 1237-1240.
- LEREUS C. (1986) .- Les séries mésozoïques subbriançonnaises du Massif du Morgon. Evolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne. Thèse de troisième cycle. Grenoble. 125 p.
- LORY Ch. (1864) .- Description géologique du Dauphiné.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977) .- Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M.* (2<sup>e</sup> série), section IV, n°3, p. 233-250.
- MEGARD-GALLI J. et FAURE J.L. (1988) .- Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. France*, t. IV, n°5, pp. 705-716.
- MERCIER D. (1977) .- Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes); Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse de troisième cycle. Paris VI.
- McKENZIE D. (1981) .- Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, pp. 25-32.
- MORETTI I. (1987) .- Modélisation de l'extension intracontinentale. Exemple du Golfe de Suez. Thèse d'état, Orsay.
- MORETTI I., TURCOTTE D.L. (1985) .- A model for erosion, sedimentation, and flexure with application to New Caledonia. *J. Geodynamics*, 3, pp. 155-168.
- MOUTERDE R. (1984) .- Jurassique inférieur : Lias, in *Synthèse Géologique du S.E.*, *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n°125, pp. 119-176.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.S. (1982) .- Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C. R. Acad. Sci.*, 294, pp. 383-386.
- RICOU L.E. (1984) .- La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample chevauchement sénestre subméridien. *C.R. Acad. Sci.*, D, 290, pp. 835-838.
- RICOU L.E. and SIDDANS A.W.B. (1986) .- Collision tectonics in the Western Alps. in COWARD M.P., RIES A.C. (eds): *Collision tectonics*, *Geol. Soc. spec. Publ.* n°19, pp. 229-244.
- ROUX M., BOURSEAU J.P., BAS T., DUMONT T., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., RUDKIEWICZ J.L. (1988) .- Bathymetric evolution of the Tethyan Margin in the Western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. *Bull. Soc. géol. France*, t. IV, n°4, pp. 633-642.

- ROYDEN L. and KEEN C.E. (1980) .- Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Let.*, 51, pp. 343-361.
- RUDKIEWICZ J.L. (1986) : Livret-guide. Excursion I.F.P., 12 p.
- RUDKIEWICZ J.L. et VIBERT C. (1982) .- Tectogénèse synsédimentaire liasique sur la bordure des massifs cristallins externes des Grandes Rousses et du Taillefer. Travail d'option. Ecole des Mines de Paris, 127 p.
- SAMEC P. (1986) .- Tectonique synsédimentaire d'âge jurassique et halocinèse associée dans le Massif du Perron des Encombres, zone subbriançonnaise, vallée de la Maurienne (Savoie). Travail d'option. Ecole des Mines de Paris, 91 p.
- SIDDANS A.W.B. (1977) .- Development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*, 39, pp. 515-531.
- TRICART P. (1980) .- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse d'état. Strasbourg, 407 p.
- TRICART P., CARON J.M., GAY M. et VIALON P. (1977) .- Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, t. XIX, n° 4, pp. 873-881.
- TRICART P., DUMONT T. et LEMOINE M. (1985) .- Evolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune. *Rev. Géol. dynamique et Géogr. Phys.*, 26, fasc. 1, pp. 3-17.
- TRICART P. and LEMOINE M. (1986) .- From faulted blocks to megamullions and megaboudins: tethyan heritage on the structure of the Western Alps. *Tectonics*, vol. 5, n°1, pp. 95-118.
- TRIFT M. (1983) .- Tectogénèse synsédimentaire liasique sur la bordure septentrionale du Massif Cristallin Externe du Pelvoux (Plateau d'Emparis). Travail d'option, Ecole des Mines de Paris, 99 p.
- VAIL P.R. and TODD R.G. (1981) .- Northern Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. in ILLING L.V. and HOBSON G.D. (eds): *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Heyden, London, pp. 216-235.
- VAN HINTE J.E. (1976) .- A Jurassic time scale. *Bull. A.A.P.G.*, vol. 60, n°4.
- WATTS A.B., STECKLER M.S. (1979) .- Subsidence and eustasy at the continental margin of Eastern North America. in: *Maurice Ewing symposium Series 3*, 218-234, Washington D.C., American Geophysical Union.
- WERNICKE B. (1985) .- Uniform-sense simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, pp. 108-125.
- WINTERER L.E., BOSELLINI A. (1981) .- Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy, *Bull. A.A.P.G.*, 65, pp. 394-421.

## Table des Matières

<b>1. PRESENTATION GENERALE</b>	
1.1 SITUATION GEOGRAPHIQUE ET ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE DU TERRAIN ETUDIE	9
1.1.1 La région étudiée	9
1.1.2 Les unités structurales actuelles et leur origine	9
1.2 OBJECTIFS ET PROBLEMES POSES	10
1.3 ECHELLE STRATIGRAPHIQUE UTILISEE	11
1.4 CONVENTIONS	12
<b>2. STRUCTURE ACTUELLE ET ESSAI DE RECONSTITUTION AVANT LA COLLISION ALPINE</b>	
2.1 LES SERIES STRATIGRAPHIQUES SUR LA TRANSVERSALE ETUDIEE	13
2.2 REVUE RAPIDE DES STRUCTURES ALPINES DES DIVERSES ZONES	14
2.2.1 Structures alpines de la zone dauphinoise sur la transversale de Grenoble	14
2.2.2 Structures de la zone subbriançonnaise	15
2.2.3 Structure de la zone briançonnaise sur la transversale	16
2.2.4 Structures de la zone piémontaise	18
2.2.5 Zone ligure	18
2.3 LES PHASES TECTONIQUES ET LES DIRECTIONS DE DEPLACEMENT	19
2.3.1 Les quatre phases tectoniques synschisteuses et les structures en éventail	19
2.3.2 Les directions de déplacements des grandes unités	21
2.4 RECONSTITUTION D'UNE CARTE PALINSPASTIQUE AVANT LA COLLISION	21
2.4.1 Estimation des flèches des chevauchements	21
2.4.1.1 Zone dauphinoise orientale	21
2.4.1.2 Suture subbriançonnaise	23
2.4.1.3 Portions perdues des nappes briançonnaises	25
2.4.1.4 Largeur de la zone piémontaise	25
2.4.2 Résultats : une carte des domaines paléogéographiques	25
<b>3. DONNEES DE TERRAIN ET RECONSTITUTION DES MILIEUX DE SEDIMENTATION</b>	

3.1	METHODES D'ETUDES	27
3.2	DESCRIPTION DES COUPES-TYPES	27
3.2.1	Situation géographique et géologique	27
3.2.2	Coupes en zone dauphinoise	28
3.2.2.1	Grand Renaud	28
3.2.2.2	Tête Moute	30
3.2.2.3	Puy Golèfre	31
3.2.3	Coupes en zone subbriançonnaise	32
3.2.3.1	Coupe du Perron des Encombres	33
3.2.3.2	Coupe de Roche-Olvéra	34
3.2.4	Coupes en zone briançonnaise	35
3.2.4.1	La coupe du Clot des Vaches	35
3.2.4.2	La coupe de l'Ascension dans la nappe de Peyre-Haute	37
3.2.5	Coupe en zone piémontaise	38
3.3	TYPES DE FACIES ET RECONSTITUTION DU MILIEU DE DEPOT	39
3.3.1	Microfaciès	39
3.3.1.1	Packstone à débris organiques (Micro-faciès 1)	39
3.3.1.2	Mudstone à spicules et crinoïdes (Micro-faciès 2)	40
3.3.1.3	Biomicrorite à grains de sable (Micro-faciès 3)	41
3.3.1.4	Grainstones à oolites (Micro-faciès 4)	42
3.3.1.5	Relations entre micro-faciès	42
3.3.2	Macrofaciès	44
3.3.2.1	Les faciès ubiquistes : calcaires en bancs ou massifs, avec ou sans silex	44
3.3.2.2	Les faciès ubiquistes : calcschistes	45
3.3.2.3	Les faciès ubiquistes : argilites	46
3.3.2.4	Les faciès particuliers : turbidites diverses	46
3.3.2.5	Les faciès particuliers : calcaire noduleux	48
3.3.2.6	Les faciès particuliers : roches cristallines et/ou dolomitiques resédimentées	49
3.4	INTERPRETATION DES FACIES EN MILIEU DE DEPOT	52
3.5	RECHERCHE INFRUCTUEUSE DE MATIERE ORGANIQUE	53
4.	CARTES D'ISOFACIES ET D'ISOPAQUES AU JURASSIQUE	55
4.1	CARTES D'ISOFACIES	55
4.1.1	A l'Hettangien	55
4.1.2	Au Carixien	56
4.1.3	Au Toarcien	57
4.1.4	A l'Aalénien	58
4.1.5	Au Bathonien	61
4.1.6	Au Callovien	63
4.2	CARTES ISOPAQUES	64
4.2.1	Légende des cartes	64
4.2.2	Quelques indications sur les variations d'épaisseur à l'Hettangien	64

4.2.3	Du Sinémurien au Lotharingien	64
4.2.4	Au Carixien	66
4.2.5	Au Toarcien	67
4.2.6	A l'Aalénien	68
4.3	INTERPRETATIONS ET HYPOTHESES	68
4.3.1	Répartition des faciès sédimentaires et des épaisseurs	68
4.3.2	La série triasique briançonnaise et son érosion au cours du Lias	69
4.3.3	Evolution du domaine briançonnais au Lias et au Dogger	72
5.	LES STRUCTURES D'AGE JURASSIQUES	
5.1	STRUCTURES JURASSIQUES	75
5.1.1	Les demi-grabens asymétriques : Bourg d'Oisans et Peyre-Haute	75
5.1.1.1	Le graben de Bourg d'Oisans	75
5.1.1.2	Le graben de Peyre-Haute, les failles du Lac de l'Ascension	77
5.1.2	Le haut-fond relatif du Pelvoux	78
5.1.3	Les diapirs de la zone subbriançonnaise	80
5.2	Les divers ordres de grandeur des structures	81
6.	COURBES DE SUBSIDENCE : PRINCIPES, INCERTITUDES ET RESULTATS.	
6.1	PRINCIPES ET PRECISION	83
6.1.1	Généralités	83
6.1.2	Echelles d'âges absolus	84
6.1.3	Surcharge sédimentaire et correction isostasique	86
6.1.4	Variations eustatiques	87
6.1.5	Bathymétrie	88
6.1.6	Epaisseur des sédiments	91
6.1.7	Influences relatives des facteurs sur la subsidence	92
6.2	RESULTATS : UNE SUBSIDENCE EN TROIS ETAPES	92
6.2.1	La subsidence en domaine dauphinois ; l'influence des basculements des blocs	92
6.2.2	Subsidence en domaine subbriançonnais ; une remontée au Bajocien à l'Est	94
6.2.3	Subsidence en domaine briançonnais ; une émergence au Dogger	95
6.2.4	Subsidence en domaine piémontais	96
6.2.5	Résumé des événements tectoniques au cours du rifting	97
7.	APPLICATION D'UN MODELE D'EXTENSION ET RECONSTITUTION DE LA STRUCTURE THERMIQUE	
7.1	LE MODELE UNIFORME	99
7.1.1	L'idée de base	99

7.1.2	Les données fondamentales	99
7.1.3	Résultats	102
7.1.4	Approximations	102
7.1.5	Insuffisance de l'extension uniforme	104
7.2	LE MODELE DE ROYDEN ET KEEN A EXTENSION NON-UNIFORME	104
7.2.1	Principes	104
7.2.2	Résultats	105
7.3	LE MODELE A EXTENSIONS NON-UNIFORMES MULTIPLES	105
7.3.1	Principes	105
7.3.2	Valeurs des paramètres	109
7.3.3	Résultats	110
7.4	STRUCTURE THERMIQUE LORS DU RIFTING	112
7.4.1	Une anomalie thermique sous le Briançonnais	112
7.4.2	Origine de l'anomalie thermique	113
7.5	CONSEQUENCES SUR LA DEFINITION SPATIALE ET TEMPORELLE DU RIFTING TETHYSIEN	114
8.	CONCLUSION ET PROBLEMES OUVERTS	
8.1	UNE OUVERTURE EN TROIS PHASES	117
8.1.1	Répartition des faciès sédimentaires et des épaisseurs sur la transversale Grenoble-Briançon	117
8.1.2	L'événement hettangien : un épisode rapide	118
8.1.3	L'événement doméro-aalénien : une phase longue	118
8.1.4	L'événement callovien : une extension localisée ?	119
8.2	LES STRUCTURES ET LE REGIME DE CONTRAINTES ASSOCIE	120
8.2.1	L'évolution du domaine briançonnais : découpage en lanières et subsidences inversées	120
8.2.2	La marge est-elle une marge purement extensive ?	120
8.3	DEROULEMENT POSSIBLE DE L'OUVERTURE SUR LA TRANSVERSALE GRENOBLE-BRIANCON	121

## A BIBLIOGRAPHIE