



HAL
open science

Reconstitution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque. Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés.

Marie-Elisabeth Claudel

► **To cite this version:**

Marie-Elisabeth Claudel. Reconstitution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque. Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1999. Français. NNT: . tel-00509949

HAL Id: tel-00509949

<https://theses.hal.science/tel-00509949>

Submitted on 17 Aug 2010

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

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

LABORATOIRE DE GÉODYNAMIQUE DES CHAÎNES ALPINES

THÈSE

Présentée par

Marie-Elisabeth CLAUDEL

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de
L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Reconstitution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque

Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés

Soutenue le jeudi 4 Mars 1999 devant la commission d'examen :

M. Marc TARDY	<i>Président</i>
M. Michel GUIRAUD	<i>Rapporteur</i>
M. Gerard STAMPFLI	<i>Rapporteur</i>
M. Jean MARCOUX	<i>Examineur</i>
M. Jean MASCLE	<i>Examineur</i>
M. Thierry DUMONT	<i>Directeur</i>
M. Pierre TRICART	<i>Codirecteur</i>

Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I

**Reconstitution paléogéographique
du domaine briançonnais au Mésozoïque**

Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés

Marie-Elisabeth CLAUDEL

RÉSUMÉ

La zone briançonnaise est issue d'un domaine marginal de la Téthys ligure, qui a émergé au Jurassique. Les séries briançonnaises montrent cependant les traces de déformations anté-alpines antérieures ou postérieures au rifting jurassique de la Téthys ligure. L'analyse des marqueurs structuraux contenus dans la sédimentation permet d'établir une chronologie des événements briançonnais. Des variations d'épaisseurs du Ladinien inférieur impliquent une subsidence différentielle d'origine tectonique (anté-rift). Des phénomènes de dissociation à la limite Ladinien-Carnien pourraient correspondre à des ébranlements sismiques contemporains d'une structuration syn-rift précoce. La lacune d'émergence débute au Sinémurien supérieur. L'effondrement "post-rift" au Bathonien supérieur est suivi par une nouvelle structuration au Callovien-Oxfordien. Les périodes de l'Aptien-Albien et du Turonien supérieur montrent surtout des réactivations de failles. Les brèches du Campanien-Maastrichtien pourraient s'être déposées en contexte de convergence. L'analyse structurale montre l'existence de chevauchements hors-séquences : la direction des charriages éocènes serait oblique par rapport aux charriages vers l'ouest oligocènes. Le paléomagnétisme suggère une rotation anti-horaire d'environ 45° de la zone briançonnaise postérieure à tous plissements post-nappes. Le dépliage des nappes a permis de replacer le domaine briançonnais dans le prolongement est de la Provence. Les structurations croisées au niveau du domaine briançonnais pourraient résulter d'interférences entre les cycles de rifting-ouverture successifs : Halstatt-Méliata au Ladinien inférieur ; Atlantique Central-Téthys ligure au Carnien-Lias ; Atlantique Nord-Golfe de Gascogne-Valaisan au Callovien-Oxfordien. Par comparaison avec le Wombat plateau (Australie), le domaine briançonnais serait situé au Jurassique supérieur à l'intersection de deux zones de rupture crustale : l'océan Téthys ligure et le rift valaisan.

MOTS-CLÉS

Marges continentales, Riftings, Paléogéographie, Paléomagnétisme, Zone briançonnaise, Domaine briançonnais, Alpes occidentales, Téthys ligure, Valaisan, Halstatt-Méliata.

*La nature t'apprendra plus que les livres, les
arbres et les rochers t'enseigneront des choses,
que n'enseignent pas les maîtres de la Science*

Saint Bernard de Chartreuse

A mes parents, A Christian,

La zone Briançonnaise est issue d'un domaine de la marge passive de la Téthys ligure, qui a émergé au Jurassique. Elle est actuellement située au cœur de l'arc alpin entre la zone externe et les autres zones internes. L'évolution particulière de ce domaine pose le problème de sa localisation paléogéographique au sein de la marge passive. En effets, les séries Briançonnaises des Alpes occidentales (Sud est du Pelvoux) montrent les traces de déformations anté-alpines antérieures ou postérieures au rifting jurassique de la Téthys ligure.

L'analyse des marqueurs structuraux (failles normales, filons, hard-ground,...) contenus dans la sédimentation associées aux études classiques de sédimentologie, stratigraphie et de micropaléontologie permettent d'établir une chronologie précise des événements extensifs, de caractériser ces paléostructures et de mettre au jour l'évolution du domaine Briançonnais tout au long du Mésozoïque et du Cénozoïque. Des variations d'épaisseurs de l'unité lithologique des "Calcaires rubanés" du Ladinien inférieur impliquent une subsidence différentielle d'origine tectonique (période anté-rift). Des phénomènes de dissociation trouvés à la limite Ladinien-Carnien pourraient correspondre à des ébranlements sismiques contemporains d'une structuration syn-rift précoce de la plate-forme triasique. A partir de l'analyse diagénétique d'échantillons prélevés au niveau de la surface d'émergence, il semble que la lacune débute au Sinémurien supérieur sur l'aire de Peyre-Haute. Le rifting téthysien comprendrait deux phases : au Carnien et au Sinémurien (surrection). En Briançonnais, deux aires de subsidence distinctes discernables sur des courbes de subsidence ont donc été mises en évidence pour cette période. L'effondrement "post-rift" de la plate-forme Briançonnaise au Bathonien supérieur est suivi par une nouvelle structuration au Callovien-Oxfordien créant de nouvelles failles [Claudel *et al.*, 1997]. Les périodes d'activité tectonique du Crétacé sont surtout marquées par des réactivations de failles : à L'Aptien-Albien et au Turonien supérieur. Les brèches du Campanien-Maastrichtien pourraient s'être déposées en contexte de convergence.

L'analyse structurale montre l'existence de chevauchements hors-séquences au sein de l'édifice de nappes Briançonnaises : la direction de chevauchement des charriages éocènes seraient oblique (vers le nord ?) par rapport aux charriages vers l'ouest oligocènes. La première mise en place de nappes (Peyre-Haute et Prorel) est superficielle et marquée par des olistostromes (Eychauda, Queyrelets). L'analyse paléomagnétique préliminaire [Thomas *et al.*, soumis] suggère une rotation anti-horaire d'une quarantaine de degrés postérieure à toutes les phases de plissements post-nappes de l'ensemble de la zone Briançonnaise étudiée. Le dépliage des unités tectoniques, prenant en compte la rotation et les transports vers le nord, a permis de proposer une reconstitution paléogéographique régionale qui replace le domaine Briançonnais au sein du Sud Est de la France dans le prolongement est de la Provence jusqu'au Jurassique supérieur.

Replacées dans un contexte géodynamique globale, ces structurations successives croisées au niveau du domaine Briançonnais pourraient résulter d'interférences entre les cycles de rifting-ouverture océanique suivants décalés dans l'espace et dans le temps [Claudel & Dumont, soumis] : système Halstatt-Méliata au Ladinien inférieur ; système Atlantique Central-Téthys ligure au Carnien-Lias ; système Atlantique Nord-Golfe de Gascogne-domaine valaisan au Callovien-Oxfordien. La plate-forme triasique enregistrerait tout d'abord l'écho du rifting de l'océan Halstatt au Ladinien, puis subit le premier stade du rifting téthysien dès le Ladinien supérieur-Carnien. La phase principale survenant au Lias se traduit en domaine Briançonnais par une surrection ; ce qui permet d'admettre que ce domaine constituait l'épaule du rift téthysien [Stampfli, 1993]. Après l'ouverture initiale de l'océan Téthysien ligure, le rifting valaisan oblique par rapport à la ride médio-téthysienne continue de structurer le domaine Briançonnais situé dès lors à l'intersection de deux zones de rupture crustale. Le Wombat plateau au large de l'Australie a subi une évolution de ce type et fournit une image analogue à celle proposée pour le domaine Briançonnais au Mésozoïque.

Mots-clés :

Marges continentales, Rifting, Paléogéographie, Paléomagnétisme, Alpes occidentales, Zone Briançonnaise, Domaine Briançonnais, Téthys ligure, Valaisan, Halstatt-Méliata.

Paleogeographic restorations of the Briançonnais Domain during Mesozoic times Crossed rifting-drifting and shortening

The Briançonnais Zone derived from a marginal domain of the Ligurian Tethys, which emerged during Jurassic rifting. The Briançonnais series bear evidence of extensional deformations preceding Alpine shortening. Many of them are older or younger than the Téthys rifting deformation. A chronology of the Briançonnais tectonic events could be established with syn-sedimentary structures analysis. Thickness changes in the Lower Ladinian deposits show a differential of subsidence due to tectonics (ante-rift). Dissociations at the Ladinian-Carnian boundary should be due to earthquakes during early syn-rift deformation. New syn-sedimentary faults (Callovian-Oxfordian) occurred after the Late Bathonian drowning. These ones are reactivated during Aptian-Albian, Late Turonian periods. Campanian-Maastrichtian breccias could result from the beginning of the belt formation.

Structural analysis shows out-of-sequence thrusting, consequently the Eocene thrusting have to be oblique to the westward Oligocene thrusting. Preliminary paleomagnetic study indicates a counterclockwise rotation of about 45°, which post-date all the nappes folding. Palinspastic restoration replaced the Briançonnais domain lengthening the Provence area to the East.

Crossed deformations recorded in the Briançonnais series may result from the interference between different Mesozoic rifting-spreading cycles: Halstatt-Meliata (Lower Ladinian); Central Atlantic-Ligurian Téthys (Carnian-Liassic); North Atlantic-Biscay Bay-Valais rift (Callovian-Oxfordian). By comparison with the Australian Wombat plateau, the Briançonnais domain was located at the intersection between two crustal opening zones: Tethyan ocean and Valais rift.

Key-words :

Continental margin, Rifting, Paleogeography, Paleomagnetism, Western Alps, Briançonnais Zone, Briançonnais Domain, Ligurian Tethys, Valais, Halstatt-Meliata.

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	p. I
ABSTRACT	p. II
SOMMAIRE	p. III
LISTE DES FIGURES ET DES ANNEXES	p. VII
<hr/>	
PARTIE 1 : LA ZONE BRIANÇONNAISE : DU RIFT TÉTHYSIEN À LA CHAÎNE ALPINE	p. 1
I) Introduction :	p. 1
II) Histoire des Alpes occidentales	p. 2
II-1) Le rifting intra-continental	p. 4
II-2) L'océanisation	p. 4
II-3) L'édification de la chaîne alpine	p. 5
III) La zone briançonnaise	p. 7
III-1) Localisation	p. 7
III-2) Stratigraphie	p. 7
III-3) Structure actuelle et organisation paléogéographique	p. 10
IV) Contexte géodynamique du domaine briançonnais	p. 11
IV-1) Subsidence anté-rift	p. 11
IV-2) Emergence syn-rift	p. 12
IV-3) Instabilité tectonique post-rift	p. 12
IV-4) Reconstitutions paléogéographiques	p. 12
PARTIE 2 : SÉDIMENTATION ET MOBILITÉ TECTONIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS AU MÉSOZOÏQUE	p. 15
I) Enregistrement sédimentaire et diagénétique	p. 16
I-1) La sédimentation de plate-forme du Trias	p. 16
A) Subsidence différentielle au Ladinien inférieur	p. 16
B) Séismes et brèches du Ladinien-Carnien	p. 20
I-2) L'émergence du domaine briançonnais au Lias-Dogger	p. 21
A) La karstification et les brèches continentales	p. 21
B) Amplitude de la lacune	p. 23
C) L'enregistrement diagénétique : un complément à l'enregistrement sédimentaire	p. 24
I-3) La transgression du Dogger-Malm	p. 28
I-4) Analyse de la subsidence : deux domaines distincts au Jurassique inférieur (et peut-être au Trias supérieur)	p. 30

II) Tectonique syn-sédimentaire au Mésozoïque	p. 37
II-1) Marqueurs d'instabilité	p. 37
II-2) Failles syn-sédimentaires	p. 39
A) Exemples de failles normales mésozoïques	p. 39
B) Systèmes de paléofailles de la vallée de la Haute-Ubaye : exemple d'inversion structurale	p. 46
II-3) Les filons sédimentaires : marqueurs d'extension	p. 49
A) Généralités	p. 49
B) Analyse géométrique des filons du domaine briançonnais	p. 53
C) Résultats	p. 63
II-4) Les hard-grounds : un indice indirect d'activité tectonique	p. 64
II-5) Répartition géographique et chronologique de l'ensemble des marqueurs de mobilité tectonique	p. 66
III) Structuration multiple du domaine briançonnais au Mésozoïque	p. 71
PARTIE 3 : PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS	p. 73
I) Redéfinition et simplification du nombre des unités briançonnaises	p. 73
A) Unités de type Champcella	p. 76
B) Unité de type Chatelet	p. 76
C) Unités de type Peyre-Haute	p. 78
D) Unités de type Clot-la-Cime	p. 78
E) Unités du Prorel-Rio secco	p. 78
F) Unité de Combrémont	p. 80
II) Chronologie de la déformation compressive	p. 81
II-1) Mise en place superficielle des nappes (Eocène supérieur)	p. 81
A) Tectonique anté-priabonienne et charriage de l'unité de Peyre-Haute (olistostrome des Queyrelets)	p. 81
B) Tectonique priabonienne et charriage de l'unité du Prorel-Rio secco (olistostrome de l'Eychauda)	p. 82
C) Les nappes de « Flysch à Helminthoïdes »	p. 85
II-2) Séquence de chevauchements et directions de transport	p. 87
A) Chevauchements précoces (Eocène)	p. 87
B) Redécoupage de l'édifice de nappes (Oligocène)	p. 87
C) Rétrocharriages et rétroécaillages	p. 89
D) Rotation antihoraire des zones internes et rejeu distensif récent	p. 92
III) Dépliage de la zone briançonnaise	p. 94
III-1) Commentaire des profils dépliés	p. 94
A) Les unités de type Champcella	p. 94
B) L'unité du Châtelet	p. 97
C) L'unité de Clot la Cime	p. 97
D) Les « écailles intermédiaires »	p. 97
E) L'unité de Peyre-Haute	p. 99

III-2) Comparaison avec les domaines adjacents	p. 99
A) Les écailles subbriançonnaises	p. 99
B) Les unités piémontaises de marge continentale	p. 99
C) Les écailles traînées sous les nappes de flysch à Helminthoïdes	p. 100
III-3) Conclusion	p. 101
PARTIE 4 : EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS	p. 103
I) Le domaine briançonnais au Mésozoïque	p. 103
I-1) Déformation synsédimentaire du domaine au Mésozoïque	p. 103
A) Chronologie de la déformation	p. 103
B) Prise en compte de la rotation post-oligocène pour l'interprétation des structures mésozoïques et de l'inversion	p. 105
I-2) Reconstruction paléogéographique de la zone briançonnaise	p. 105
A) Dépliage des unités briançonnaises au SE du Pelvoux	p. 105
B) Unités briançonnaises de Vanoise	p. 106
C) Unités subbriançonnaises de Maurienne	p. 107
D) Unités subbriançonnaise et briançonnaise des Préalpes	p. 107
E) Conclusion	p. 109
I-3) Similitudes entre le domaine briançonnais et le domaine externe (Sud-Est de la France)	p. 109
A) Comparaison de faciès	p. 109
B) Mise en place des unités internes	p. 112
II) Quel type de marge pour le domaine briançonnais ?	p. 114
II-1) Marge transformante	p. 114
II-2) Marge en divergence	p. 115
II-3) Plateau marginal à la croisée de deux riftings : Wombat (Exmouth, NW Australie)	p. 117
III) Contexte géodynamique du domaine briançonnais : cinématique de l'Ibérie et de l'Apulie	p. 118
III-1) Enchaînement des cycles d'ouverture océanique au Mésozoïque	p. 118
A) Hallstatt-Meliata et Vadar	p. 118
B) Atlantique central/Téthys ligure	p. 119
C) Atlantique nord/Golfe de Gascogne	p. 119
D) Rift et océan valaisan	p. 120
III-2) Cinématique des plaques et structuration du domaine briançonnais (région de Briançon)	p. 121
IV) Conclusion générale : plusieurs cycles d'ouverture-fermeture enregistrés dans le domaine briançonnais	p. 125

PUBLICATIONS ASSOCIÉES	p. 127
PUBLICATION 1 : Claudel, M.E., Dumont, T., Tricart, P. 1997 : Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. <i>C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes</i> , 325, 273-279.	pp. 129-135
PUBLICATION 2 : Claudel, M.E. & Dumont T. : Two phases of rifting in the Briançonnais related to the evolution of the Ligurian and the Valais ocean. (<i>Eclogae geologicae Helvetiae</i> , accepté sous réserve de modifications mineures).	pp. 137-167
PUBLICATION 3 : Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Dumont, T., Tricart, P. & Chauvin, A. (<i>Earth and Planetary Science Letter</i> , sousmis).	pp. 169-197
<hr/>	
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	p. 199
<hr/>	
ANNEXES	p. 215
<hr/>	
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	p. 227
<hr/>	

PARTIE 1 :

Fig. 1.1 : Evolution mésozoïque des océans alpin et atlantiques [Lemoine <i>et al.</i> , 1987]	p. 2
Fig. 1.2 : Schéma structural des Alpes occidentales	p. 3
Fig. 1.3 : Propagation de la déformation et migrations de bassins d'avant chaîne au cours de la formation des Alpes [Guellec <i>et al.</i> , 1990]	p. 5
Fig. 1.4 : Séries stratigraphiques des différentes unités briançonnaises localisées sur la figure 1.5 (copie de la figure 2, publication 2)	p. 8
Fig. 1.5 : Principaux contours et nomenclature des unités tectoniques briançonnaises au Sud Est du Pelvoux [Tricart, 1980]	p. 9
Fig. 1.6 : Reconstitution palinspastique des domaines paléogéographiques de la région de Briançon au Jurassique supérieur [Lemoine <i>et al.</i> , 1986]	p. 10
Fig. 1.7 : Différentes positions palinspastiques du domaine briançonnais au sein de la marge européenne de la Téthys ligure	p. 13

PARTIE 2 :

Fig. 2.1 : Localisation des sites de Trias moyen étudiés	p. 17
Fig. 2.2 : Les unités lithologiques du Trias moyen briançonnais [d'après Mégevand, 1997] et leur équivalent en mégacycles et séquences sédimentaires [Jaillard, 1984]	p. 18
Fig. 2.3 : Variations d'épaisseur des unités lithologiques du Trias moyen de la zone briançonnaise de Briançon [d'après Mégevand 1997, modifié]	p. 19
Fig. 2.4 : Plusieurs scénarios possibles pour expliquer la lacune sédimentaire des unités briançonnaises de haute Durance et Ubaye	p. 23
Fig. 2.5 : Reconstitution paléogéographique de la nappe de Peyre-Haute, d'après [Claudel, 1995]	p. 27
Fig. 2.6 : Variation de faciès et d'épaisseur du Dogger au sein des unités briançonnaises	p. 29
Fig. 2.7 : Comparaison de la subsidence de la nappe de Peyre-Haute et de l'unité de type Champcella selon différentes hypothèses sur le contenu de la lacune sédimentaire	p. 34
Fig. 2.8 : Reconstitution de la faille jurassique déformée dans le flanc inverse du synclinal des Ourgières, partie orientale de la nappe de Peyre-Haute (crête des Crousas)	p. 38
Fig. 2.9 : Deux coupes distantes de 300 m dans le massif de Tête Noire et situées dans la même unité tectonique (couverture de la Zone Houillère)	p. 40
Fig. 2.10 : Faille jurassique du lac des béraudes et datation des brèches de pied d'escarpement	p. 41
Fig. 2.11 : Ancienne faille déformée à l'entrée des vallons Claus et Obscur au sein de la nappe du Chatelet	p. 43
Fig. 2.12 : Dépliage de la structure de la Main de Dieu, rive droite du vallon Claus dans un plan NE-SW parallèle à la direction de raccourcissement principal vers le SW	p. 44
Fig. 2.13 : Trois failles probablement crétacées transportées et déformées au sein de la nappe du Chatelet (rive droite de l'Ubaye)	p. 45
Fig. 2.14 : Reconstitution paléogéographique à la fin du Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) après dépliage des unités structurales de la haute vallée de l'Ubaye (nappe du Marinnet)	p. 47
Fig. 2.15 : Karstification du Pas de la Condamine avec plusieurs phases des fracturation-remplissage	p. 50

Fig. 2.16 : Remplissages karstiques de la Tête d'Oréac	p. 51
Fig. 2.17 : Deux possibilités de formation de brèches et de filons sédimentaires le long d'une pente	p. 52
Planche A : Filons sédimentaires d'âge Trias moyen	p. 54
Planche B et C : Filons sédimentaires d'âge Trias supérieur-Lias	p. 55
Planche D et E : Filons sédimentaires d'âge Dogger-Malm	p. 57
Planche F : Filons sédimentaires d'âge Aptien-Albien.	p. 59
Planche G : Filons sédimentaires du Crétacé supérieur.	p. 60
Fig. 2.18 : Dalle montrant des filons remplis et scellés par le hard-ground caractéristique du crétacé inférieur en Briançonnais.	p. 59
Fig. 2.19A : Carte des orientations de filons mesurés par intervalle chronostratigraphique	p. 61
Fig. 2.19B : Synthèse des orientations de filons mesurés par intervalle chronostratigraphique.	p. 62
Fig. 2.20 : Etude du hard-ground (échantillon Fou2) prélevé au sommet de l'anticlinal de Fouillouse.	p. 65
Fig. 2.21 : Localisation des marqueurs de déformation ou de mouvements verticaux mésozoïques dans la zone briançonnaise.	p. 67
Fig. 2.22 : Inventaire des marqueurs de déformation pour la période pélagique « post-rift ».	p. 68
PARTIE 3 :	
Fig. 3.1 : Schéma structural (A) et coupes (C) de la zone d'étude comportant un nombre limité d'unités briançonnaises (B) correspondant à des aires paléogéographiques distinctes au Mésozoïque	p. 74
Fig. 3.2 : Reconstruction de la rampe de chevauchement hors-séquence de la nappe du Châtelet avant son écaillage en plusieurs unités structurales	p. 77
Fig. 3.3 : Distinction entre l'unité du Prorel-Rio secco et l'unité de Combrémont au niveau du col du Tronchet (Izoard)	p. 79
Fig. 3.4 : Olistostrome de la crête des Queyrelets	p. 81
Fig. 3.5 : Coupe de la crête de Chabriller, aux environs des lacs de Néal	p. 83
Fig. 3.6 : Calendrier de mise en place des nappes : (étapes 1 à 3) superficielles (olistostromes), puis (4) redécoupage en sous-unités par des chevauchements hors-séquences	p. 84
Fig. 3.7 : Chevauchement de la nappe du Prorel sur l'olistostrome de l'Eychauda dans le massif de Serre Chevalier [Barféty <i>et al.</i> , 1995]	p. 85
Fig. 3.8 : Phases successives de mise en place de la nappe de l'Autapie et de la nappe du Parpaillon [Kerckhove, 1969]	p. 86
Fig. 3.9A et 3.9B : Chevauchement hors-séquence au dos du synclinal de la nappe de Peyre-Haute (Serre de la Cavale)	p. 88
Fig. 3.10 : Empilement de quatre écailles au front de la zone briançonnaise (massif de Montbrison, vu du col de la Pusterle)	p. 89
Fig. 3.11 : Synclinal des Thures (couverture de la Zone Houillère) en forme de « tabatière »	p. 90
Fig. 3.12 : Panorama des gorges du Guil (depuis le sommet du Cugulet)	p. 91

Fig. 3.13 : Essai de dépliage de la coupe du Guil (coupe G-G')	p. 95
Fig. 3.14 : Essai de dépliage de la coupe de l'Ubaye (coupe I-I')	p. 96
Fig. 3.15 : Reconstitution paléogéographique des aires de sédimentation avant l'arrivée de la nappe de Peyre-Haute et le redécoupage hor-séquence en écailles	p. 98
Fig. 3.16 : Coupe des écailles briançonnaises situées sous la nappe de Flyschs à Helminthoïdes au col de Restefond [Kerckhove, 1969]	p. 100
PARTIE 4 :	
Fig. 4.1 : Echelle chronostratigraphique des événements briançonnais et de leur géométrie	p. 104
Fig. 4.2 : Coupe et carte du Perron des Encombres [Samec <i>et al.</i> , 1988]	p. 108
Fig. 4.3 : Reconstitution palinspastique des nappes des Préalpes médianes, [Baud & Septfontaine, 1980]	p. 108
Fig. 4.4 : Répartition des faciès mésozoïques dans le Sud Est de la France dans leur localisation actuelle, d'après [Debelmas, 1983]	p. 110
Fig. 4.5 : Deux hypothèses de reconstitution paléogéographique pour les domaines briançonnais, provençal et vocontien au Mésozoïque. A. d'après Maury et Ricou [1983] ; B. d'après Trümpy [1976].	p. 112
Fig. 4.6 : Résultat du déplacement des unités subbriançonnaises lors des phases de compression pyrénéo-provençale et alpine [Ricou, 1980]	p. 112
Fig. 4.7 : Faille transformante intra-continentale reliant le Golfe de Gascogne et le rift valaisan [Stampfli, 1993]	p. 115
Fig. 4.8 : Localisation du plateau de Wombat (NW de l'Australie) à l'intersection de deux ouvertures océaniques décalées dans le temps, d'après [Williamson <i>et al.</i> , 1989]	p. 116
Fig. 4.9 : Coupe du plateau de Wombat d'après les données de sismique marine et les résultats des forages ODP 759, 760, 761, 764 du Leg 122, d'après [Williamson <i>et al.</i> , 1989]	p. 116
Fig. 4.10 : Localisation du domaine briançonnais à l'intersection de deux ouvertures océaniques décalées dans le temps	p. 117
Fig. 4.11 : Limites de plaques et micro-plaques ayant joué un rôle dans la position actuelle du domaine marginal briançonnais, [Olivet, 1996]	p. 118
Fig. 4.12 : Évolution du domaine briançonnais à partir du rifting liasique de la Téthys ligure	p. 122
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	
Planche 1 : Séismites du Trias moyen	p. 200
Planche 2 : Filons karstiques	p. 202
Planche 3 : Altérations diagénétiques	p. 204
Planche 4 : Paléostructures (1)	p. 206
Planche 5 : Paléostructures (2)	p. 208
Planche 6 : Micropaléontologie	p. 210
Planche 7 : Structures alpines	p. 212

ANNEXES :

Annexe 1 : Localisation géographique des sites étudiés de la zone briançonnaise. **p. 217**

Annexe 2 : Principaux éléments de datation des éléments briançonnais et caractérisation de différentes « zones stratigraphiques », d'après [Bourbon, 1980]. **p. 218**

Annexe 3 : Coupes géologiques de la zone briançonnaise étudiée **p. 219**

PARTIE 1

LA ZONE BRIANÇONNAISE DU RIFT TETHYSIEN A LA CHAINE ALPINE

I) INTRODUCTION :

L'évolution géodynamique de la zone briançonnaise de son extension au Mésozoïque à son incorporation dans l'arc alpin a fait l'objet de diverses interprétations. Il s'agit avec certitude d'une portion de *marge passive inversée*.

Ce travail s'appuie sur :

- une analyse du signal sédimentaire mésozoïque basée sur la stratigraphie, la diagenèse, et l'étude de la subsidence ;
- une synthèse des indicateurs de déformation syn-sédimentaire (filons, détritisme, érosion, etc.) ;
- une ré-examen de la structure de l'édifice des nappes briançonnaises et de sa cinématique de mise en place ;
- la prise en compte de la rotation anti-horaire détectée par le paléomagnétisme.

Les deux premiers points permettent de mieux contraindre les effets de l'amincissement crustal (rift téthysien) affectant le domaine briançonnais au cours du Mésozoïque.

L'examen des deux derniers points, bien que n'étant pas l'objet principal de cette étude, est nécessaire pour s'affranchir autant que possible de la déformation des objets étudiés lors de l'épaississement crustal (cycle alpin) et pour tenter de retrouver l'agencement paléogéographique initial du domaine briançonnais.

* * *

II) HISTOIRE DES ALPES OCCIDENTALES

L'arc alpin occidental fait partie d'une chaîne de collision essentiellement E-W d'environ mille kilomètres de long (Alpes centrales, orientales et méridionales). Elle résulte de l'affrontement des plaques Europe et Afrique au cours du Cénozoïque, qui fait suite à la fermeture de l'océan Téthys ligure. Ce dernier s'est développé au Jurassique en même temps que l'océan Atlantique central (fig. 1.1) [Laubscher, 1975, Bernoulli & Lemoine, 1980, Lemoine, 1984].

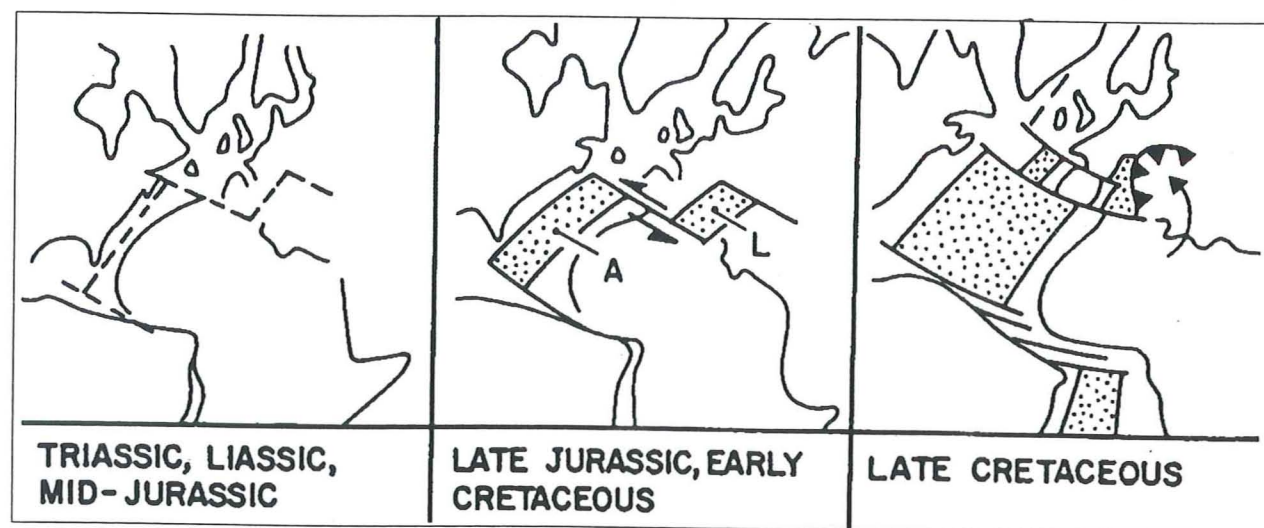


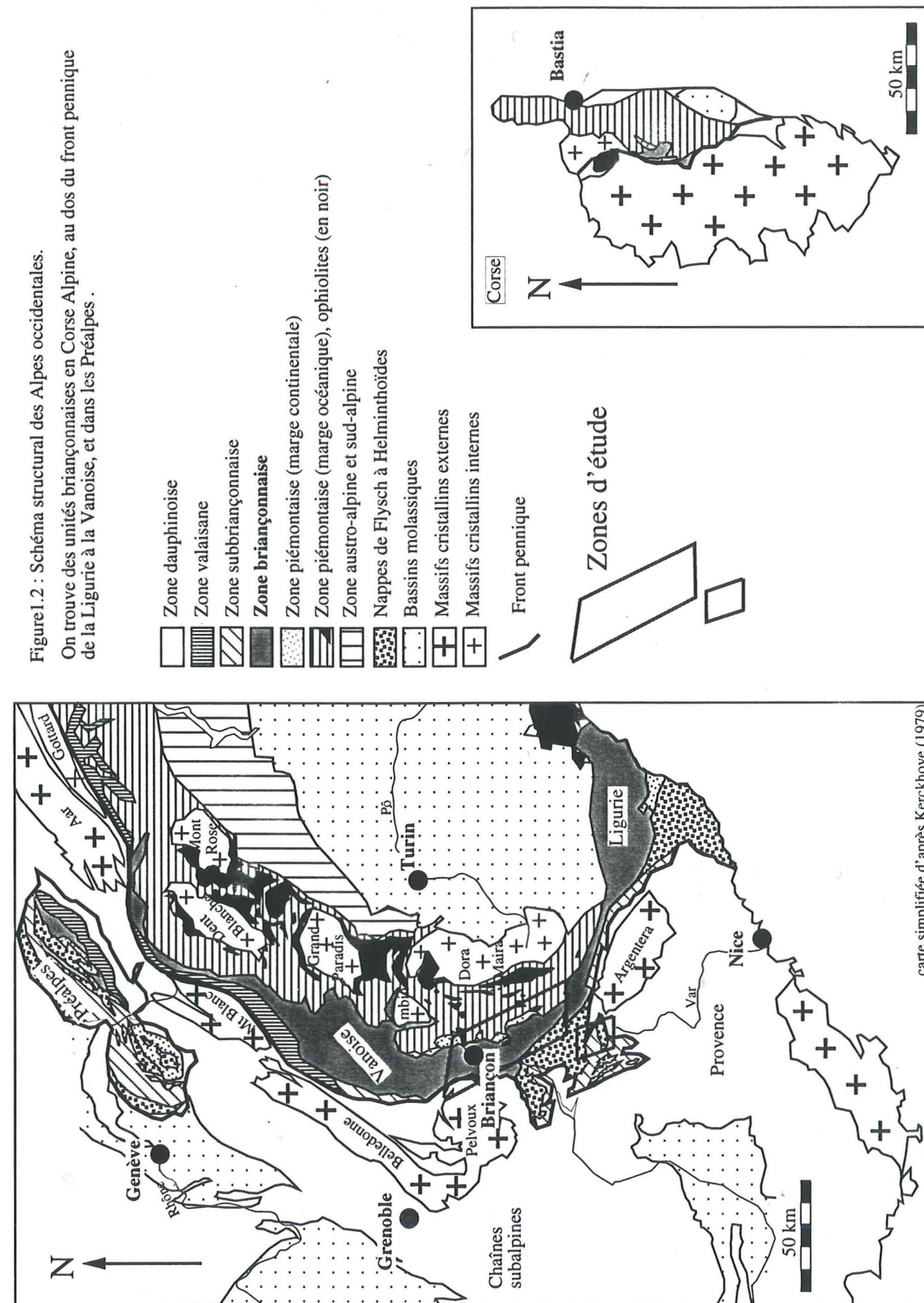
Figure 1.1 : Evolution mésozoïque schématique des océans alpin et atlantiques [Lemoine *et al.*, 1986].
A : Atlantique central ; L : Téthys ligure.

Au sein de l'arc alpin occidental (fig. 1.2), le chevauchement pennique frontal (ou front pennique) sépare la zone externe peu métamorphique des zones internes plus métamorphiques (nappes penniques). Ce chevauchement est une discontinuité crustale majeure imagée par les profils sismiques profonds ECORS-CROP [Roure *et al.*, 1990, 1996, Sénéchal & Thouvenot, 1991] et NFP20 [Pfiffner *et al.*, 1997].

- ❖ La zone externe ou delphino-helvétique est située à l'avant du front pennique jusqu'au front de déformation actuel des Alpes. Elle comprend les massifs cristallins externes et les chaînes subalpines.
- ❖ Les zones internes entièrement allochtones, comprennent d'ouest en est la zone subbriançonnaise, la zone briançonnaise, la zone piémontaise de marge continentale et la zone liguro-piémontaise à substratum océanique. La zone valaisane intercalée entre zone dauphinoise et zone briançonnaise au nord de la vallée de la Maurienne correspondrait à un domaine de croûte amincie au Jurassique [Schmid *et al.*, 1990]. Ce rift aurait évolué vers une ouverture océanique au Crétacé inférieur [Florineth & Froitheim, 1994]. Cette interprétation est toutefois discutée dans les Alpes françaises [Cannic, 1996].

L'exploration des marges de l'Atlantique a permis de comprendre le déroulement anté-, syn- et post-rift de l'ouverture océanique, et de transposer ce modèle d'extension aux Alpes

Figure 1.2 : Schéma structural des Alpes occidentales. On trouve des unités briançonnaises en Corse Alpine, au dos du front pennique de la Ligurie à la Vanoise, et dans les Préalpes.



carte simplifiée d'après Kerckhove (1979)

occidentales. La zone dauphinoise fut ainsi ré-interprétée comme un système de blocs basculés issu du haut de la marge passive [Lemoine *et al.*, 1981] et la zone Briançonnaise comme un plateau provenant du milieu de cette marge sur un transect E-W [Lemoine *et al.*, 1986]. Les reconstitutions paléogéographiques montrent des horst et grabens individualisés lors du rifting de la Téthys ligure [Bourbon, 1980, Faure & Mégard-Galli, 1988, Mégard-Galli & Faure, 1988, Rudkiewicz, 1988, Tricart *et al.*, 1988, Faure, 1990, Chaulieu, 1992].

Chacune des zones structurales alpines (fig. 1.2) est issue d'un domaine paléogéographique de la marge européenne et de l'océan Téthys ligure. Les failles syn-rifts, délimitant ces domaines paléogéographiques, ont été inversées lors de la convergence alpine [Graciansky *et al.*, 1979, Lemoine 1984, Lemoine *et al.*, 1986, Graciansky *et al.*, 1989]. L'inversion a progressé d'est en ouest entre le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur (Priabonien), puis ce domaine est incorporé dans le prisme d'accrétion alpin à l'Oligo-Miocène [Tricart, 1984, Lemoine *et al.*, 1986].

II-1) Le rifting intra-continental

Les séries sédimentaires des domaines alpins montrent une évolution comparable à celle des marges continentales actuelles [Lemoine *et al.*, 1984], avec :

- (1) une période anté-rift (Trias) avec une sédimentation carbonatée de plate-forme. La subsidence est plus importante dans les zones internes (Trias épais) que dans la zone externe (Trias réduit).
- (2) une période syn-rift (Lias-Dogger) avec une sédimentation plus différenciée (bassin en domaine dauphinois, plate-forme émergée en domaine Briançonnais) correspondant à une structuration en blocs basculés.
- (3) une période post-rift (Dogger supérieur-Malm-Crétacé) avec une sédimentation pélagique relativement homogène.

II-2) L'océanisation

L'âge de l'océan Téthys ligure est connu grâce aux microfaunes des sédiments supra-ophiolitiques et aux datations isotopiques sur les gabbros. L'apparition des radiolarites datées du Dogger-Malm [De Wever *et al.*, 1987, De Wever & Baumgartner, 1995, Bill *et al.*, 1997] marque le début de l'océanisation. Les âges obtenus par Bill *et al.* [1997] avec les méthodes U/Pb sur zircon (166±1 Ma) et ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur amphibole (165,9±2,2 Ma) sont concordants avec les déterminations paléontologiques. L'ouverture initiale de la Téthys ligure serait donc datée au minimum du Bajocien-Bathonien.

La cartographie des anomalies magnétiques des domaines atlantiques centraux [Klitgord & Schouten, 1986] montre une accrétion océanique diachrone du sud vers le nord à partir du Dogger. Selon les vitesses d'accrétion prises en compte, de 1cm/an à 2 cm/an, le début de l'accrétion est situé respectivement au Pliensbachien [185-190 Ma, Olivet *et al.*, 1984] ou au Bajocien [175 Ma, Klitgord & Schouten, 1986]. Au niveau des Canaries, Steiner *et al.* [1998] datent la croûte océanique atlantique du Toarcien (184 Ma) à partir de nouvelles données pétrologiques, paléontologiques et paléomagnétiques.

L'ouverture de la Téthys ligure est donc contemporaine ou suit de peu celle de l'Atlantique central.

II-3) L'édification de la chaîne alpine

Les Alpes sont nées de la fermeture de l'océan Téthys ligure et de la collision entre ses deux anciennes marges passives. La convergence entre Afrique (Apulie) et Europe est amorcée dès le Crétacé inférieur dans les Alpes centrales. Les premiers charriages de nappes sont datés du Turonien dans les Alpes centrales (unités austro-alpines) [Krohe, 1987], et de l'Eocène terminal dans les Alpes occidentales (unités Briançonnaises), [Tricart 1980, Barféty *et al.*, 1992].

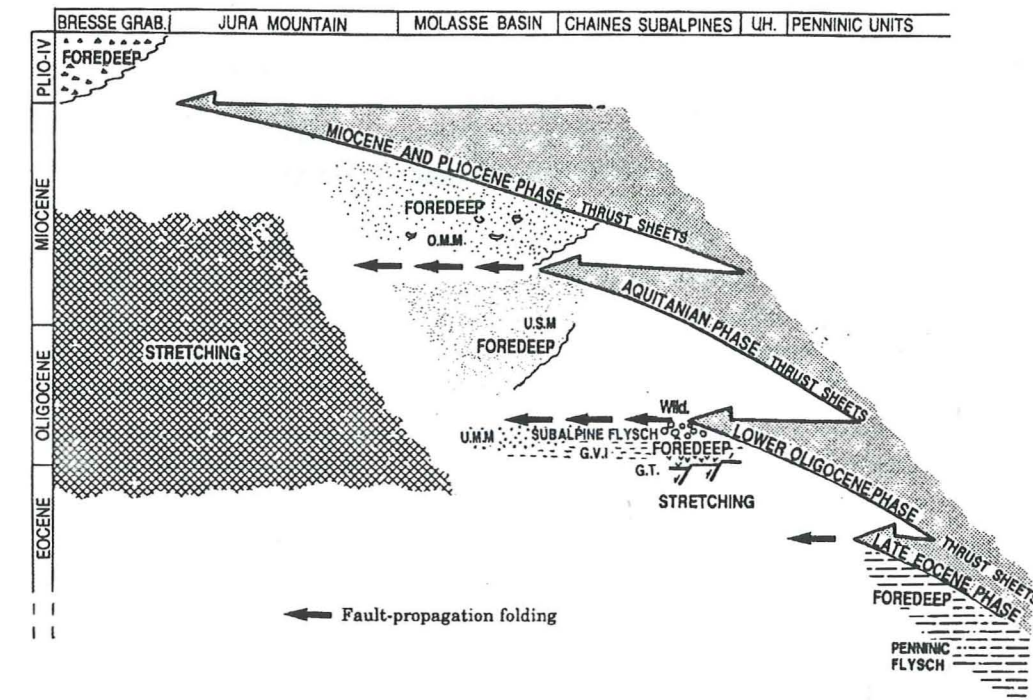


Figure 1.3 : Propagation de la déformation et migrations de bassins d'avant-chaîne au cours de la formation des Alpes occidentales [Guellec *et al.*, 1990]
 BRESSE GRAB. : Bresse graben ; U.H. : Ultra-Helvetic units ; G.T. : Taveyannaz Sandstones ; G.V.I. : Val d'Illiez Sandstones ; O.M.M. : "Obere Marine Molasse" (Upper Marine Molasse) ; U.S.M. : "Untere Süsswasser Molasse" (Lower Freshwater Molasse) ; U.M.M. : "Untere Süsswasser Molasse" (Lower Marine Molasse) ; Wild. : wildflysch.

L'évolution tectonique des Alpes occidentales peut être subdivisée en plusieurs stades enregistrés par la migration des bassins d'avant-chaîne et/ou au sein même de leur remplissage sédimentaire (fig. 1.3) :

- **Crétacé supérieur (Turonien)** : premiers chevauchements au sein des unités austro-alpines [Krohe, 1987] ;

- **Eocène supérieur (Lutétien)** : chevauchement des nappes austro-alpines sur le socle pennique ;
- **Eocène supérieur (Bartonien-Priabonien)** : premiers chevauchements au sein des unités penniques [Kerckhove, 1969, Tricart, 1980, Barféty *et al.*, 1992] ;
- **Oligocène inférieur-Miocène** : chevauchement des unités penniques sur le socle delphino-helvétique [Kerckhove, 1969, Tricart, 1980], et décro-chevauchement dextre entre les unités austro-alpines et les autres unités penniques [Ménard, 1988, Schmid & Kissling, 1997] ;
- **Miocène-Pliocène (à partir de l'Aquitainien)** : chevauchement des massifs externes sur le socle subalpin et décrochement dextre au niveau du front pennique (rotation anti-horaire des zones penniques par rapport à la zone delphino-helvétique de 26-27° [Ménard, 1988]) ;
- **Pliocène ? à Actuel** : poursuite des chevauchements au front externe de la chaîne, mais un régime extensif en arrière du front pennique est clairement identifié dans les zones internes par la sismicité actuelle à l'échelle des Alpes occidentales [Sue, 1998, Sue *et al.*, soumis] et illustré par la fracturation post-nappe visible dans la région de Briançon [Tricart *et al.*, 1996, Sue, 1998, Sue & Tricart, soumis].

* * *

III) LA ZONE BRIANÇONNAISE

Les différentes unités briançonnaises ont été définies sur la base de leurs caractéristiques stratigraphiques (fig. 1.4) et de leur position structurale au sein de l'édifice briançonnais (fig. 1.5).

III-1) Localisation :

La zone briançonnaise (fig. 1.2) appartient aux zones internes et suit l'arc alpin occidental du sud au nord et traverse la Corse alpine, la Ligurie, l'Ubaye, le Guillestrois, le Briançonnais, la Vanoise. Elle se prolonge jusqu'aux Grisons (nappes de Tambo et Suretta) en passant par les Préalpes charriées sur la zone externe (Médianes rigides). Le terrain étudié dans ce mémoire est situé entre le col du Galibier au nord et le col de la Bonette au Sud.

III-2) Stratigraphie :

Le substratum de la zone briançonnaise correspond à un vaste bassin permo-carbonifère (Zone Houillère) édifié sur un socle varisque déjà fortement métamorphisé et pénéplané après le cycle hercynien. Les sédiments triasiques comprennent des faciès silicoclastiques du Trias inférieur et un ensemble carbonaté du Trias moyen-supérieur, qui constituent l'ossature des nappes de charriage briançonnaises. Ces calcaires de plate-forme sont surmontés directement par des faciès transgressif du Dogger (ou du Rhétien-Lias sur la nappe de Peyre-Haute). Cette transgression se poursuit au Jurassique supérieur par le dépôt des faciès pélagiques avec à leur base des calcaires noduleux (*Ammonitico rosso*) ou des marnes. Les dépôts du Crétacé comportent des niveaux pélagiques condensés (hard-ground) et des calcschistes planctoniques parfois détritiques.

Ces séries mésozoïques briançonnaises (fig. 1.4) ont enregistré les étapes de l'évolution du rift et de la marge passive de la Téthys ligure [Lemoine *et al.*, 1986], mais elles présentent cependant des particularités :

- (1) Les dépôts triasiques de plate-forme, bien que considérés comme "*anté-rift*", témoignent d'une subsidence importante (de l'ordre de 50 m/Ma), [Rudkiewicz 1988, Mégard-Galli & Faure, 1988] et d'une activité tectonique (partie 2, § I-1) : variations d'épaisseur des dépôts du Ladinien inférieur, instabilité cosismique enregistrée au Ladinio-Carnien et au Carnien.
- (2) La période *syn-rift* n'est pas caractérisée par une subsidence tectonique mais par un soulèvement entraînant sur la plupart du domaine une émergence, le développement de karsts et la lacune par absence de dépôts et /ou érosion des formations du Norien au Bathonien inférieur inclus. Seule l'unité de Peyre-Haute possède une série *syn-rift* d'âge liasique [Debelmas, 1953, Tricart *et al.*, 1988, Rudkiewicz, 1988].
- (3) La sédimentation pélagique *post-rift* est très condensée (et lacunaire). Elle contient parfois des brèches considérées comme provenant d'escarpements de failles. D'autres indices (condensations et lacunes, discordances, failles normales, filons neptuniens) décrits dans la partie 2 confirment l'existence d'une instabilité tectonique pendant cette

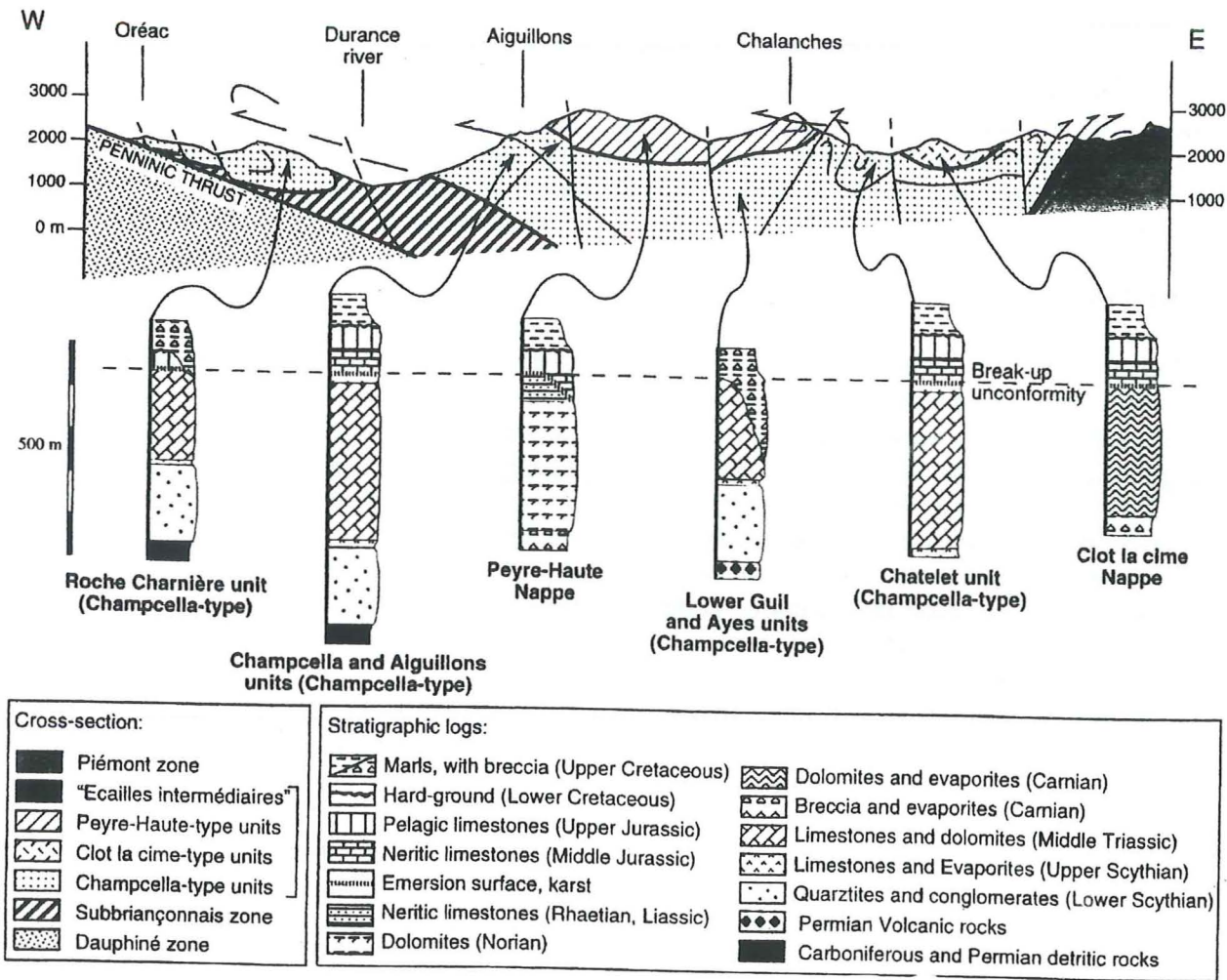
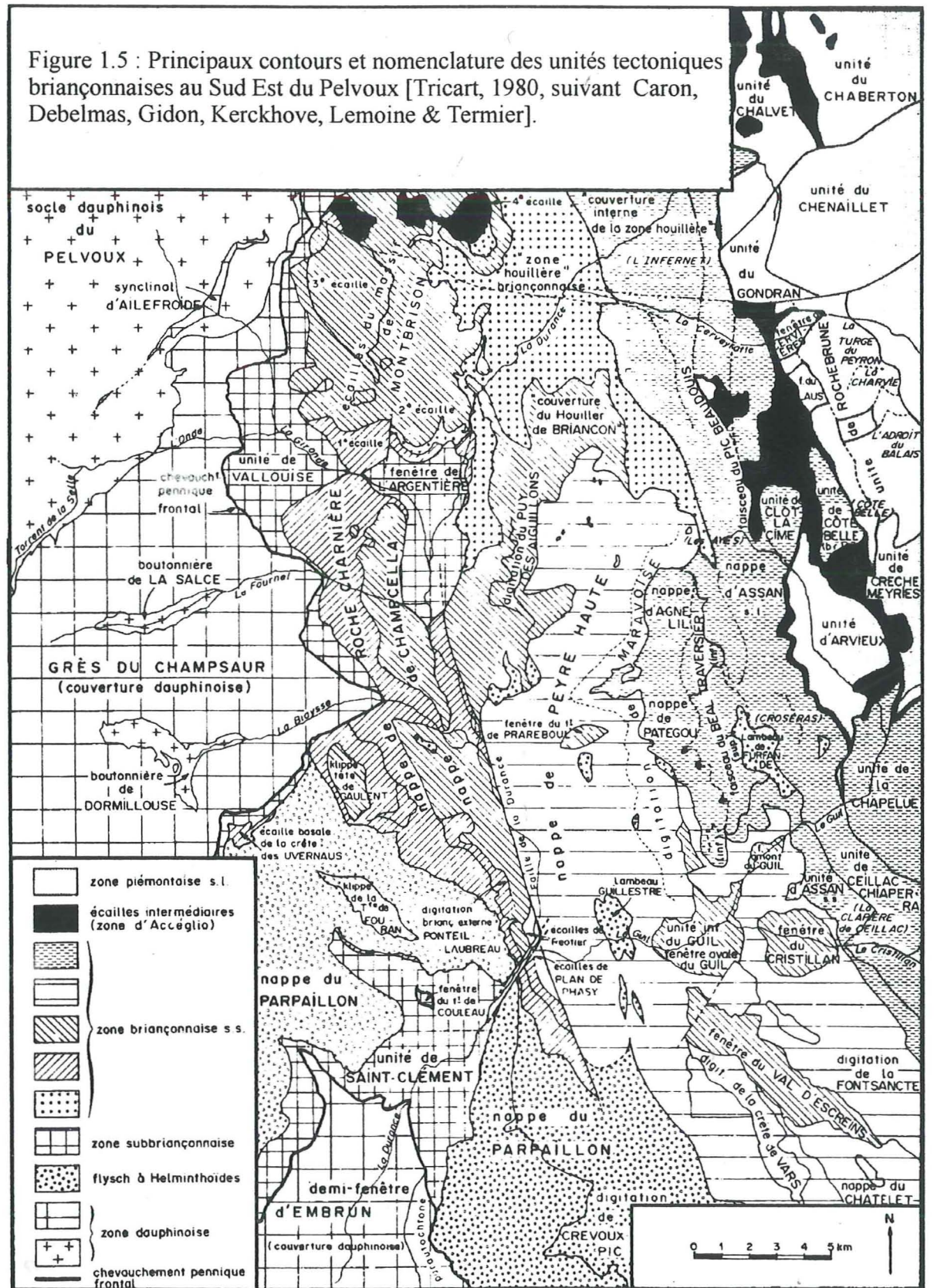
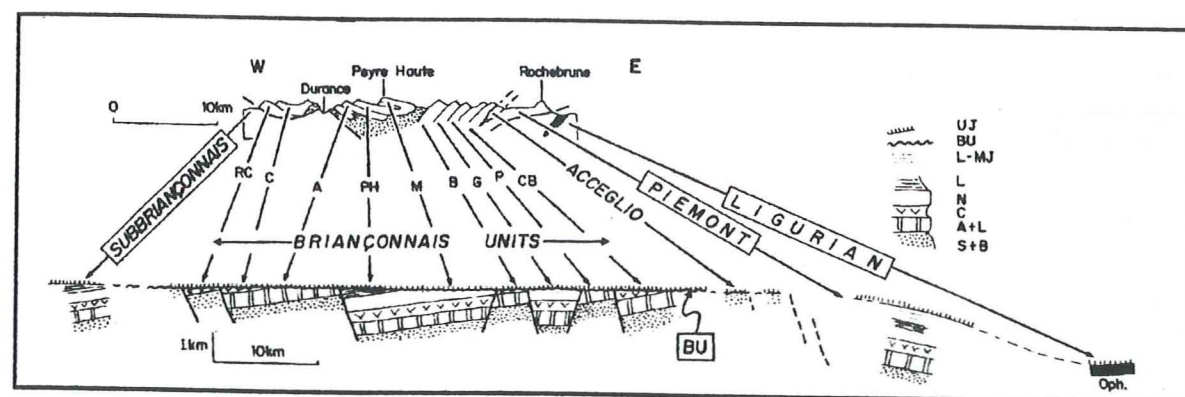


Figure 1.4 : Séries stratigraphiques des différentes unités briançonnaises localisées sur la figure 1.5 au niveau de la fenêtre de l'Argentière (copie de la figure 2, publication 2).



période post-rift, et ce jusqu'au Crétacé terminal. Dans le contexte d'un océan en cours d'expansion, elle a été attribuée à une remobilisation des structures héritées du rifting liée à la subsidence thermique [Bourbon, 1980, Chaulieu, 1992]. Nous verrons dans la partie 2, qu'il s'agit en fait d'une *nouvelle phase de structuration* indépendante de ce phénomène [publication 1].

III-3) Structure actuelle et organisation paléogéographique :



Stratigraphie : S+B, quartzites scythiennes et socle anté-triasique ; A+L, Calcaires dolomitiques aniso-ladiniens ; C, évaporites du Carnien ; N, dolomies du Norien ; L, calcaires du Rhétien-Lias ; L-MJ, calcaires du Jurassique moyen et Lias piémontais ; BU, Break-up unconformity ; UJ, calcaires du Jurassique supérieur.
Unités structurales : RC, Roche Charnière ; C, Champcella ; A, Aiguillons ; PH, Peyre-Haute ; M, Maravoise ; B, Beaudouis ; P, Peygus ; CB, Clot la Cime et Côte Belle.

Figure 1.6 : Reconstitution palinspastique des domaines paléogéographiques de la région de Briançon au Jurassique supérieur [Lemoine *et al.*, 1986].

A la latitude de Briançon, la zone briançonnaise comporte une dizaine de nappes disposées en éventail (fig. 1.4). L'agencement actuel de ces nappes, d'ouest en est, est en principe représentatif de leur arrangement paléogéographique ; celles-ci sont donc classiquement dépliées en conservant cette disposition (fig. 1.6), [Lemoine *et al.*, 1986, Tricart *et al.*, 1988]. Par exemple, la nappe de Peyre-Haute, qui est actuellement au centre de l'édifice et qui comporte une série stratigraphique plus complète que les autres, serait issue d'un graben intra-briançonnais (fig. 1.6). Cependant, cette hypothèse sera discutée dans ce travail car elle ne prend pas en compte les éléments suivants :

- (1) l'édifice de nappes a été construit en plusieurs étapes de raccourcissement ;
 - Les premières nappes se sont mises en place à l'Eocène supérieur à la fin de la sédimentation des « Flyschs noirs » datés du Priabonien [Barfety *et al.*, 1992].
 - Au moins trois étapes de raccourcissement sont visibles dans l'analyse des schistosités successives. Celles-ci correspondent aux phases D1, D2, D3 définies par Tricart [1980]. L'ordre initial des unités a donc pu être modifié par l'existence de chevauchements hors-séquence.

- (2) les trois étapes de raccourcissement ont pu avoir des orientations différentes ;
 - Le cylindrisme des structures du nord au sud de la zone d'étude en serait alors perturbé.
- (3) l'ensemble des nappes internes aurait subi une rotation anti-horaire d'une trentaine de degrés envisagée à l'Oligocène [Gidon, 1974, Ménard, 1988], ce qui vient d'être localement confirmée par des mesures de paléomagnétisme réalisées sur les nappes briançonnaises [publication 3]. Cette rotation affecte aussi bien les structures de marge passive transportées que les marqueurs de déformation compressive plus anciens que cette rotation.
 - Ceci confirme que les raccourcissements successifs ne peuvent pas être considérés comme coaxiaux.

Toute reconstitution rétro-tectonique doit se faire en plusieurs étapes et ne peut se limiter à un transect. Elle devra s'appuyer sur la connaissance de la cinématique de mise en place des unités tectoniques (séquence de chevauchements, directions de transport, rotation). La partie 3 apporte de nouveaux éléments de discussion dans ce domaine, qui sont susceptibles de modifier sensiblement les modèles paléogéographiques antérieurs. Cependant, ces faits de terrain nécessiteraient d'être confirmés par une analyse structurale et microtectonique plus approfondie.

* * *

IV) CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS

A chaque stade d'évolution de la Téthys ligure, le domaine briançonnais a eu un comportement particulier vis à vis des domaines adjacents (forte subsidence anté-rift, émergence syn-rift, sédimentation condensée post-rift). Différentes causes géodynamiques ont été invoquées pour expliquer ces particularités (fig. 1.7).

IV-1) Subsidence anté-rift :

Les distensions carniennes et les variations de subsidence enregistrées dans la sédimentation triasique dès le Ladinien supérieur [Galli, 1972, Mégard-Galli & Faure, 1988] seraient soit :

- ☞ un rifting avorté particulièrement bien exprimé dans les Dolomites [Baud & Galli, 1975, Lemoine, 1984, Lemoine & Trümpy, 1987, Faure, 1990] ;
- ☞ la bordure d'un bassin subsident situé plus à l'est [Stampfli & Marchant, 1997, Stampfli *et al.*, 1998] ;
- ☞ les prémices du rifting téthysien ligure.

IV-2) Emersion syn-rift :

L'émersion syn-rift du domaine Briançonnais au sein d'une marge en extension a été expliquée de plusieurs façons. Ce soulèvement relatif correspondrait à un bombement thermique localisé :

- ☞ au niveau d'un épaulement de rift (fig. 1.7 G et H), par comparaison avec d'autres rifts continentaux [Stampfli & Marthaler, 1990, Favre & Stampfli, 1992, Stampfli, 1993, Stampfli *et al.*, 1998] ;
- ☞ à l'aplomb d'une zone de cisaillement crustale bordant le domaine Briançonnais dans un modèle de rifting en cisaillement simple de type Wernicke.

Rudkiewicz [1988] envisage plusieurs localisations pour cette zone de cisaillement et propose qu'elle préfigure le front pennique. Faure [1990] invoque la même hypothèse pour justifier la surrection et l'ablation de plus de mille mètres de série sur le "Haut" de Utsirat dans le bassin Wiking (Mer du Nord) et le compare au domaine Briançonnais interne très érodé avant le Dogger-Malm.

IV-3) Instabilité tectonique post-rift :

Une forte instabilité tectonique persiste après la transgression « post-rift ». Cette activité se superpose à la subsidence thermique réputée atectonique. Elle pourrait être attribuée :

- ☞ à une remobilisation des structures héritées du rifting téthysien lors de l'effondrement « post-rift » de la marge [Bourbon, 1980, Rudkiewicz, 1988, Chaulieu, 1992].
- ☞ au rifting valaisain, qui fonctionne en redécoupant les structures héritées du rifting téthysien [Schmid *et al.*, 1990, Stampfli, 1993, 1996].

IV-4) Reconstitutions paléogéographiques :

Le domaine Briançonnais est souvent représenté parallèlement à la ride médio-océanique de la Téthys ligure. Celle-ci est supposée NE-SW, si l'on se base sur les données cinématiques de l'Atlantique central et sur le mouvement relatif Afrique-Europe au Jurassique publiés par Lemoine *et al.* [1989].

Cependant d'après Lemoine *et al.* [1989], le domaine Briançonnais pourrait aussi bien se situer dans le prolongement d'une zone transformante océanique. Dans cette hypothèse, l'orientation du domaine Briançonnais était alors perpendiculaire à la ride médio-océanique (fig. 1.7D) et donc à l'allongement actuel de cette zone alpine.

Maury & Ricou [1983] et Laubscher [1991] imputent l'orientation actuelle NW-SW de la zone Briançonnaise strictement à l'histoire alpine. Ricou [1980] et Maury & Ricou [1983] proposent que le domaine Briançonnais se situait dans le prolongement est du domaine Pyrénéo-Provençal au Jurassique (fig. 1.7F). Les domaines subBriançonnais et Briançonnais

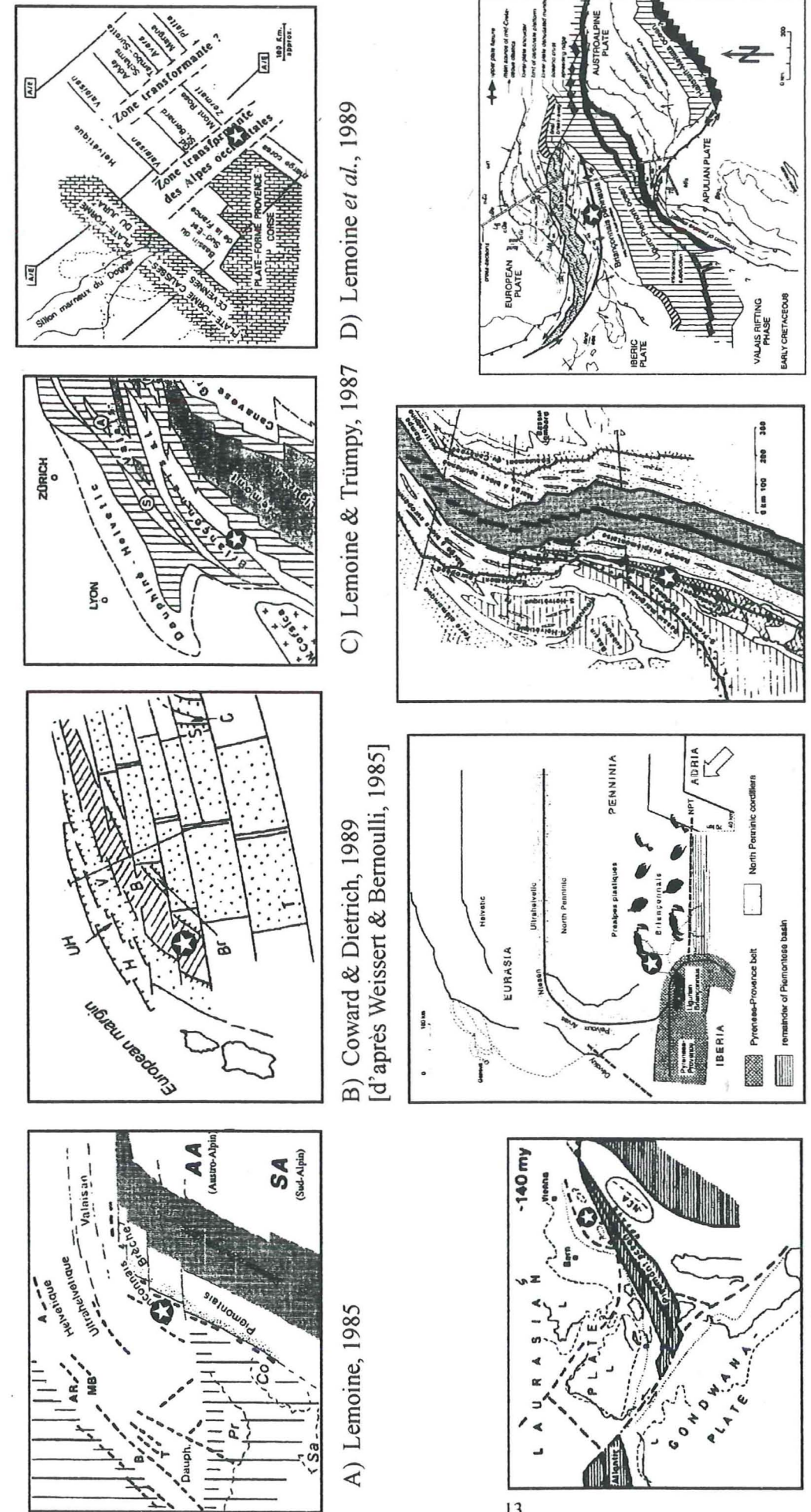


Figure 1.7 : Différentes positions paléogéographiques du domaine Briançonnais au sein de la marge européenne de la Téthys ligure

auraient ensuite été disséqués par des décrochements sénestres en lanières échelonnées le long du front pennique actuel.

D'autres modèles situent le domaine briançonnais dans le prolongement de l'axe Corse-Sardaigne (fig. 1.7A, 1.7C, 1.7G, 1.7H). Ces propositions supposent un déplacement latéral important des zones internes par rapport à la zone externe au cours de la formation de la chaîne alpine. Le domaine briançonnais aurait constitué un micro-continent ou "exotic terrane", qui aurait été accrêté à la marge européenne au cours du Crétacé supérieur [fig. 1.7E, Frisch, 1977, fig. 1.7G, Stampfli, 1993, fig. 7.7H, Marchant & Stampfli, 1997]. Ce dernier modèle suppose en outre un raccord entre le rift valaisan et le Golfe de Gascogne par une transformante intra-continentale, qui se trouverait actuellement pour ces auteurs à l'emplacement de la suture pyrénéenne et de son prolongement aujourd'hui remplacé par la mer Ligure dans le Golfe de Gênes. Les preuves déterminantes pour le tracé de cette transformante n'ont pas encore été mises en évidence, à part la découverte à terre de quelques indices du prolongement de l'orogène pyrénéenne (conglomérat de la Ciotat) [Stampfli, 1993].

La compatibilité des données de ce travail avec l'ensemble de ces modèles sera discutée dans la partie 4, avec l'aide de comparaisons avec des exemples de marges individualisées dans différents contextes géodynamiques.

* * *

PARTIE 2

SÉDIMENTATION ET MOBILITÉ TECTONIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS AU MÉSOZOÏQUE

Dans le cas d'une paléomarge, l'analyse des sédiments et des structures syn-sédimentaires est l'unique moyen d'accès au calendrier des événements anté-orogéniques.

- Une analyse des séries sédimentaires et des marqueurs de mobilité tectonique (brèches, slumps, filons sédimentaires...) permet de caractériser les mouvements tectoniques ayant affecté le domaine briançonnais durant le Mésozoïque.
- Une étude diagénétique permet de compenser partiellement l'absence d'enregistrement sédimentaire liée à l'émersion jurassique du domaine briançonnais.
- Une analyse de la subsidence permet de mettre en évidence les périodes d'activité tectonique et de différencier les domaines de sédimentation.

Cette partie a fait l'objet de deux articles parus ou en voie de parution. L'argumentation renvoie parfois aux figures de ces publications [publication 1 ou 2]. La localisation des affleurements est signalée par une abréviation, qui renvoie à l'annexe 1.

D) ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE ET DIAGÉNÉTIQUE

I-1) La sédimentation de plate-forme du Trias :

Le Trias moyen et supérieur briançonnais est formé d'une série calcaréo-dolomitique, dont l'épaisseur cumulée peut atteindre 700m [Debelmas & Lemoine, 1962]. En fait, il n'existe aucune série montrant à la fois des formations épaisses du Trias moyen et du Trias supérieur, du fait de la tectonique alpine (décollement) et de l'érosion syn-rift jurassique.

Six méga-cycles régressifs ont été définis pour le Trias moyen et supérieur briançonnais par Mégard-Galli & Baud [1977] :

- I: Formation de St Triphon (Anisien)
- II: Formation des "calcaires rubanés" (Ladinien inférieur)
- III: Trilogie des dolomies (noires-blanches-grises) (Ladinien supérieur)
- IV: Formation de Clot La Cime (Carnien)
- V: "Hauptdolomit" (Norien)
- VI: Formation rhétienne

Ces méga-cycles sont eux-mêmes subdivisés en plusieurs séquences régressives. La comparaison entre différentes séries de Trias moyen montre d'importantes variations latérales d'épaisseur de ces séquences.

A) Subsidence différentielle au Ladinien inférieur

Les affleurements de Trias moyen constituant des falaises de plusieurs centaines de mètres, les épaisseurs de ces séries ont été évaluées sur des photographies. Celles-ci ont été mises à la même échelle grâce à un traitement d'image informatique pour pouvoir comparer les épaisseurs entre les différentes coupes [Mégevand, 1997].

Pour faciliter les corrélations entre les sites (A à J, fig. 2.1), les séries du Trias moyen ont été découpées en huit unités lithologiques reconnaissables grâce à des niveaux repères. Une unité lithologique correspond à une séquence régressive définie par Mégard-Galli & Baud [1977] ou à deux séquences regroupées (fig. 2.2). Ce découpage est valable pour tous les sites étudiés et vraisemblablement pour l'ensemble de la zone briançonnaise, car il a été corrélé au log stratigraphique synthétique proposé par Jaillard [1984] en Vanoise occidentale à partir d'une compilation de données [Ellenberger, 1963, Baud & Mégard-Galli, 1977].

La comparaison des épaisseurs des unités lithologiques ainsi obtenues entre les différents sites (fig. 2.3) montre une *variation significative pour la formation des « calcaires rubanés »* (unité 4) du Ladinien p.p. L'épaisseur des "calcaires rubanés" est deux fois plus importante dans le secteur de Champcella (sites D, E) que dans le secteur de Tête Noire (site A) ou des Peygus (site C).

Cette variation d'épaisseur ne peut être la conséquence de la compaction différentielle des sédiments car le faciès des "calcaires rubanés" est constant d'un site à l'autre et les séries sous-jacentes et sus-jacentes sont comparables (épaisseurs et faciès) puisque les sites étudiés

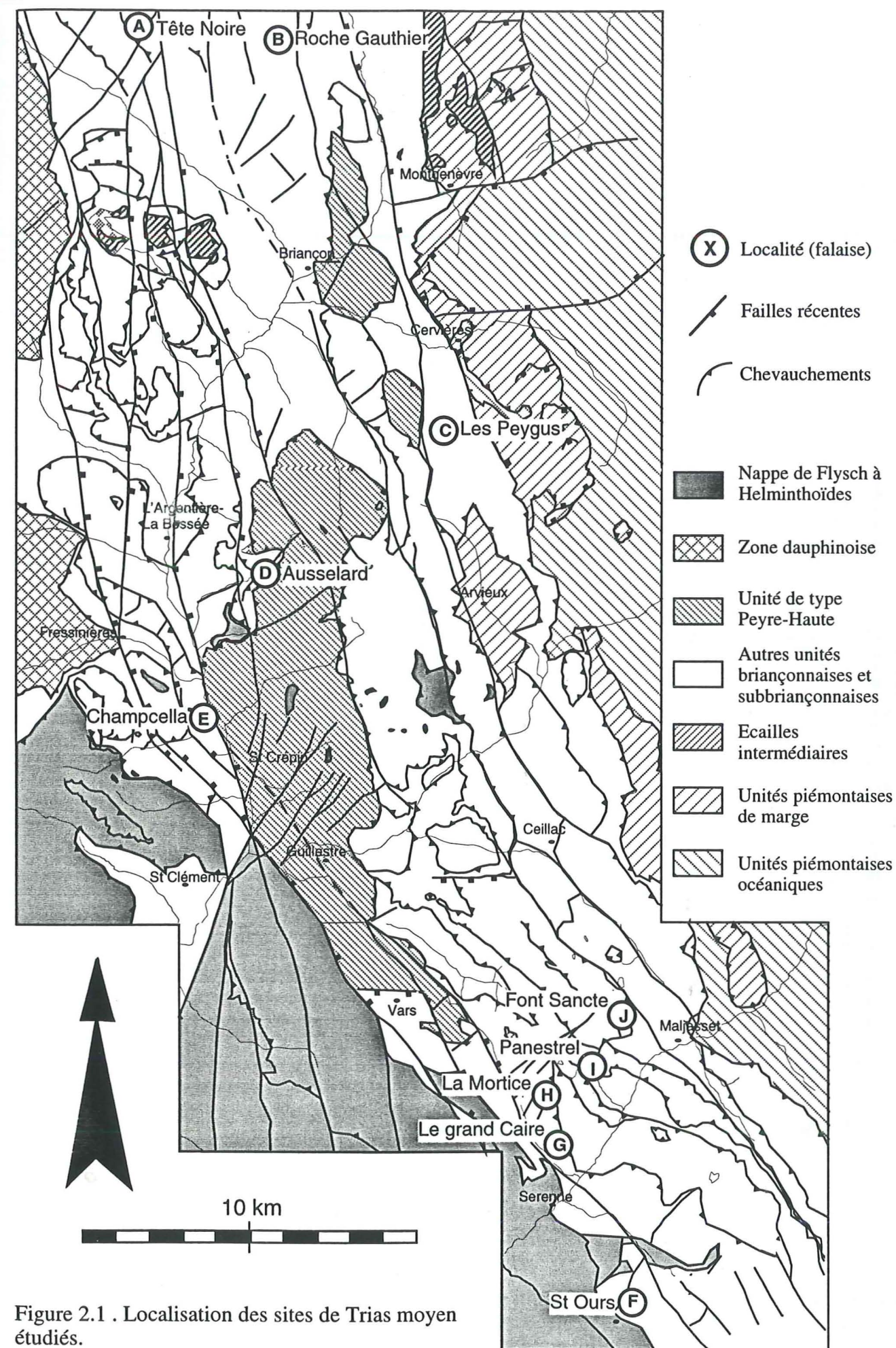
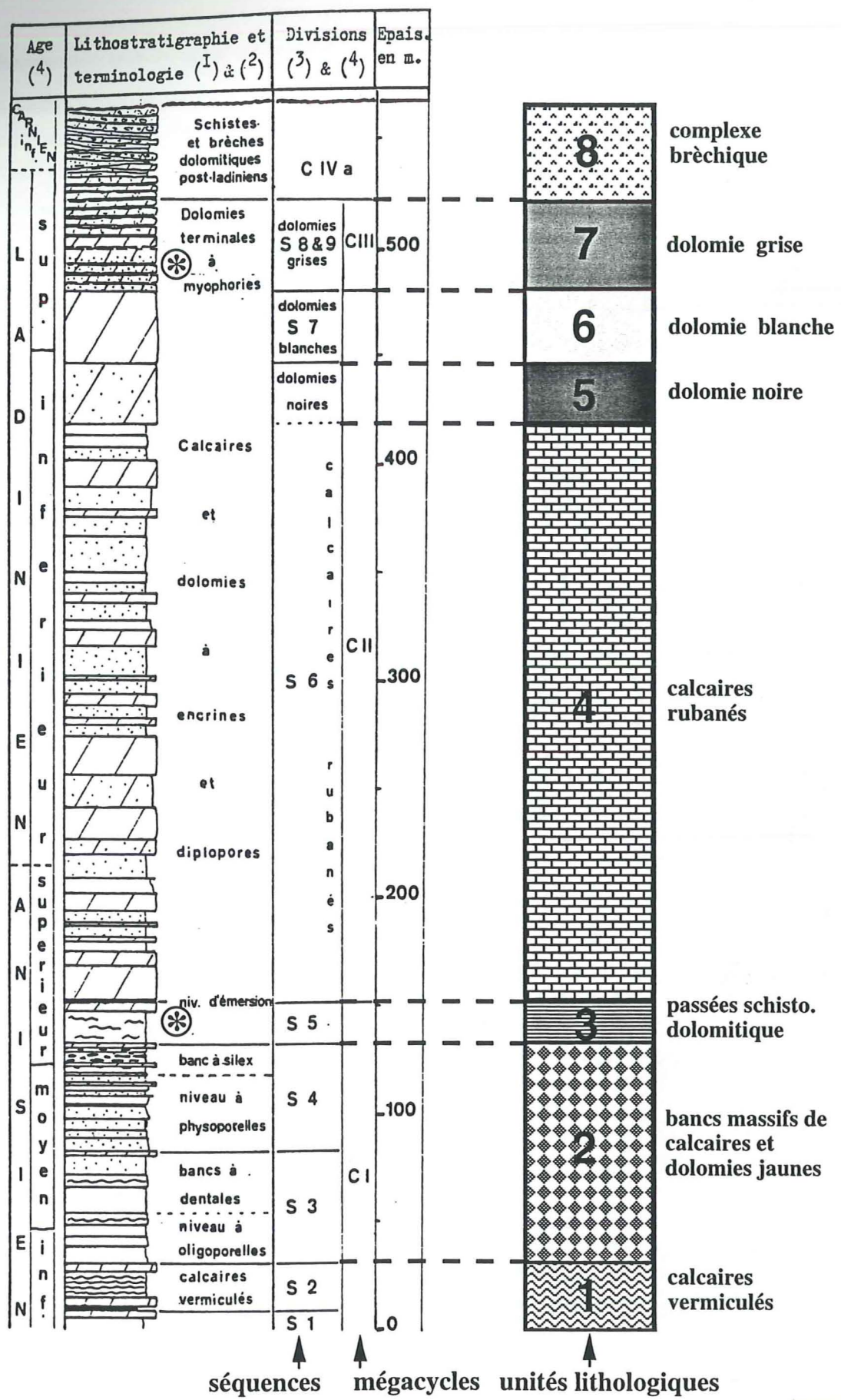


Figure 2.1 . Localisation des sites de Trias moyen étudiés.



↑ séquences ↑ mégacycles ↑ unités lithologiques

* niveaux à cinérites signalés par Cabyl (1964) et Galli (1968)

Figure 2.2 : Les unités lithologiques du Trias moyen Briançonnais (à droite, d'après Mégevand, 1997) et leur équivalent en mégacycles et séquences sédimentaires (à gauche, Jaillard, 1984).

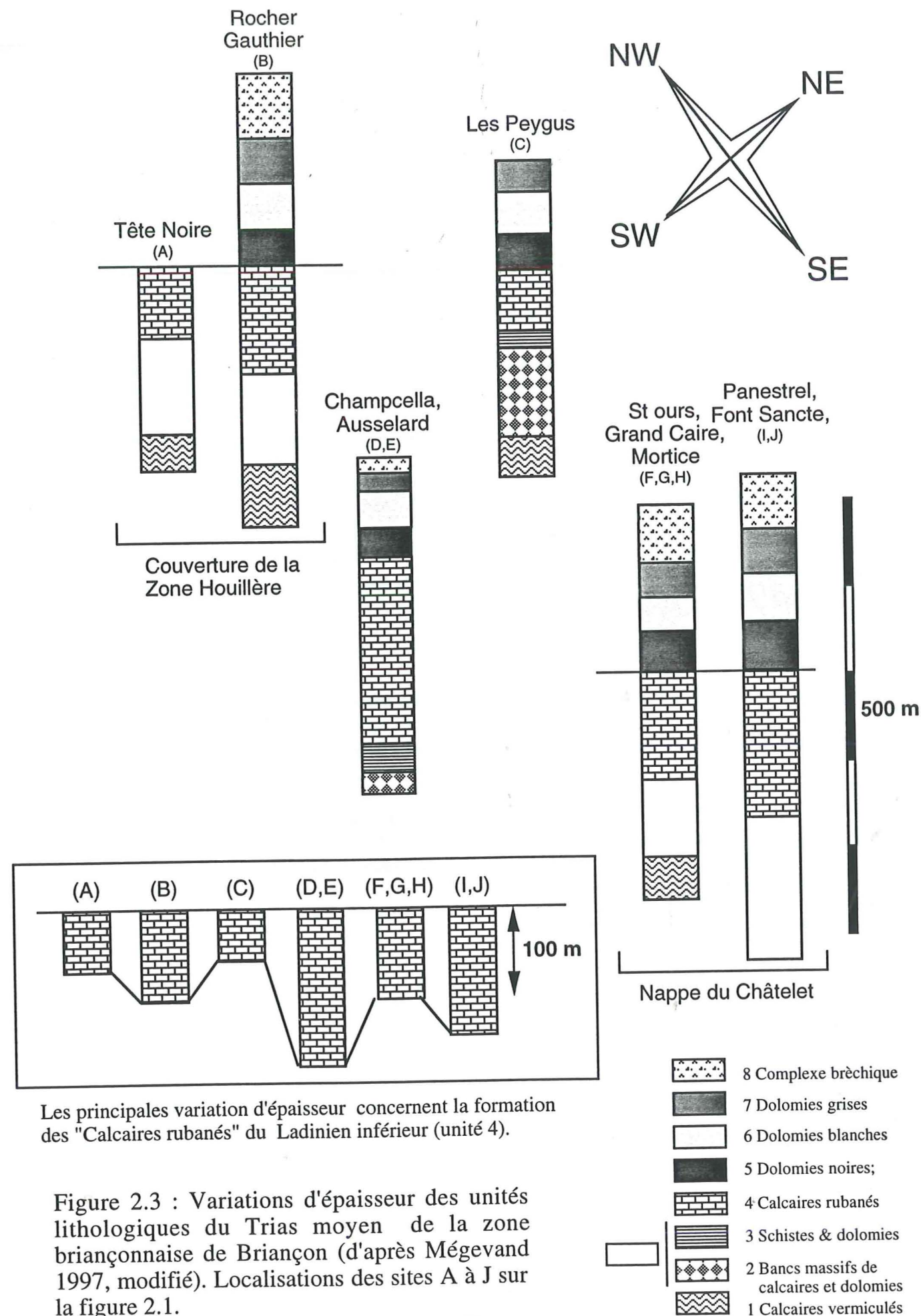


Figure 2.3 : Variations d'épaisseur des unités lithologiques du Trias moyen de la zone Briançonnaise de Briançon (d'après Mégevand 1997, modifié). Localisations des sites A à J sur la figure 2.1.

appartiennent tous à la même unité structurale située à la base de l'édifice briançonnais. De plus, la paléobathymétrie peut être considérée comme constante et faible.

Cette variation traduit donc une *subsidence différente* entre les aires de sédimentation, dans un rapport pouvant aller jusqu'à deux.

On observe des variations latérales d'épaisseur, donc du taux de subsidence, au sein même de certaines unités structurales. Il ne peut donc s'agir de domaines paléogéographiques indépendants juxtaposés par la tectonique alpine. Ainsi, la comparaison entre Tête Noire (site A) et Rocher Gauthier (site B), appartenant à la couverture non décollée de la Zone houillère (fig. 2.1), montre un *gradient de subsidence* positif d'ouest en est. Un gradient identique est observé au sud pour les sites de la nappe du Châtelet (sites F à J ; fig. 2.1).

Cet épaissement vers l'est peut être relié à une distension au Trias moyen, dont témoignent par ailleurs des failles normales et des filons sédimentaires associés (voir § II-2) trouvés à différents niveaux de l'unité des "calcaires rubanés" du secteur de Champcella [Mégard-Galli & Faure, 1988, Faure, 1990].

De plus, l'existence de cinérites (fig. 2.2) à la base des "calcaires rubanés" des séries de la zone briançonnaise interne [massif des Rois Mages, Caby, 1964 ; Monte Bouliagna, Galli, 1968] est un indice d'activité volcanique compatible avec une extension continentale au début du Ladinien.

B) Séismes et brèches du Ladinien supérieur-Carnien

Au sommet du Ladinien dans l'unité des "dolomies blanches" et au sommet de celle des "dolomies grises" (rive droite du Vallon Laugier, Plaque 1, photos A à D), on trouve des brèches composées de bancs dissociés de dolomies blanches dans une matrice de dolomies sombres montrant des figures d'échappement d'eau, des glissements syn-sédimentaires (slumps) et des structures en « ball & pillows » (C. Beck, communication personnelle). De telles figures sont obtenues par une liquéfaction du sédiment sombre non encore induré avec en même temps une fracturation des bancs de dolomies blanches précocement indurés. D'après Dugué [1995] et Beck *et al.* [1996], ce phénomène est provoqué par :

- ☞ une surpression de fluide (augmentation brutale de la tranche d'eau lors de tempêtes par exemple, migration de chenal, rupture de pente, etc.) ;
- ☞ thixotropie due à des vibrations induites par des séismes.

Ces déformations syn-sédimentaires sont limitées à un intervalle stratigraphique précis, mais affleurant sur plusieurs centaines de mètres latéralement. Ces niveaux dissociés de la fin du Ladinien sont également signalés en Ligurie [Lualdi, 1990] et en Vanoise [Jaillard, 1985]. Bourbon *et al.* [1975] signale une bréchification syn-sédimentaire dans l'unité des "dolomies noires" et il existe des cinérites au sein des "dolomies grises" en Briançonnais interne [massif des Rois Mages, Caby, 1964 ; Monte Bouliagna, Galli, 1968].

Le caractère stratiforme de ces figures de déformation syn-sédimentaire, leur large répartition géographique et l'existence d'un niveau de cinérite associé plaident en faveur de l'origine sismique de ces phénomènes [Seilacher, 1984, Dugué, 1995, Shmuel & Amotz, 1995].

Cette activité de la fin du Ladinien a été suivie par une importante crise tectonique au Carnien. En effet, les sédiments carniens montrent également des glissements syn-sédimentaires [massif de Clot la Cime, Mégard-Galli & Faure, 1988]. Ces auteurs ont montré que ces glissements étaient induits par un basculement vers le NE des strates dolomitiques, en relation avec une fracturation NE-SW en extension (orientation actuelle). Ces mêmes niveaux ont été trouvés au pic des Chalanches ("slumps", Pl. I, photo E et F) et au col des Prés Fromage dans des séries à gypse datés du Carnien par les schistes à Equisetum (nappe de Clot la Cime).

I-2) L'émersion du domaine briançonnais au Lias-Dogger

A) La karstification et les brèches continentales

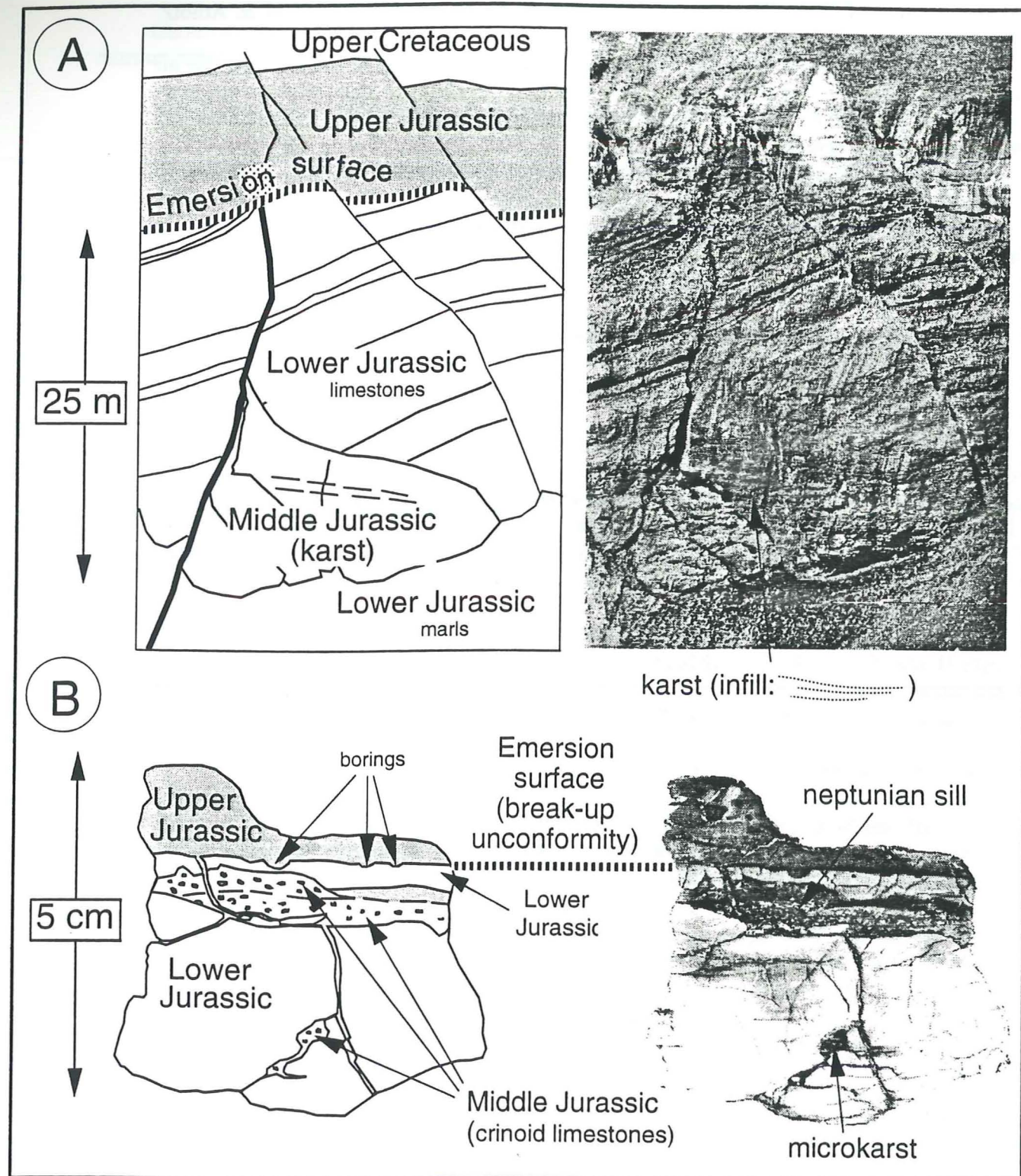
Dans la région de Briançon, les poches karstiques ont été découvertes principalement dans les dolomies du Trias moyen de la nappe de Champcella [Debelmas, 1953, Faure & Mégard-Galli, 1988]. Il en existe également en Vanoise [Ellenberger, 1955, Jaillard, 1985], en Ligurie [Bloch, 1963, Vanossi, 1965] et dans les Préalpes médianes [Baud & Masson, 1975, Baud *et al.*, 1979, Hürlimann *et al.*, 1996, Borel, 1997]. Ce karst est la conséquence de l'émersion du domaine briançonnais au cours du rifting jurassique.

Quatre nouvelles poches ont été découvertes dans les calcaires liasiques de la nappe de Peyre-Haute (figures 3 et 4, publication 2). Ces poches karstiques sont toujours situées sur des failles normales post-sinémuriennes. Elles sont comblées par des galets de Lias et scellées par les sédiments post-rifts du Dogger.

Les calcaires transgressifs du Bathonien supérieur reposent soit directement sur la surface d'érosion, soit sur des brèches de natures et de couleurs variées difficilement datables. Ainsi, les brèches dolomitiques observées au sommet de la série ladino-carnienne des nappes de type Champcella peuvent correspondre soit à la tectonique carnienne, soit à l'émersion liasique [Faure, 1990, Jaillard, 1984].

Des formations bréchiques rouges ont été trouvées à la base stratigraphique des dolomies noriennes de la nappe de Peyre-Haute, en flanc inverse du synclinal des Ourgières (Ourg). Ces sédiments montrent une stratification granocroissante après débasculement (Plaque 2, photos n° A et B) identique aux remplissages de certains filons karstiques [Faure, 1990]. Aucune confusion ne peut être faite avec les "formations rubéfiées" du Plio-Quaternaire [Mercier, 1977], d'autant que le remplissage est forcément antérieur au plissement synclinal. Il s'agit du remplissage d'un réseau karstique jurassique traversant l'épaisse semelle dolomitique de la nappe de Peyre-Haute.

Copie figure 4, publication 2



B) Amplitude de la lacune

La lacune stratigraphique résulte à la fois du non-dépôt des sédiments et de leur érosion. L'intervalle de temps qu'elle représente varie suivant le type de nappe, car l'érosion affecte parfois profondément les séries, pouvant atteindre suivant les cas (fig. 2.4) :

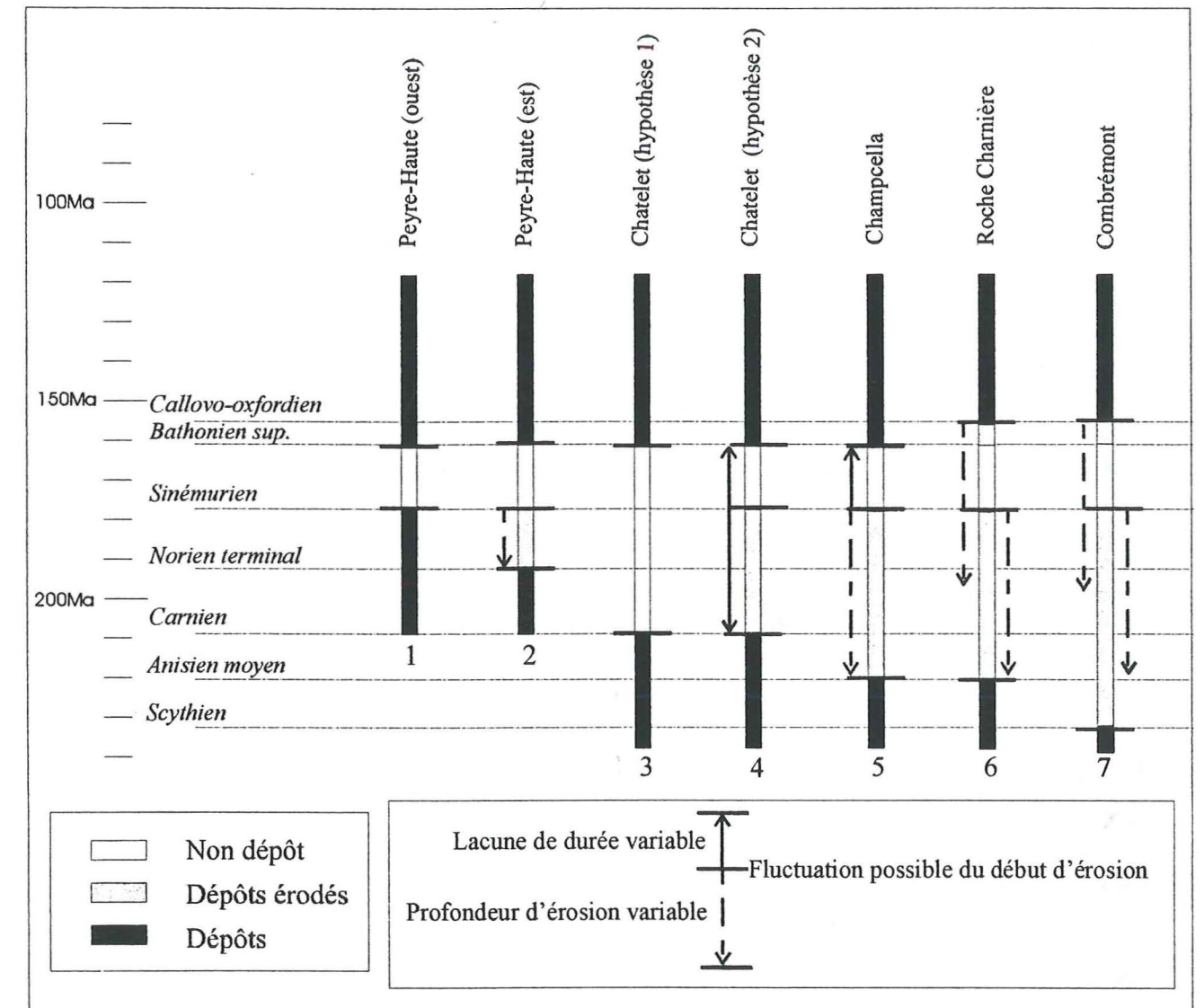


Figure 2.4 : Plusieurs scénarios possibles pour expliquer la lacune sédimentaire des unités briançonnaises de Haute Durance et Ubaye.

- les dolomies du Norien ou les calcaires du Sinémurien (nappe de Peyre-Haute occidentale et orientale) ;
- les formations du Carnien ou du sommet du Ladinien (nappe de Clot la Cime, nappe de Champcella) ;
- les quartzites du Scythien ou les calcaires de l'Anisien (nappe de Roche Charnière ou unité de Combrémont).

Aucun sédiment plus jeune que le Sinémurien n'existe sous les dépôts du Bathonien supérieur dans la région de Briançon [Tricart *et al.*, 1988]. Sur l'aire de Peyre-Haute, il est probable que l'émersion soit intervenue dès le Lias inférieur, peu après le dépôt du Sinémurien d'après l'analyse diagénétique présentée ci-dessous (§ C).

La lacune d'érosion et de non dépôt est principalement due à l'émersion engendrée par le soulèvement *syn-rifting* du domaine briançonnais au Jurassique inférieur à moyen. Cependant dans certains cas (ex. Combrémont, fig. 2.4), elle peut avoir été accentuée par l'érosion sous-marine postérieure (au *Callovo-Oxfordien*, au *Crétacé inférieur* et au *Crétacé supérieur* [Bourbon, 1980]), (voir § II).

**C) L'enregistrement diagénétique :
un complément à l'enregistrement sédimentaire**

Dans certain cas, l'absence d'enregistrement sédimentaire pour cause de non-dépôt ou d'érosion aérienne ou sous-marine peut être en partie compensée par l'analyse de l'empreinte diagénétique sur les sédiments sous-jacents.

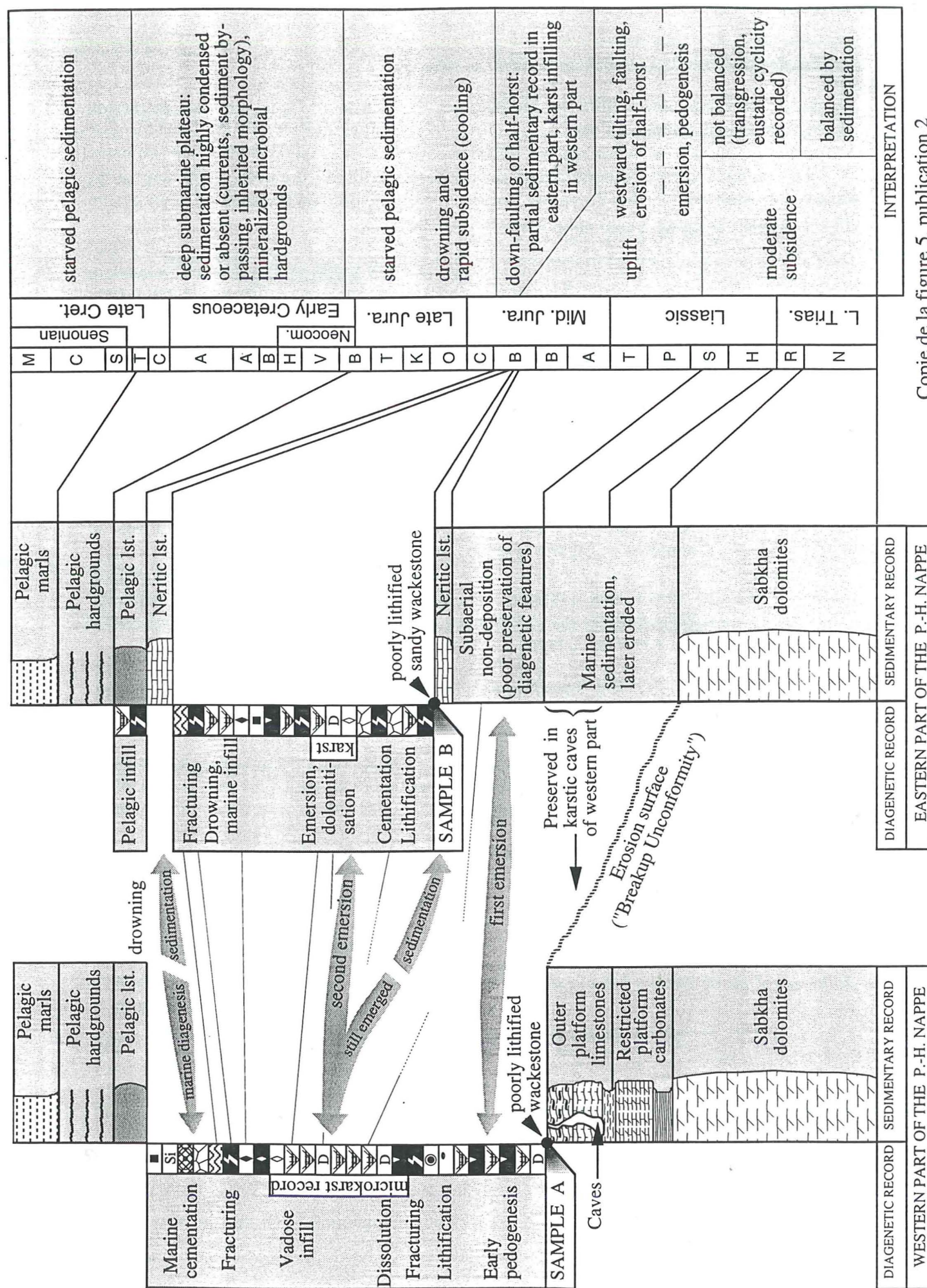
L'étude est basée sur l'identification en lame mince de la succession chronologique des marqueurs diagénétiques. La succession est établie d'après les principes de superposition et de recoupement des figures observées au microscope (Planche 3, photos A à H). Les altérations diagénétiques observées résultent des "phases" de cimentation, de changements minéralogiques, de préservation ou d'apparition de porosité qui ont affecté la roche sédimentaire entre le moment où les sédiments qui la constituent se sont déposés et celui, où cette roche arrive à l'air libre après une période d'enfouissement plus ou moins longue. Certaines "phases" ont pu être occultées par une dissolution des figures ou une recristallisation tardive, et l'intégralité de l'évolution n'est dans ce cas pas préservée.

Le "log diagénétique" [Durllet *et al.*, 1992] est la représentation graphique de la chronologie relative des phases d'altérations diagénétique observées. Chaque phase est représentée par un logo et la juxtaposition verticale de ceux-ci permet de reconstituer visuellement l'histoire diagénétique de la roche étudiée (figure 5, publication 2). On peut ainsi comparer l'histoire diagénétique de deux échantillons et établir des corrélations.

Cette méthode a été appliquée à la surface d'émersion de la nappe de Peyre-Haute [publication 2]. Cette nappe provient d'un domaine qui a subi un basculement avant et pendant l'émersion *synrift*. Les dépôts liasiques ont été conservés dans la partie occidentale alors que l'érosion a atteint les dolomies du Norien dans la partie orientale (fig. 2.5). Lors de l'ennoiement post-rift, c'est la partie orientale qui reçoit les premiers sédiments transgressifs [Bathonien supérieur, Mercier, 1977] tandis que la partie occidentale est dépourvue de dépôt néritique du Dogger.

En l'absence d'enregistrement sédimentaire, on se pose donc les questions suivantes :

- quand a eu lieu le basculement par rapport à la fracturation et à l'émersion ?
- quelle était la paléogéographie de l'aire de Peyre-Haute lors du réennoiement au Dogger ?



- y a-t-il correspondance entre le remplissage des karsts à l'ouest et sédimentation transgressive bathonienne à l'est ?

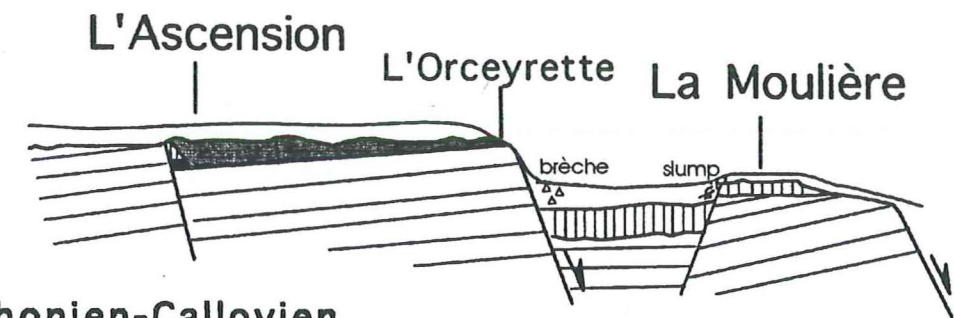
Les enregistrements diagénétiques des deux échantillons prélevés au niveau de la surface d'érosion synrift dans les parties occidentale et orientale de la nappe de Peyre-Haute ont été comparés (figure 5, publication 2). On observe :

- (1) des indices d'émersion précoce avec des traces de racines (Planche 3, photo C) dans des sédiments meubles du Lias inférieur (Sinémurien, [Tricart *et al.*, 1988]). L'émersion a donc eu lieu peu après le dépôt de ces sédiments.
- (2) une dissolution karstique toujours guidée par des fissures (Planche 3, photo A) comme pour les poches karstiques de grande taille. La fracturation a donc précédé au moins en partie l'émersion.
- (3) un remplissage de Terra rossa typique des karsts ; il contient une proportion non négligeable de quartz subautomorphes pouvant provenir de série volcanique, bien que connue uniquement à plusieurs centaines de kilomètres en Ligurie (Planche 3, photo A).
- (4) le dépôt des premiers sédiments dogger dans la partie orientale correspondrait aux derniers remplissages karstiques de la partie occidentale de la nappe. Le réennoisement est donc diachrone.
- (5) plusieurs émerisions interviennent lors du réennoisement et reflètent peut-être des fluctuations d'origine eustatique [Haq *et al.*, 1987].

Les phénomènes de karstification s'expriment dans les deux parties de la nappe, mais sont décalés dans le temps, car l'émersion et le réennoisement sont plus précoces dans la partie orientale (fig. 2.5).

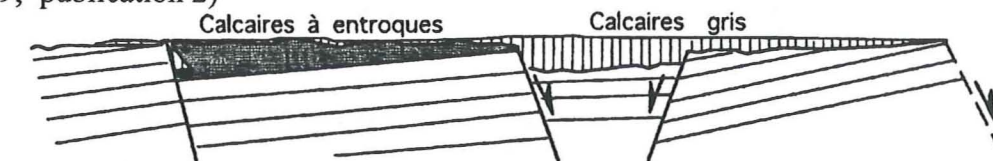
Callovo-oxfordien

Dépôt de sédiments pélagiques sur un relief structuré par une nouvelle phase de distension



Bathonien-Callovien

Comblement des karsts par des sédiments marins, fonctionnement de faille (Moulière, figure 9, publication 2)



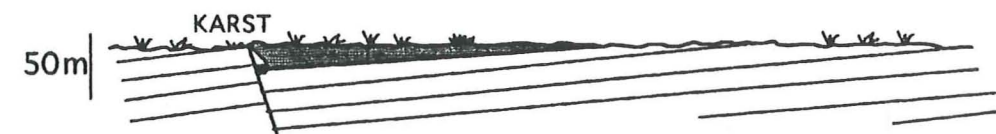
Bathonien supérieur

Transgression, puis nouvelle émerision (présence de paléosol intra-bathonien supérieur)



Post-Sinémurien - anté-Bathonien supérieur

Erosion continentale avec karstification des calcaires liasiques



Hettangien-Sinémurien

Subsidence généralisée au Lias inférieur (calcaires de plate-forme) engendrée par le basculement des couches triasiques (Norien).

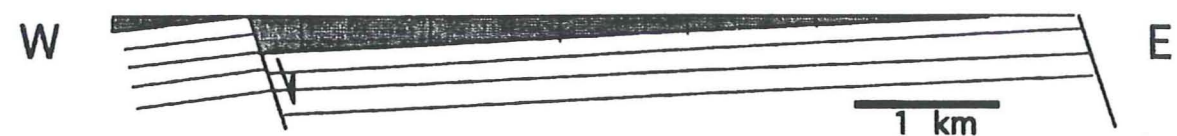


Figure 2.5 : Reconstitution paléogéographique de la nappe de Peyre-Haute, d'après [Claudel, 1995].

I-3) La transgression du Dogger-Malm

Les séries stratigraphiques des différentes nappes briançonnaises (fig. 2.6) correspondent à des aires de sédimentation distinctes lors de la transgression marine du Bathonien supérieur.

La transgression se fait progressivement avec à la base du charbon (St Ours) et des conglomérats. Le milieu devient ensuite marin avec le dépôt de faciès marneux parfois épais (aire du Chatelet) et des faciès récifaux ou bioclastiques à la bordure de domaine encore émergé (bordure ouest de l'aire de Champcella). L'approfondissement se marque par le dépôt de calcaires micritiques sur la plupart des aires de sédimentation.

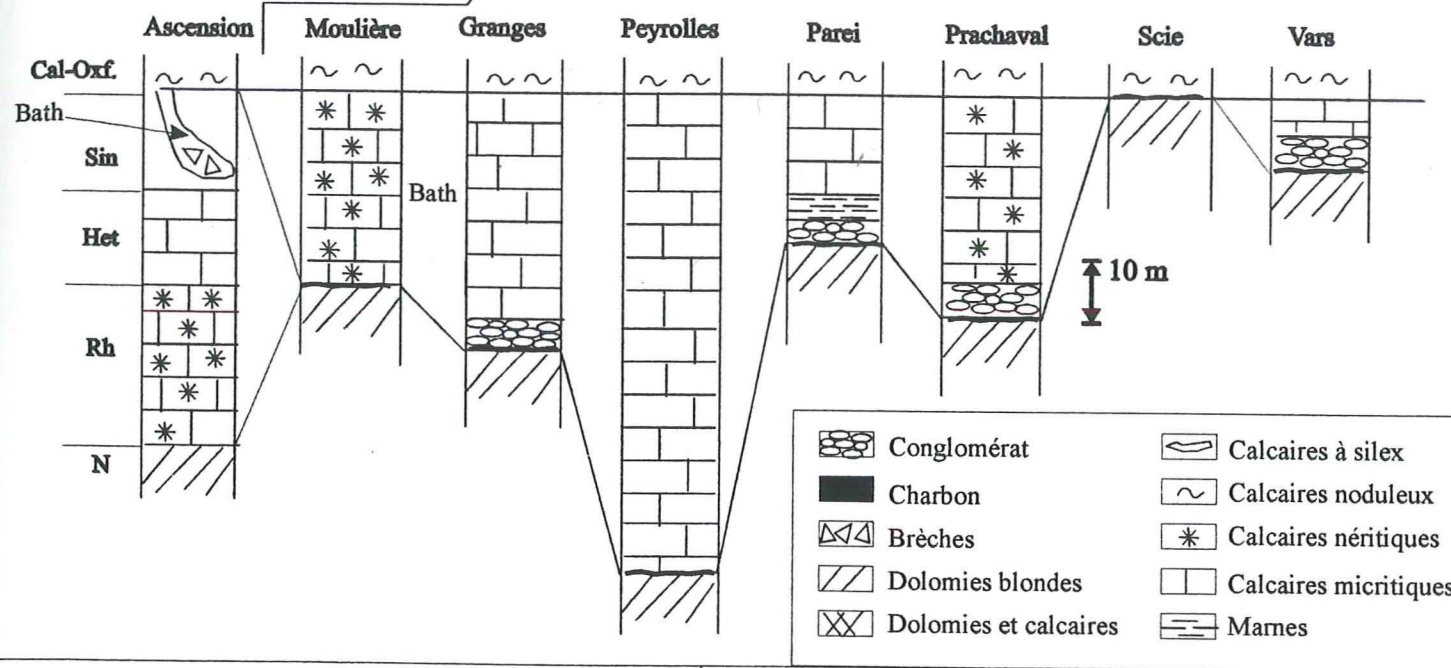
Cette "trilogie bathonienne" n'apparaît pas uniformément sur l'ensemble du domaine briançonnais, les premières formations peuvent manquer [Mercier, 1977].

La transgression de l'aire de Peyre-Haute est diachrone avec des faciès calcaires plus épais (Granges, Peyrolles) à la bordure interne de la nappe, et plus minces (Parei, Vars) voire absents (Ascension) à la bordure externe.

La reprise de l'activité tectonique est marquée par des condensations et des érosions probablement liés à des basculements de blocs (Scie) et par la présence de brèches en pied d'escarpement (Tête Noire, Condamine, La Barge).

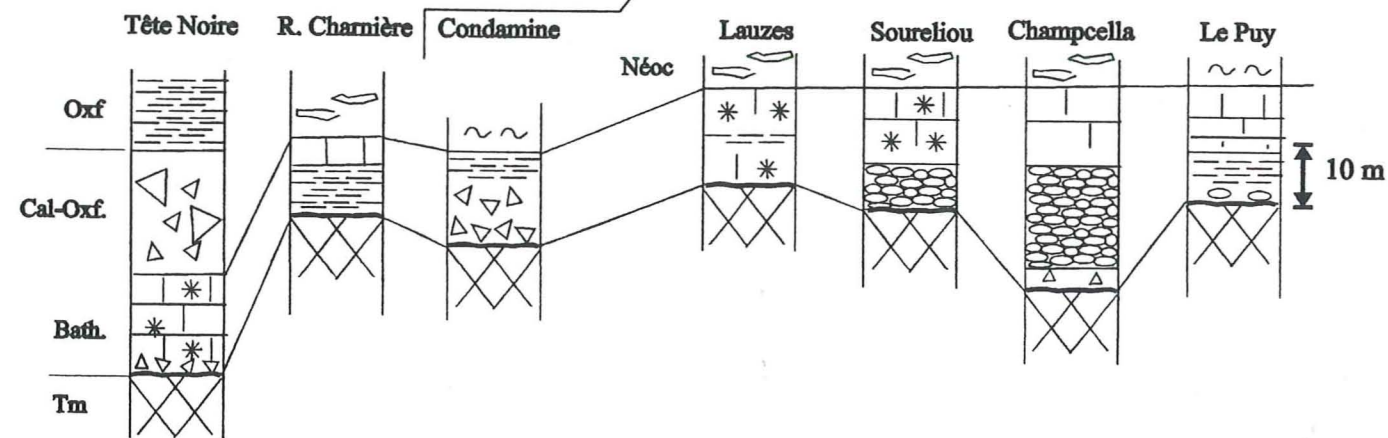
PEYRE-HAUTE OCCIDENTALE

PEYRE-HAUTE ORIENTALE ET MÉRIDIONALE



COUVERTURE DE LA ZONE HOULLERE

UNITE DE CHAMPCELLA



UNITE DU MARINET

UNITE DU CHATELET

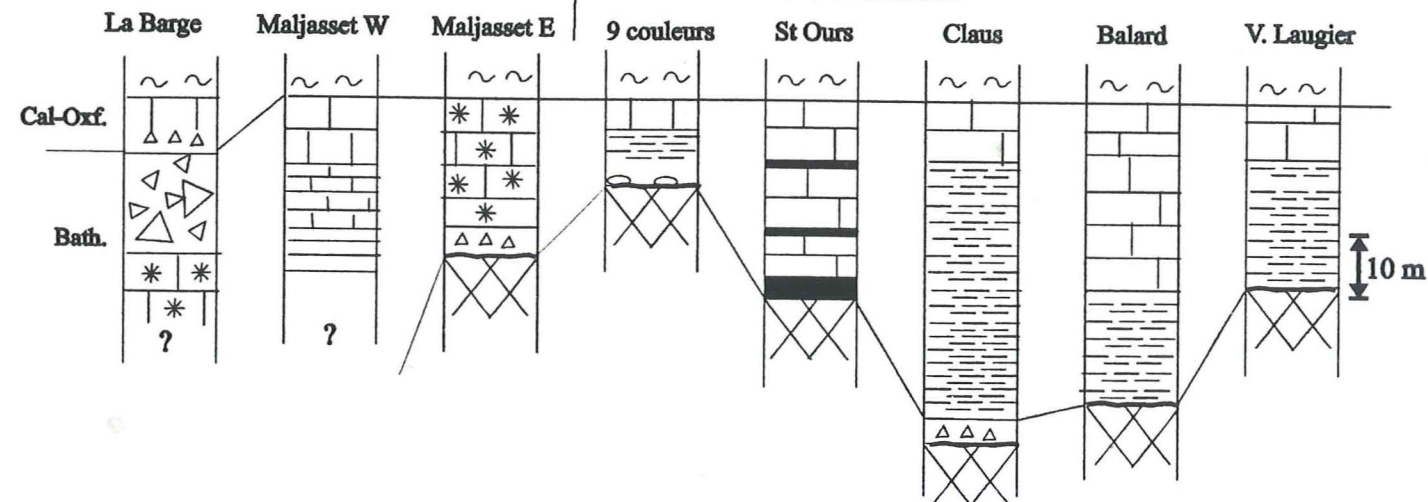


Figure 2.6 : Variation de faciès et d'épaisseur du Dogger au sein des unités briançonnaises
 Néoc. : Néocomien ; Oxf. : Oxfordien ; Cal-Oxf. : Callovo-Oxfordien ; Bath. : Bathonien ; Sin. : Sinémurien ;
 Het. : Hettangien ; Rh. : Rhétien ; N. : Norien ; C. : Camien ; Tm : Trias moyen indifférentié.

I-4) Analyse de la subsidence : deux domaines briançonnais distincts au Jurassique inférieur (et peut-être au Trias supérieur)

Les auteurs antérieurs regroupaient les informations provenant de plusieurs nappes briançonnaises en une seule série stratigraphique. Ils représentaient donc le comportement de la totalité du domaine briançonnais par une seule courbe de subsidence [Rudkiewicz, 1988]. J'ai choisi au contraire d'analyser séparément les nappes de type Champcella et celles de type Peyre-Haute définies dans la partie 3, puisque leur enregistrement sédimentaire est certe complémentaire, mais strictement distinct. L'érosion est moins importante sur l'aire de Peyre-Haute (fig. 2.4, cas 1 et 2) que sur celle du Chatelet (fig. 2.4, cas 3 ou 4) ou de Champcella (fig. 2.4, cas 5).

- ☞ Pour la nappe de Peyre-Haute, une seule courbe a été réalisée, car la séquence de dépôt est plus complète et mieux contrainte.
- ☞ Pour les autres nappes, une infinité de courbes peut être tracée en fonction des hypothèses de non-dépôt ou d'érosion des séries manquantes (fig. 2.4 et 2.7).

Les courbes de subsidence ont été réalisées grâce au programme de décompaction et *backstripping* EASYSUB (Uriate & Schegg, Université de Genève) avec l'aide de Gilles Borel (UNIL Lausanne, [Borel 1995-1997]). La méthode est détaillée dans Loup [1992] et Rudkiewicz [1988]. Les paramètres introduit dans ce programme EASYSUB sont les suivants : la lithologie, l'âge des sédiments, l'épaisseur compactée (actuelle), la paléobathymétries et les variations eustatiques.

(1) Lithologie :

Le programme utilise les valeurs du tableau ci-dessous [Dykstra, 1984] pour effectuer les calculs de décompaction en fonction du type de lithologie :

LITHOLOGIE	POROSITÉ (%)	COEFFICIENT (km-1)	DENSITÉ DE GRAIN
# calcaire	45	0.54	2.71
* sable	49	0.27	2.65
* marne	63	0.51	2.72
* craie	70	0.71	2.71
^ dolomie	31	0.22	2.86
évaporite	15	0.10	3.00
* siltite	56	0.39	2.68

Sawyer *et al.*, 1982 ; * Sclater & Christie, 1980 ; ^ Schmoker & Halley, 1982

(2) Age des sédiments :

Les séries sont plus ou moins bien calées dans le temps selon la précision des faunes rencontrées. Les datations du Trias sont reprises de Mégard-Galli [1972], du Lias de Tricart *et al.* [1988], du Dogger de Mercier [1977] et du Malm à l'Eocène de Bourbon [1980]. Ces datations ont été complétées par mes propres données de terrain.

(3) Epaisseur compactée :

L'épaisseur des différentes unités lithologiques est une moyenne des épaisseurs de série rencontrée dans chaque type de nappes. Les épaisseurs de séries manquantes du fait de

l'érosion aérienne ou sous-marine sont difficiles à estimer, c'est pourquoi j'ai envisagé plusieurs hypothèses. La déformation tectonique des roches engendre également une réduction des épaisseurs de série, mais elle peut être négligée dans les faciès calcaires et dolomitiques compétents, au contraire des sédiments marneux post-jurassiques dont les épaisseurs ont été estimées de façon arbitraire.

(4) Paléobathymétrie :

La paléobathymétrie doit être donnée pour la base et le sommet de chaque intervalle. Une valeur minimum et maximum est prise en compte par le programme pour évaluer les barres d'erreurs. Ce paramètre est déterminé avec précision pour les dépôts néritiques, parfois même au mètre près lorsque ce sont des dépôts émergifs. Il peut être négatif, puisque la karstification affecte les calcaires dolomitiques du Trias moyen sur au moins 300m de profondeur [Sourelou, Debelmas, 1953, Faure, 1990], ce qui montre que l'altitude du domaine briançonnais au moment de l'émergence était au moins du même ordre de grandeur. Pour les épaisseurs de tranche d'eau moyennes, des estimations sont fournies par les faunes de crinoïdes [Roux *et al.*, 1988]. Pour les tranches d'eau supérieures au kilomètre, l'incertitude sur ce paramètre est très forte, j'ai utilisé les mêmes estimations que Rudkiewicz [1988].

(5) Variations eustatiques :

Le programme prend en compte ce paramètre de façon automatique, car il contient un fichier de référence des variations eustatiques globales [Haq *et al.*, 1987] depuis le Trias.

Un certain nombre de ces paramètres doivent être estimés à cause de la présence d'une lacune sédimentaire, en particulier l'âge du début de l'érosion et l'épaisseur de la série érodée.

Pour la nappe de Peyre-Haute, l'émergence est datée du Lias inférieur (§ I-2). Pour les autres nappes, les sédiments les plus jeunes trouvés sous la discordance sont datés du Carnien. J'ai donc envisagé deux dates d'émergence possibles : au Carnien (fig. 2.4, cas 3 ; fig. 2.7, hypothèse 1) ou bien au Sinémurien supérieur comme pour la nappe de Peyre-Haute (fig. 2.4, cas 4 ; fig. 2.7, hypothèse 2). Bien que n'ayant pas été retenue par les auteurs antérieurs, l'hypothèse 1 est plausible (voir discussion, publication 2). En effet, dans beaucoup d'unités briançonnaises, la surface d'émergence repose sur le Carnien et elle est jalonnée de brèches « post-ladiniennes » [Gidon, 1962] dont l'âge et l'origine restent incertains.

En se basant sur les deux hypothèses précédentes, l'épaisseur de série érodée est nulle dans l'hypothèse 1, et elle comprend l'ensemble des couches du Trias supérieur et du Lias inférieur dans l'hypothèse 2, c'est à dire près de 500m par comparaison avec la série de la nappe de Peyre-Haute. Le choix de l'une ou l'autre option a donc une influence déterminante sur la forme de la courbe de subsidence, en imposant une surrection supplémentaire importante dans le second cas.

Les valeurs bathymétriques estimées pour ces séries érodées sont nécessairement hypothétiques. Ainsi, les options prises quant à l'épaisseur de série érodée et à l'estimation de la paléobathymétrie se combinent pour produire un tracé très variable des courbes de subsidence, dont je ne présente que deux cas de figure (hypothèses 2 et 3 sur la figure 2.7).

Le programme corrige les effets de la compaction [Dykstra, 1987], de la bathymétrie et des variations eustatiques [Haq *et al.*, 1987] et présente le résultat sous la forme d'une

Sédimentation et mobilité tectonique du Briançonnais au Mésozoïque

Peyre-Haute (cas 1)

Stratigraphie	Lithologie	Epaisseur (m)	Age sommet (Ma)	Age base (Ma)	Erosion (m)	Bathy.Max. (m)	Bathy. Min. (m)
Flyschs noirs(Eocène)	3	85	30	38	0	1400	700
Grès de base (Eocène)	7	15	38	40	0	1300	500
	3	160	40	80	0	1250	400
	3	20	80	83	0	1200	250
Calcschistes	3	20	83	88	0	1350	350
Marnes (Turonien sup.)	3	10	88	90	0	2000	780
HG		0,5	90	96	0	1900	1000
Marnes rouges (Aptien-Albien)	3	1	96	110	0	1650	950
HG		0,5	110	133	0	1550	900
Calc. massifs (Tithonien-Berriasien)	1	30	133	148	0	1500	850
Calc. noduleux (Call-oxfordien)	1	10	148	156	0	1400	600
Lumachelle (Bathonien sup.)	1	20	156	161	0	100	0
Lacune (karst)		0	161	191	0	0	0
Calcaire à silex (Sinémurien)	1	40	191	200	0	200	100
Calcaires (Hettangien)	1	60	200	203	0	200	100
Lumachelle (Rhétien)	3	55	203	210	0	30	0
Dolo. blondes (Norien)	5	300	210	220	0	20	0
Evaporites (Carnien)	6	10	220	230	0	0	0

Champcella s.l. (cas 3)

Hypothèse 1

Stratigraphie	Lithologie	Epaisseur (m)	Age sommet (Ma)	Age base (Ma)	Erosion (m)	Bathy.Max. (m)	Bathy. Min. (m)
Flysch (Eocène)	3	85	30	38	0	1400	700
Grès de base (Eocène)	7	15	38	40	0	1300	500
	3	160	40	80	0	1250	400
	3	20	80	83	0	1200	250
Calcschistes	3	20	83	88	0	1350	350
Marnes (Turonien sup.)	3	10	88	90	0	2000	750
Hard-ground		0,5	90	96	0	1900	1000
Marnes rouges (Aptien-Albien)	3	1	96	110	0	1650	950
Hard-ground		0,5	110	133	0	1550	900
Calc. massifs (Tithonien-Berriasien)	1	30	133	148	0	1500	850
Calc. noduleux (Callovo-Oxfordien)	1	10	148	156	0	1400	600
Calcaire massif (Bathonien sup.)	1	15	156	158	0	200	80
Marnes (Bathonien sup.)	3	10	158	161	0	100	30
Hiatus (Aal.-Bajocien)		0	161	175	0	0	0
Hiatus (Toarcien)		0	175	184	0	0	0
Hiatus (Pliensbachien)		0	184	191	0	0	0
Hiatus (Sinémurien)	1	0	191	200	0	0	0
Hiatus (Hettangien)	1	0	200	203	0	0	0
Hiatus (Rhétien)	3	0	203	208	0	0	0
Hiatus (Norien)	5	0	208	220	0	0	0
Carnien	5	10	220	230	0	10	0
Ladinien	5	350	230	235	0	30	0
Anisien	1	150	235	240	0	30	0

Sédimentation et mobilité tectonique du Briançonnais au Mésozoïque

Champcella s.l. (cas 4)

Hypothèse 2

Stratigraphie	Lithologie	Epaisseur (m)	Age sommet (Ma)	Age base (Ma)	Erosion (m)	Bathy.Max. (m)	Bathy. Min. (m)
Flysch (Eocène)	3	85	30	38	0	1400	700
Grès de base (Eocène)	7	15	38	40	0	1300	500
	3	160	40	80	0	1250	400
	3	20	80	83	0	1200	250
Calcschistes	3	20	83	88	0	1350	350
Marnes (Turonien sup.)	3	10	88	90	0	2000	750
Hard-ground		0,5	90	96	0	1900	1000
Marnes rouges (Aptien-Albien)	3	1	96	110	0	1650	950
Hard-ground		0,5	110	133	0	1550	900
Calc. massifs (Tithonien-Berriasien)	1	30	133	148	0	1500	850
Calc. noduleux (Callovo-Oxfordien)	1	10	148	156	0	1400	600
Calcaire massif (Bathonien sup.)	1	15	156	158	0	200	80
Marnes (Bathonien sup.)	3	10	158	161	0	100	30
Hiatus (Aalénien-Bajocien)		0	161	175	0	0	0
Hiatus (Toarcien)		0	175	184	0	0	0
Hiatus (Pliensbachien)		0	184	191	0	0	0
Hiatus (Sinémurien)	1	20	191	200	20	0	0
Hiatus (Hettangien)	1	30	200	203	30	70	0
Hiatus (Rhétien)	3	40	203	208	40	50	0
Hiatus (Norien)	5	150	208	220	150	10	0
Carnien	5	150	220	230	130	10	0
Ladinien	5	350	230	235	0	30	0
Anisien	1	150	235	240	0	30	0
Scythien sup.	6	0	240	245	0	0	0
Quartzites (Scythien inf)	2	300	245	250	0	0	0

Champcella s.l. (cas 4)

Hypothèse 3

Stratigraphie	Lithologie	Epaisseur (m)	Age sommet (Ma)	Age base (Ma)	Erosion (m)	Bathy.Max. (m)	Bathy. Min. (m)
Flysch (Eocène)	3	85	30	38	0	1400	700
Grès de base (Eocène)	7	15	38	40	0	1300	500
	3	160	40	80	0	1250	400
	3	20	80	83	0	1200	250
Calcschistes	3	20	83	88	0	1350	350
Marnes (Turonien sup.)	3	10	88	90	0	2000	750
Hard-ground		0,5	90	96	0	1900	1000
Marnes rouges (Aptien-Albien)	3	1	96	110	0	1650	950
Hard-ground		0,5	110	133	0	1550	900
Calc. massifs (Tithonien.-Berriasien)	1	30	133	148	0	1500	850
Calc. noduleux (Callovo-Oxfordien)	1	10	148	156	0	1400	600
Calcaire massif (Bathonien sup.)	1	15	156	158	0	200	80
Marnes (Bath. sup)	3	10	158	161	0	100	30
Hiatus (Aalénien-Bajocien)		0	161	175	0	0	0
Hiatus (Toarcien)		0	175	184	0	0	0
Hiatus (Pliensbachien)		0	184	191	0	0	0
Hiatus (Sinémurien)	1	20	191	200	20	200	0
Hiatus (Hettangien)	1	30	200	203	30	200	50
Hiatus (Rhétien)	3	40	203	208	40	30	0
Hiatus (Norien)	5	150	208	220	150	20	0
Carnien	5	150	220	230	130	10	0
Ladinien	5	350	230	235	0	30	0
Anisien	1	150	235	240	0	30	0

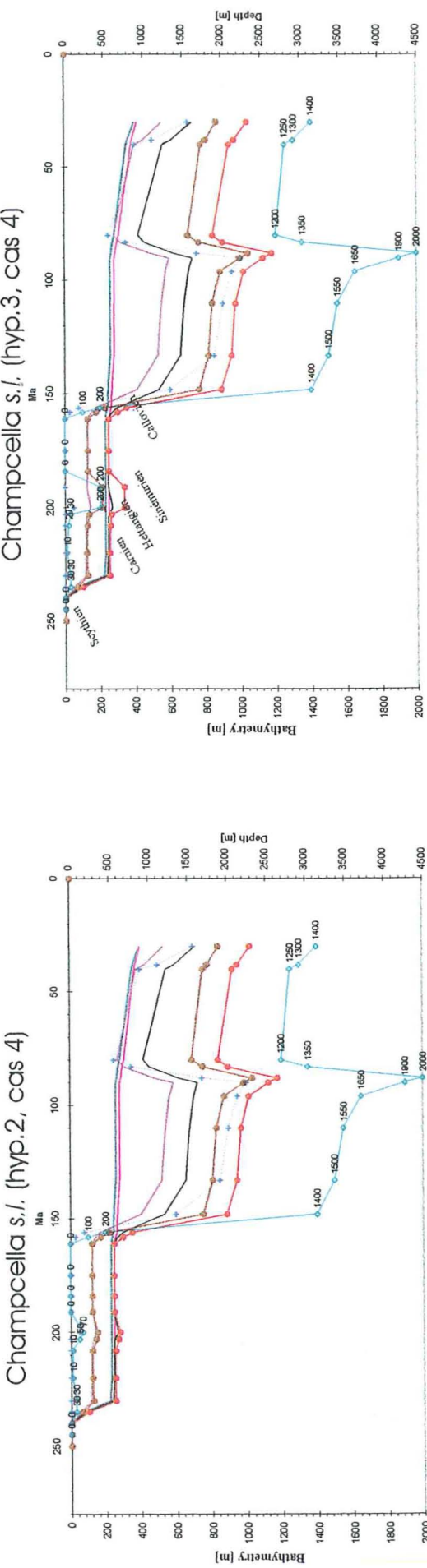
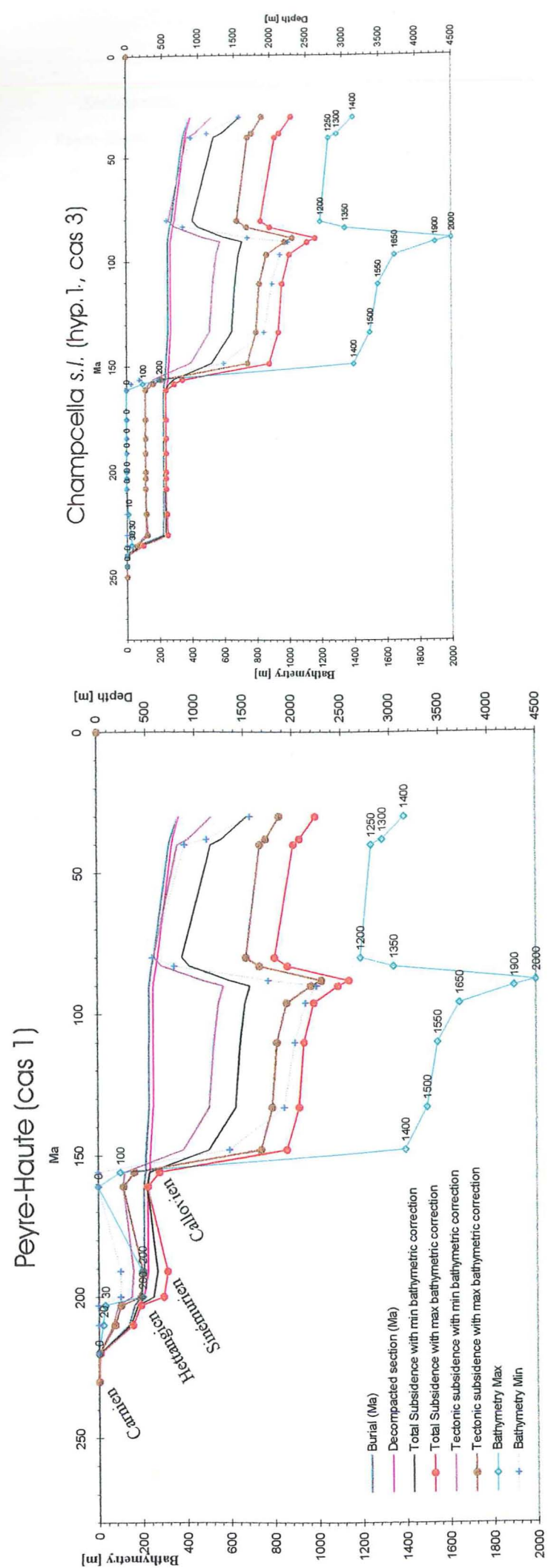


Figure 2.7 : Comparaison de la subsidence de la nappe de Peyre-Haute (cas 1, fig. 2.4) et de l'unité de Champcella s.l. (cas 3 et 4, fig. 2.4) selon différentes hypothèses sur le contenu de la lacune sédimentaire (voir tableaux ci-après). Echelle chronostratigraphique d'après Odin [1994].

Sédimentation et mobilité tectonique du Briançonnais au Mésozoïque

courbe appelée *courbe de subsidence totale*. Cette courbe représente la somme de tous les mouvements verticaux à un temps donné ou encore, l'histoire d'enfouissement d'un niveau repère considéré [Loup, 1992]. Ensuite, il construit des *courbes de subsidence tectonique* en enlevant la subsidence liée à la charge des sédiments et de l'eau des courbes de subsidence totale (= *backstripping* ou "délestage" en français). Ces courbes dites "tectoniques" permettent d'identifier les mouvements propres du soubassement du bassin lié aux mécanismes de formation de celui-ci. C'est donc cette courbe tectonique, qui nous intéresse pour rechercher les épisodes d'extension crustale. La courbure du tracé de la subsidence tectonique caractérise trois cas :

- (1) une décélération de la subsidence avec une forme *concave* ;
- (2) une accélération de la subsidence avec une forme *convexe* ;
- (3) une subsidence constante si le tracé est *linéaire*.

Chaque rupture de pente est susceptible de marquer un événement tectonique.

L'allure des courbes de subsidence obtenues pour les nappes de Peyre-Haute et Champcella s.l. est comparable et montre trois ruptures de pente : au Trias supérieur; au Lias basal; au passage Dogger-Malm. Celles-ci correspondent à trois changements tectoniques d'ordre géodynamique enregistrés sur l'ensemble de la marge téthysienne [Rudkiewick, 1988, Mosar *et al.*, 1996, Borel, 1997]. Elles correspondent en effet :

- à l'événement carnien, durant lequel la subsidence est importante et anormalement élevée pour une plate-forme stable (environ 4cm/an) ;
- à la phase de rifting hettangienne, avec une accentuation de la subsidence ;
- à l'événement callovo-oxfordien, marqué par une brusque augmentation de la subsidence.

La subsidence négative à partir du Sinémurien correspond à l'émersion et à l'érosion continentale. Celle-ci peut s'expliquer par un modèle de surrection d'épaule au cours du rifting, qui prédit une ablation de plus d'un kilomètre de série [Favre & Stampfli, 1992, Faure, 1992]. Cependant, les arguments de terrain sont insuffisants pour affirmer qu'une telle épaisseur de sédiment triasique et liasique existait (avant érosion) sur les domaines briançonnais autres que sur celui de Peyre-Haute.

La pente anormalement forte de la courbe à partir du Callovien-Oxfordien correspond plus à un événement d'origine tectonique qu'à une subsidence thermique. La courbe exprimerait d'une part la subsidence thermique due à l'ouverture de la Téthys ligure et d'autre part un événement extensif *imputable à un autre rifting*. Cette nouvelle phase d'extension est clairement identifiée sur le terrain (voir § II et publications 1 et 2).

Pour aller plus loin dans l'interprétation des courbes de subsidence tectonique, il faudrait les comparer avec différents modèles d'extension lithosphérique. Ces modèles traduisent l'enfouissement du socle au cours du temps en fonction de paramètres préétablis (rhéologie, flux thermique...). Les paramètres importants sont ceux qui régissent la structure thermo-mécanique de la lithosphère. Ce sont principalement les mécanismes d'extension (rifting passif ou actif) qui nous concernent bien que des mouvements cisailants et des mécanismes purement isostatiques aient probablement joué un rôle non négligeable [Van der Beek, 1995]. Le modèle général d'extension homogène de Mc Kenzie [1978] est le plus

largement admis et présente l'avantage d'une formulation mathématique simple qui autorise l'établissement de courbes théoriques en fonction du taux d'extension et utilise un nombre réduit de paramètres à considérer. D'autres modèles complexes [Wernicke, 1985, Gibbs, 1987 etc...] et variantes du modèle Mc Kenzie peuvent permettre d'expliquer les anomalies de subsidence constatées dans certains bassins sédimentaires. Cependant, il n'existe pas de solution unique qui permette d'approcher la subsidence tectonique réelle.

Dans le cadre alpin, les modèles dérivés de Mc Kenzie [1978] sont les plus faciles à mettre en œuvre du fait du manque de contrainte sur les paramètres lithosphériques [Loup, 1992]. Rudkiewicz [1988] utilisait le modèle d'extension non-uniforme de Royden & Keen [1980], qui permet les inversions de subsidence et envisageait un modèle prenant en compte des phases d'extension multiples. En effet, les courbes de subsidence tectoniques présentées sont caractérisées par une histoire manifestement polyphasée (voir § III) et nécessiterait l'emploi d'un modèle capable de prendre en compte une succession de riftings non coaxiaux (ex.: modèle d'amincissement hétérogène conservatif simulant un modèle de boudinage de la lithosphère d'après une modélisation analogique quadricouche à moyen couplage [Beslier, 1990, Brunet, 1997]). L'enveloppe générale de la subsidence est le résultat du cumul de ces événements successifs ou superposés. Cela a en outre pour conséquence qu'il est impossible d'obtenir les taux d'extension respectifs des riftings successifs correspondant aux accélérations de subsidence enregistrées sur les courbes de subsidence obtenues pour le domaine briançonnais.

Cette démarche de modélisation serait donc difficile à mettre en œuvre, mais on peut constater qu'une analyse qualitative des courbes de subsidence suffit à démontrer que l'histoire tectonique du domaine briançonnais est polyphasée et qu'il existe *deux domaines paléogéographiques distincts durant l'émersion jurassique*, et peut-être dès le Trias supérieur...

* * *

II) TECTONIQUE SYN-SÉDIMENTAIRE AU MÉSOZOÏQUE

Dans la région étudiée, les auteurs précédents avaient mis l'accent sur les déformations liées au rifting téthysien [Debelmas & Lemoine, 1957, Delorme & Richez, 1984, Mercier, 1977, Faure, 1990]; la structuration alpine ayant inversé les limites des aires paléogéographiques héritées de ce rifting [Lemoine *et al.*, 1986, Tricart *et al.*, 1988]. Cependant, le domaine briançonnais est resté mobile bien après la fin du rifting: au Callovien-Oxfordien [Bourbon, 1980]; au Crétacé inférieur et supérieur [Bourbon, 1980, Chaulieu, 1992]. Cette mobilité est surprenante car la marge n'était à ces époques plus soumise à l'extension intra-continentale téthysienne. Pour caractériser ces déformations « post-rifts », j'ai utilisé les marqueurs de déformation fossilisés par la sédimentation mésozoïque.

II-1) Marqueurs d'instabilité

Les indices de mobilités contenus dans la sédimentation mésozoïque peuvent être d'ordre stratigraphique ou tectonique. Ce sont :

- des variations brutales d'épaisseur de sédiment ;
- des discordances angulaires marquant des basculements de blocs ;
- des failles scellées ;
- des accumulations bréchiques d'origine littorale ou liées à des écroulements sous-marins ;
- des diaclases et des filons à remplissage sédimentaire associés ou non à une faille ;
- des indicateurs de morphologie accidentée (surface d'érosion, hard-ground, etc.).

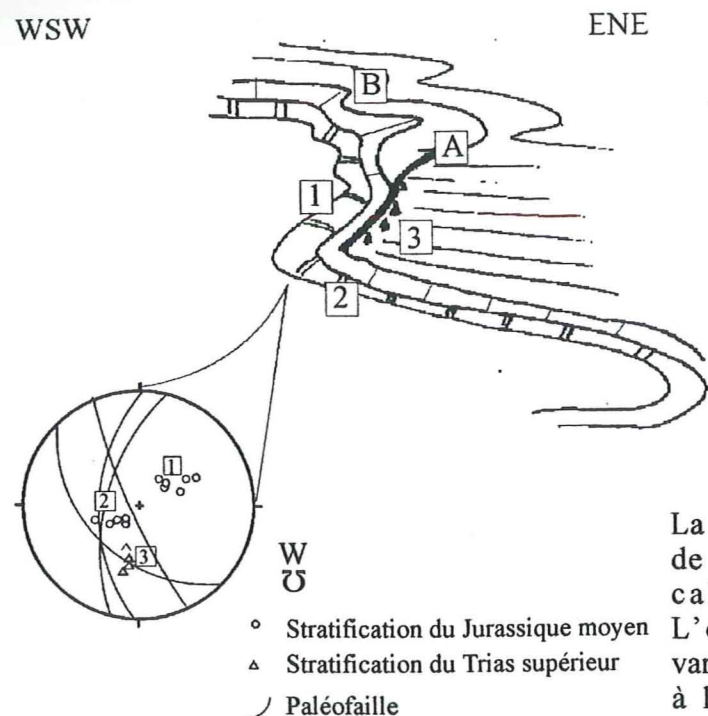
Les structures mésozoïques plus ou moins inversées ou seulement déformées ont été transportées au sein des nappes briançonnaises et doivent être restaurées en annulant la déformation compressive (§ II-2).

Les filons sédimentaires permettent en principe de retrouver les directions d'extensions originelles [Faure, 1990]. Une discussion sur leur interprétation et une synthèse des résultats par intervalle chronostratigraphique fera l'objet du § II-3.

Toutes les fractures et les brèches développées en milieu marin sont susceptibles d'être datées grâce aux déterminations micropaléontologiques. J'ai effectué une partie de celles-ci en collaboration avec Michèle Caron (Fribourg), Marie-Caroline Blanc-Alétru et Annie Arnaud-Vanneau (Grenoble) pour les foraminifères du Crétacé supérieur, Eric Blanc (Cambridge) pour les Calpionnelles du Jurassique au Crétacé inférieur, Michel Septfontaine (Lausanne) pour les foraminifères benthiques du Dogger et Ioan Bucur (Roumanie) pour les algues triasiques. Un tableau rappelant les principaux éléments de datation des séries briançonnaises [d'après Bourbon, 1980] est donné en annexe (Annexe 2).

Etat actuel

Reconstitution anté-Dogger
(débasculément autour d'un axe N150)



La surface de la faille montre des placages de brèches sédimentaires recouverts par des calcaires en plaquettes du Bathonien. L'orientation de la surface de la faille varie de N135 à N 180, le plan moyen est subparallèle à l'axe du pli N150 de la nappe de Peyre-Haute.

- Stratification du Jurassique moyen
- △ Stratification du Trias supérieur
- Paléofaille

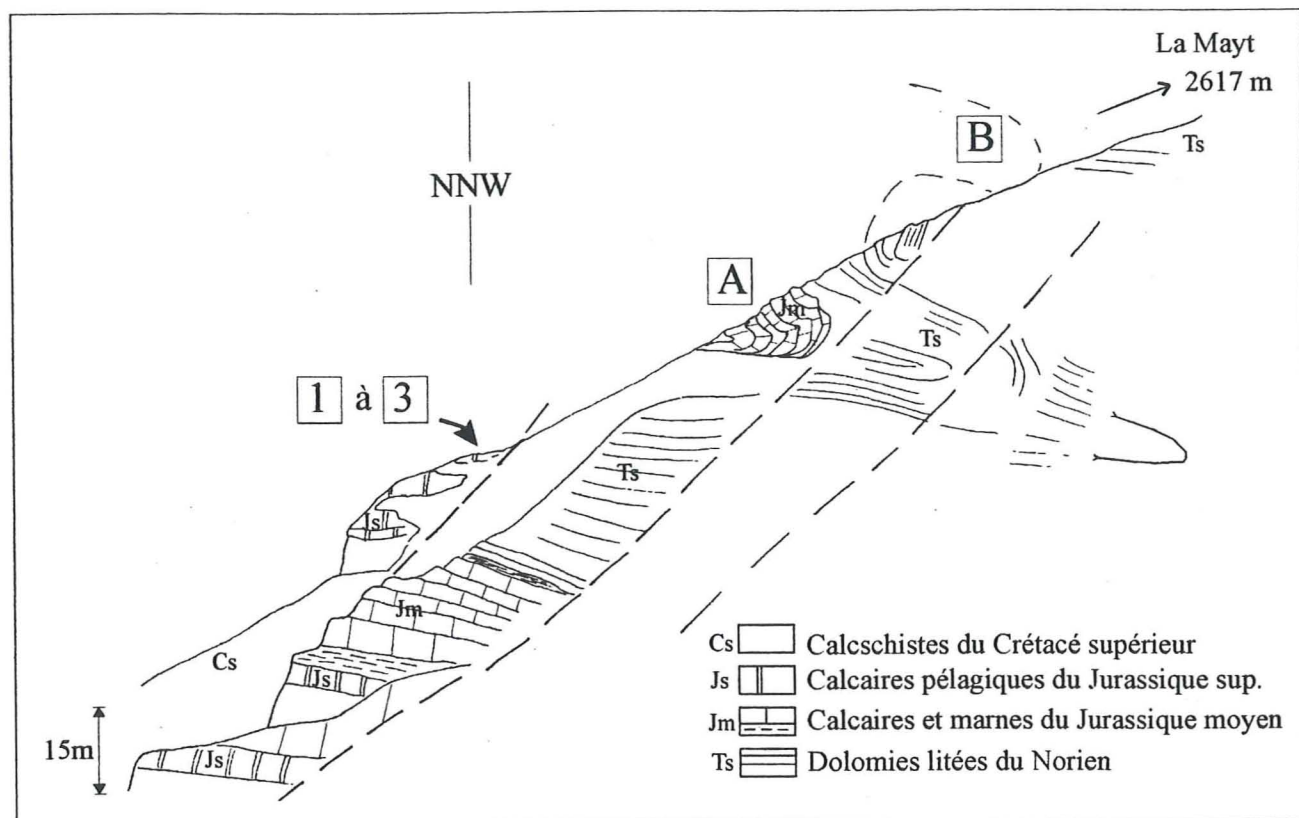


Figure 2.8 : Reconstitution de la faille jurassique déformée dans le flanc inverse du synclinal des Ourgières, partie orientale de la nappe de Peyre-Haute (crête des Crousas (Crous)).

II-2) Failles syn-sédimentaires

Les grandes unités structurales de la zone briançonnaise correspondent à d'anciens blocs basculés de largeur pluri-kilométrique comparables à ceux visibles sur les marges actuelles [Lemoine, 1984]. Les limites de ces blocs ont été inversées lors des phases de compression alpine et sont censées correspondre aux limites des nappes actuelles [Graciansky *et al.*, 1988]. Elles ont donc totalement perdu leur géométrie initiale. En revanche, il existe des failles plus ou moins préservées de la déformation alpine, qui ont des rejets plus modestes (hectométriques à centimétriques). Ces structures mésozoïques plus ou moins déformées ont été transportées au sein des nappes briançonnaises et peuvent être restaurées en annulant la déformation compressive.

A) Exemples de failles normales mésozoïques

Sous la crête des Crousas (Crous),

La figure 2.8 montre un escarpement retourné dans le flanc inverse du synclinal des Ourgières (Ourg) (nappe de Peyre-Haute). Malgré la rigidité des dolomies noriennes, le flanc inverse du synclinal est plissé. L'escarpement est recouvert de brèches et scellé par les couches du Dogger. Il est interprété comme lié à une faille normale jurassique de faible rejet, contemporaine du rifting téthysien, puisqu'elle est anté-Dogger.

Massif de Tête Noire (TN),

Deux coupes ont été levées à 300m d'intervalle dans la même unité tectonique (couverture de la Zone Houillère). La forte différence d'épaisseur indique l'existence d'une faille normale entre la série réduite et la série épaisse recevant les produits de l'érosion de l'escarpement de faille (fig. 2.9). Barféty [1967] et Brosse [1982] signalent d'autres phénomènes analogues dans le même secteur.

Les brèches déposées dans le compartiment affaissé (fig. 2.9, coupe 2) et les filons et hard-grounds trouvés au sommet de l'escarpement (fig. 2.9, coupe 1) datent le début du fonctionnement de la faille du Jurassique moyen. En effet, les calcaires transgressifs du Bathonien sont micro-bréchiques. L'activité est maximum au Callovo-Oxfordien avec des filons à remplissage pélagique du Jurassique supérieur et des brèches olistolitiques. Elle se termine avec le dépôt des *black shales* oxfordiens [Brosse, 1982], mais la morphologie perdure au Crétacé inférieur puisque le compartiment soulevé reçoit une sédimentation lacunaire caractéristique des zones hautes (hard-ground) [Bourbon, 1980] et le compartiment affaissé reçoit une sédimentation de graben (calcaires à zones siliceuses du Néocomien). L'instabilité reprend au Turonien supérieur, car la base des marnes du Sénonien est bréchique dans les deux coupes. La direction des filons et le basculement de la stratification du Trias moyen suggère une direction N125 (actuelle) pour cette faille jurassique actuellement cachée.

Lac des Béraudes (Clarée),

Dans le prolongement nord du massif de Tête Noire, toujours au sein de l'unité de couverture de la Zone Houillère, une autre faille sépare deux séries mésozoïques très différentes au lac des Béraudes (fig. 2.10A), [Lemoine, 1994]. Le compartiment surélevé montre une érosion anté-crétacée importante des couches du Trias moyen et inférieur. Le

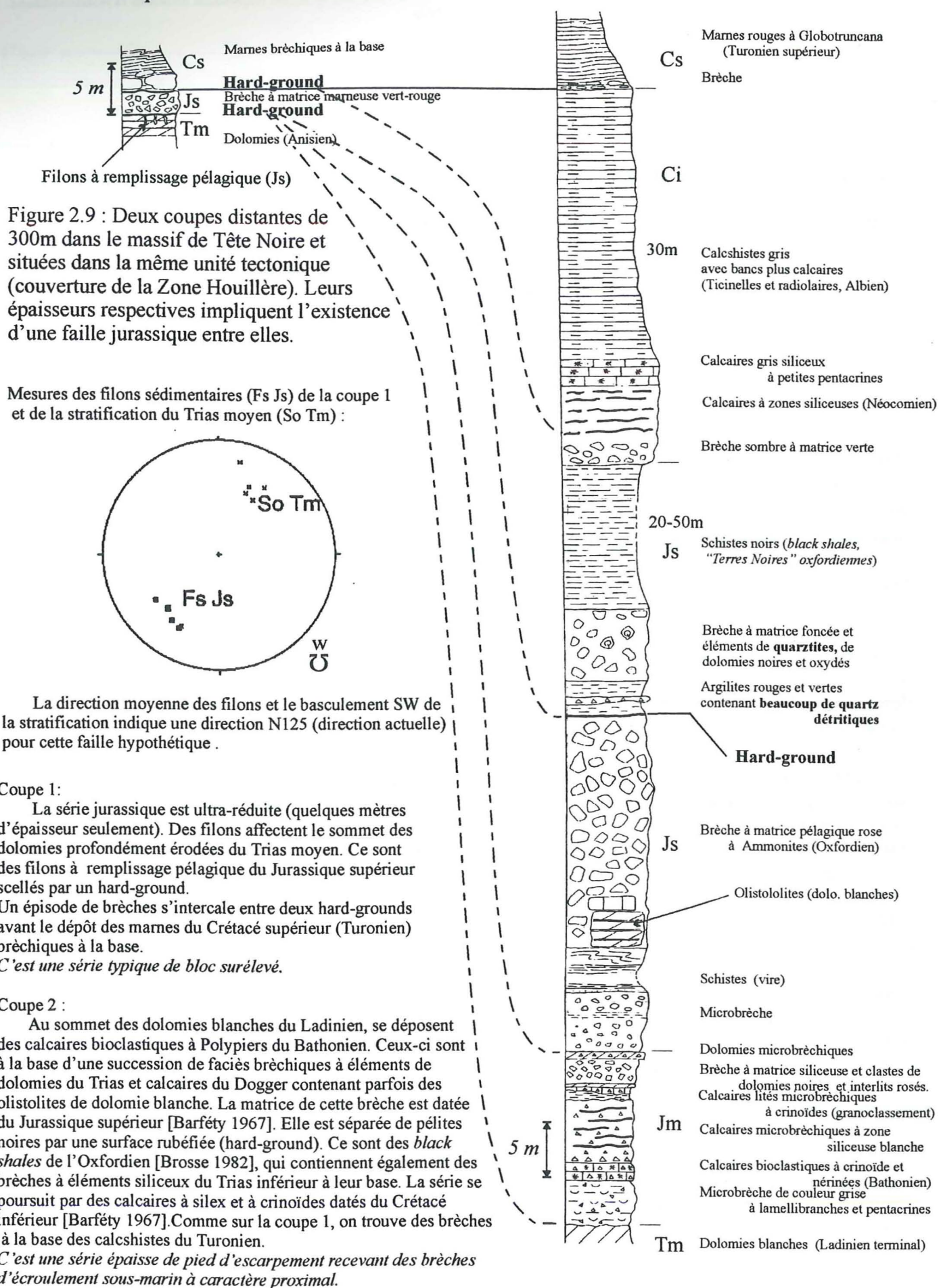


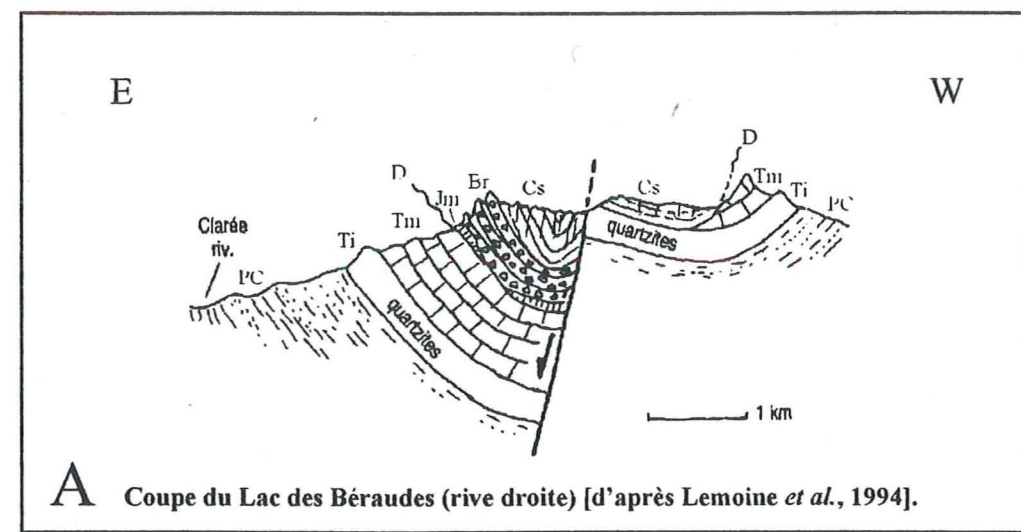
Figure 2.9 : Deux coupes distantes de 300m dans le massif de Tête Noire et situées dans la même unité tectonique (couverture de la Zone Houillère). Leurs épaisseurs respectives impliquent l'existence d'une faille jurassique entre elles.

Mesures des filons sédimentaires (Fs Js) de la coupe 1 et de la stratification du Trias moyen (So Tm) :

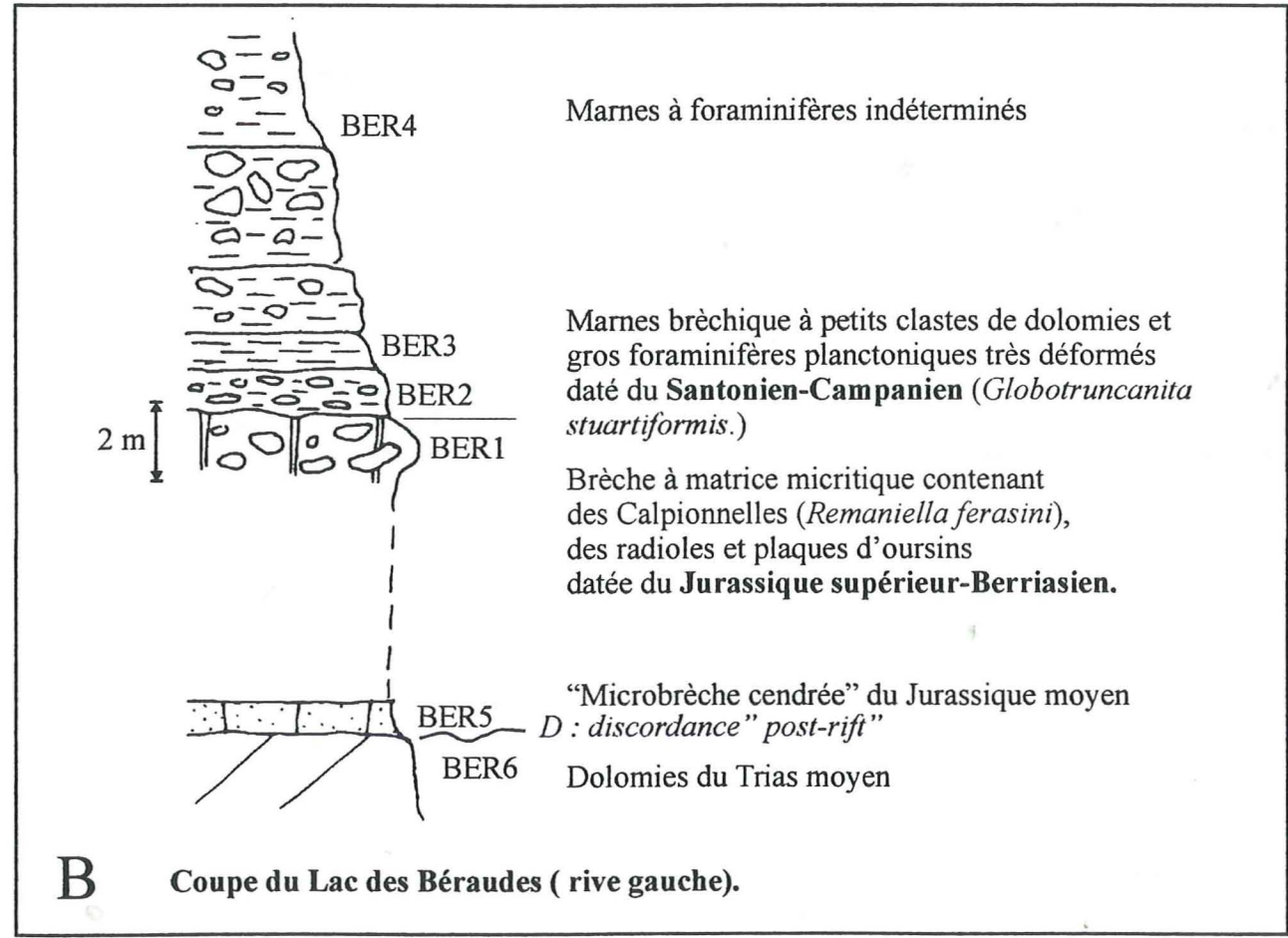
La direction moyenne des filons et le basculement SW de la stratification indique une direction N125 (direction actuelle) pour cette faille hypothétique.

Coupe 1 : La série jurassique est ultra-réduite (quelques mètres d'épaisseur seulement). Des filons affectent le sommet des dolomies profondément érodées du Trias moyen. Ce sont des filons à remplissage pélagique du Jurassique supérieur scellés par un hard-ground. Un épisode de brèches s'intercale entre deux hard-grounds avant le dépôt des marnes du Crétacé supérieur (Turonien) bréchiques à la base. C'est une série typique de bloc surélevé.

Coupe 2 : Au sommet des dolomies blanches du Ladinien, se déposent des calcaires bioclastiques à Polypiers du Bathonien. Ceux-ci sont à la base d'une succession de faciès bréchiques à éléments de dolomies du Trias et calcaires du Dogger contenant parfois des olistolites de dolomie blanche. La matrice de cette brèche est datée du Jurassique supérieur [Barfèty 1967]. Elle est séparée de pélites noires par une surface rubéfiée (hard-ground). Ce sont des black shales de l'Oxfordien [Brosse 1982], qui contiennent également des brèches à éléments siliceux du Trias inférieur à leur base. La série se poursuit par des calcaires à silex et à crinoïdes datés du Crétacé inférieur [Barfèty 1967]. Comme sur la coupe 1, on trouve des brèches à la base des calcschistes du Turonien. C'est une série épaisse de pied d'escarpement recevant des brèches d'écroulement sous-marin à caractère proximal.



A Coupe du Lac des Béraudes (rive droite) [d'après Lemoine et al., 1994].
PC : schistes et grès du Permo-Carbonifère ; Ti : quartzites du Trias inférieur ; Tm : calcaires et dolomies du Trias moyen ; D : discordance ; Jm : calcaires du Jurassique moyen ; Br : Brèche d'écroulements sous-marins ; Cs : calcschistes du Crétacé supérieur.



B Coupe du Lac des Béraudes (rive gauche).
Figure 2.10 : Faille jurassique du lac des Béraudes et datation des brèches de pied d'escarpement.

compartiment abaissé montre une série épaisse et bréchique. De nouvelles datations permettent de préciser l'âge des brèches de la rive gauche du lac, c'est à dire de l'activité paroxysmale de la faille (fig. 2.10B).

La base de la coupe montre un ou deux mètres de brèche à matrice de Jurassique supérieur-Berriassien (*Remaniella ferasini*), directement surmontés par des marnes bréchiques du Santonien-Campanien (*Globotruncanita sp.*). La faille fonctionne donc au Jurassique supérieur et rejoue au Crétacé terminal. Ce fonctionnement est vraisemblablement postérieur aux dépôts des faciès classiques de "microbrèche cendrée" du Dogger, dont la répartition est uniforme à l'échelle régionale [Mercier, 1977]. La discordance « post-rift » est recouverte par les produits d'érosion du compartiment soulevé (écroulement du nez de bloc basculé). J'en déduis que la lacune importante de la série réduite à l'ouest de la faille est essentiellement due à l'ablation du nez du compartiment surélevé lors de l'activité de la faille au Jurassique supérieur-Berriassien, cette faille ayant rejoué de façon importante au Santonien-Campanien.

On remarque également que la superposition des corps bréchiques d'âge Berriassien et Santonien dans le compartiment affaissé (lacune de 60 Ma) implique une érosion de celui-ci lors de la réactivation de la faille au Crétacé supérieur et donc peut-être une inversion de subsidence à cette époque. Un rejeu en transtension ou transpression pourrait expliquer une telle inversion.

Au Vallon Laugier (VLaug).

Un demi-graben de largeur kilométrique est visible en rive droite du torrent du Vallon Laugier, sous la klippe du pic des Houerts. Il a été transporté au sein de la nappe du Chatelet sans avoir été significativement déformé par la compression alpine. Ce bloc basculé a fonctionné au Callovo-oxfordien et a été réactivé à l'Albien supérieur et au Turonien supérieur (voir discussion dans la publication 1 et au § II-3).

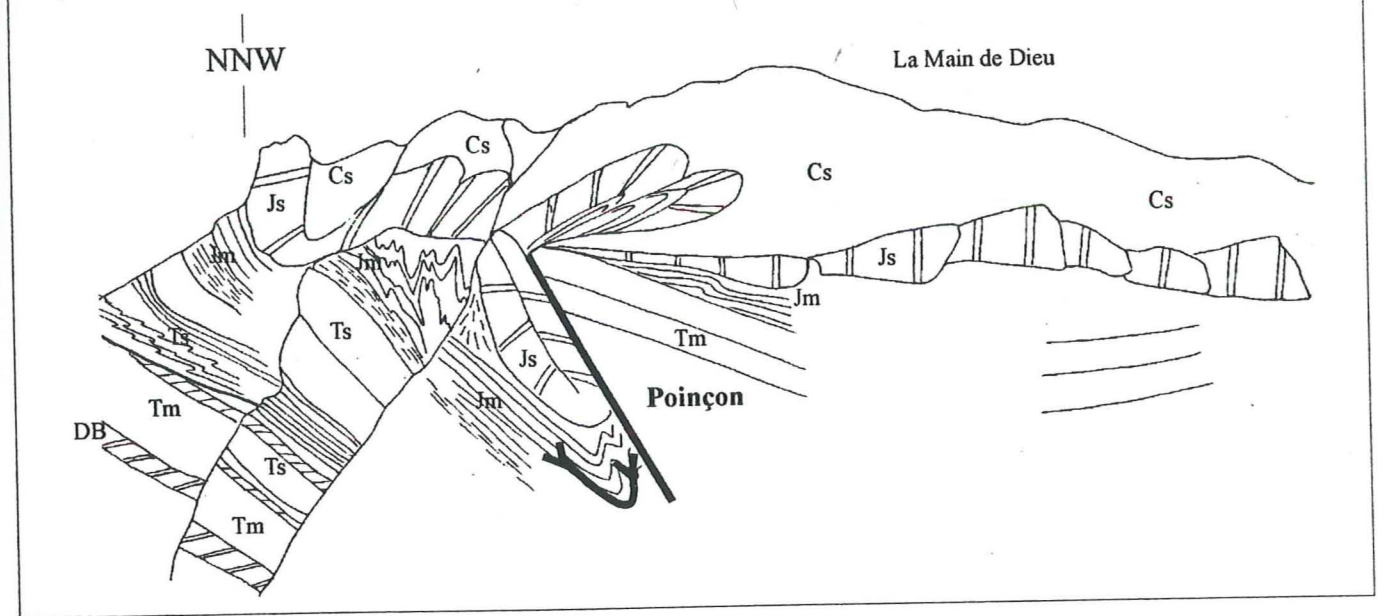
Dans le massif de la Font Sancte (Fon),

A l'entrée du vallon Claus (fig. 2.11A et 2.12), une faille inverse (ou décrochante) de direction NW-SE se poursuit vers le SE et ressort dans le vallon Obscur (fig. 2.11B). La disposition géométrique des couches indique qu'elle se superpose à une ancienne faille normale séparant deux aires de sédimentation au Carnien-Dogger. La structure n'est pas tout à fait cylindrique, si bien que l'inversion se fait soit par un mécanisme de poinçon (fig. 2.11A), soit de butoir (fig. 2.11B).

Chacun de ces vallons transverses à l'allongement des structures compressives est fermé par une succession d'anticlinaux (fig. 2.12) appuyés contre une faille vraisemblablement ancienne (planche 4, photos A à C), car celle-ci décale les couches du Jurassique supérieur et la croûte constituée de nodules ferro-magnésiens du Crétacé inférieur. J'en déduis que l'âge probable pour cette faille d'orientation actuelle N 140 est Crétacé supérieur. Elle est visible dans la vallée de l'Ubaye au niveau des pics de la Font Sancte (faille 3, fig. 2.13 et planche 4, photo C).

En dépliant la coupe du Vallon Claus, on reconstitue une faille listrique et son anticlinal de compensation (*roll-over*) transportés au sein la nappe du Chatelet et fortement déformés lors de la phase de chevauchement vers le SW selon le scénario suivant (fig. 2.12).

A) Vallon Claus (VCl)



B) Vallon Obscur (VObs)

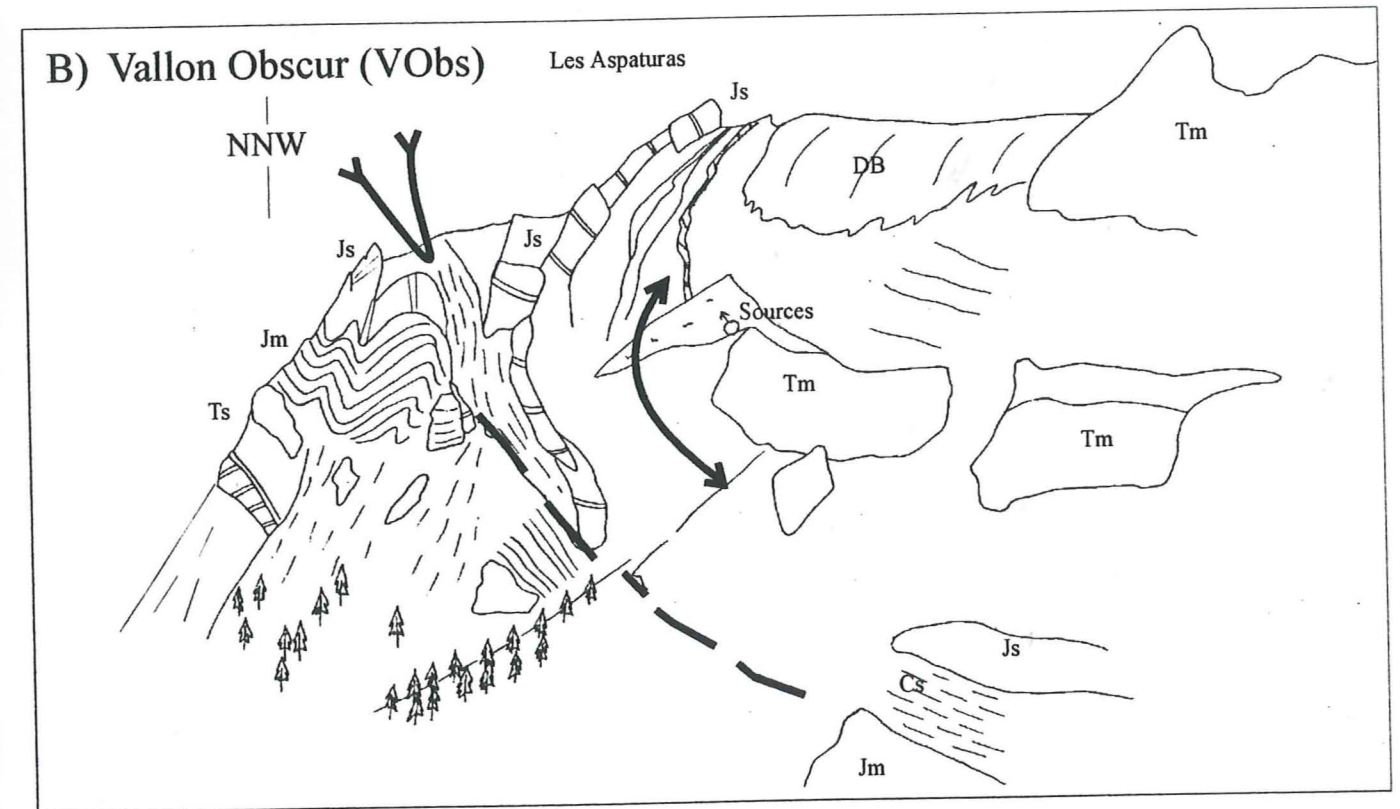
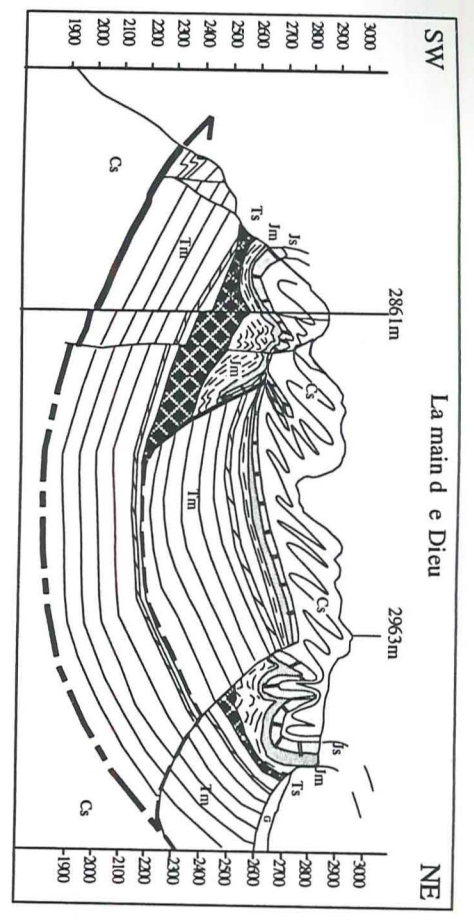
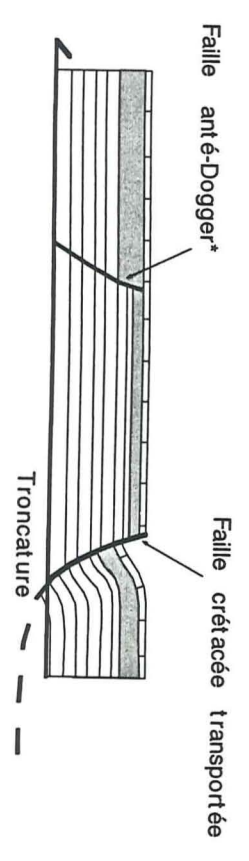


Figure 2.11 : Ancienne faille déformée à l'entrée des vallons Claus (A) et Obscur (B), au sein de la nappe du Chatelet (localisation sur la figure 2.21). La structure n'est pas tout à fait cylindrique du fait d'une tectonique alpine polyphasée [poinçonnement en (A), plissement en (B)].

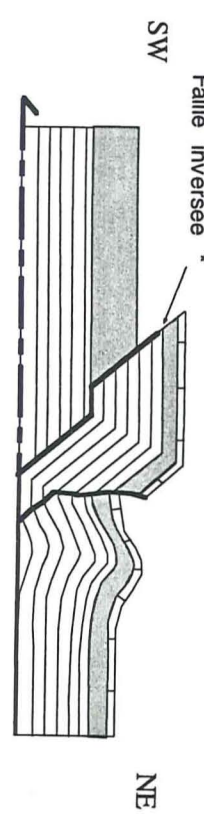
Tm: dolomies du Trias moyen complet (DB : niveau repère de dolomies blanches du Ladinien supérieur) ; Ts : dolomies du Trias supérieur (Carnien) ; Jm : marnes épaisses et calcaires du Jurassique moyen ; Js : calcaires du Jurassique supérieur ; Cs: calschistes du Crétacé supérieur.



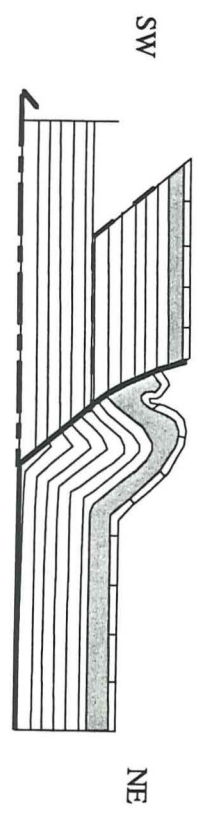
Etape1
Mise en place de la nappe du Chatellet



Etape2
Chevauchement hors-séquence vers l'ouest et début de poinçonnement



Etape3
Mouvement suivant la faille crétacée relayant la rampe au niveau de la rampe



Etat final
Plissement synclinal de la nappe

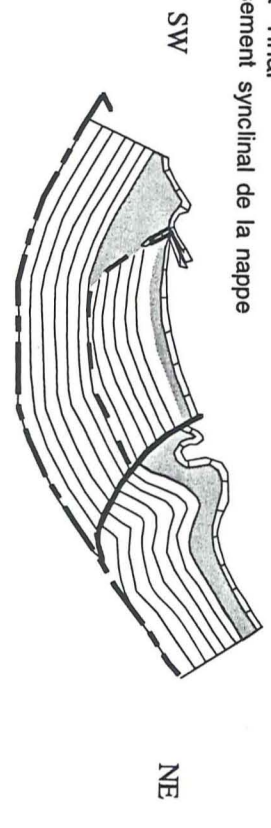


Figure 2.12 : Dépliage de la structure de la Main de Dieu, rive droite du Vallon Claus (VC) dans un plan NE-SW parallèle à la direction de raccourcissement principal vers le SW.

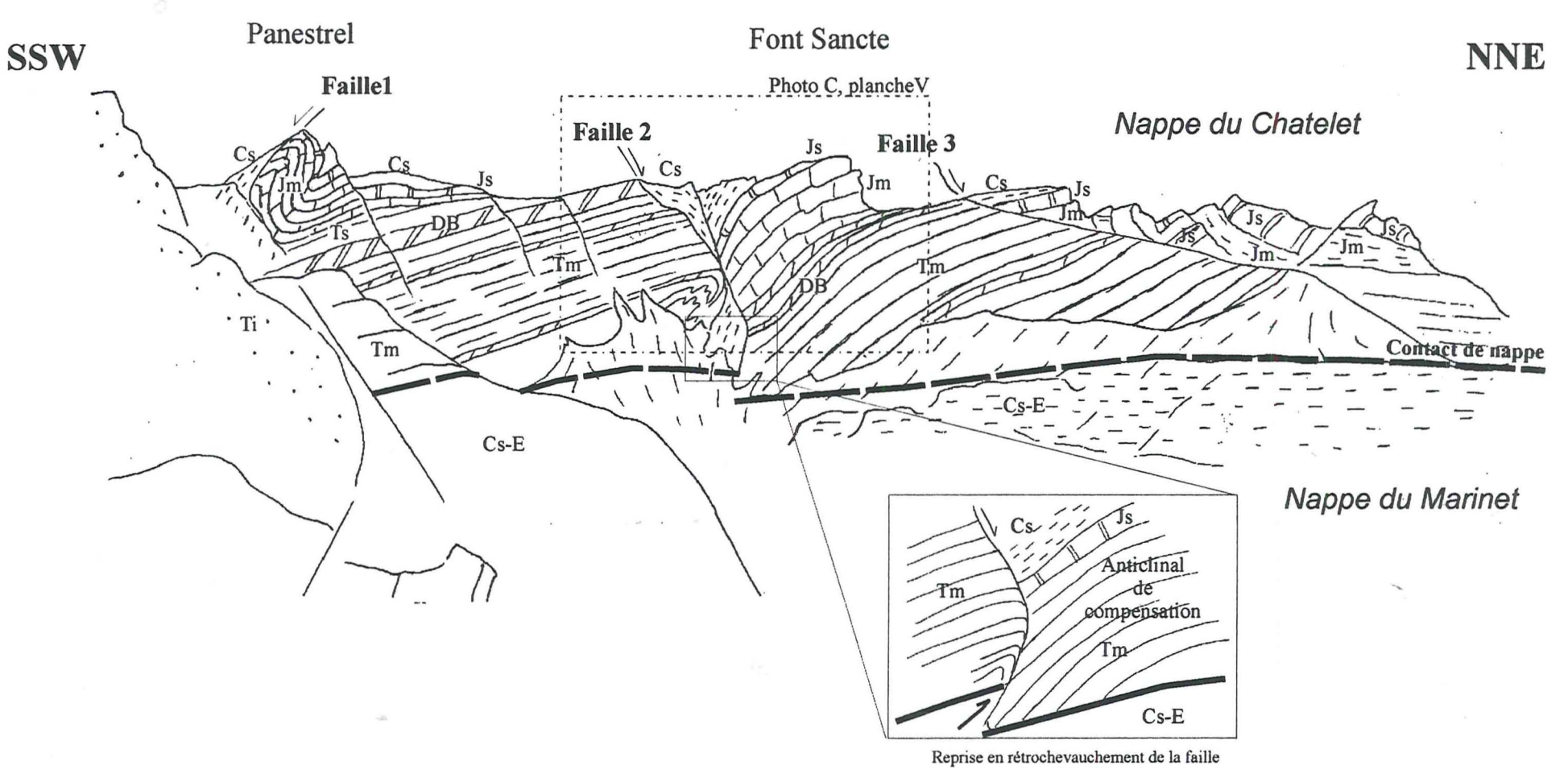


Figure 2.13 : Trois failles probablement crétacées transportées et déformées au sein de la nappe du Chatelet (rive droite de l'Ubaye)
 Ti : quartzites du Trias inférieur ; Tm : dolomies du Trias moyen (dB : niveau repère de dolomies blanches du Ladinien supérieur) ; Ts : brèches et dolomies du Carnien ; Jm : calcaires épais du Jurassique moyen ; Js : calcaires du Jurassique supérieur ; Cs : calcschistes du Crétacé supérieur ; Cs-E : calcschistes du Crétacé supérieur-Eocène indifférenciés.

- (1) Transport de la nappe du Chatelet sans déformation significative de la faille. La reconstitution géométrique impose une troncature de la base l'anticlinal de compensation des Heuvières (Heu).
- (2) Chevauchement hors-séquence et poinçonnement des couches jurassico-crétacées par l'épaisse série du Trias moyen. Ce chevauchement serait initié à la faveur d'une structure d'âge triasique et jurassique mise en évidence par une variation brutale d'épaisseur des séries du Trias supérieur (Ts) et du Dogger (Jm).
- (3) Fonctionnement en rampe de chevauchement de la faille crétacée au moment où celle-ci atteint le point d'inflexion. L'anticlinal de compensation, jusqu'alors transporté passivement, s'accroît pour former le train de plis qui ferme les vallons Claus, Obscur et Font Sancte (planche 4, photos A et B).
- (4) Flexion synclinale de la nappe lors de la phase de rétrocharriage qui affecte l'ensemble de la zone briançonnaise. Les failles crétacées peuvent également être légèrement reprises en rétrochevauchement (voir détail fig. 2.13).

La coupe de la vallée de l'Ubaye montre le prolongement de ces failles normales supposées crétacées (failles 1 à 3, fig. 2.13).

B) Système de paléofailles de la vallée de la Haute-Ubaye : exemple d'inversion structurale

La coupe de la Haute-Ubaye entre St Paul-sur-Ubaye et Maljasset a été décrite par Gidon [1962] et plus récemment par Michard & Henry [1988] et Platt *et al.* [1989]. Ces derniers auteurs proposent une reconstitution paléogéographique en considérant que cette coupe comprend 7 nappes distinctes de par leur série stratigraphique, qui ont été fortement déplacées les unes par rapport aux autres. Je propose une autre option en ramenant le nombre de nappes à 3 (exception faite du Briançonnais interne) avec du haut vers le bas :

- la klippe du pic des Houerts (équivalente à la nappe de Peyre-Haute) ;
- la nappe du Chatelet ;
- la nappe de Marinnet.

La nappe du Chatelet « s'enracine » au bord interne de la zone briançonnaise, à la différence de Michard & Henry [1988] et la nappe du Marinnet s'organise autour du cœur de Permo-Trias de l'anticlinal du Marinnet (fig. 2.14, voir aussi la coupe I-I', partie 3). Cette dernière aurait été disséquée secondairement par les rétroécaillages (voir partie 3) en plusieurs unités tectoniques. Elle présente des séries stratigraphiques très différentes au niveau de l'anticlinal du Marinnet et de part et d'autres. Je considère que celles-ci étaient séparées par des failles normales, dont on retrouve de nombreux témoignages dans la sédimentation :

La série de la Barge est une série de bassin composée d'un Dogger détritique (microbrèches et brèches de dolomies grises et jaunes) surmonté par des radiolarites du

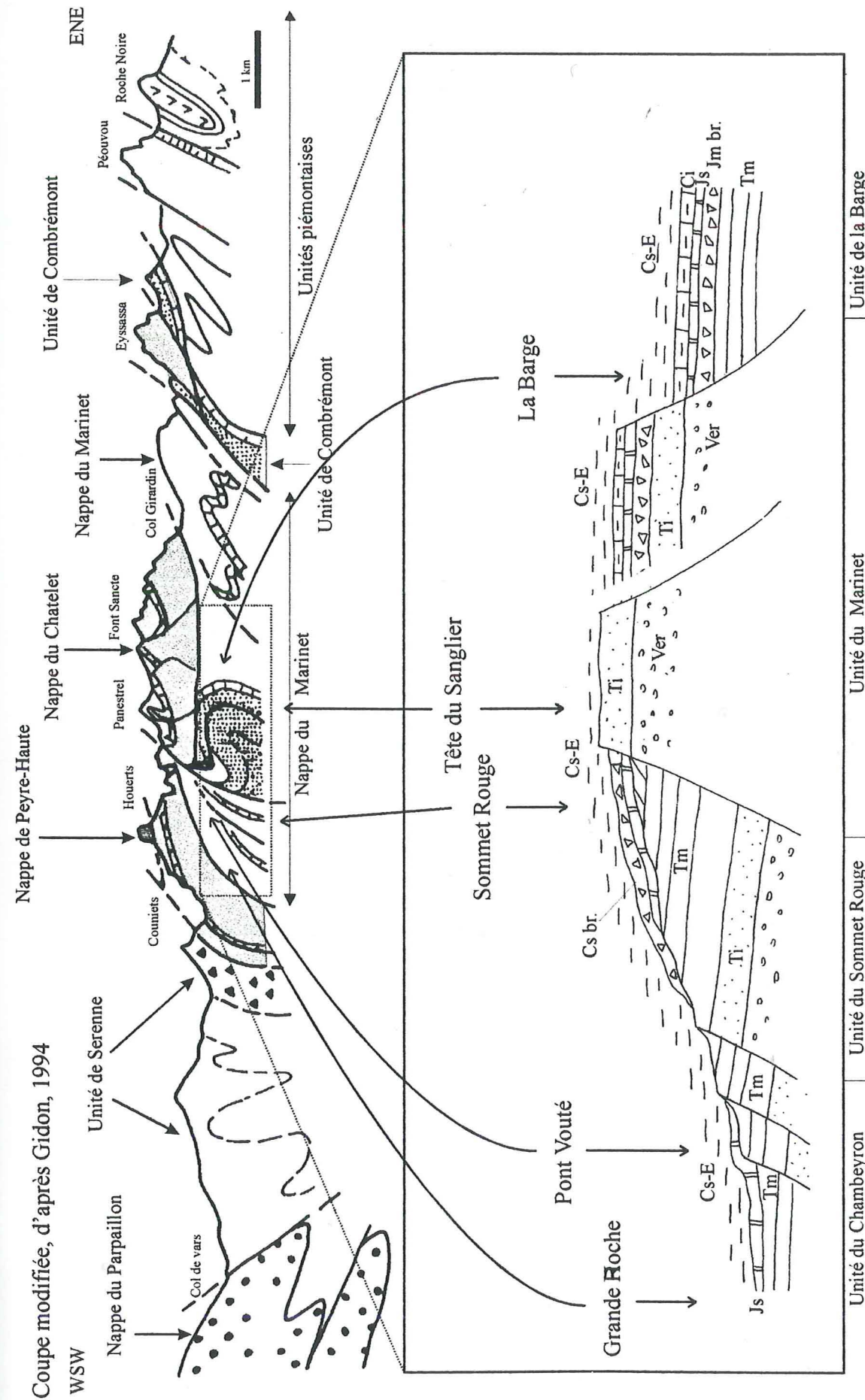


Figure 2.14 : Reconstitution paléogéographique à la fin du Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) après dépliage des unités structurales de la haute vallée de l'Ubaye (nappe du Marinnet).
 Ver : Verrucano du Permo-Trias ; Tm : dolomies du Trias inférieur ; Tm : quartzites du Trias inférieur ; Ts : calcaires du Jurassique moyen ; Js : calcaires du Jurassique supérieur ; Cs br. : brèches du Campanien-Maastrichtien ; Cs-E : calcschistes du Crétacé supérieur-Eocène indifférencié.

Malm, des calcaires du Néocomien et des calcschistes Crétacé supérieur à Eocène à passées détritiques silicoclastiques.

La série de la Tête du Sanglier montre une discordance des calcschistes crétacés sur les quartzites du Trias inférieur. Elle a donc subi une profonde érosion antérieure et/ou contemporaine du Crétacé supérieur, qui présente des faciès gréseux à sa base [Gidon, 1962].

Cette érosion montre que l'anticlinal du Sanglier était un horst au Crétacé et que le synclinal de la Barge était un graben. Le fait que l'on retrouve les faciès gréseux du Crétacé supérieur dans la série de la Barge montre que ces deux séries étaient proches. Leur différence d'épaisseur suggère l'existence d'une faille normale entre elles, ayant fonctionné à partir du Dogger et jusqu'au Crétacé supérieur.

La série du Sommet Rouge est réduite, car elle correspond à un relief jurassico-crétacé : au Malm (filons pélagiques et un paléoescarpement de faille au Pont Vouté, planche 5, photo C) et au Crétacé inférieur (hard-ground). Ce relief a reçu une sédimentation bréchique au Turonien inférieur [Gidon, 1962, p.60] et au Coniacien-Santonien [Michard & Henry, 1988] et montre des filons pélagiques remplis au Turonien moyen (détermination M. Caron), qui recourent le sommet du Malm encroûté. Une brèche du Turonien-Santonien a été trouvée, au sommet des calcaires noduleux du Malm, en placage mince sous une brèche plus jeune du (Campanien)-Maastrichtien (déterminations M. Caron). Cette caractéristique est commune avec les affleurements de la brèche de la Madeleine [Debelmas, 1961] et du lac des Béraudes (fig. 2.9B).

Il s'agit d'une paléopente vers l'ouest affectée par des érosions sous-marines successives. Les brèches du Crétacé supérieur proviennent du horst de la Tête du Sanglier situé plus à l'est.

La série de la Grande Roche présente un Crétacé supérieur épais plissé en synclinal. Cette série de graben prolongeait à l'ouest du Sommet Rouge.

La nappe du Marinnet proviendrait donc d'un domaine paléogéographique unique, qui a subi une forte structuration accompagnée de mouvements verticaux différentiels essentiellement au Crétacé. A ce titre, elle présente des affinités avec la nappe inférieure du Guil. Il est remarquable de constater que les axes des anticlinaux (anticlinal du Marinnet, anticlinaux aval et amont du Guil) correspondent toujours aux zones les plus profondément érodées au Mésozoïque, et plus spécialement au Crétacé.

II-3) Les filons sédimentaires : marqueurs d'extension

A) Généralités :

Les diaclases et les fentes remplies de sédiments (filons) sont utilisés en complément des discordances angulaires et des failles syn-sédimentaires pour caractériser le régime de déformation contemporain de la sédimentation [Tricart *et al.*, 1986, Soyer & Tricart, 1987, Bernoulli *et al.*, 1990, Bouillin & Bellomo, 1990].

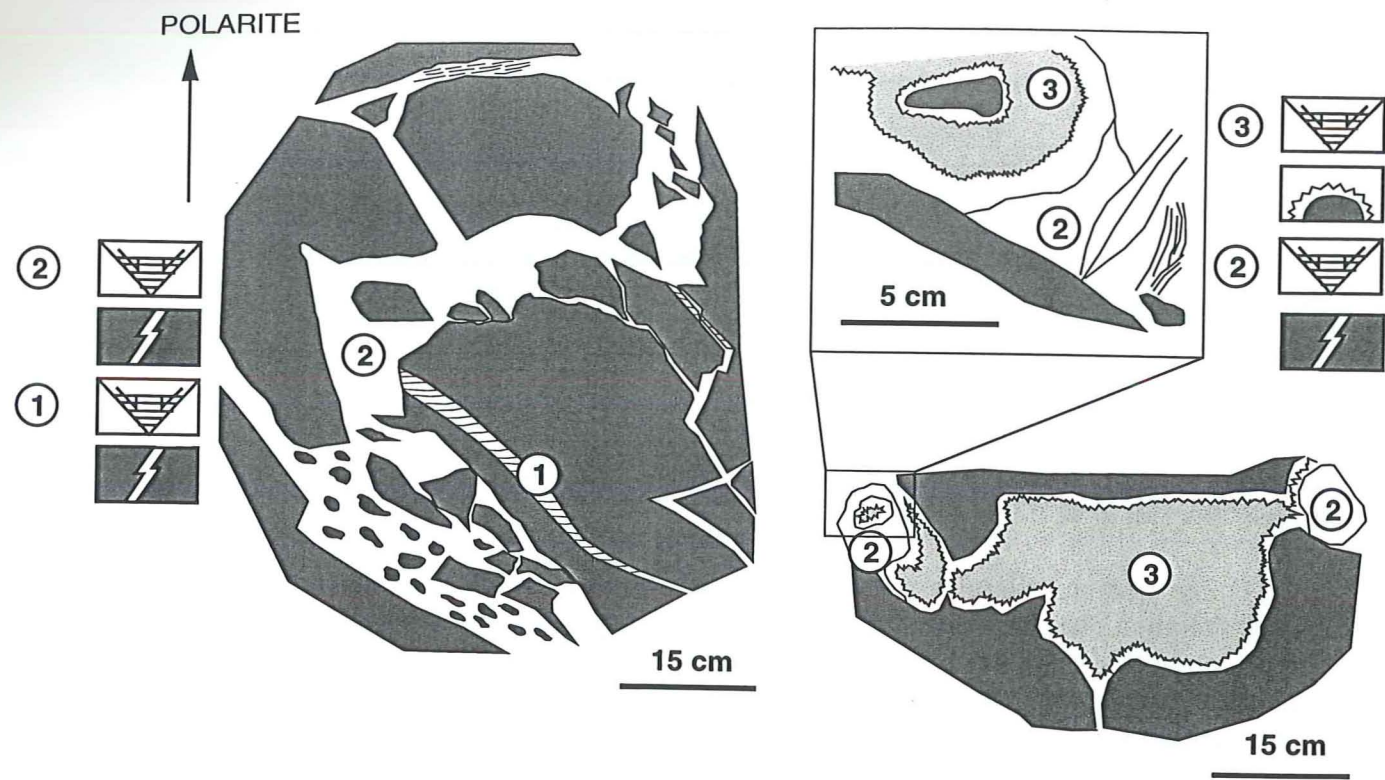
Le remplissage sédimentaire des filons est de même nature que les dépôts contemporains sur le fond marin. Le type de sédiment peut nous renseigner sur les conditions et l'âge de leur ouverture ou réouverture (car l'âge du remplissage peut être différent de celui de la fracturation) :

(1) Les fractures élargies par dissolution karstique lors de l'émersion liasique sont souvent remplies lors de la transgression dogger par des dolomies ou des calcaires de couleur variable (gris, jaune ou rosé), parfois bréchiques. Leurs remplissages sont comparables aux comblements des poches de brèches trouvés au niveau des failles synsédimentaires (figure 4, publication 2).

(2) Les fractures ouvertes de façon mécanique sont remplies de dolomies précoces en milieu marin subtidal au Trias, ou de micrite fine à ammonites de petite taille, de calcaires à entroques, de marnes rouges ou vertes suivant les conditions d'oxydo-réduction du milieu pélagique au Jurassique supérieur-Crétacé. Les filons à remplissages pélagiques sont appelés "filons neptuniens" et contiennent souvent des foraminifères planctoniques.

En milieu karstique, des cimentations et des cristallisations se développent dans les filons en fonction de leur profondeur par rapport à la nappe phréatique, car les conditions diagénétiques de cristallisation-dissolution en milieu vadose sont très instables [James & Choquette, 1987]. Le passage dans un milieu vadose insaturé facilite l'élargissement par dissolution des cavités. Au contraire, le passage dans un milieu vadose saturé permet la cristallisation de calcite palissadique ou le développement d'encroûtement algaire sur les épontes en l'absence de remplissage. Dans le cas d'un remplissage polyphasé, une lithification rapide du premier remplissage dolomitique est obtenue après diagenèse précoce en milieu vadose saturé (mélange eau douce/eau salée). Elle peut être suivie d'une nouvelle fracturation avec des épontes nettes, puis d'un nouveau remplissage, qui peut être de nature différente ou identique au précédent.

Ces figures sont utilisées pour reconstituer la succession des cycles de fracturation-dissolution-remplissage des filons karstiques (fig. 2.15 et 2.16), avec l'aide de la méthode du log diagénétique (§ I-2-C). L'ensemble de ces données chronostratigraphiques (diagenèse, microfaunes, ...) ont permis de dater ces filons.



Succession des événements subis par le sédiment (méthode du log diagénétique)

- ③ Dolomies jaunes litées
- Calcite palissadique
- ② Dolomies rosées
- Fracturation
- ① Dolomies grises litées, parfois microbréchique.
- Fracturation, bréchification in situ

Figure 2.15 : Karstification du Pas de la Condamine (Con) avec plusieurs phases de fracturation - remplissage.

La calcite palissadique indique un épisode en milieu vadose insaturé entre deux épisodes de comblement de cavités par des sédiments marins secondairement dolomitisés (2 et 3). Le domaine a donc ré-émergé au cours de la transgression Dogger.

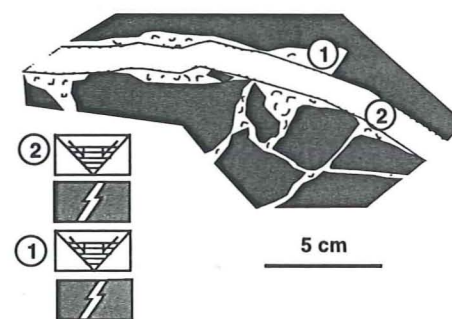
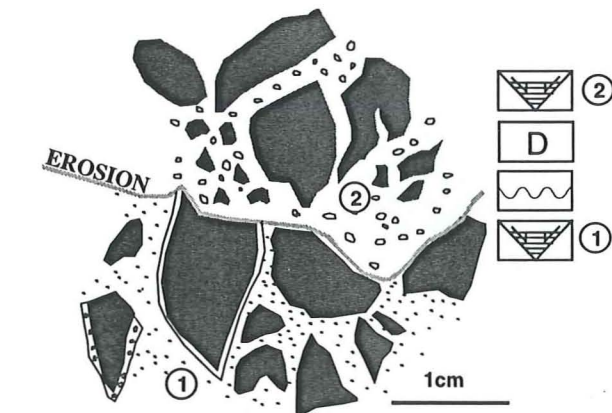
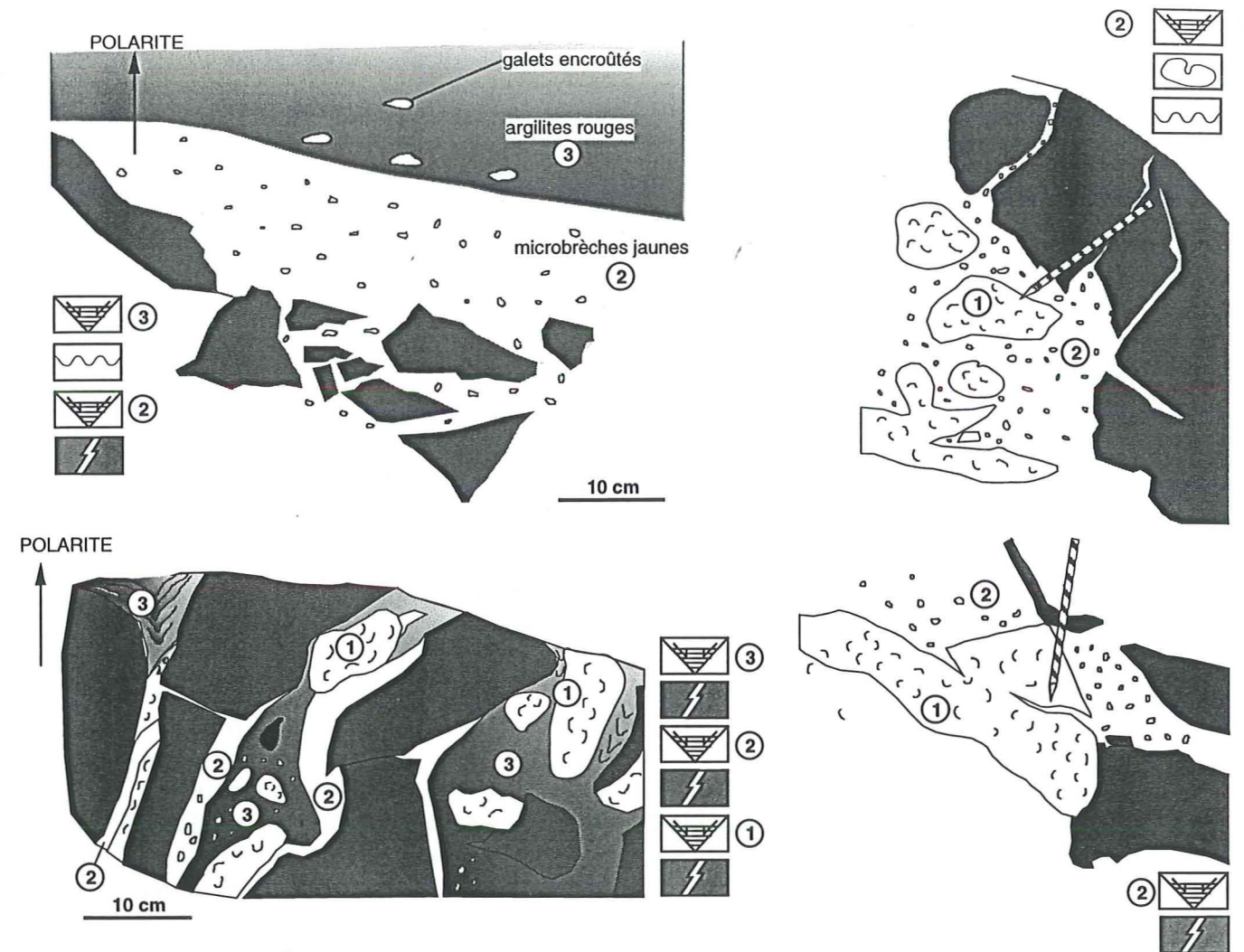


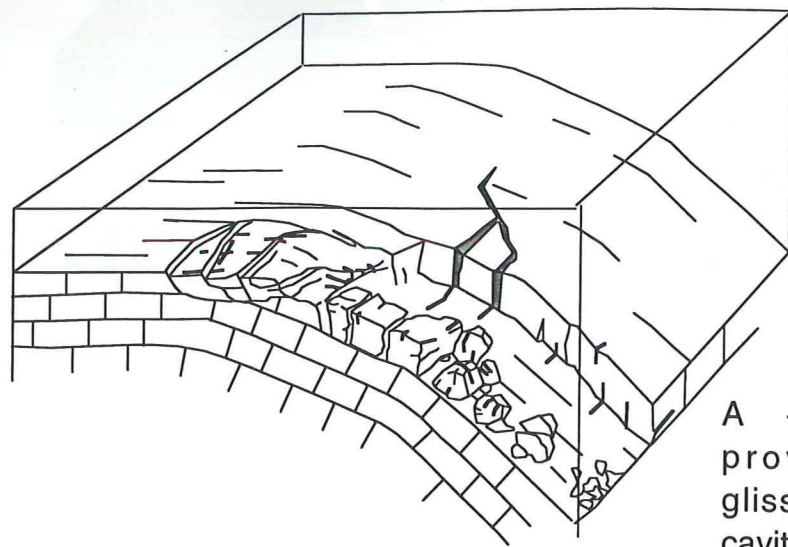
Figure 2.16 : Remplissages karstiques de la Tête d'Oréac (Oré).

La transgression Dogger est progressive avec plusieurs cycles de fracturation/remplissage et plusieurs indices d'émergence (galet perforé, trace d'oxydation pédogénétique, etc.).

Succession des événements subis par le sédiment (méthode du log diagénétique) d'après la synthèse des observations sur les différents échantillons

- ③ Argilites à galets encroûtés d'oxydes
- Réouverture de fractures
- Erosion
- Pédogenèse (traces de racine, figures de retraction, oxydation des clastes, argiles)
- ② Microbrèche à matrice de dolomies jaunes avec petits galets de dolomies blanches et de calcaires noirs perforés avec blocs de calcaires fossilifères du Dogger et de calcaires noirs de l'Anisien.
- Lithophages (proche de l'émergence)
- Erosion côtière, formation des galets
- Fracturation
- ① Microbrèche cendrée à blocs de calcaires noirs anisiens ou calcaires bioclastiques à Echinodermes
- Fracturation

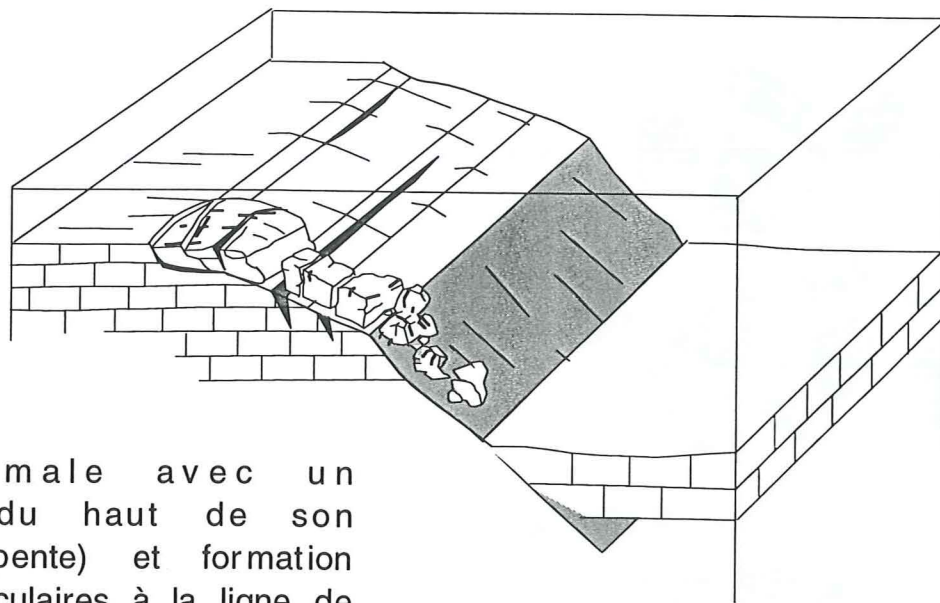
Hypothèse 1 (Winterer & Sarti, 1994) :



A - Flexion des couches, qui provoque des fissures, des glissements et la création de cavités perpendiculaires à la ligne de plus grande pente.

B- Dépôt des sédiments dans les cavités.

Hypothèse 2 (Claudel, 1995) :



A - Faille normale avec un démantèlement du haut de son escarpement (paléopente) et formation de fissures perpendiculaires à la ligne de plus grande pente .

B - Dépôt des sédiments dans les fissures.

Figure 2.17 : Deux possibilités de formation de brèches et de filons sédimentaires le long d'une pente.

On considère que les diaclases et filons peuvent se former dans les contextes suivants :

(1) lors d'une flexion des couches avec un différentiel de subsidence, des fractures se forment parallèlement à la pente et la dissociation des bancs par glissement gravitaire produit des brèches [Winterer & Sarti, 1994], (hypothèse 1, fig. 2.17).

(2) lors du fonctionnement d'une faille normale, des fissures se forment parallèlement à l'escarpement de faille et des brèches d'écroulement se déposent au pied de l'escarpement [Claudel, 1995], (hypothèse 2, fig. 2.17).

(3) lors d'une flexure en surface associée au fonctionnement d'une faille normale en profondeur [Soyer, 1987], intermédiaire entre hypothèse 1 et 2 de la figure 2.17.

(4) lors d'une sollicitation d'un réseau de diaclases préexistantes par une nouvelle extension perpendiculaire ou fortement oblique (héritage).

B) Analyse géométrique des filons du domaine briançonnais

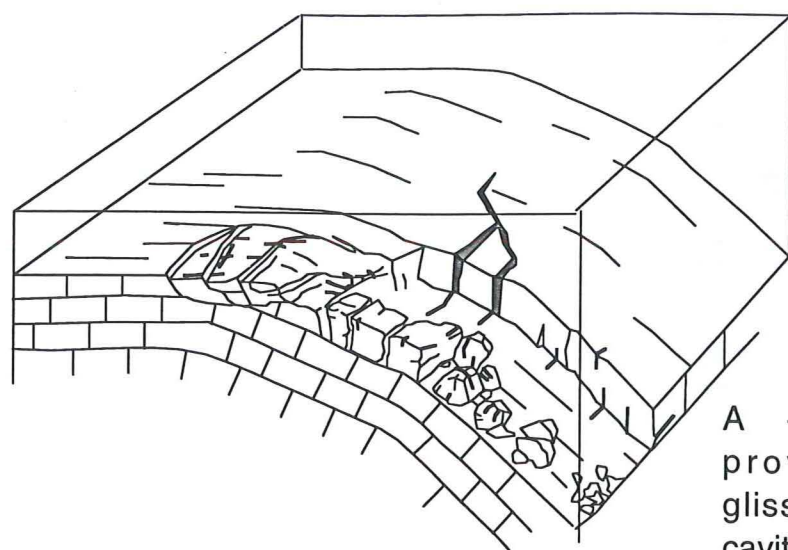
La direction et le pendage des filons assimilés à des plans ont été reportés sur canevas de Wulff (projection en hémisphère inférieur) à l'aide du logiciel *MacCan* de J.P. Bouillin (LGCA, Grenoble). Ces données sont présentées par ordre chronologique sur les planches A à G, ci-après.

Ce logiciel m'a permis de débasculer les couches et de restaurer les structures (rotations). En effet, les filons se trouvent dans des couches encaissantes basculées par la tectonique mésozoïque (rifting) et déformées par la tectonique alpine. Les principaux critères de restauration sont la remise à plat :

- des couches déposées au dessus des filons ;
- des paléohorizontales données par la stratification du remplissage filonien en supposant que celle-ci était horizontale au moment du dépôt (ce qui est généralement le cas pour les sédiments fins).

Lorsqu'ils ne résultent pas de réouverture de fractures anciennes, les filons s'ouvrent en général perpendiculairement à la stratification des couches encaissantes. S'il y a un angle important entre les filons et la stratification, cela indique plutôt que les filons sont postérieurs au basculement des couches ou se trouvent sur un escarpement de faille très inclinée (planche G, Mortice).

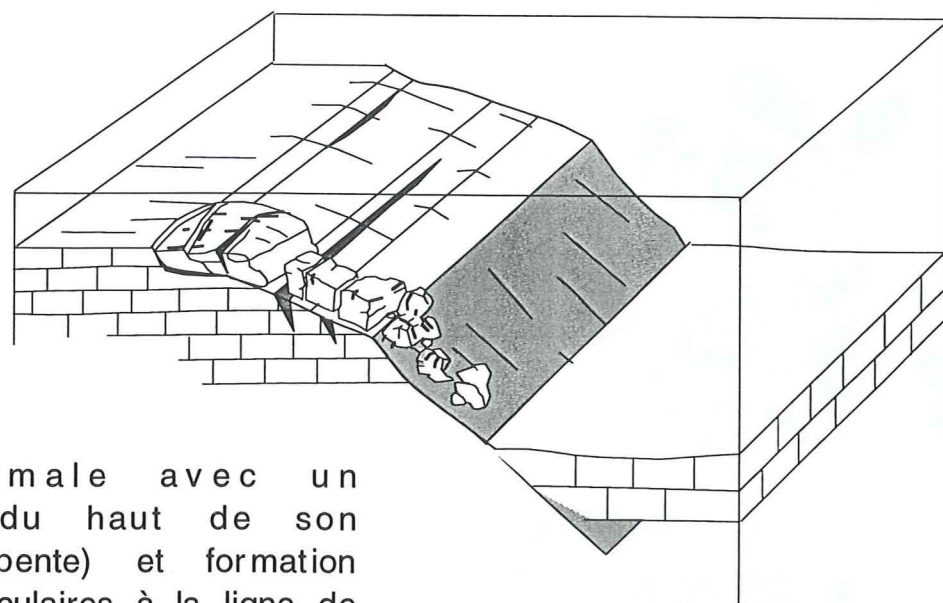
Hypothèse 1 (Winterer & Sarti, 1994) :



A - Flexion des couches, qui provoque des fissures, des glissements et la création de cavités perpendiculaires à la ligne de plus grande pente.

B- Dépôt des sédiments dans les cavités.

Hypothèse 2 (Claudel, 1995) :



A - Faille normale avec un démantèlement du haut de son escarpement (paléopente) et formation de fissures perpendiculaires à la ligne de plus grande pente .

B - Dépôt des sédiments dans les fissures.

Figure 2.17 : Deux possibilités de formation de brèches et de filons sédimentaires le long d'une pente.

On considère que les diaclases et filons peuvent se former dans les contextes suivants :

(1) lors d'une flexion des couches avec un différentiel de subsidence, des fractures se forment parallèlement à la pente et la dissociation des bancs par glissement gravitaire produit des brèches [Winterer & Sarti, 1994], (hypothèse 1, fig. 2.17).

(2) lors du fonctionnement d'une faille normale, des fissures se forment parallèlement à l'escarpement de faille et des brèches d'écroulement se déposent au pied de l'escarpement [Claudel, 1995], (hypothèse 2, fig. 2.17).

(3) lors d'une flexure en surface associée au fonctionnement d'une faille normale en profondeur [Soyer, 1987], intermédiaire entre hypothèse 1 et 2 de la figure 2.17.

(4) lors d'une sollicitation d'un réseau de diaclases préexistantes par une nouvelle extension perpendiculaire ou fortement oblique (héritage).

B) Analyse géométrique des filons du domaine briançonnais

La direction et le pendage des filons assimilés à des plans ont été reportés sur canevas de Wulff (projection en hémisphère inférieur) à l'aide du logiciel *MacCan* de J.P. Bouillin (LGCA, Grenoble). Ces données sont présentées par ordre chronologique sur les planches A à G, ci-après.

Ce logiciel m'a permis de débasculer les couches et de restaurer les structures (rotations). En effet, les filons se trouvent dans des couches encaissantes basculées par la tectonique mésozoïque (rifting) et déformées par la tectonique alpine. Les principaux critères de restauration sont la remise à plat :

- des couches déposées au dessus des filons ;
- des paléohorizontales données par la stratification du remplissage filonien en supposant que celle-ci était horizontale au moment du dépôt (ce qui est généralement le cas pour les sédiments fins).

Lorsqu'ils ne résultent pas de réouverture de fractures anciennes, les filons s'ouvrent en général perpendiculairement à la stratification des couches encaissantes. S'il y a un angle important entre les filons et la stratification, cela indique plutôt que les filons sont postérieurs au basculement des couches ou se trouvent sur un escarpement de faille très inclinée (planche G, Mortice).

Planche A : Filons sédimentaires du Trias moyen

■ pôle des filons sédimentaires ; × pôle de la stratification du Trias moyen ;
 ✦ meilleur pôle de la stratification du Trias moyen ; ● pôle d'une surface d'érosion.

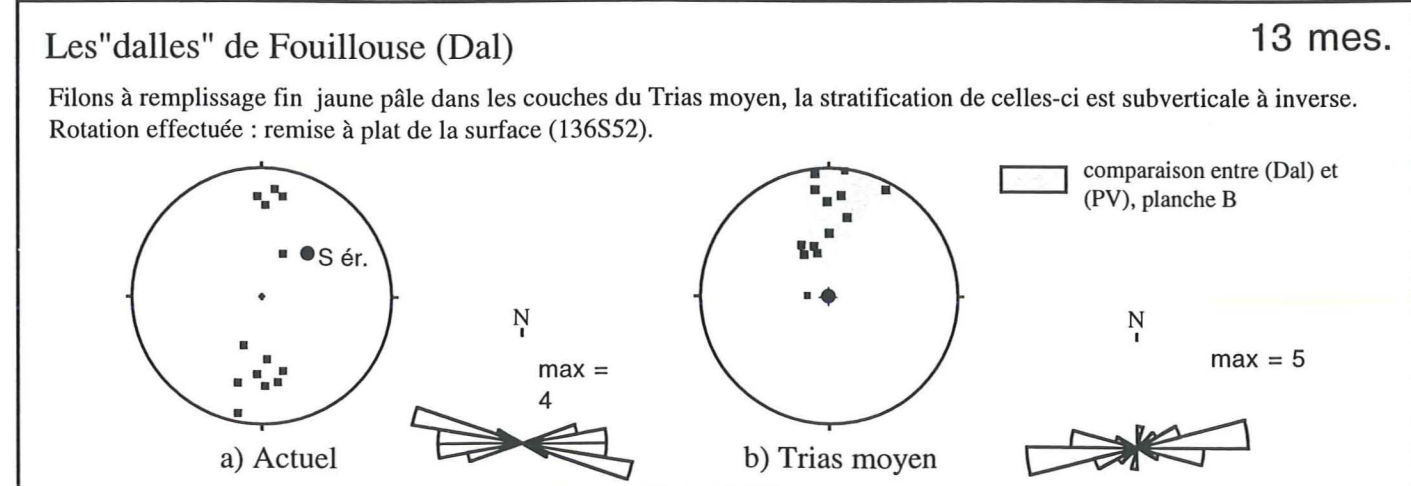
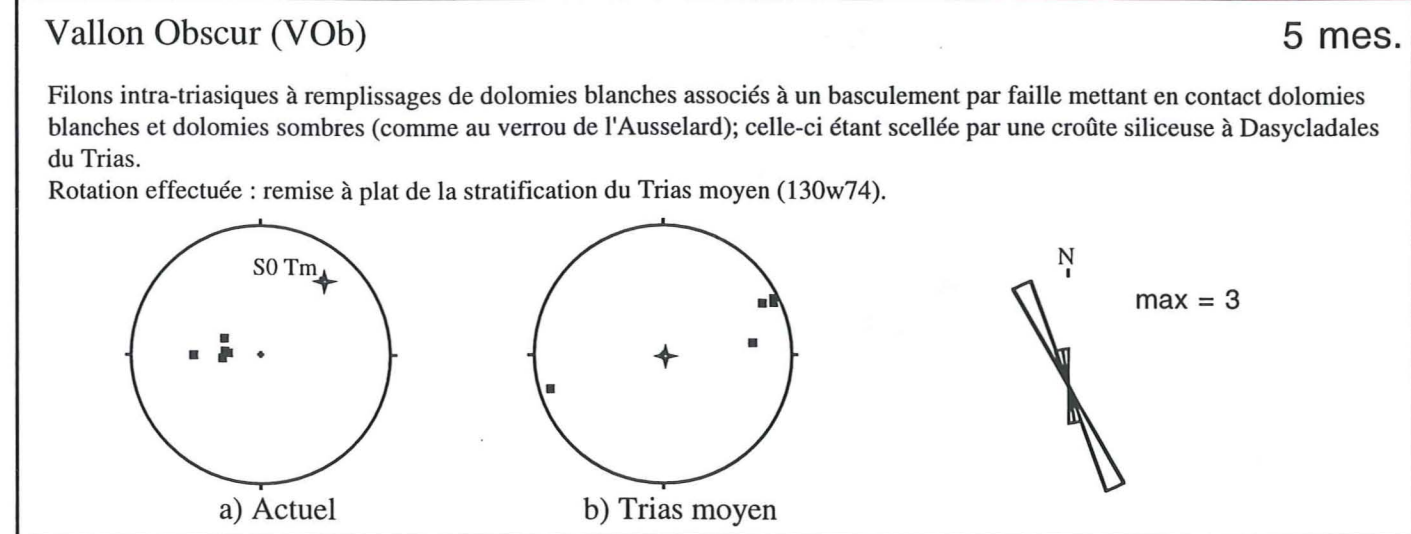
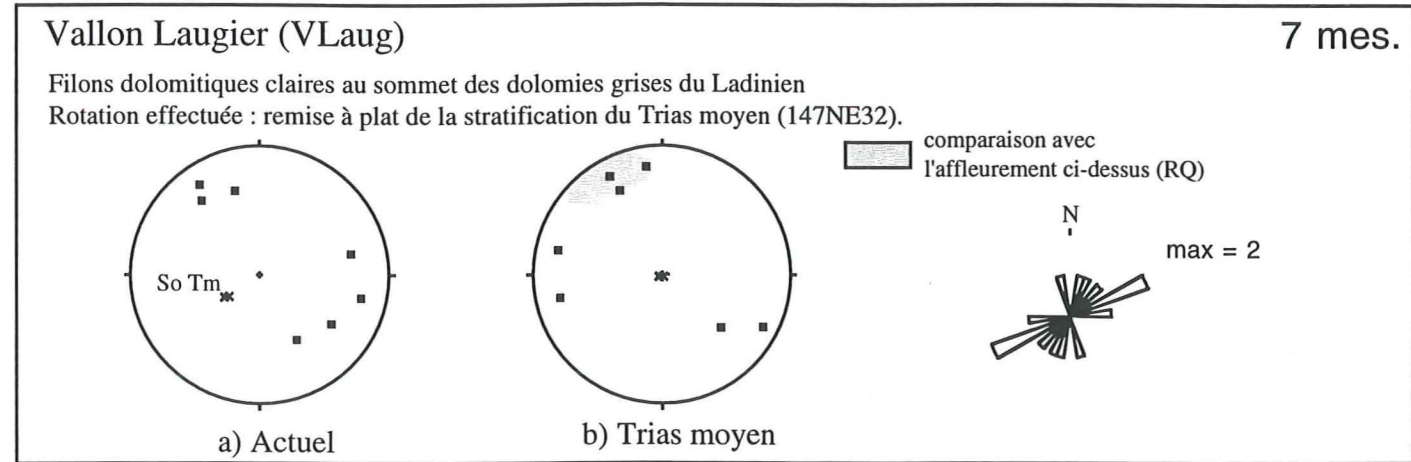
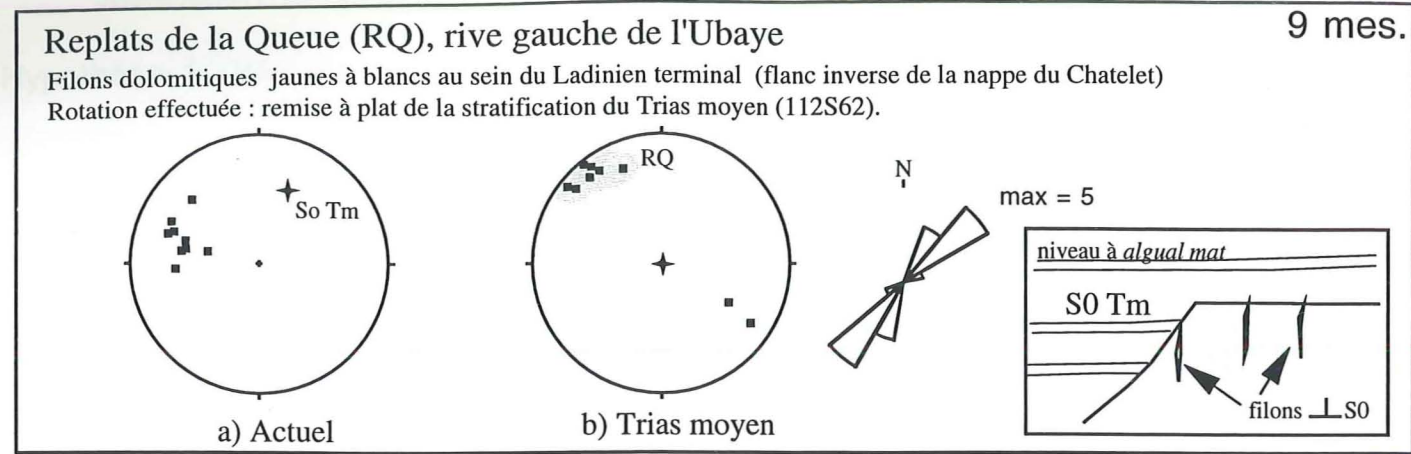
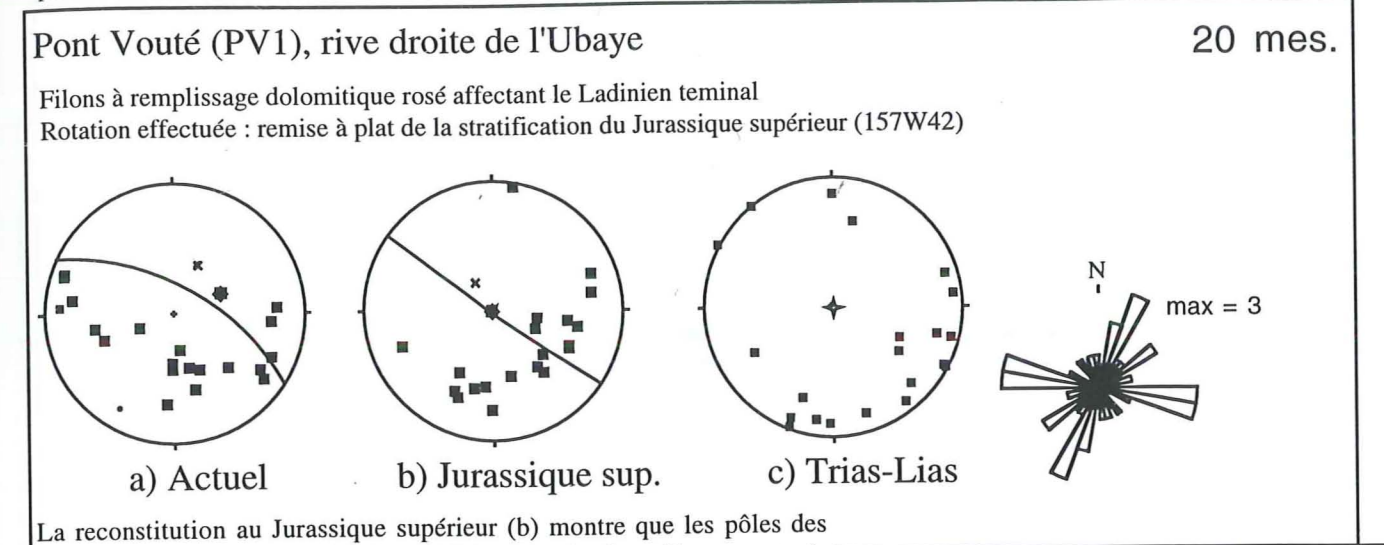
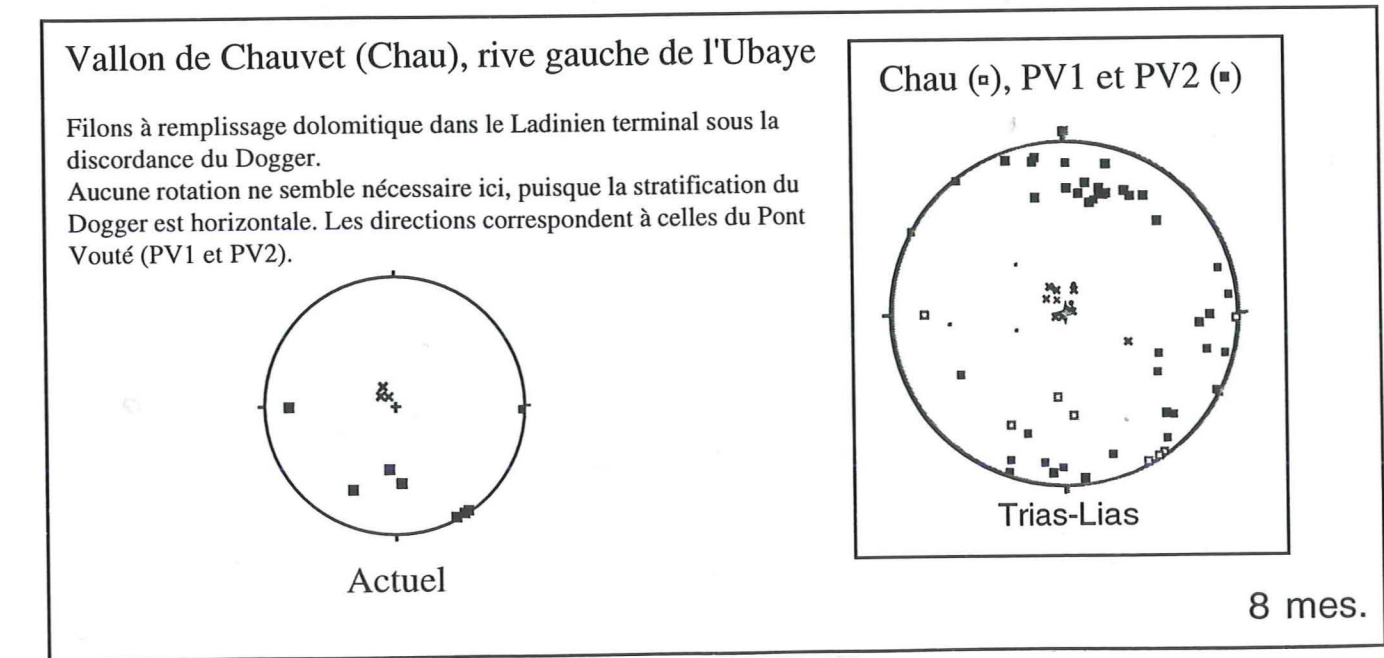
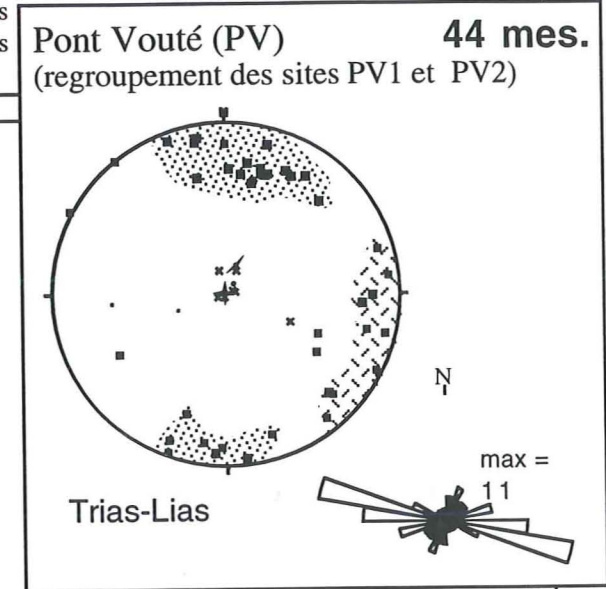
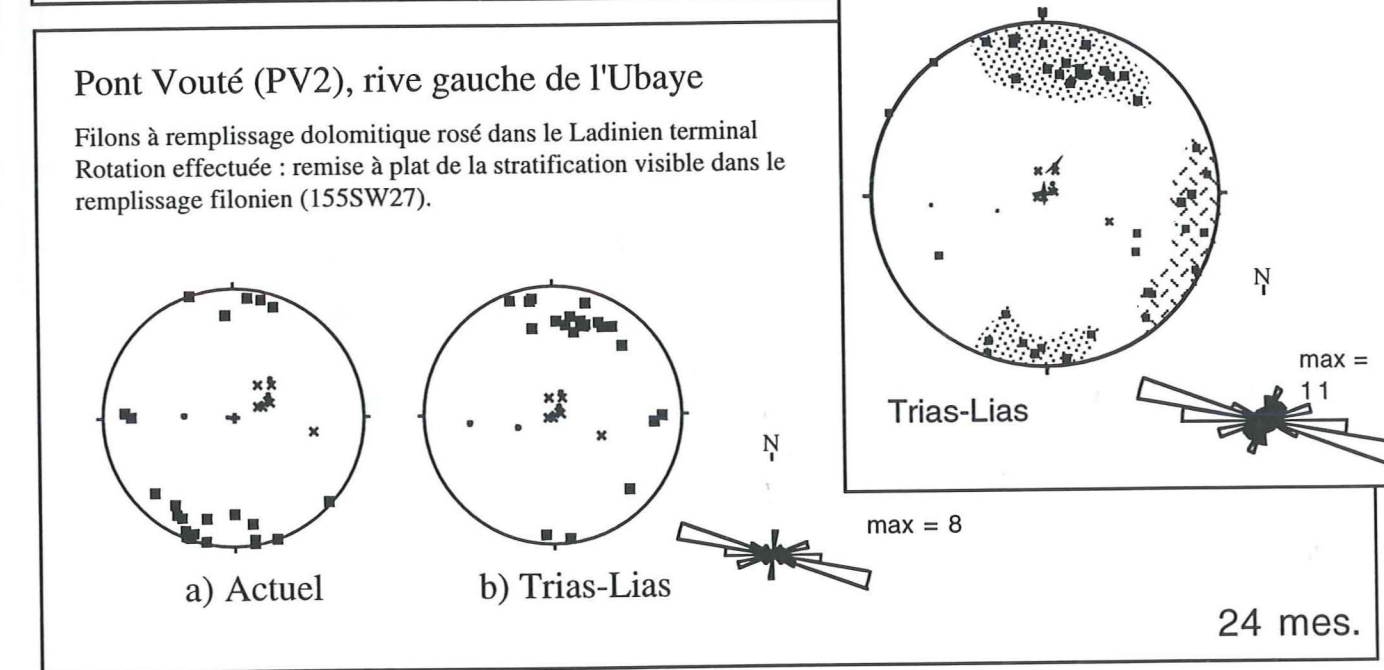


Planche B : Filons sédimentaires d'âge Trias supérieur-Lias

■ pôle des filons sédimentaires ; ✦ meilleur pôle de la stratification du Trias moyen ;
 • pôle de la stratification visible dans les filons ✕ pôle de la stratification du Trias moyen ; ● pôle de la stratification du Jurassique sup.



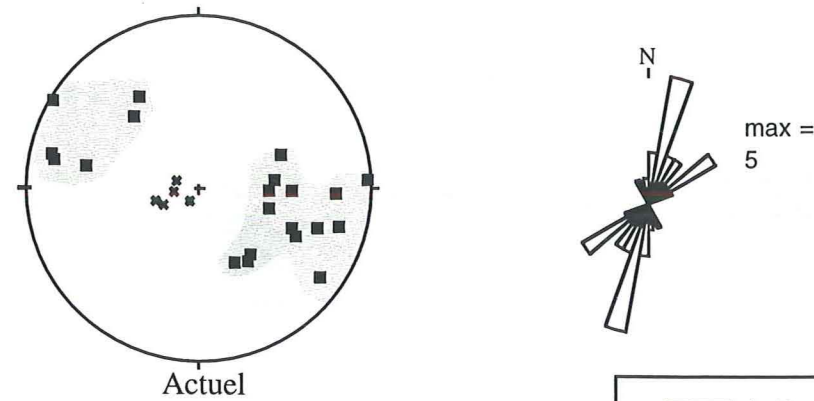
La reconstitution au Jurassique supérieur (b) montre que les pôles des filons s'alignent sur un plan basculé à ce stade. Les filons sont nés perpendiculairement à la stratification du Trias (c). Ils ont été basculés avec elle vers le NW au Jurassique supérieur (b).



■ pôle des filons sédimentaires ; × pôle de la stratification du Trias ;
 ✦ meilleur pôle de la stratification du Trias moyen.

Signal des Tête (Têt) 18 mes.

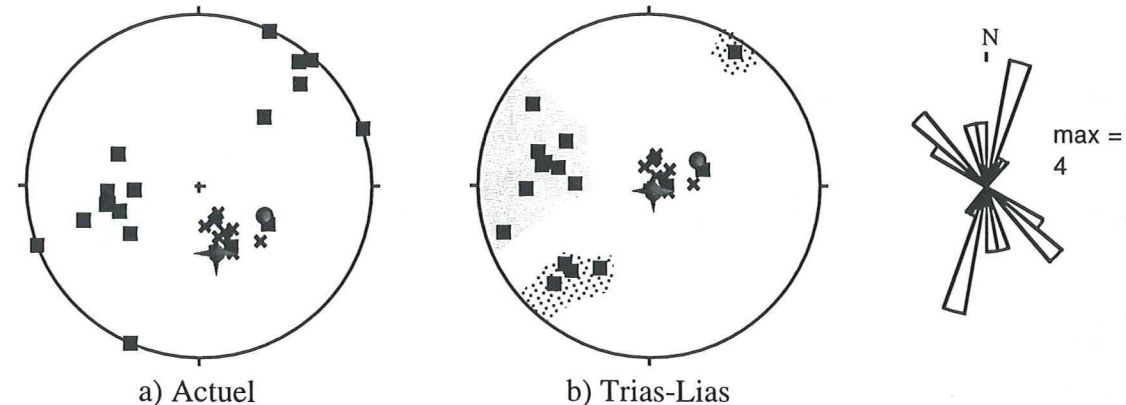
Filons dolomitiques jaunes affectant le Trias moyen réduit



directions comparables (Têt), (Cond), (From)

Pas de la Condamine (Cond) 15 mes.

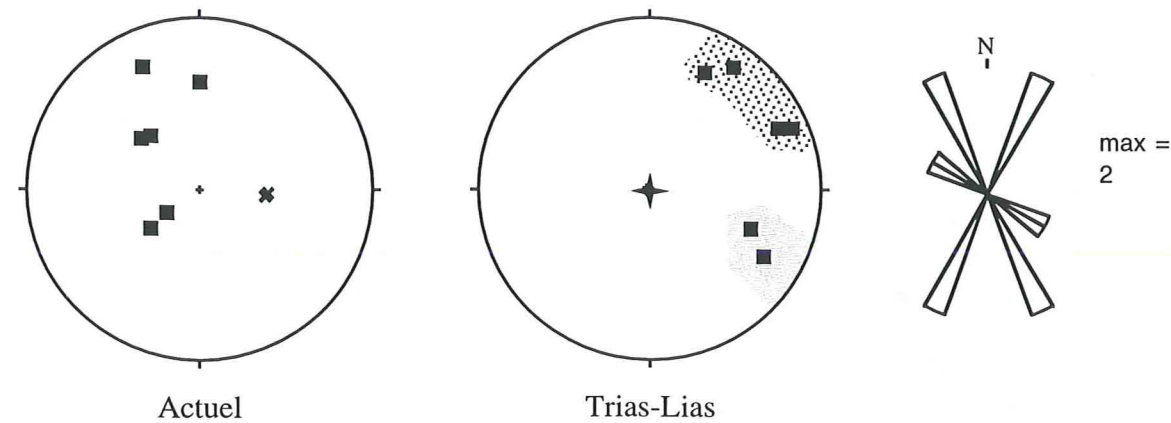
Deux types de filons dolomitiques affectent le Ladinien supérieur : le remplissage jaune recoupe le remplissage gris microbrèche. Rotation effectuée : remise à plat de la stratification interne du filon de dolomie jaune (150E56).



✦ pôle de la stratification du filon de dolomies jaunes ; ● pôle de la stratification du filon de dolomies grises.

Col des prés Fromage (From) 6 mes.

Filons de calcite rosée dans dolomies jaunes plus ou moins bréchifiées du Carnien (série inverse). Rotation effectuée : remise à plat de la stratification du Trias supérieur (3W43):



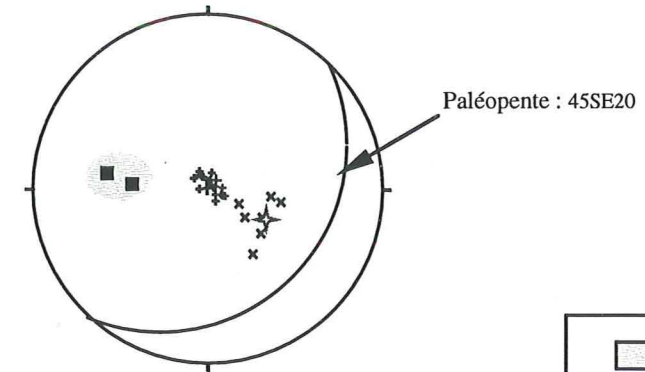
Ces données sont également présentées dans la publication 2, figures 11 et 12.

■ pôle des filons à remplissage pélagique ; × pôle de la stratification du Trias supérieur ;
 + pôle de la stratification du Jurassique sup. ; ✦ meilleur pôle de la stratification du Trias supérieur.

Rocher Roux (RR)

Les filons neptuniens se trouvent au contact entre le Trias supérieur (Norien) basculé et érodé, et une mégabrèche du Jurassique supérieur. Ces données n'ont pas besoin d'être débasculées puisque

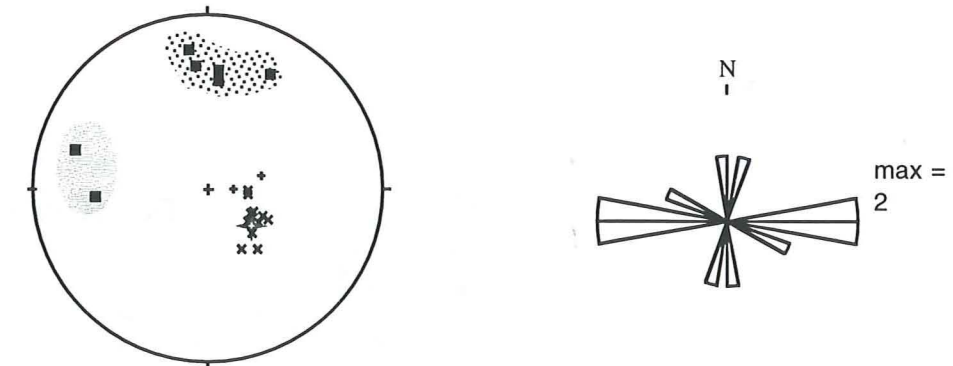
l'affleurement est couronné par des calcaires du Jurassique supérieur subhorizontaux. Le basculement des couches du Norien date donc du Jurassique. La surface d'érosion à la base de la mégabrèche (paléopente) affleure à plusieurs endroits et sa pente a pu être calculée.



directions comparables (RR), (Vlou), (Alp)

Crête de Vallouret (Vlou), vallée de l'Orceyrette 7 mes.

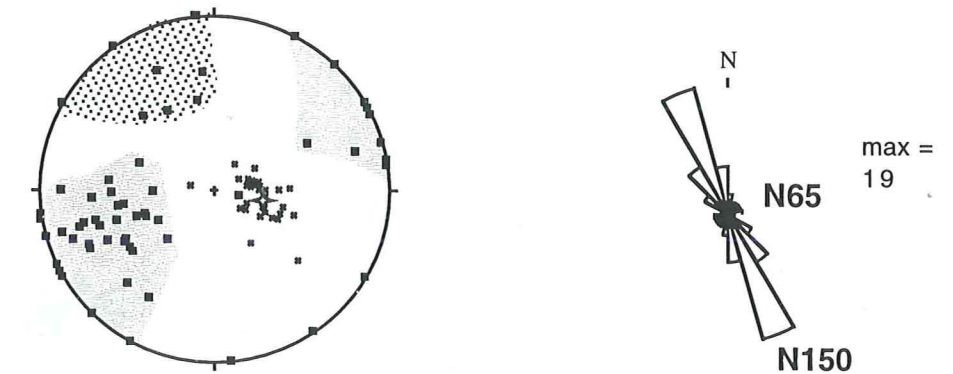
Filons neptuniens au sommet du Rhétien. La stratification du Rhétien est voisine de celle du Norien du Rocher roux. Les données n'ont donc pas été basculées.



Chalet de l'Alp (Alp), vallée de l'Orceyrette 50 mes.

Filons neptuniens datés du Callovo-Oxfordien (Bourbon & Graciansky, 1975) au sommet du Norien.

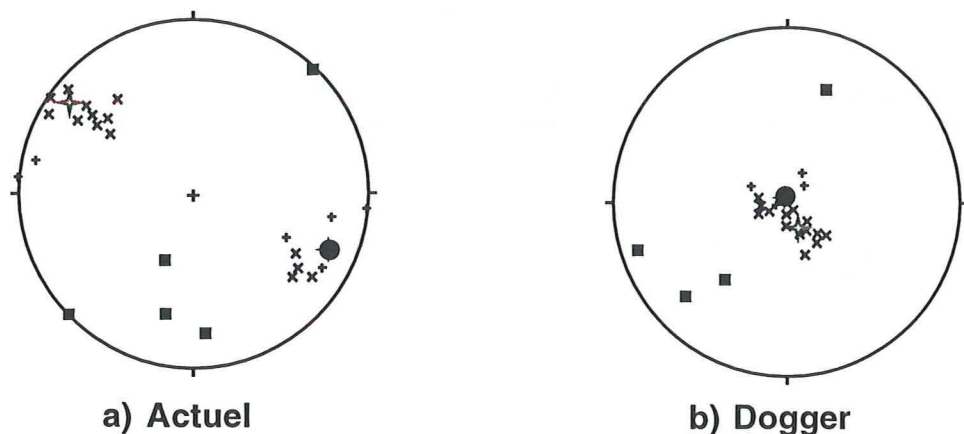
Pas de rotation nécessaire, les filons sont subverticaux et les pendages du Norien similaires à ceux du Rocher Roux.



- pôle des filons karstiques ; ♦ pôle des filons pélagiques ;
- × pôle de la stratification du Trias supérieur ; ✦ meilleur pôle de la stratification du Trias supérieur ;
- + pôle de la stratification du Jurassique moyen ; ● meilleur pôle de la stratification du Jurassique moyen ;

Vallon du Pansier (coupe basale de la Moulière)

Rotation avec remise à plat des couches dogger-malm (stratifications moyenne 22 NW 80).

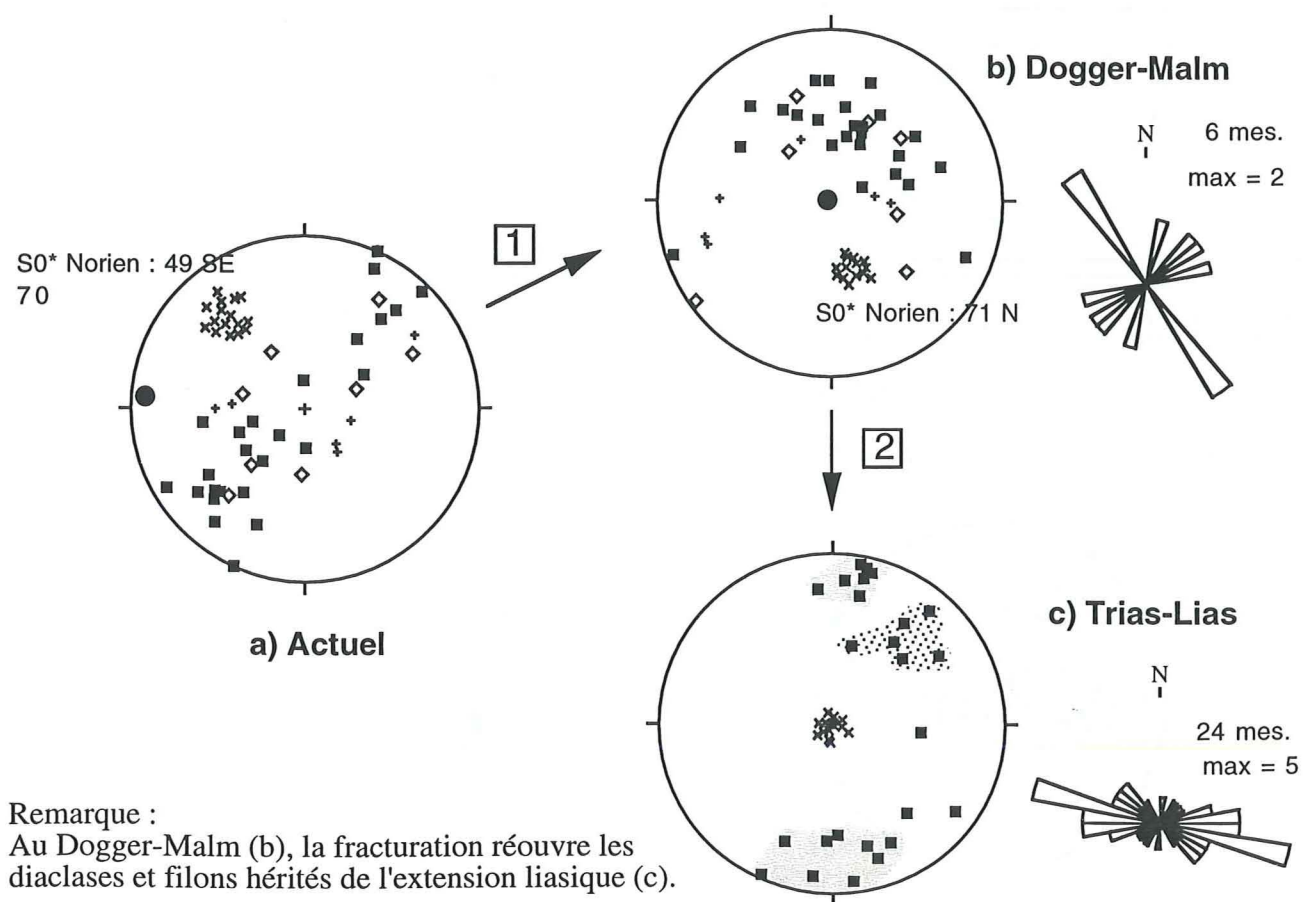


La Moulière (Mou)

30 mes.

Deux types de filons affectent les dolomies du Norien : des filons karstiques à remplissage dolomitique vraisemblablement du Lias-Dogger et des filons à remplissage pélagique du Dogger-Malm. La série est verticale dans la charnière du synclinal de la nappe de Peyre-Haute (voir figure 9, publication 2).

Rotations effectuées dans l'ordre suivant : 1) remise à plat des couches Dogger Malm ; 2) remise à plat des couches noriennes après la première rotation .



Remarque :
Au Dogger-Malm (b), la fracturation réouvre les diaclases et filons hérités de l'extension liasique (c).

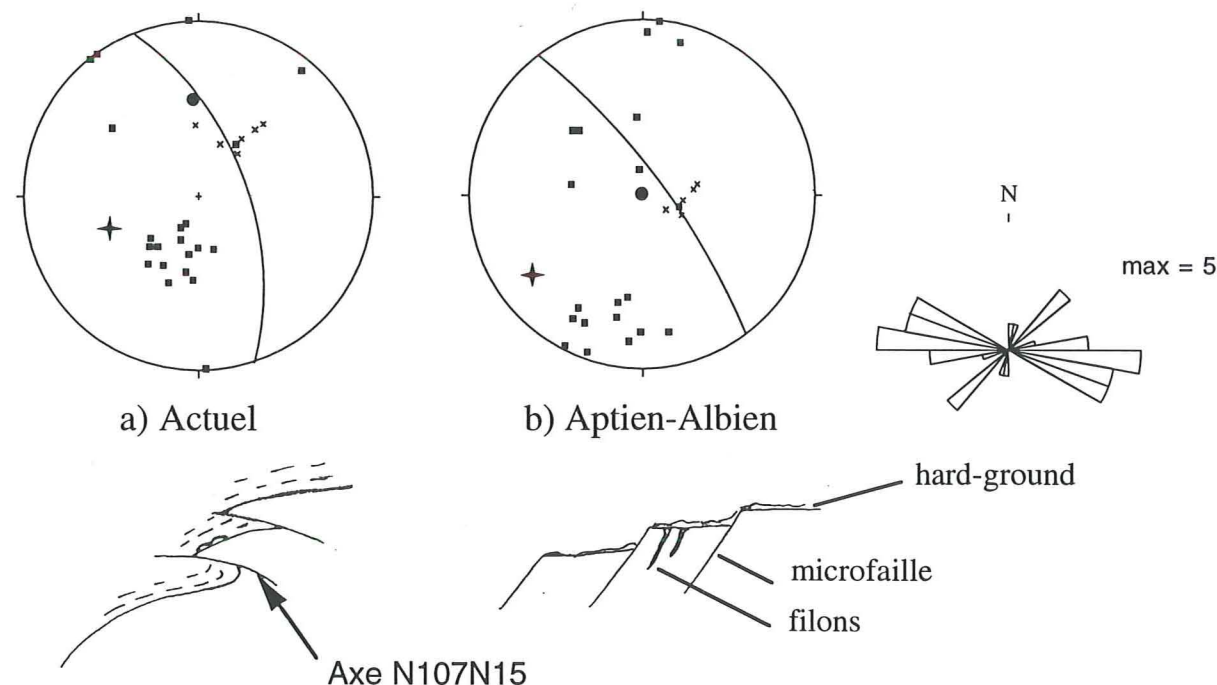
- pôle des filons à remplissage pélagique ; × pôle de la stratification du hard-ground ;
- + pôle de la stratification du Jurassique sup. ; ● meilleur pôle de la stratification du hard-ground ;
- ✦ pôle de la paléofaïlle normale

Fouillouse (FOU)

22 mes.

Filons à remplissage pélagique scellés par un hard-ground de l'Aptien-Albien au sommet du Jurassique supérieur (voir figure ci-dessous).

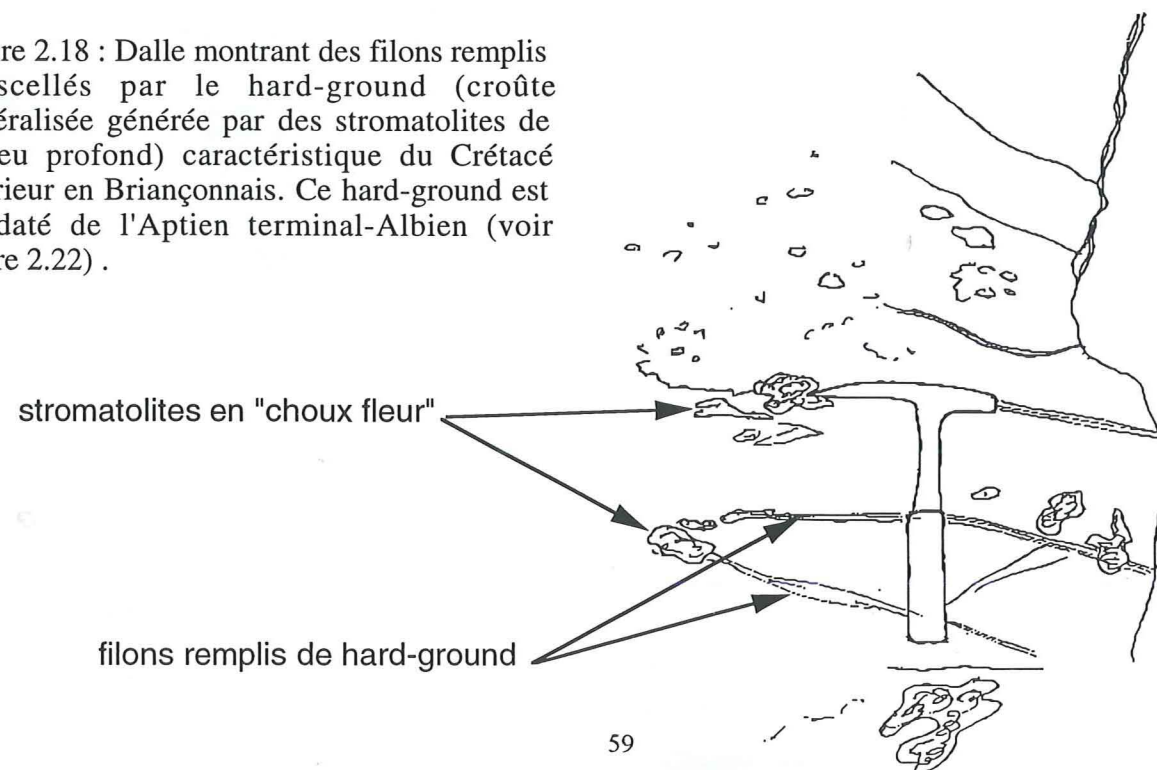
Rotation effectuée : remise à plat de la stratification du hard-ground (88S43).



Remarque :

Les filons sont subperpendiculaires à la stratification du hard-ground et leur direction est proche du plan de faille normale déformée N120-160 reconnu sur le terrain au niveau de l'anticlinal frontal de Fouillouse et des petites failles inversées visibles à l'affleurement.

Figure 2.18 : Dalle montrant des filons remplis et scellés par le hard-ground (croûte minéralisée générée par des stromatolites de milieu profond) caractéristique du Crétacé inférieur en Briançonnais. Ce hard-ground est ici daté de l'Aptien terminal-Albien (voir figure 2.22) .



- pôle des filons à remplissage pélagique ; × pôle de la stratification du Trias moyen ;
- + pôle de la stratification du Jurassique sup. ; ✦ pôle de la stratification du filon.

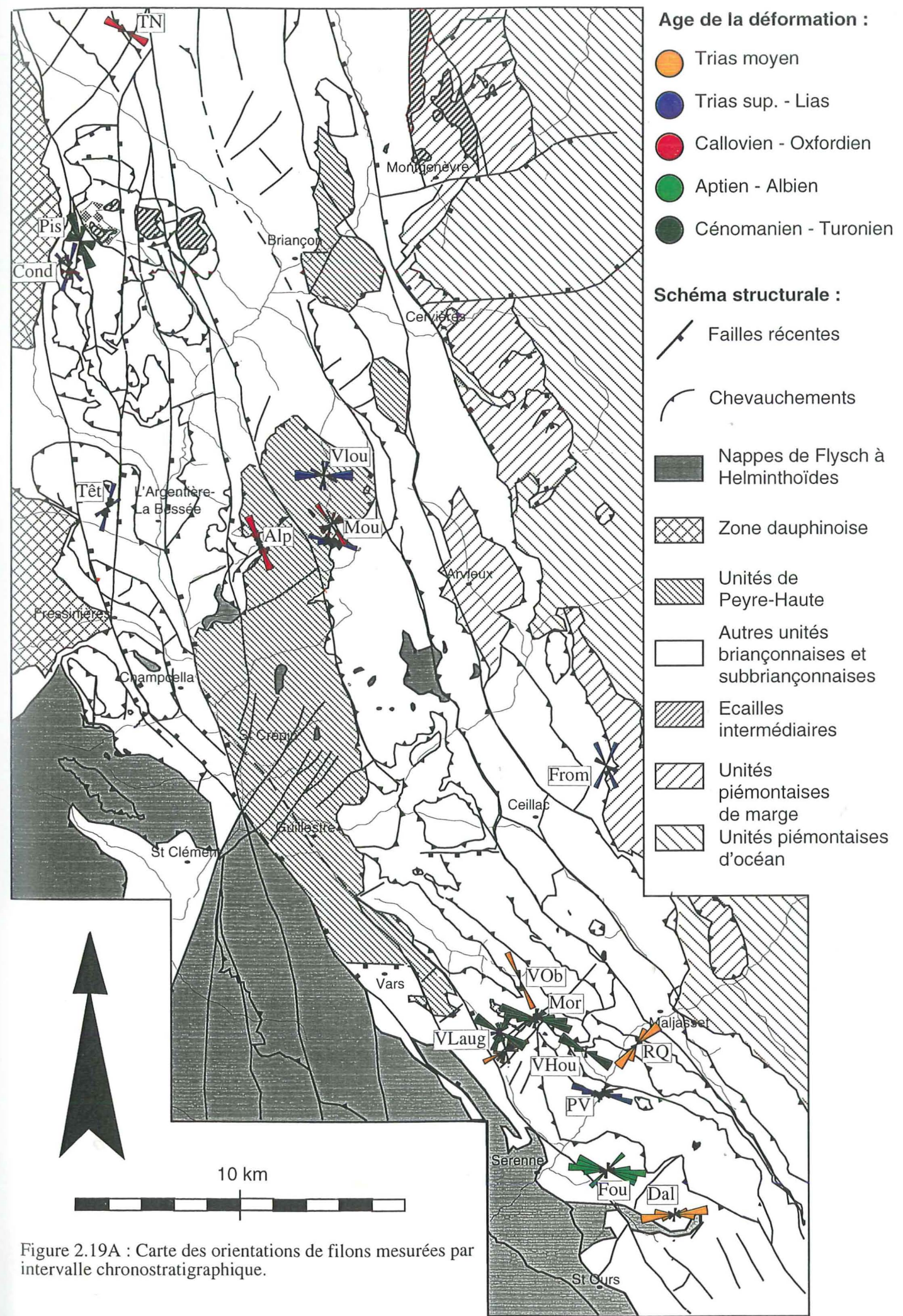
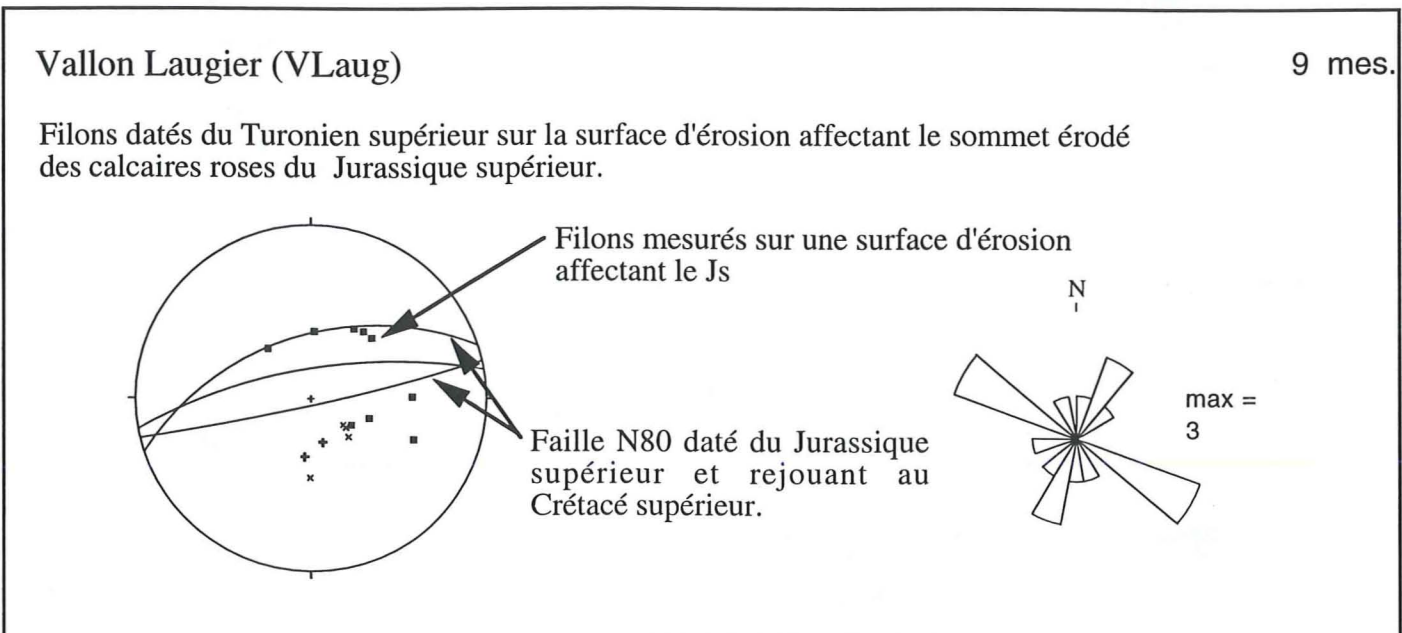
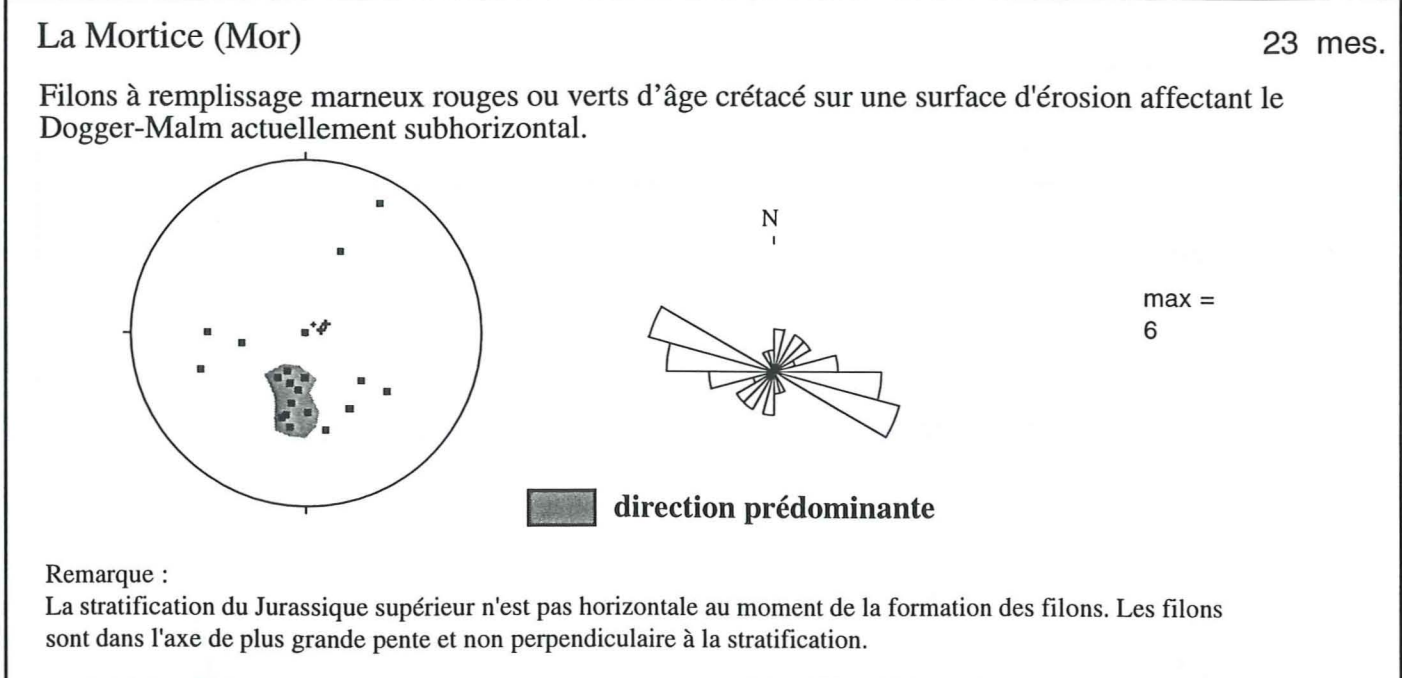
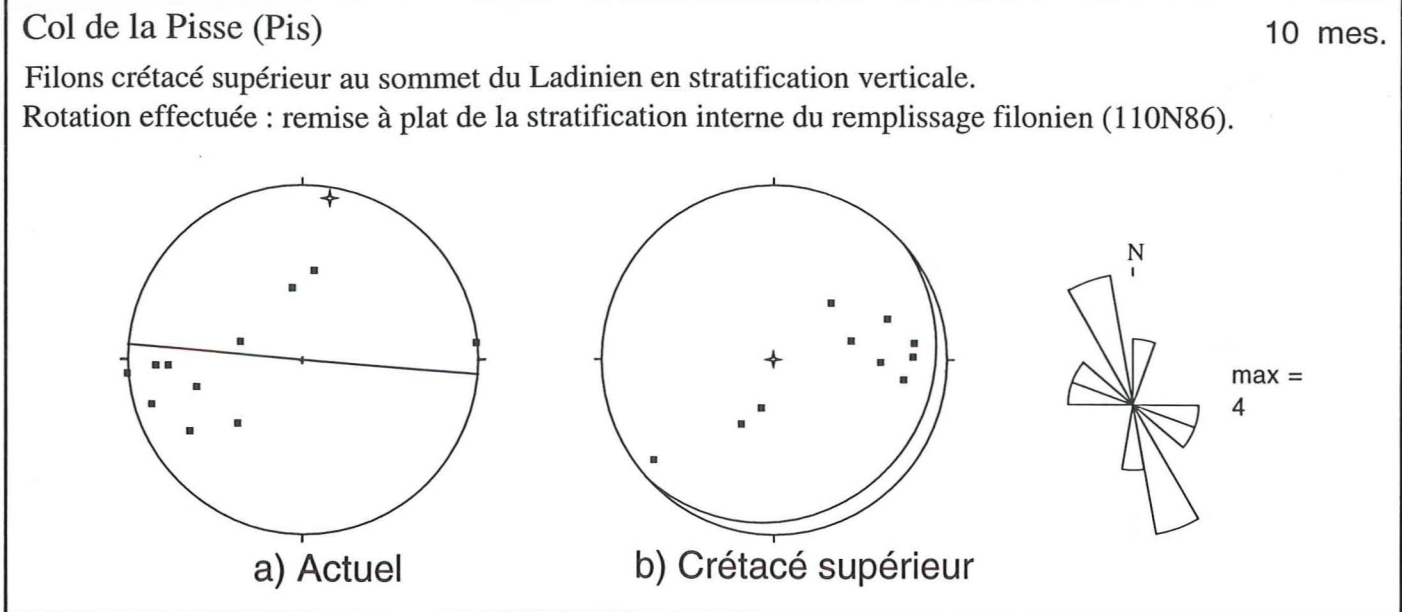


Figure 2.19A : Carte des orientations de filons mesurées par intervalle chronostratigraphique.

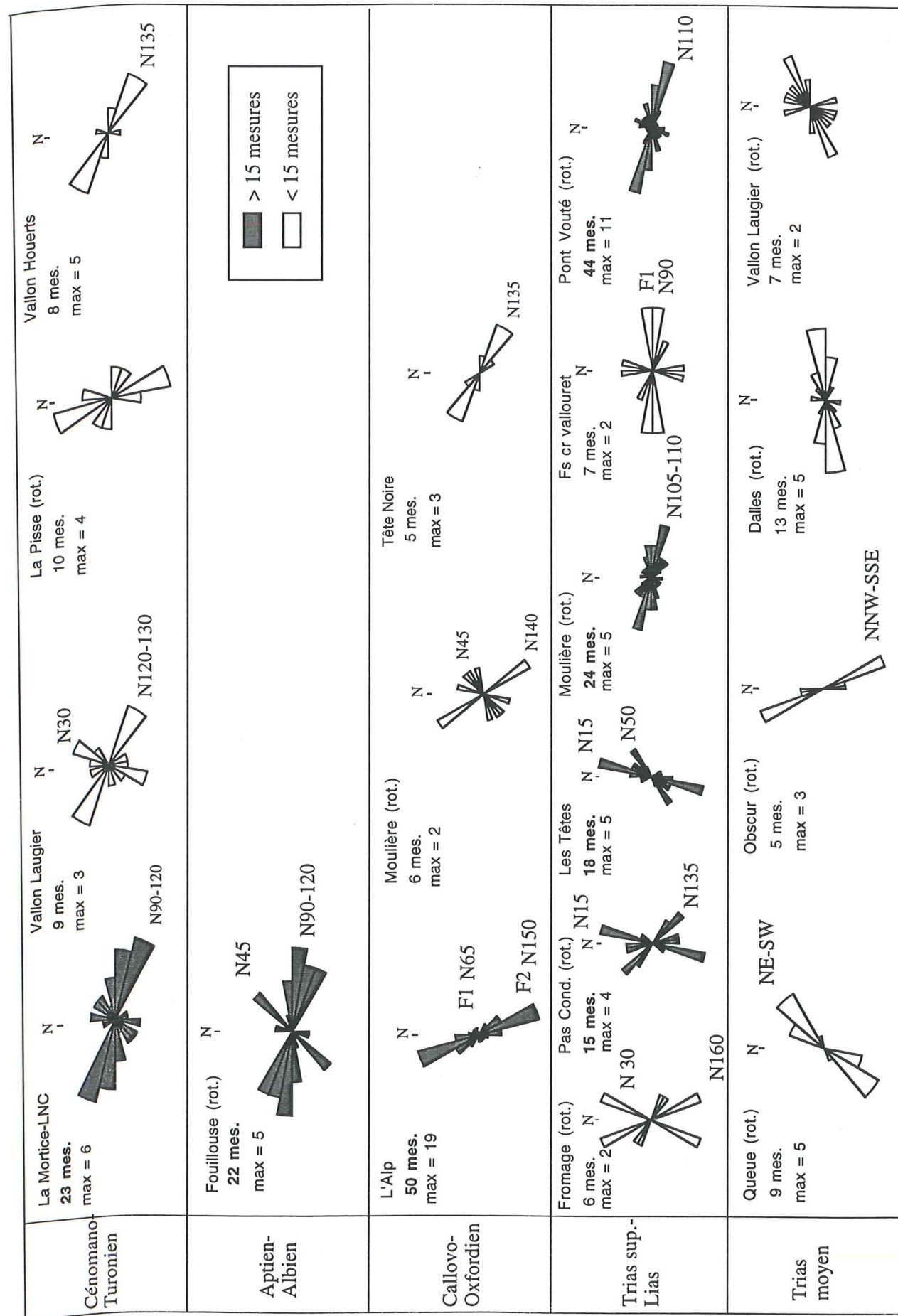


Figure 2.19B : Synthèse des orientations de filons mesurées par intervalle chronostratigraphique. Rot. indique qu'une rotation a été effectuée pour remettre les filons dans leur attitude à l'époque considérée. Les diagrammes ombrés sont plus significatifs car basés sur un plus grand nombre de mesures.

C) Résultats :

La fracturation la plus ancienne s'observe dans les dolomies du Trias moyen et correspond à des diaclases perpendiculaires à la stratification. Ces diaclases s'ouvrent et se remplissent de dolomies triasiques (planche A, replats de la Queue). On en trouve en abondance dans le sommet du Ladinien, où cette fracturation serait liée à une activité sismique (§ I-1-B).

Les diaclases ou les filons dolomitiques, qui recoupent le sommet du Ladinien supérieur (planche C, Pont Vouté) ou du Carnien (planche C, Col des prés fromage) sont scellés par les sédiments post-rifts et perpendiculaires à la stratification triasique et pas toujours à celle du Dogger-Malm. Ceci suggère qu'ils ont été basculé avant le dépôt du Dogger-Malm ; ils sont donc probablement contemporains de l'émergence liasique.

Les filons de L'Alp datés du Jurassique supérieur [Bourbon *et al.*, 1975] associés à la paléopente du Rocher Roux (figures 11 et 12, publication 2 et planche D) montrent deux directions principales de fracturation. La direction N150 apparaît prépondérante et elle est subperpendiculaire à la direction N45 de la paléopente (qui serait associée à une paléofaille de même direction). Cette direction N150 semble donc héritée de la phase de rifting liasique et réouverte au Dogger-Malm, au même titre que les filons à remplissage pélagique de la Moulière réouvrant des filons plus anciens (planche E).

Les filons se développent principalement aux époques suivantes : **Ladinien supérieur**; **Carnien-Lias** ; **Bathonien supérieur et Callovien-Oxfordien** ; **Aptien-Albien** ; **Turonien**.

Les directions mesurées pour la période du Trias moyen sont N30, N70-80, N160. Les directions mesurées pour la période du Trias supérieur-Lias sont comparables et varient de N15 à N30 et N 135 à N160 avec une direction marquée N90 à N110. Ces directions semblent donc être en partie héritées de l'épisode de fracturation du Trias moyen.

Les filons pélagiques du Jurassique N135 à N160 reprennent en partie les directions du Trias-Lias (La Moulière), par contre la direction N45 à N60 est moins bien exprimée, alors qu'elle devrait mieux correspondre aux directions reconnues pour l'extension Callovo-oxfordienne (paléopente du Rocher Roux). Ceci montre l'importance des phénomènes d'héritage et/ou des effets gravitaires (morphologie sous-marine).

Sur le site de Fouillouse, la direction N90-120 semble dominer à l'Aptien-Albien (fig. 2.18 et 2.19A et 19B) ; on retrouve également la direction N45 du Callovo-Oxfordien.

Au vu de ces données, l'ouverture des filons à une période donnée n'est pas la traduction directe d'un régime d'extension. En effet, on observe très souvent une réouverture de directions héritées en fonction de la sollicitation par les contraintes tectoniques ou tout simplement sous l'influence de la pente (elle-même contrôlée par les structures : blocs basculés, escarpement de faille, etc.). Ceci expliquerait en partie certaines disparités entre les directions de filons mesurées sur différents sites pour une même époque (fig. 19A). Une autre explication serait d'envisager des rotations différentielles entre les nappes [Faure, 1990], mais je ne retiens pas cette hypothèse car :

- (1) certaines orientations de filons (N110) se retrouvent aussi bien en Ubaye qu'à l'est de la Durance (si l'on compare par exemple les directions du Pont Vouté avec celle de la Moulière au Trias supérieur-Lias, fig. 19A) ;
- (2) ces rotations différentielles ne sont pas confirmées par l'étude paléomagnétique [publication 3].

II-4) Les hard-grounds : un indice indirect d'activité tectonique

Le développement d'encroûtements stromatolitiques minéralisés (hard-grounds) en milieu marin profond remplace la sédimentation dans certaines zones du fait de :

- entraînement des sédiments en suspension par des courants (ex. *upwellings*) ;
- canalisation du flux sédimentaire en dehors de la zone considérée (*by pass*) ;
- stockage en amont de la totalité de l'apport sédimentaire.

Ce phénomène est donc relié principalement à l'hydrodynamisme du bassin et aux flux sédimentaires. Or, ces deux facteurs dépendent étroitement de la morphologie du fond marin, c'est pourquoi les hard-grounds se développent préférentiellement sur les hauts fonds ou sur les pentes adjacentes à des bassins profonds [Bertrand-Sarfati & Monty, 1994].

Dans le cas du domaine briançonnais, Bourbon [1980] les a associés soit à des modifications morphologiques consécutives à un événement tectonique, soit à une latitude propice aux courants d'*upwellings* qui empêchent toute sédimentation. La première hypothèse est d'ors et déjà confirmée par la coïncidence fréquente entre ces hard-grounds et les marqueurs de déformation (filons, brèches de pente, escarpement de faille), par exemple sur l'affleurement de Fouillouse (fig. 2.18 et 2.20). Les hard-grounds peuvent donc fournir des indications sur l'activité tectonique au même titre que les surfaces d'érosion ou les filons sédimentaires.

Bourbon [1980] distingue trois périodes de développement d'une sédimentation pélagique (ou hémipélagique) condensée en Briançonnais :

- au Callovien (?)-Oxfordien inférieur ;
- au Crétacé inférieur (du Berriasien supérieur au Vraconien, voir Annexe 2) ;
- à la limite Crétacé supérieur/Paléocène.

Plusieurs hard-grounds d'âge différent peuvent être superposés [Lualdi *et al.*, 1989]. Par exemple, une croûte siliceuse provenant de l'anticlinal frontal de Fouillouse (fig. 2.20) montre deux hard-grounds successifs datés par encadrement de l'*Aptien supérieur-Albien supérieur*. Ces deux hard-grounds sont séparés par le dépôt de calcaires à petites Hedbergelles. Le fonctionnement de la faille de Fouillouse (située actuellement au front de l'anticlinal) a dû interrompre à deux reprises la sédimentation pélagique et permettre le développement de ces encroûtements.

Les corrélations biostratigraphiques entre les différentes coupes levées en Briançonnais (fig. 2.21 et 2.22) permettent de préciser les dates d'occurrence des surfaces d'érosion ou des hard-grounds dans les sédiments du Crétacé :

- Aptien supérieur-Albien supérieur ;
- Turonien moyen-supérieur ;
- Santonien-Campanien.

Celles-ci peuvent être comparées à celles des niveaux rencontrés dans les quatre formations lithologiques du Crétacé et du Tertiaire définies dans les Préalpes Médiannes romandes [Guillaume, 1986] et chablaisienne [Hable, 1997]. Au sein de la Formation de l'Intyanon (Aptien inf. - Turonien moy.), la transition *Aptien supérieur-Albien inférieur* est marquée par un hard-ground [Python-Dupasquier, 1990]. La sédimentation des Couches Rouges¹²³ des Préalpes (Turonien sup. - Eocène inf.) présentent trois formations limitées par des discontinuités ou hard-grounds minéralisés [Guillaume, 1986].

Fouillouse

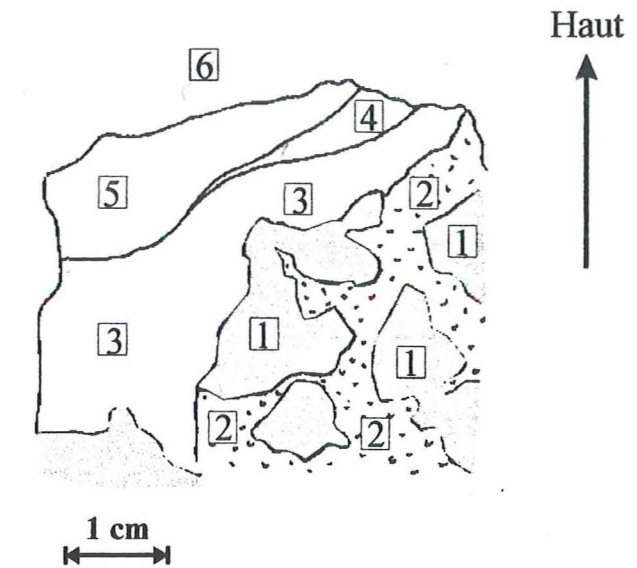


Figure 2.20 : Etude du hard-ground (échantillon FOU2 A et B) prélevé au sommet de l'anticlinal de Fouillouse (Fou).

La détermination des foraminifères planctoniques permet d'encadrer les deux niveaux successifs de hard-ground entre l'Aptien supérieur et l'Albien terminal.

6. Marnes fossilifères avec fragments de croûte stromatolitique. Ces marnes contiennent les foraminifères suivants (planche 6) :

Planomalina (P.) buxtorfi, *P. praebuxtorfi*, *Rotalipora (R.) tehamaensis*, *R. subticinensis*, *R. ticinensis* et *R. Appeninica*.

P. Buxtorfi définit une *Total Range Zone* à l'**Albien terminal**, la zone à *R. Appeninica* [Robaszynski & Caron, 1995].

5. Encroûtement stromatolitique (hard-ground 2)

4. Micrite à petites Hedbergelles

3. Encroûtement stromatolitique (hard-ground 1) à Nubéculaires (planche 6) .

2. Matrice de micrite à entroques remaniées et riche en Ticinelles et Hedbergelles.

La présence des dernières formes de *Globigerinelloides ferreolensis* et des premières formes de *Ticinella sp.* (*Praecolomiellidae?*) marque le début de l'**Aptien supérieur**.

Au sein du remplissage, on distingue au moins trois niveaux érosifs avec un début de croissance d'endostromatolites arrêtée par une décantation (planche, photos).

1. Clastes de calcaires à Radiolaires et Calpionelles (transition *Crassicolaria-Calpionella sp.*) et formation de pseudo-nodules du Malm (voir planche 6).

Déterminations de M. Caron et E. Blanc

Le sommet de la Formation de Rote Platte¹ (Turonien sup. – Santonien sup.) montre une surface d'érosion et de non dépôt, qui traduirait un soulèvement [Hable, 1997]. Entre la Formation des Forclettes² (Maastrichtien sup.) et celle des Chenaux Rouges³ (Eocène inf.) se trouve également un hard-ground épais, qui marque localement la transition Crétacé/Tertiaire.

Les épisodes majeurs de condensation trouvés en Briançonnais se retrouvent dans les Préalpes médianes. Ils signent la mobilité tectonique de l'ensemble du domaine briançonnais au Crétacé.

II-5) Répartition géographique et chronologique de l'ensemble des marqueurs de mobilité tectonique

La figure 2.21 donne la localisation de la totalité des marqueurs de mouvements syn-sédimentaires trouvés sur le terrain d'étude. Les marqueurs datés grâce à l'analyse micropaléontologique sont reportés sur le tableau chronostratigraphique de la figure 2.22, qui ne concerne donc que la période de sédimentation pélagique. L'ensemble des indices de déformation syn-sédimentaire nous permettent d'identifier les périodes de mobilité tectonique qui ont affecté le domaine briançonnais au cours du Mésozoïque :

- (1) Ladinien inférieur ;
- (2) Ladinien supérieur-Carnien ;
- (3) Lias inférieur ;
- (4) Callovien-Oxfordien ;
- (5) Aptien-Albien ;
- (6) Turonien supérieur ;
- (7) Campanien-Maastrichtien.

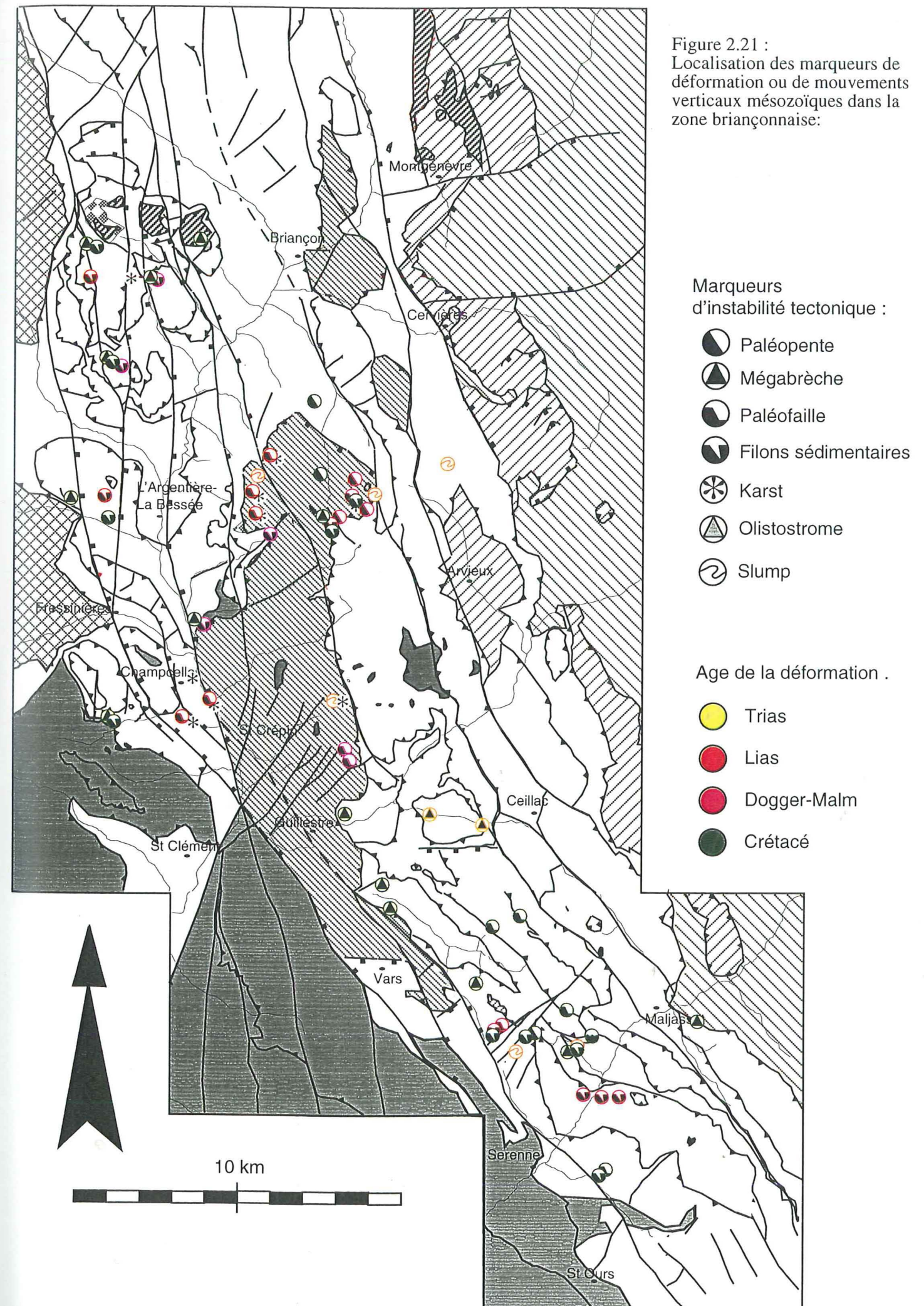
(1) Ladinien inférieur

La variation significative de l'épaisseur des "calcaires rubanés" du Ladinien inférieur indique une subsidence croissante d'ouest en est, vraisemblablement d'origine tectonique (§ I-1-A).

Faure [1990] décrit des diaclases N140-N170 à la base des « calcaires rubanés » de la nappe de Champcella. Il en déduit une extension NE-SW d'âge Ladinien inférieur. Je retrouve localement cette direction N160 (Replats de la Queue, fig. 2.19), mais d'autres sites montrent plutôt des directions de filons N70 à N80. Je ne peux donc pas confirmer cette direction d'extension régionale.

(2) Ladinien supérieur-Carnien

Les séismites et les dissociations des bancs du Ladinien supérieur et du Carnien sont les indices d'une activité tectonique (§ I), mais je ne dispose pas d'arguments géométriques pour la caractériser.



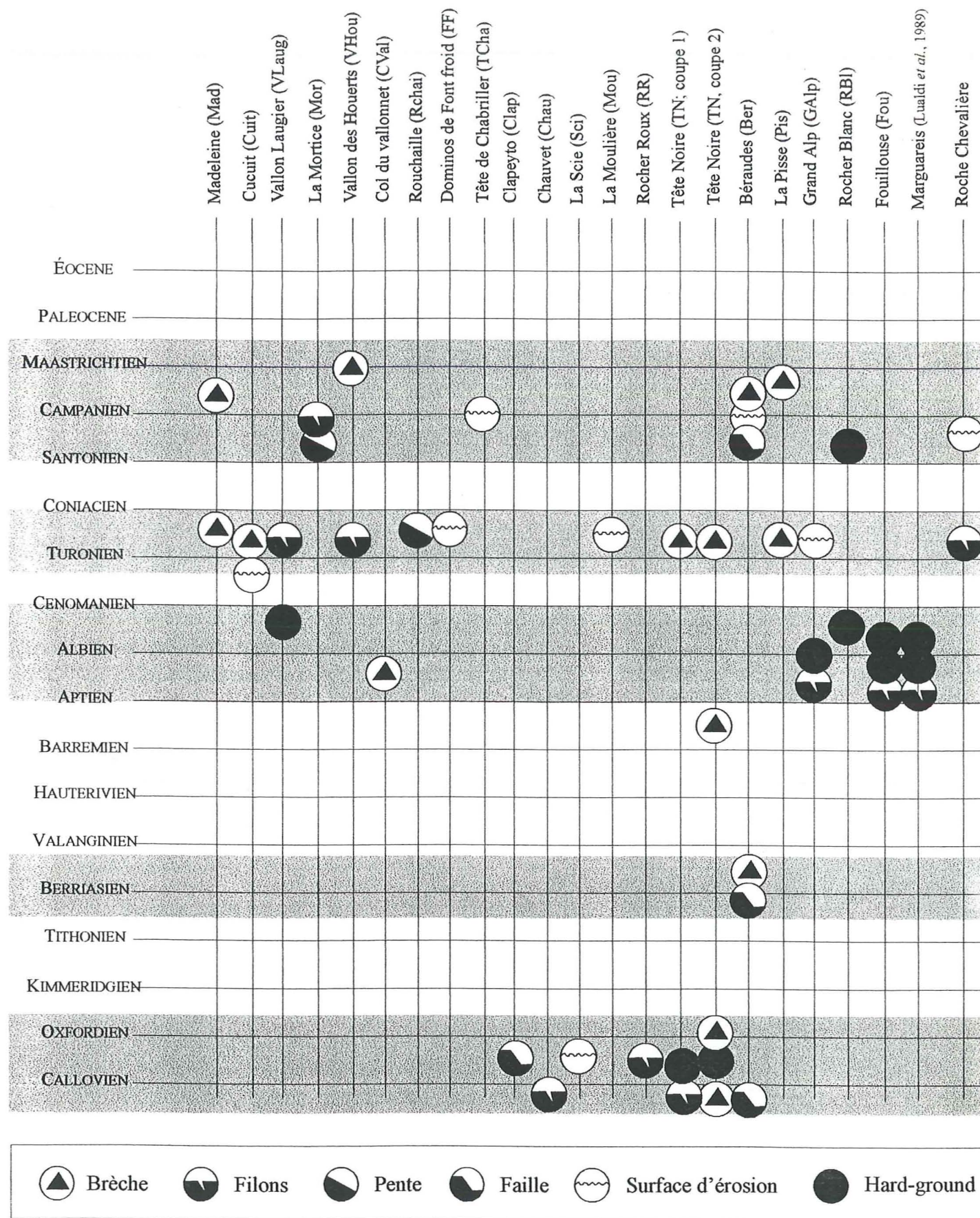


Figure 2.22 : Inventaire des marqueurs de déformation pour la période pélagique "post-rift".

Les périodes de mobilité tectonique sont enregistrés dans la sédimentation pélagique du domaine Briançonnais : au Callovien-Oxfordien, à l'Aptien-Albien supérieur, au Turonien supérieur et au Campanien-Maastrichtien. Le fonctionnement de la faille du lac des Béraudes au Berriasien correspond au rejeu de la faille jurassique.

(3) Lias inférieur (Sinémurien-Toarcien)

Les données provenant de la nappe de Peyre-Haute montrent qu'au moins une phase de fracturation avec basculement de blocs s'est produite pendant l'intervalle Sinémurien-Bathonien. Le réseau de fractures a guidés les dissolutions karstiques durant l'émersion du domaine Briançonnais au Sinémurien (§ I-2), si bien qu'une partie de la fracturation est antérieure ou contemporaine de cette émergence. L'orientation actuelles de ces failles est N-S et E-W, mais les basculements observés sont en majorité vers l'ouest. Un basculement identique existe dans la nappe du Chatelet (Panestrel-Font Sancte, figure 6, publication 2).

L'extension responsable de ces déformations serait, en direction actuelle, proche de E-W et par conséquent oblique par rapport à l'axe du rift NE-SW reconstitué d'après la cinématique des plaques [Lemoine et al., 1989]. Cette extension devient strictement perpendiculaire à cet axe (NW-SE) en prenant en compte la rotation anti-horaire de plus de 30° mise en évidence par le paléomagnétisme (voir partie 3 et 4).

(4) Callovovien-Oxfordien

Après l'ouverture initiale de l'océan Téthys ligure, la fracturation se développe dès le Bathonien supérieur (La Moulière, figure 9, publication 2) et surtout au Callovien-Oxfordien mais cette fois dans un contexte de forte subsidence.

Les failles et les basculements datés de cette époque ont une orientation différente de ceux de l'étape précédente (failles E-W à NE-SW, filons N45 à N65 et N135 à N150, basculements vers le S, le SE ou le NW). L'extension associée serait orientée NNW-SSE (direction actuelle).

L'exemple, qui illustre le mieux cet épisode de déformation est le bloc basculé du Vallon Laugier. Le plan de faille décale la discontinuité post-rift et les couches du Dogger. La direction de cette faille (N80) est transverse à la direction N-S attendue pour une faille "synrift" [Tricart et al., 1988]. De nombreux marqueurs permettent de dater le début du fonctionnement de la faille du Callovien-Oxfordien (figure 8, publication 2).

Il ne s'agit pas d'un rejeu des failles liasiques, mais de l'expression d'une nouvelle déformation en extension dont les effets se superposent à ceux du rifting téthysien (subsidence thermique).

Cet exemple a fait l'objet d'un article paru que le lecteur trouvera à la fin de ce volume (publication 1).

Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier.

Marie-Elisabeth Claudel, Thierry Dumont & Pierre Tricart

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des planètes/ 1997, n° 325, pp. 273-279.

Note remise le 27 janvier 1997, acceptée après révision le 7 avril 1997.

Cet événement tectonique du Callovo-oxfordien est accompagné d'érosions sous-marines qui ont décapé les séries mésozoïques plus profondément que le rifting téthysien. En effet, on trouve dans les sédiments de cet âge des blocs resédimentés de quartzites du Trias inférieur (brèche de Tête Noire, § II-1-A, fig. 2.8), ce qui n'apparaît jamais dans les brèches liasiques, et ces niveaux pélagiques reposent parfois directement sur les quartzites du Trias inférieur (lac des Béraudes, § II-2-A, fig. 2.9).

Ce phénomène permet d'expliquer l'importance des lacunes dans certaines séries de la nappe de Roche-Charnière ou des « Ecailles intermédiaires » (unités de Combrémont et du Prorél-Rio secco, partie 3) et de suggérer que ces lacunes ne sont pas entièrement le fait de l'émersion du Lias-Dogger.

(5) Aptien-Albien supérieur

Les hard-grounds de cet âge caractérisent les séries de haut-fond. Ils représentent toute la sédimentation du Crétacé inférieur sur la plupart des unités briançonnaises étudiées. Durant cette période, une surface minéralisée apparaît au sein de la Formation de l'Intyanon des Préalpes médianes (§ II-4). Cet événement correspondrait à une variation du niveau marin enregistrée à l'échelle mondiale [Föllmi, 1989, Hable, 1997]. Le domaine briançonnais, qui était émergé au Lias, est donc resté en relief par rapport aux autres domaines de la marge qui sont effondrés à cette époque.

(6) Turonien moyen-supérieur

Bourbon [1980] et Chaulieu [1992] avaient étudiés les olistolites et les brèches présents dans les sédiments du Turonien des séries briançonnaises. J'ai retrouvé de nombreux témoignages de cette activité tectonique et en particulier dans la couverture de la Zone Houillère (ex. Tête Noire, Sommet Rouge, Madeleine, La Pisse...). Ces brèches peuvent reposer sur les hard-grounds de l'Aptien-Albien ou être profondément érosives. La coïncidence des zones les plus affectées par l'érosion avec les anticlinaux d'allongement N140 à N160 (Ayes, Guil, Ubaye) suggère que les structures apparues au début du Crétacé supérieur avaient en gros la même orientation N150 (orientation actuelle).

Le long du plan de faille jurassique du Vallon Laugier, des infiltrations de marnes datées du Turonien supérieur [publication 1] nous laissent supposer une réactivation de ce plan actuellement N80 en décrochement. Cette réouverture est à mettre en relation avec l'activité des failles normales de direction actuelle N140 du massif de la Font Sancte (§ II-2-B, fig. 2.13). En effet, on constate au début du Crétacé supérieur une activité tectonique importante distensive (ou transtensive ?) susceptible de réactiver les structures syn-rift (blocs basculés N-S).

(7) Campanien-Maastrichtien

Une intense activité tectonique est indiquée par la fréquence de brèches et de surfaces érosives datées du Campanien-Maastrichtien ou localement du Santonien (ex. Rocher Blanc, Lac des Béraudes, etc.). Ces faciès bréchiques surmontent généralement directement des faciès identiques datés du Turonien supérieur (fig. 2.22, brèche de la Madeleine, du col de la Pisse, etc.). L'océan téthysien étant en cours de fermeture à cette époque, on peut se demander si ces phénomènes traduisent une distension, à l'instar des épisodes précédents, ou déjà une compression. Ce problème sera traité dans la partie 3.

* * *

III) STRUCTURATION MULTIPLE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS AU MÉSOZOÏQUE

L'analyse de la sédimentation du domaine briançonnais nous a permis de mettre en évidence plusieurs périodes significatives de mobilité tectonique au cours du mésozoïque :

- ❖ L'extension de la plate-forme carbonatée au Ladinien inférieur se traduit par des aires de subsidence différentielle. Cette extension préfigure l'emplacement des structures du rifting téthysien car nombres de filons sont repris lors de la fracturation liasique.
- ❖ L'extension ladino-carnienne montre des séismistes associées à un volcanisme (cinérites).
- ❖ L'extension liasique correspond au rifting téthysien ; elle se traduit par l'émersion de l'ensemble du domaine briançonnais (deux aires distinctes).
- ❖ L'extension callovo-oxfordienne mise en évidence dans le domaine briançonnais se superpose à la subsidence thermique de la marge lors de l'ouverture de la Téthys ligure. Il pourrait s'agir de l'écho lointain d'un autre rifting (voir partie 4).
- ❖ Les structures favorablement orientées sont reprises à chaque étapes de déformation (héritage), mais surtout au Crétacé supérieur (ex. Cucuit-Vallon Laugier, Béraudes).
- ❖ Au Turonien supérieur, le régime tectonique est encore extensif, contrairement à une partie du domaine externe affecté par la compression N-S pyrénéo-provençale.

Les déformations extensives exprimées à différentes époques dans la sédimentation de ce secteur de marge passive téthysienne pourraient correspondre à l'expression de plusieurs riftings successifs (voir publication 2). L'évolution et l'environnement géodynamique du domaine briançonnais seront détaillés dans la partie 4.

L'ensemble de cette partie 2 sur la "Sédimentation et mobilité tectonique du Briançonnais au Mésozoïque" a donné lieu à un article synthétique soumis aux *Eclogae geologicae Helvetiae* et accepté à ce jour sous réserve de modifications mineures (voir **publication 2**).

Early and Late Jurassic rifting events in the French Briançonnais relative to the evolution of the Ligurian Tethys and Valais oceans.

Marie-Elisabeth Claudel & Thierry Dumont

Eclogae geologicae Helvetiae, Bâle (CH).

Note soumise au 16 décembre 1997, acceptée au 25 mai 1998, à paraître en juin 1999.

PARTIE 3

PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS

I) REDÉFINITION ET SIMPLIFICATION DU NOMBRE DES UNITÉS BRIANÇONNAISES

Les unités Briançonnaises ont été distinguées d'une part d'après leur agencement structural (position dans l'édifice, nature des failles ou des chevauchements bordiers, empreinte métamorphique), d'autre part d'après leur contenu stratigraphique [Lemoine, 1984, Lemoine *et al.*, 1986]. Le schéma structural actuel (fig. 1.5) est mal adapté pour une reconstitution paléogéographique, car les auteurs ont privilégié l'une ou l'autre des approches suivant les secteurs.

(1) Le mode de dépliage des unités structurales est déterminant pour les reconstitutions paléogéographiques.

Les limites entre les unités n'ont pas toutes le même âge. Il existe en effet des écaillages hors-séquences postérieurs à la superposition initiale des nappes et dont il faut tenir compte dans le dépliage.

*(2) Les contenus stratigraphiques renseignent sur l'environnement de dépôt et permettent de caractériser une aire de sédimentation particulière. Le premier édifice de nappes correspond à l'inversion des limites entre ces différentes aires de sédimentation [Graciansky *et al.*, 1988].*

La nouvelle nomenclature proposée ici pour les nappes Briançonnaises de la région de Briançon tient compte surtout de l'histoire sédimentaire. Plusieurs unités structurales ont une signature sédimentaire identique (fig. 3.1B), car elles proviennent d'un même domaine paléogéographique. Je suis donc amenée à regrouper certaines "nappes" et "digitations" des auteurs antérieurs et donc à simplifier le schéma structural (fig. 3.1A)).

Les dénominations des auteurs antérieurs et la localisation géographique des unités tectoniques sont rappelées ci-dessous sous la forme suivante :

Localisation :

Le schéma structural (fig. 3.1A) a été dessiné en utilisant les contours des quatre cartes géologiques au 50000^e disponibles [du nord au sud : BRIANÇON, Barfety *et al.* 1997 ; GUILLESTRE, Debelmas *et al.*, 1966 ; EMBRUN, Kerckhove *et al.*, 1969 ; AIGUILLE DE CHAMBEYRON, Gidon *et al.*, 1994] et mes propres observations de terrain. Seules les unités de la zone Briançonnaise ont été détaillées. Les unités de même origine paléogéographique ont

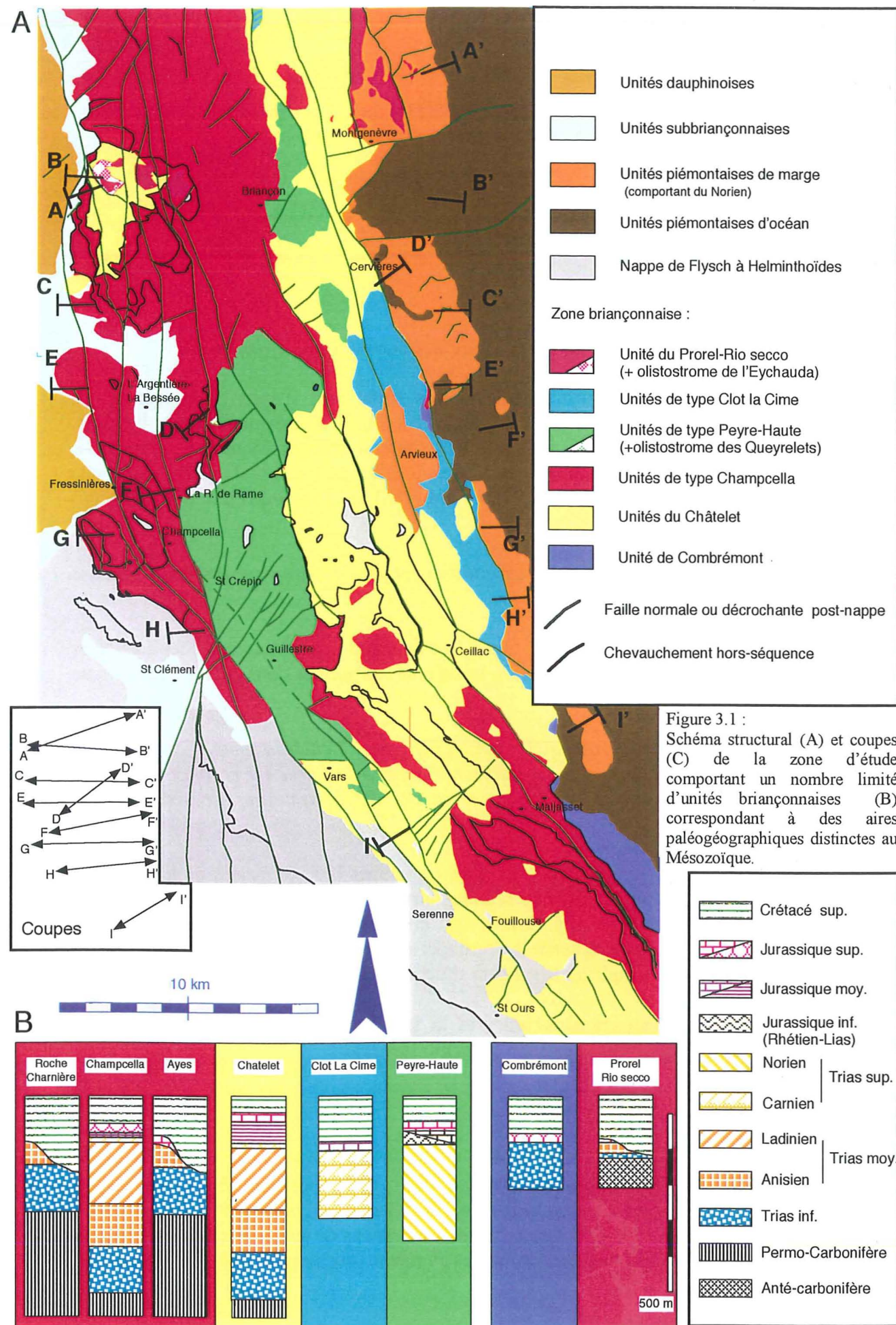
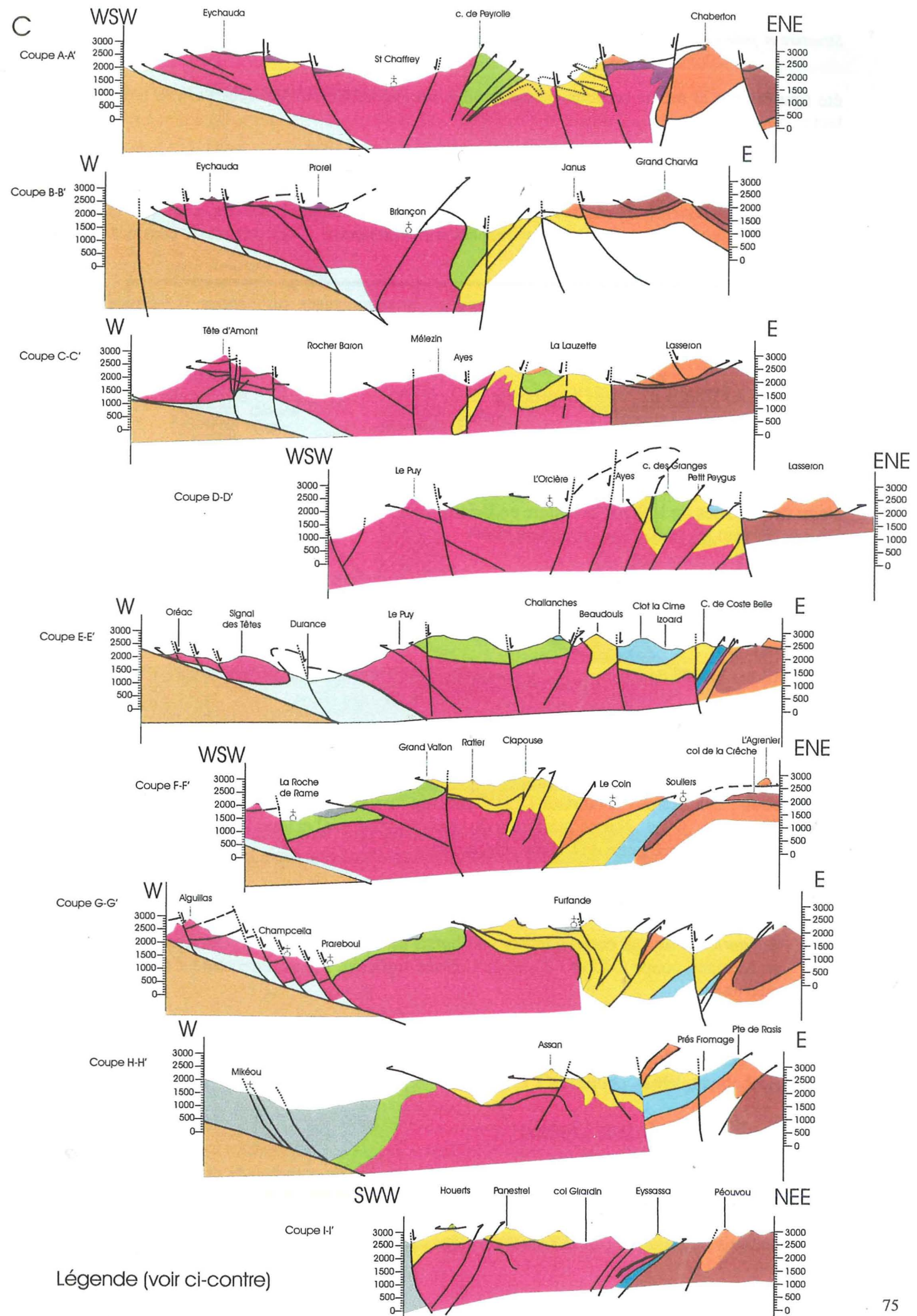


Figure 3.1 : Schéma structural (A) et coupes (C) de la zone d'étude comportant un nombre limité d'unités briançonnaises (B) correspondant à des aires paléogéographiques distinctes au Mésozoïque.



été figurées par la même couleur, même si elles sont actuellement séparées par des contacts tectoniques.

Ce schéma structural s'appuie également sur la construction de neuf coupes (A-A' à I-I', fig. 3.1C et Annexe 3) intégrant mes observations de terrain et les données existantes [Lemoine, 1969, Barféty *et al.*, 1995]. Une réflexion sur la compatibilité des structures entre les différentes coupes permet d'aborder l'aspect tridimensionnel. Ceci permet de dessiner les structures en profondeur.

Je distingue six types d'unités tectoniques Briançonnaises ou nappes (Champcella, Chatelet, Peyre-Haute, Clot La Cime, Prorel-Rio secco et Combrémont) correspondant à six aires de sédimentation distinctes au cours du Mésozoïque :

A) Unités de type Champcella

Je regroupe sous cette dénomination les unités tectoniques comportant une lacune jurassique importante, qui affecte plus ou moins profondément les séries triasiques et liasiques. Leur niveau de décollement basal est situé dans ou au toit du Permo-Carbonifère, il s'agit des schistes de la Zone Houillère en Briançonnais et des roches magmatiques en Haute-Ubaye. Suivant les cas, elles comportent :

1) un Trias moyen complet (Anisien-Ladinien) avec un Jurassique supérieur à silex ou marneux (et non pas noduleux, § I-3, partie 2) et un Crétacé inférieur faiblement condensé.

Localisation : Nappe de Champcella, selon Debelmas [1953] ; klippe de la Tête de Gaulent-Aiguillas.

2) un Trias moyen tronqué par une érosion crétacée importante.

Localisation : Ecailles de Montbrison (" 2^{ème} écaille "), selon Termier [1903] ; Nappe de Roche Charnière ; Ayes ; Nappe inférieure du Guil (fenêtres aval et amont du Guil et du Cristillan) ; Nappe inférieure de l'Ubaye (Marinet).

La structure héritée du Crétacé détermine la localisation :

- des *anticlinaux*, qui correspondent aux horsts érodés (hauts-fonds) (ex. Ayes, Sanglier ou Marinet, coupe C-C' et I-I'), où le Crétacé supérieur repose directement sur le Trias inférieur ;
- des *synclinaux*, qui correspondent aux grabens recevant les sédiments du Crétacé inférieur et d'importantes accumulations de brèches (ex. Brèches de la Magdeleine [Debelmas, 1961], coupe G-G').

B) Unités de type Chatelet

Elles comportent un Trias moyen complet comme certaines unités de type Champcella, et un Jurassique supérieur pélagique noduleux à la base, mais s'en distinguent par un Dogger marneux très épais (jusqu'à 150m). Le front de ces unités est une zone intensément plissée (Pic Beaudouis ; Pic Balard ; Béal Traversier), qui jalonne l'émergence occidentale d'une

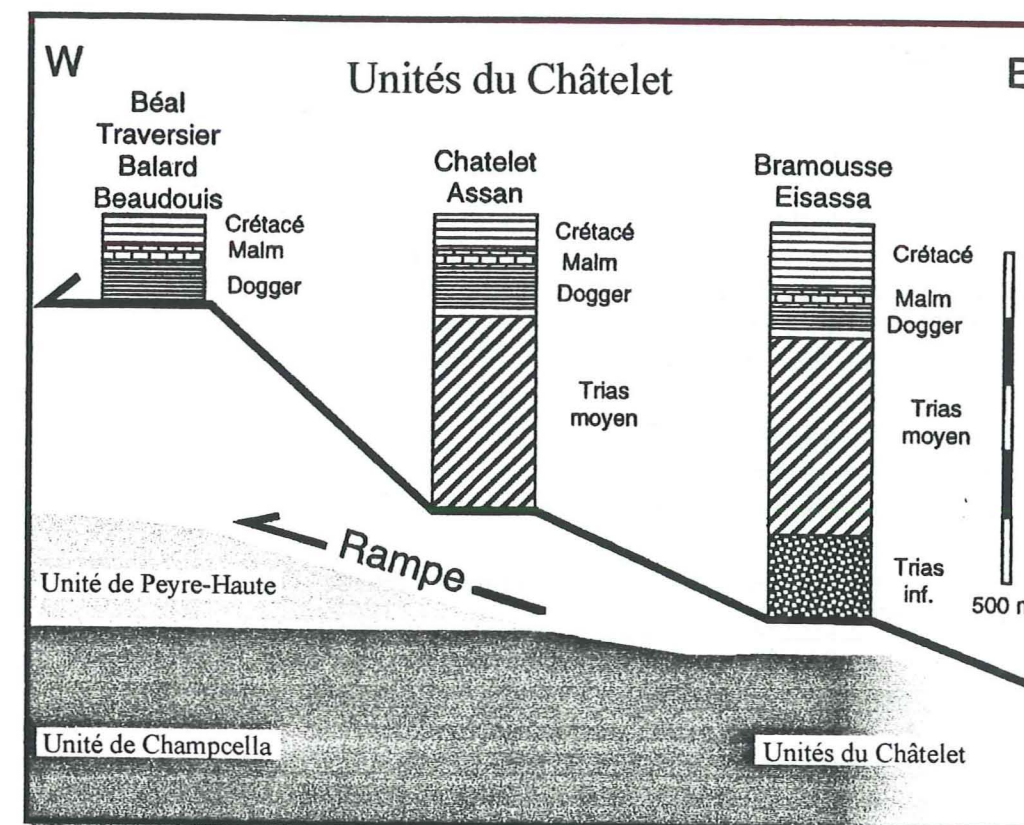


Figure 3.2 : Reconstruction de la rampe de chevauchement hors-séquence de la nappe du Châtelet avant son écaillage en plusieurs unités structurales.

rampe de chevauchement (coupe C-C', fig. 3.2) s'étant propagée de l'ESE vers l'WNW depuis la base du Trias inférieur à la base du Trias moyen, puis à la base du Jurassique moyen marneux.

Localisation : Nappe du Châtelet ; Digitation de la Font Sancte ; Nappe d'Assan, selon Gidon [1962] ; Bramousse ; Eissassa.

C) Unités de type Peyre-Haute

Décollée au sommet des évaporites carnienues, sous les dolomies épaisses du Norien (Trias supérieur), la nappe de Peyre-Haute est toujours au-dessus des unités de type Champcella, exception faite des chevauchements hors-séquences. Elle chevauche l'unité du Chatelet au niveau de la crête du Vallon Laugier (klippes des Houerts). Les gypses au cœur du synclinal des Thures serait l'empreinte laissée par cette unité.

Je rattache à la nappe de Peyre-Haute les unités suivantes, car elles ont des caractéristiques stratigraphiques communes (dolomies du Norien) et en sont son prolongement structurale, bien que les deux premières soient rétrodéversées :

- crête de Peyrolles au nord (coupe A-A') ;
- crête des Granges (coupe D-D') ;
- crête de Vars et klippes des Houerts au sud (coupe I-I').

Localisation : Nappe de Peyre-Haute (ou Peyre Eyraute) ; Crête des Granges ; Crête de Peyrolle, d'après Barféty [1972].

D) Unités de type Clot la Cime

La série de cette unité est la plus complète dans le massif de Clot la Cime et débute par un Carnien épais (gypse ou dolomies) surmonté directement par le Dogger marneux [Mégard-Galli & Faure, 1988].

Elle chevauchait l'unité du Chatelet au bord interne de la zone Briançonnaise (coupe D-D' et E-E'), mais le chevauchement initialement vers l'ouest a été rétrodéversé et présente actuellement un pendage vers l'ouest. Elle chevauche actuellement le flanc inverse du synclinal de Peyre-Haute au niveau du pic des Chalanches (coupe E-E', planche 7, photo E).

Localisation : Unités de Clot la Cime (Izoard) ; du Pic des Chalanches (Peyre-Haute) ; du Col des Prés Fromages (Ceillac).

E) Unités du Prorel-Rio secco

Ces écaïlles possèdent un socle hercynien métamorphique (micaschistes) et une série mésozoïque réduite [Lemoine, 1961].

La caractéristique principale de la série du Prorel est une profonde érosion tardihercynienne scellée par le Verrucano, qui repose en continuité stratigraphique sur les micaschistes (pas de Houiller) par l'intermédiaire d'une surface rubéfiée (col de Serre Blanc). La base du verrucano contient des galets de micaschistes. Cette série du Prorel-Rio secco présente également des érosions mésozoïques importantes, car les calcaires du Jurassique supérieur reposent directement sur les quartzites ou le Verrucano du Permien-Trias inférieur

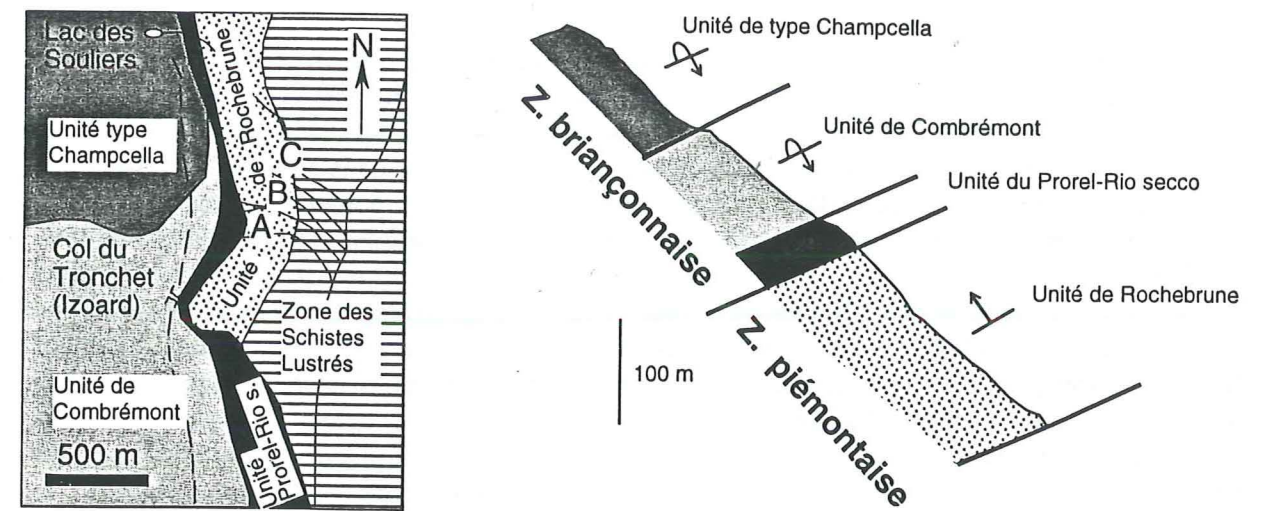
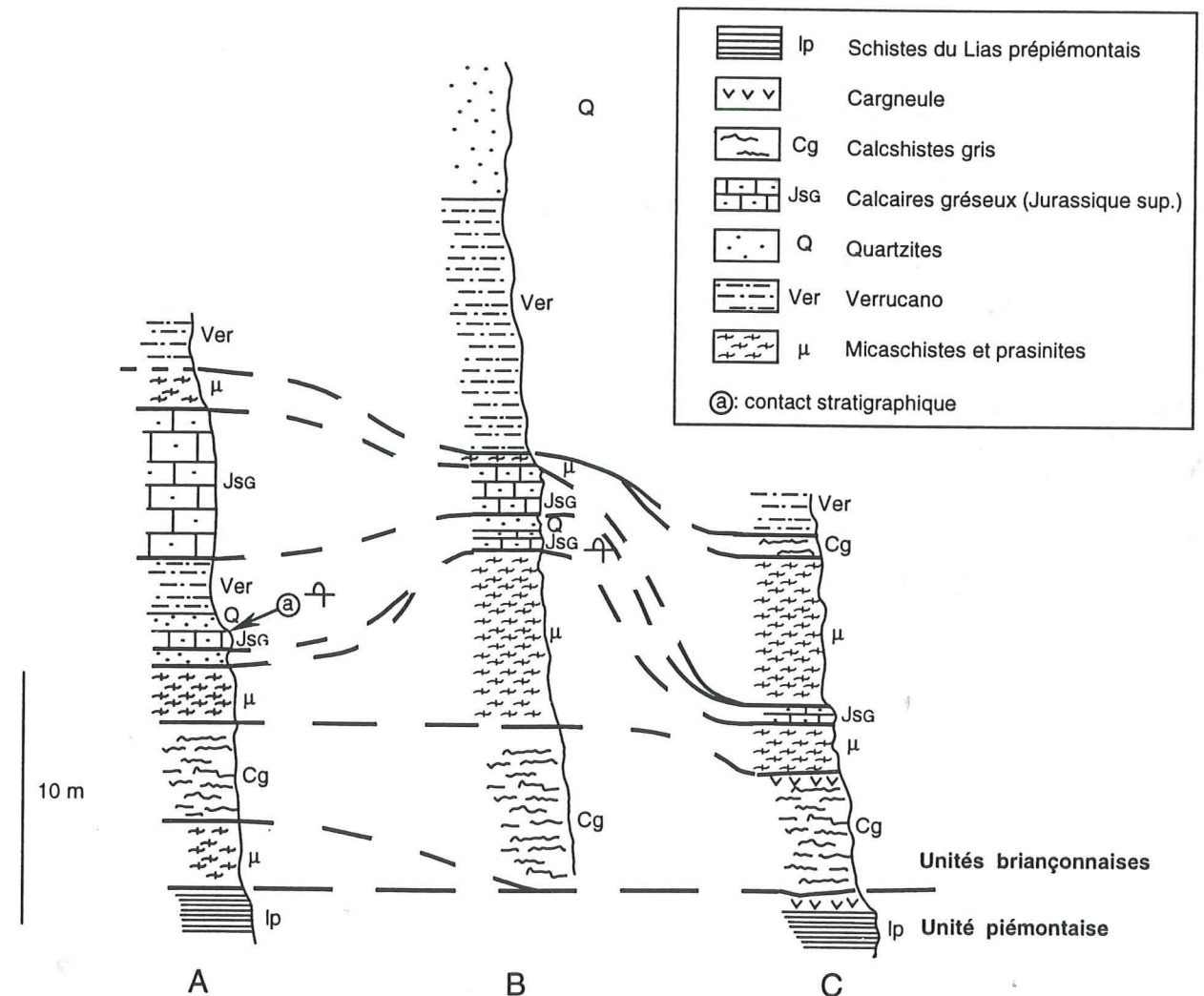


Figure 3.3 : L'unité du Prorel-Rio secco est distinguée de l'unité de Combrémont au niveau du Col du Tronchet. Ces deux unités étaient auparavant réunies sous le nom d'"écaïlles intermédiaires", puisqu'elles constituent la frontière actuelle entre zone Briançonnaise et piémontaise.



Coupes des "écaïlles intermédiaires" sous la crête du Tronchet (Izoard), modifiées d'après Lemoine (inédit). Localisation A, B, C ci-dessus.

Il s'agit en fait d'une pile d'écaïlles tectoniques plissées composées d'unités de types Rio secco (définie au nord) et d'unités de type Combrémont (définie au sud). Les polarités inverse et normale sont difficiles à mettre en évidence, car les séries sont certainement plissées et écaïllées plusieurs fois.

dans la coupe du Rio secco. Des filons pélagiques du Malm ont été trouvés au sommet de l'Anisien du Prorel. Cette unité contient une brèche chaotique (Brèche du Prorel) d'âge Jurassique supérieur selon Bourbon [1980] ou Crétacé selon Barféty *et al.* [1995].

A la différence des autres unités Briançonnaises, le Mésozoïque de la série du Prorel-Rio secco s'est déposé sur un socle métamorphique. Elle vient donc d'un domaine affecté par une forte exhumation tardi-hercynienne, ce qui contraste avec les bassins carbonifères de la Zone Houillère.

Si l'on considère que les unités du Prorel et du Rio secco appartiennent à la même nappe [Lemoine, 1961], celle-ci a chevauché toute la largeur de la zone Briançonnaise à la latitude de Briançon. Elle s'enracine entre la zone Briançonnaise et la zone piémontaise au niveau du Rio secco, d'où sa dénomination d'"écaïlle intermédiaire".

Ce charriage est précoce, car il est précédé par la mise en place d'un olistostrome (Brèche de L'Eychauda), [Barféty *et al.*, 1992]. Un indice du passage de cette olistostrome sur l'unité du Chatelet est préservé au niveau de la crête du Ratier ; j'y ai trouvé des olistolites de roche métamorphique micacée contenant des galets de quartzites au sommet du Flysch noir de la série du Béal Traversier.

Localisation : Rio secco ; Eychauda-Prorel ("4^{ème} écaïlle", selon Termier [1903]) ; col du Tronchet (SE Izoard).

F) Unités de type Combrémont

Cette unité possède une série composée de quartzites épais du Trias inférieur directement surmontés en discordance angulaire par des calcaires du Jurassique supérieur détritiques à leur base (galets et sables).

Située également à la bordure interne de la zone Briançonnaise, Lemoine [1961] la range aussi dans les « écaïlles intermédiaires ». Cependant, je la différencie des écaïlles de type Prorel-Rio secco, car elle ne présente aucun indice d'érosion tardi-hercynienne, puisqu'elle est décollé à la base des quartzites, qui peuvent être épaisses (ex. Bande du Roure). Elle est replacée sous l'unité du Prorel-Rio secco, si l'on corrige l'effet du rétrodéversement dans les écaïlles au col du Tronchet (Izoard) (coupe E-E', fig. 3.3, modifiée d'après Lemoine, inédit).

Localisation : Combe Brémont ou Combrémont (Haute Ubaye) ; Bande du Roure ; Dents de Maniglia ; col du Tronchet (Izoard).

* * *

II) CHRONOLOGIE DE LA DÉFORMATION COMPRESSIVE

II-1) Mise en place superficielle des nappes (Eocène supérieur)

Les premiers charriages Briançonnais sont intervenus lors de la sédimentation détritico-écène commune aux domaines dauphinois (Grès d'Annot, Grès du Champsaur) et Briançonnais (Flysch noir) [Kerckhove, 1969, Tricart, 1980]. Les unités Briançonnaises se sont mis en place de façon superficielle [Kerckhove, 1969] par l'intermédiaire d'olistostrome frontaux [brèche de l'Eychauda, Barféty *et al.*, 1992], puis profonde (charriage syn-métamorphique) lors de son incorporation dans le prisme tectonique alpin [Tricart, 1980]. Les premiers charriages peuvent être soit sous-marins (nappe humide), soit à l'air libre (nappe épiglyptique).

A) Tectonique anté-priabonienne et charriage de l'unité de Peyre-Haute (olistostrome des Queyrelets)

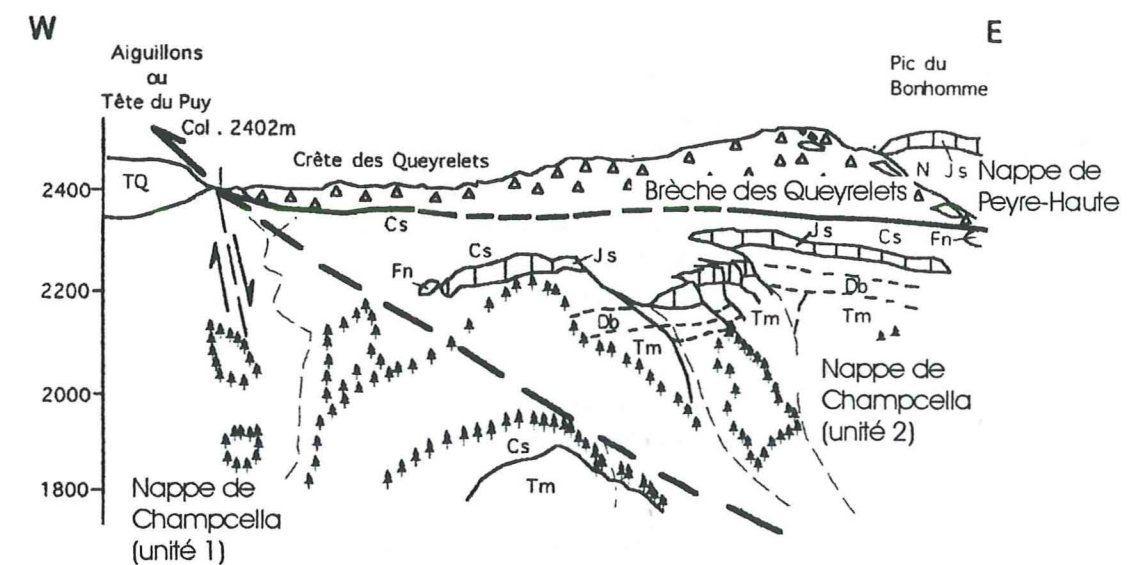


Figure 3.4 : Olistostrome de la Crête des Queyrelets (Quey).

TQ : Quartzites du trias inférieur ; Tm : Dolomies du Trias moyen (Db : Banc repère de dolomies blanches dans Tm) ; N : Dolomies du Trias supérieur (Norien) ; Js : Calcaires roses du Jurassiques supérieur ; Cs : Calcschistes du Crétacé supérieur ; Fn : « Flysch noirs » éocènes.

Les premiers indices de tectonique compressive sont antérieurs à la fin de la sédimentation du Flysch noir, c'est à dire à la mise en place de l'unité du Prorel-Rio secco au Priabonien [Barféty *et al.*, 1992]. Il s'agit de :

- 1) une discordance du Flysch noir sur les dolomies du Trias moyen au niveau de la retombée anticlinale de la Mortice-Fouillouse (à 2 km au sud du pic des Houerts, nappe du Chatelet) ;
- 2) une brèche à la base du Flysch noir, se situe au front occidental de la nappe de Peyre-Haute (fig. 3.4) ;

Cette brèche très hétérométrique est constituée en grande majorité d'éléments dolomitiques du Norien, mais aussi de calcaires lumachelliques rhétiens et de calcaires gris du

Lias. Ce matériel ne peut provenir que du démantèlement de la nappe de Peyre-Haute, qui seule possède ces faciès (les autres nappes ne comportant pas de Norien). Dans sa partie supérieure, cette brèche passe à des pélites noires ou grés-carbonatées rouges, qui évoquent les faciès du "Flysch noir" Briançonnais. Ces grès roux s'infiltrèrent dans des filons sédimentaires à l'intérieur des mégablocs décimétriques de dolomies blondes. Au-dessus, on trouve du Flysch noir typique, qui semble en continuité stratigraphique. Aucune faune n'a été décelée dans la matrice de la brèche. Il s'agit pour moi d'une partie de l'olistostrome de la nappe de Peyre-Haute développé *au tout début de la sédimentation* de la formation du Flysch noir datée localement du Lutétien par des Nummulites [Blanchet, 1935, Byramjee *et al.* 1952, Kerckhove, 1969] ou du Bartonien inférieur [Barfétý *et al.*, 1992]. La nappe de Peyre-Haute est la première unité Briançonnaise mise en place de façon superficielle dès la fin de l'Eocène moyen (fig. 3.6, étape 1).

3) un détritisme silicoclastique à l'intérieur ou à la base ou à la base du Flysch noir (coupe de Chabriller, fig. 3.5).

La coupe de la crête de Chabriller (fig. 3.4) commence par des marnes rouges datées du Campanien-Maastrichtien. Elle se poursuit apparemment sans contact anormal par des grès moyens et conglomérats déposés dans des chenaux (stratifications entrecroisées). Ces grès passent stratigraphiquement aux faciès turbiditiques de Flysch noir. Bien que les sédiments du Crétacé supérieur soit pélagiques et que ceux du Flysch noirs soient en principe profonds, on peut se poser la question d'une éventuelle diminution de la tranche d'eau (voire éventuellement d'une émergence localisée) à cette époque : caractère érosif de la discordance, présence de galets et de stratifications entrecroisées dans les grès. La nature même du détritisme éocène composé de micaschistes indique la proximité d'un socle métamorphique exhumé et érodé. Il pourrait s'agir du Briançonnais interne, qui a fourni par la suite le matériel olistostromique attribué au Priabonien [Barfétý *et al.*, 1992].

Cette phase de démantèlement au Campanien-Maastrichtien pourrait correspondre à la flexure engendrée par le début de la subduction alpine (Mosar *et al.*, 1996), si les faciès gréseux sont les premiers remplissages d'un bassin d'avant-chaîne situé au niveau du domaine Briançonnais. Sa possible émergence interviendrait avant ou au cours de la mise en place de la nappe sus-jacente de Peyre-Haute.

B) Tectonique priabonienne et charriage de l'unité du Prorel-Rio secco (olistostrome de l'Eychauda)

La brèche de l'Eychauda est constituée de blocs de socle cristallophyllien (micaschistes, gneiss, amphibolites, etc.), de *Verrucano*, de quartzites et dolomies triasiques et de calcaires jurassiques, éléments constitutifs de la série du Prorel-Rio secco [Lemoine, 1961]. Elle constitue l'olistostrome de la nappe du Prorel (ou "4^{ème} écaille", selon Termier [1903]).

Cette brèche se dépose en continuité stratigraphique avec le *sommet du Flysch noir* de la "3^{ème} écaille" [Goguel, 1940] (fig. 3.6, étape 2, fig. 3.7). Barfétý *et al.* [1992] ont daté la base de la formation du Flysch noir du Bartonien inférieur et par conséquent l'olistostrome du Bartonien ou déjà du Priabonien. La brèche de l'Eychauda ne doit pas être confondue avec la brèche crétacée du Prorel appartenant à la nappe chevauchante du même nom (fig. 3.7).

La nappe du Prorel se met donc en place au début de l'Eocène supérieur (sommet du Flysch noir), postérieurement à celle de Peyre-Haute (base du Flysch noir).

Crête de Chabriller (CCh)

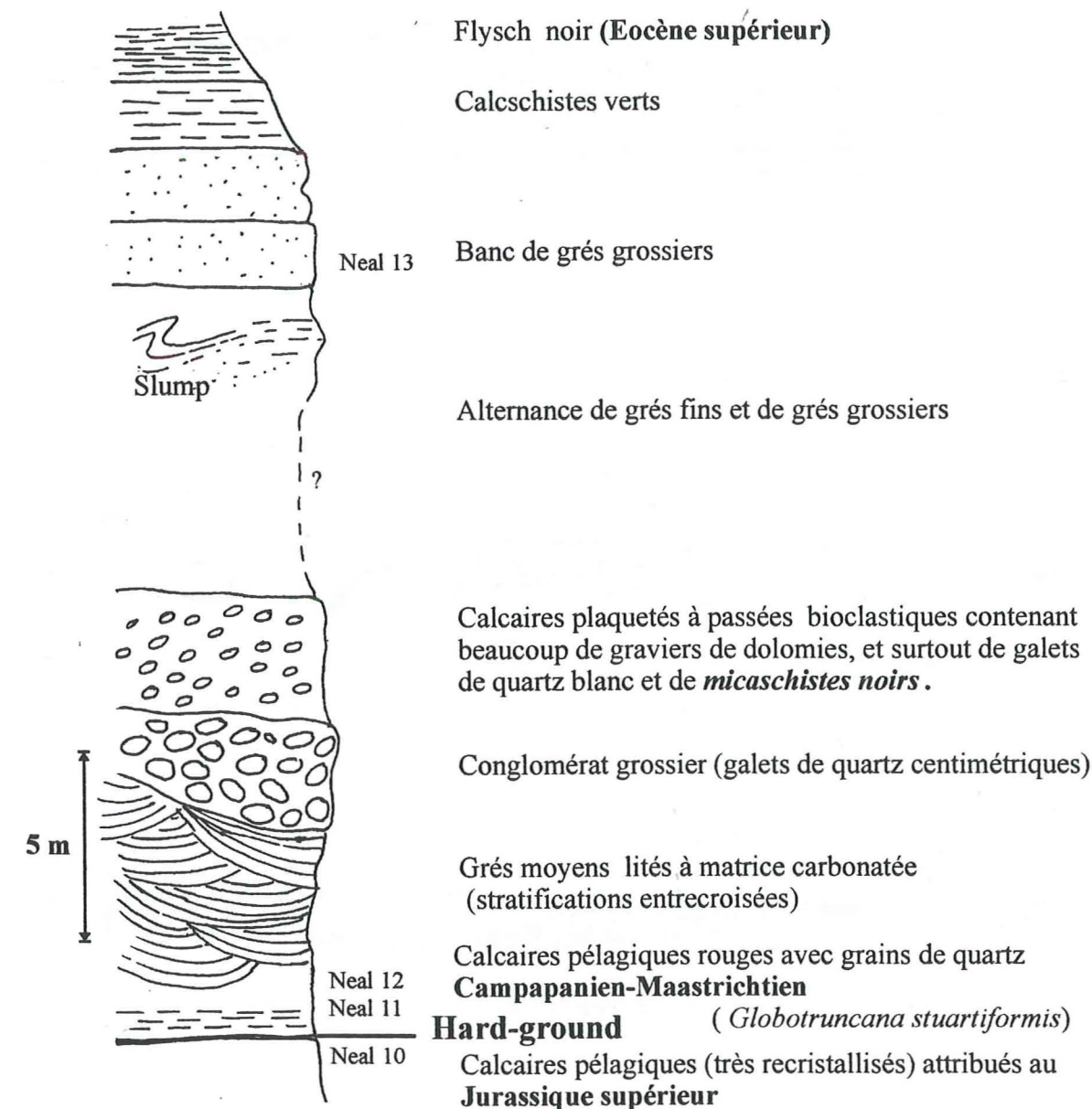
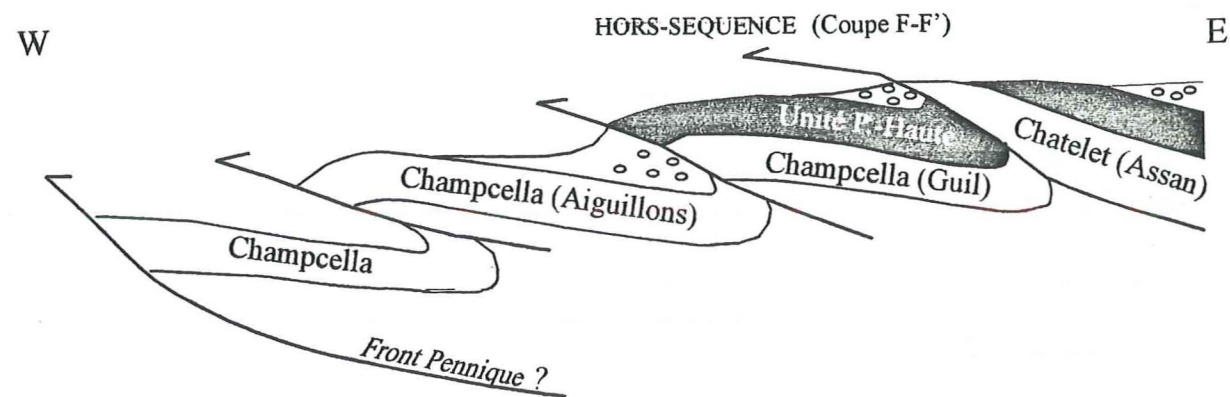


Figure 3.5 : Coupe de la crête de Chabriller, aux environs des lacs de Néal.

Cette série condensée appartenant à l'unité du Chatelet montre un détritisme silicoclastique grossier postérieur au Campanien-Maastrichtien et antérieur à l'Eocène supérieur. Les stratifications entrecroisées (chenaux) et l'arrondi des galets indiquent un milieu peu profond et la proximité d'une terre émergée. La présence de clastes de micaschistes indique que la zone d'apport était profondément érodée avec un socle métamorphique exhumé. Cette exhumation pourrait s'être faite dans un contexte compressif, bien avant la mise en place des olistostromes à éléments de socle du Nummulitique (Brèche de l'Eychauda), [Barfétý *et al.*, 1992].

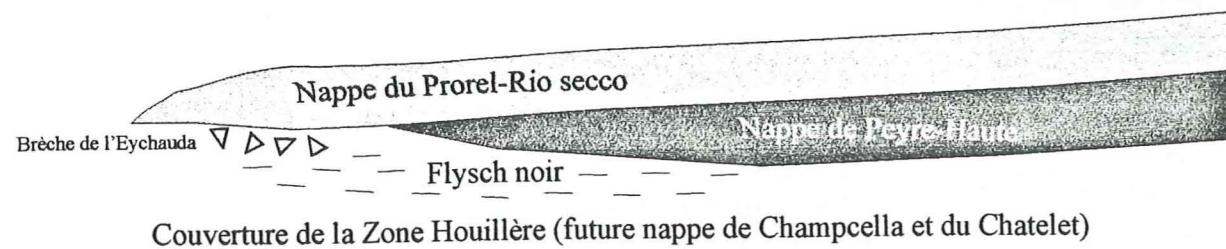
Etape 4 (Oligocène supérieur)



Etape 3 (Oligocène)



Etape 2 (Priabonien)



Etape 1 (Lutétien?)

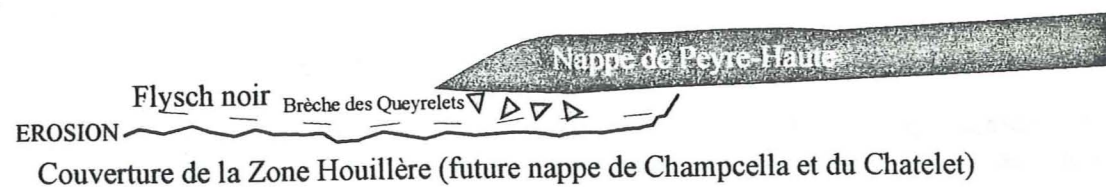


Figure 3.6 : Calendrier de mise en place des nappes : (étapes 1 à 3) superficielles (olistostrome), puis (4) redécoupage en sous-unités par des chevauchements hors-séquences vers l'W ou le SW. Les directions de transport précoces ne sont pas connues, mais ne sont pas forcément E-W.

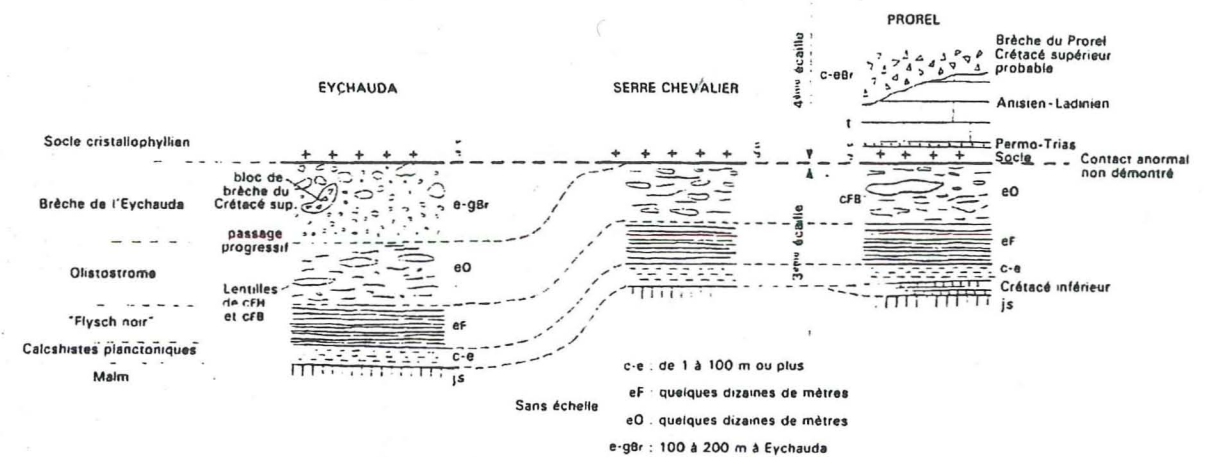


Figure 3.7 : Chevauchement de la nappe du Prorel sur l'olistostrome de l'Eychauda dans le massif de Serre Chevalier [Barféty et al., 1995].

C) Les nappes de "Flysch à Helminthoïdes"

Les nappes de "Flysch à Helminthoïdes" reposent actuellement sur la zone externe dans l'ensellement situés entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera et constituent les petites klippes dispersées sur l'ensemble des unités Briançonnaises (ex. Col de Furfande). Le front Briançonnais chevauche ces flyschs, reposant sur la zone externe, au nord du secteur étudié (Haute Durance), tandis qu'il reste enfouit sous eux au sud (Ubaye).

Les Flyschs à Helminthoïdes sont constitués de sédiments détritiques profonds. Ils comprennent un « complexe de base » formé de pélites noires à niveaux versicolores du Crétacé moyen, qui fournissent un excellent niveau de décollement, puis des turbidites silicoclastiques (grès de l'Embrunais) ou carbonatées d'âge Crétacé supérieur-Paléocène [Kerckhove, 1969]. Ces flyschs proviendraient de l'océan ligure en cours de résorption et se sont déposés à l'avant du prisme tectonique austro-alpin dans un contexte de flexion lithosphérique.

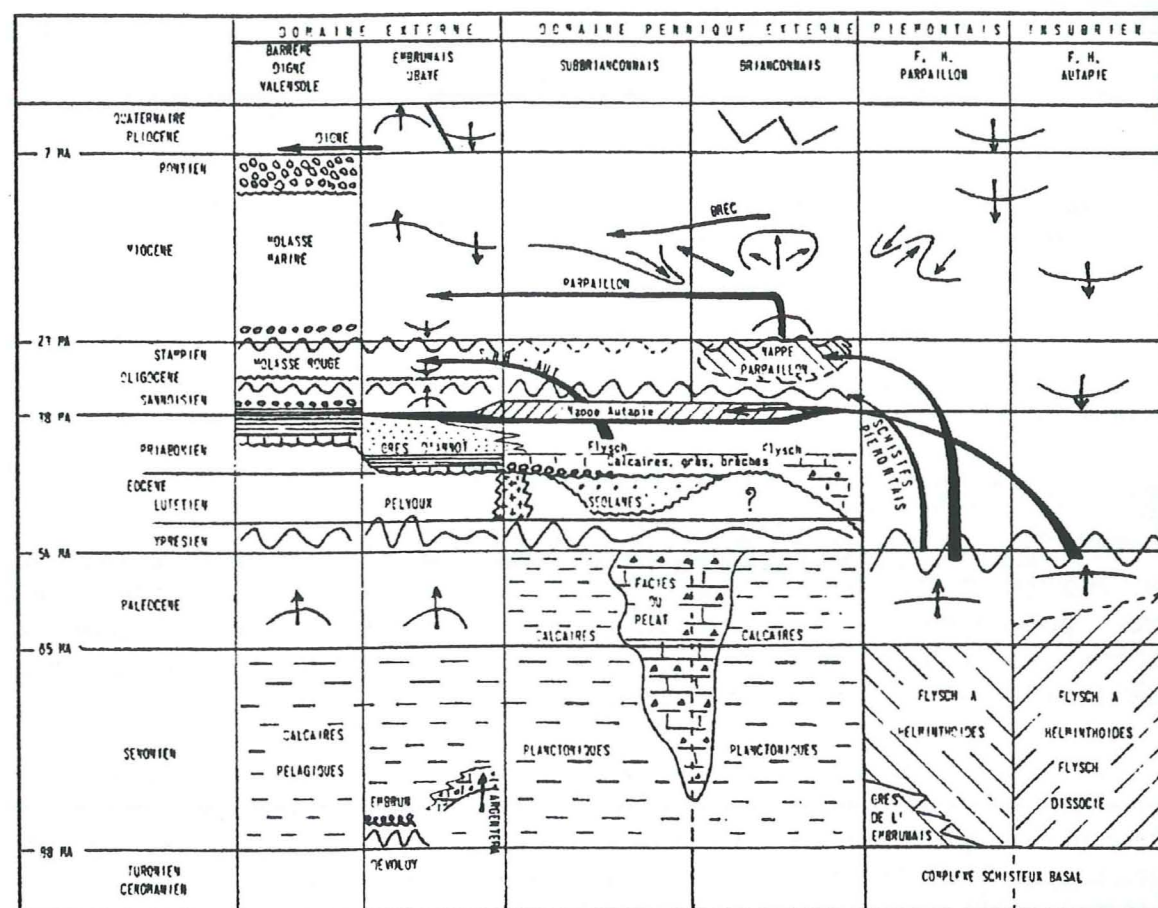
Il s'agit en fait de deux unités tectoniques distinctes (fig. 3.8), [Kerckhove, 1969, Merle, 1982] :

- nappe de l'Autapie-Ubaye à dominante carbonatée ;
- nappe du Parpaillon à dominante gréseuse.

Leur mise en place n'est pas synchrone. La nappe de l'Autapie a été tout d'abord charriée sur les domaines Briançonnais et subBriançonnais par l'intermédiaire d'un olistostrome ("schistes à blocs"), puis sur le bassin de l'Embrunais-Ubaye au Priabonien [Merle, 1982]. La direction de transport associée à ce charriage épiglyptique serait N ou NW d'après Merle [1982].

Ensuite, le domaine externe (Embrunais-Ubaye) et le domaine Briançonnais ont subi une phase de déformation synmétamorphe et d'érosion [Debelmas & Lemoine, 1962, Tricart, 1980, 1984] avant la mise en place de la nappe du Parpaillon d'abord sur le domaine Briançonnais à l'Oligocène inférieur (fig. 3.6, étape 3), puis sur le domaine externe et la nappe de l'Autapie au Miocène [Merle, 1982].

La nappe du Parpaillon a entraîné au cours de son passage sur les unités Briançonnaises et subbriançonnaises des écaillés [Kerckhove 1969], dont le contenu stratigraphique peut nous renseigner sur son parcours et donc sur la paléogéographie à cette époque (voir § III-2-C).



Trait fortement ondulé : plissement. — Trait linéaire ondulé : érosion, discordance. — Trait en ligne brisée : fracturation. — Flèche verticale, pointe en haut : soulèvement ; pointe en bas : affaissement. — Flèche horizontale : charriage. — Flèche oblique : déversement, renversement, sous-charriage. — En noir : olistostromes.

Figure 3.8 : Phases successives de mise en place de (1) la nappe de l'Autapie sur l'olistostrome des « schistes à blocs » à l'Oligocène inférieur et de (2) la nappe du Parpaillon à la fin de l'Oligocène. Ces deux nappes ont une sédimentation spécifique provenant de deux domaines internes différents [Kerckhove, 1969].

II-2) Séquence des chevauchements et directions de transport

A) Chevauchements précoces (Eocène)

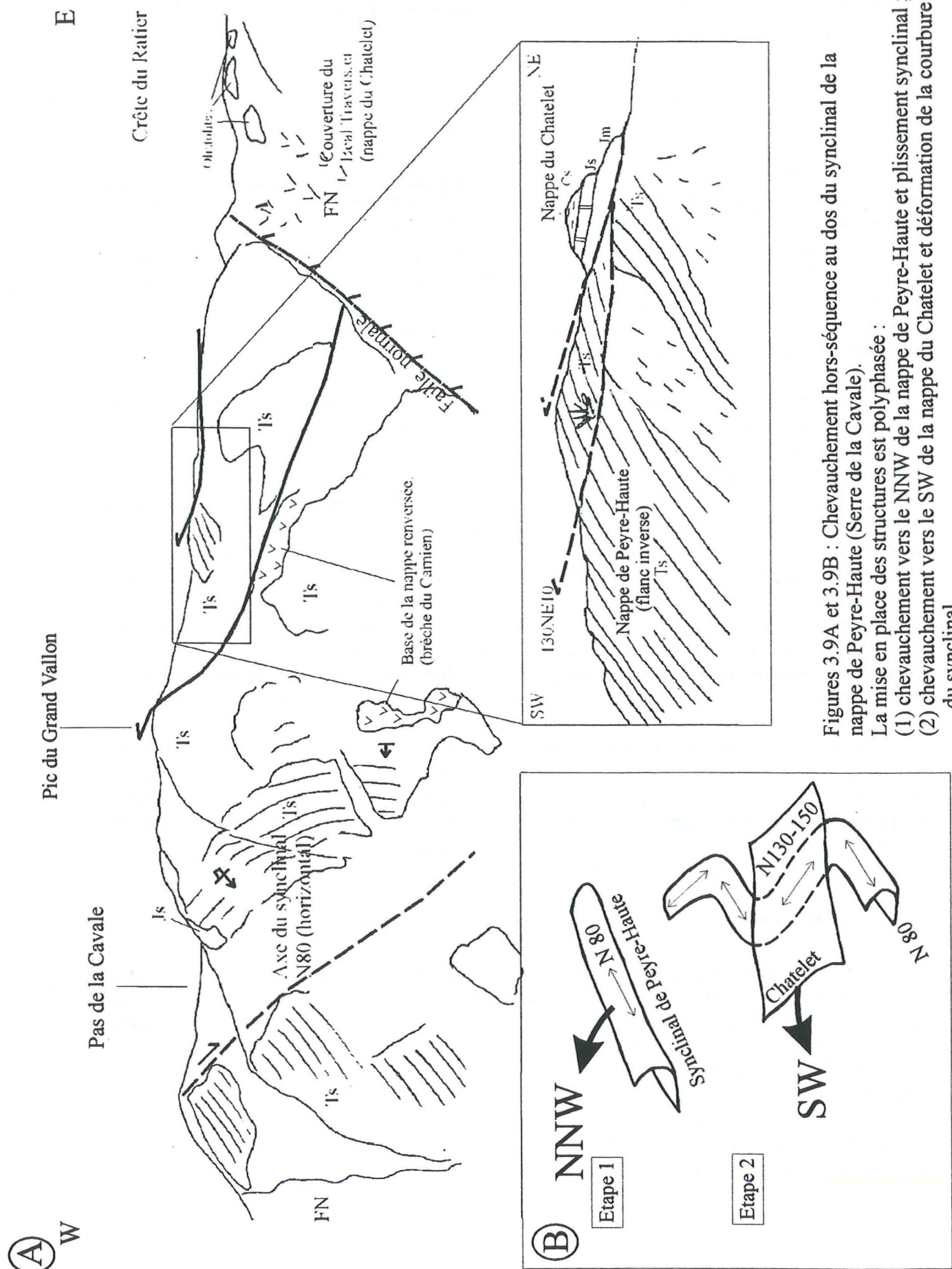
Dans la région d'étude, les directions de raccourcissement et de transport des nappes vers l'W ou le SW sont bien contraintes [Tricart, 1980]. Cependant, les structures associées ne sont pas liées aux transports précoces puisqu'elles sont synmétamorphiques. La nappe de Peyre-Haute se met en place dès l'Eocène dans des conditions superficielles (§ II-1). Il n'est pas certain que ce premier charriage se soit fait suivant la même direction que ceux associés aux phases alpines plus récentes. En effet, Caby [1973] et Caron [1977] ont décrit dans les zones internes des charriages vers le N-NW, et Merle [1982] a proposé pour la nappe de Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon une direction de transport vers le N ou le NW (Eocène) précédant le charriage vers le SW (Oligocène-Miocène). Quelques indices de mouvement vers le N-NW antérieur au raccourcissement principal E-W à NE-SW ont été observés localement dans ma zone d'étude, mais seule une étude systématique pourrait permettre de les vérifier à l'échelle régionale.

Une interaction entre deux phases de déformation d'orientations différentes est illustrée par l'exemple suivant. L'axe du synclinal couché de la nappe de Peyre-Haute montre des segments N80 et N150. Or, dans le secteur du Serre la Cavale (fig. 3.9A), la charnière d'axe N80 s'étend sur 2 km avec cette direction, et a pu être générée par un cisaillement vers le NNW. Son flanc inverse porte des surfaces striées (130NE10, trend N60) produites par le charriage vers le SW de la nappe du Châtelet (série du Béal Traversier). Ce cisaillement vers le SW est a priori postérieur au cisaillement vers le NNW responsable du plissement synclinal. Tricart [1980] attribuait à la première tectonique Briançonnaise la mise en place vers l'ouest de la nappe de Peyre-Haute en dalle subhorizontale et le développement, en son sein d'une schistosité « d'entraînement » (S1 local et pli P1) progressivement arquée au cours de sa progression vers la zone externe en étant bloquée par le môle pelvousien (virgation). Au contraire, je propose que la mise en place de la nappe du Châtelet sur la nappe de Peyre-Haute par l'intermédiaire d'un chevauchement hors-séquence (voir § suivant) ait provoqué la courbure et la réorientation du synclinal de nappe (fig. 3.9B), initialement N80.

On peut donc proposer deux hypothèses de travail. Les charriages précoces se sont fait soit 1) dans la même direction que le raccourcissement principal vers l'W ou le SW (ce qui est l'opinion généralement admise pour le Briançonnais) ; soit 2) obliquement ou même perpendiculairement au transport vers le SW, c'est à dire vers le NNW ou le NW. Une étude structurale serait nécessaire pour trancher entre ces deux hypothèses, qui conduisent bien évidemment à deux reconstitutions paléogéographiques différentes.

B) Redécoupage de l'édifice de nappes (Oligocène)

Les structures oligocènes sont associées au transport de l'édifice de nappes Briançonnaises vers l'ouest et au fonctionnement du front pennique. La direction de raccourcissement varie de NW au nord de l'arc à WSW au sud et elle est E-W à NE-SW dans la région d'étude [Platt, 1989]. Cette déformation (D2, [Tricart, 1980]) se traduit par un système de "rampe et palier" (*ramp and flat*). Les rampes sont des *chevauchements hors-séquences*, qui redécoupent l'édifice initial Briançonnais. Le meilleur argument pour une géométrie de ce type est la mise en évidence d'un chevauchement qui monte de la base des quartzites à la bordure orientale de la zone Briançonnaise jusqu'à la base du Dogger au Béal Traversier (nappe du Châtelet-Assan, fig. 3.2).



Figures 3.9A et 3.9B : Chevauchement hors-séquence au dos du synclinal de la nappe de Peyre-Haute (Serre de la Cavale). La mise en place des structures est polyphasée : (1) chevauchement vers le NNW de la nappe de Peyre-Haute et plissement synclinal ; (2) chevauchement vers le SW de la nappe du Chatelet et déformation de la courbure du synclinal.

Au front de la zone Briançonnaise, cette déformation syn-métamorphe se traduit par l'empilement d'écaillés et de plis par propagation de rampe (ex. Massif de Montbrison, fig. 3.10, coupe C-C') à proximité du front pennique. Ce chevauchement crustal a permis la mise en place des unités internes sur la zone externe à partir de l'Oligocène [Tricart, 1980]. Lui-même et les structures associées à l'intérieur de la zone Briançonnaise ont fonctionné en chevauchement hors-séquence puisqu'ils ont déformé certains contacts tectoniques plus anciens comme la base des nappes de Flyschs à Helminthoïdes (présence de klippes de Flysch à Helminthoïdes pincées entre par exemple la nappe de Champcella et la nappe de Peyre-Haute (Le Puy, coupe E-E') ou entre deux unités de la nappe du Chatelet (Crête de Croseras, coupe G-G, fig. 3.6, étape 4)).

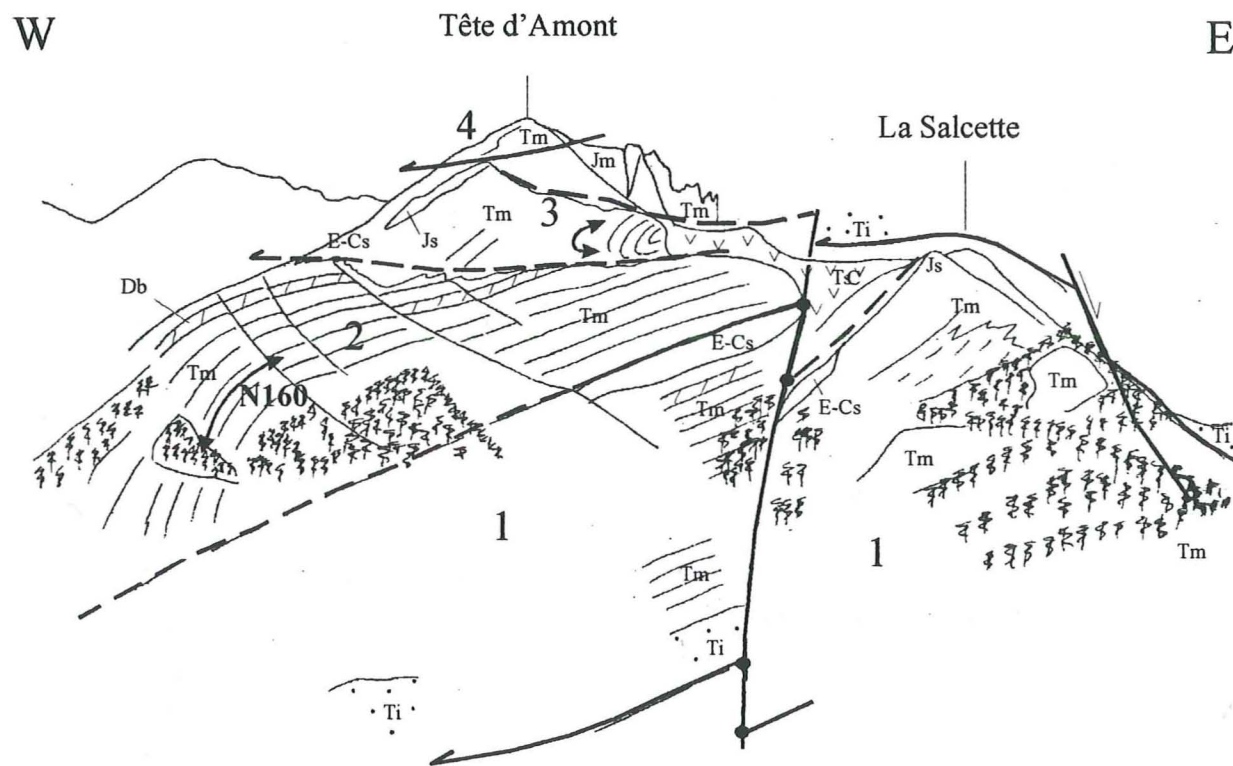


Figure 3.10 : Empilement de quatre écaillés au front de la zone Briançonnaise (massif de Montbrison (Mtb) vu du col de la Pusterle (Pous)). La structure montre des plis de propagation de rampe résultant de la phase de charriage des zones internes sur la zone externe par l'intermédiaire du chevauchement pennique.

Ti : quartzites du Trias inférieur ; Tm : dolomies du Trias moyen (Db : niveau repère du Ladinien) ; TsC : évaporites ou brèches du Carnien ; Jm : calcaires du Jurassique moyen ; Js : calcaires du Jurassique supérieur ; Cs : calcschistes du Crétacé supérieur ; E-Cs : calcschistes crétacé supérieur-éocène.

C) Rétrocharriages et rétroécaillages

Au sein des unités Briançonnaises, on observe une schistosité postérieure à la schistosité oligocène liée au charriage vers l'ouest (D3, [Tricart, 1975, Tricart, 1980]). Le serrage associé a accentué la courbure des anticlinaux et des synclinaux de nappes ou en a créé de nouveaux. La vergence étant opposée à celle de la phase précédente, il a pu engendrer des structures d'interférence : plis en "tabatière" (ex. synclinal des Thures, fig. 3.11, synclinal de Clot la

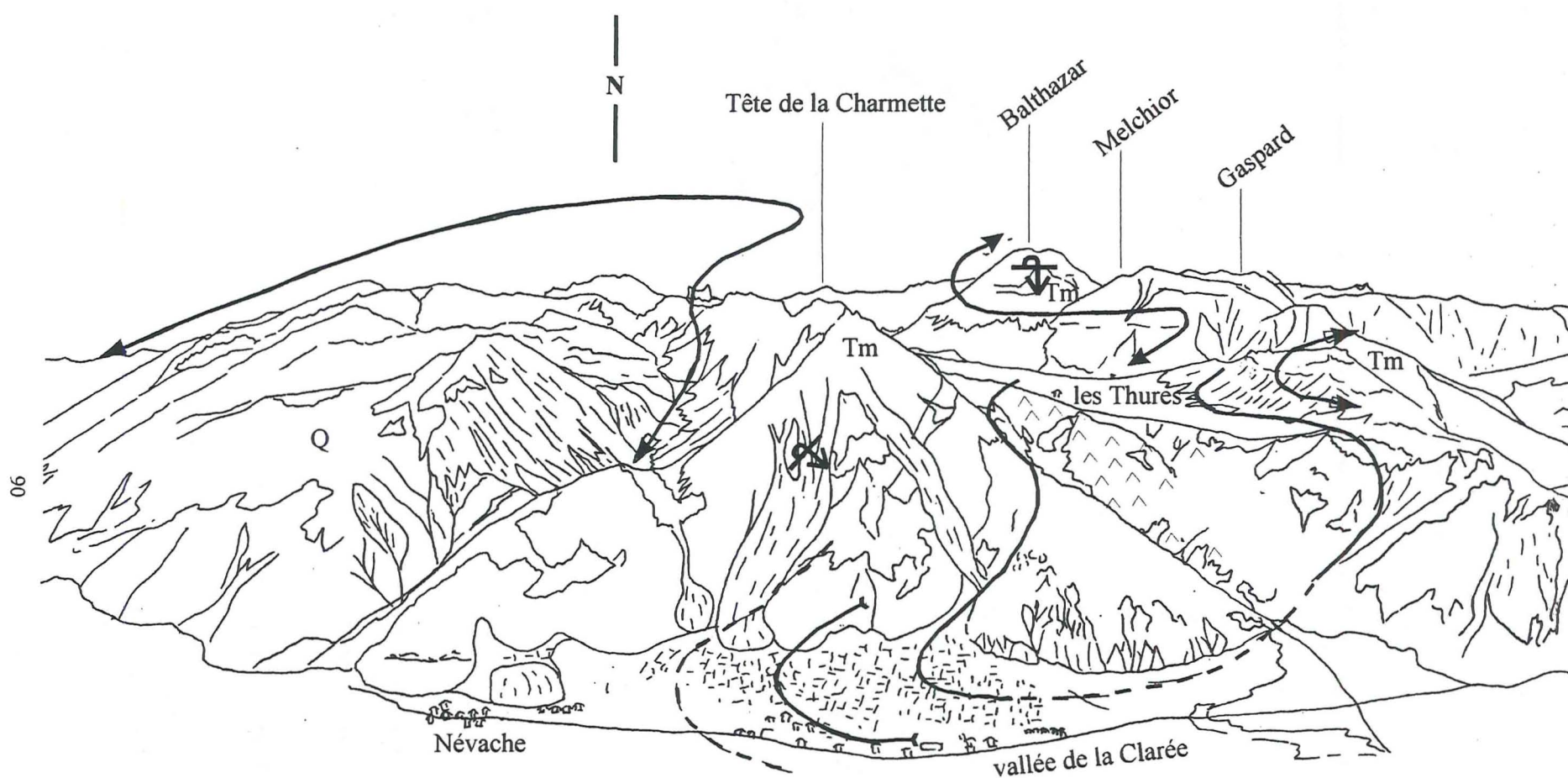


Figure 3.11 : Synclinal des Thures (couverture de la Zone Houillère) en forme de "tabatière".
 Q : quartzites du Trias inférieur ; Tm : dolomies du Trias Moyen.

▲▲ : gypse de la base de la nappe de Peyre Haute

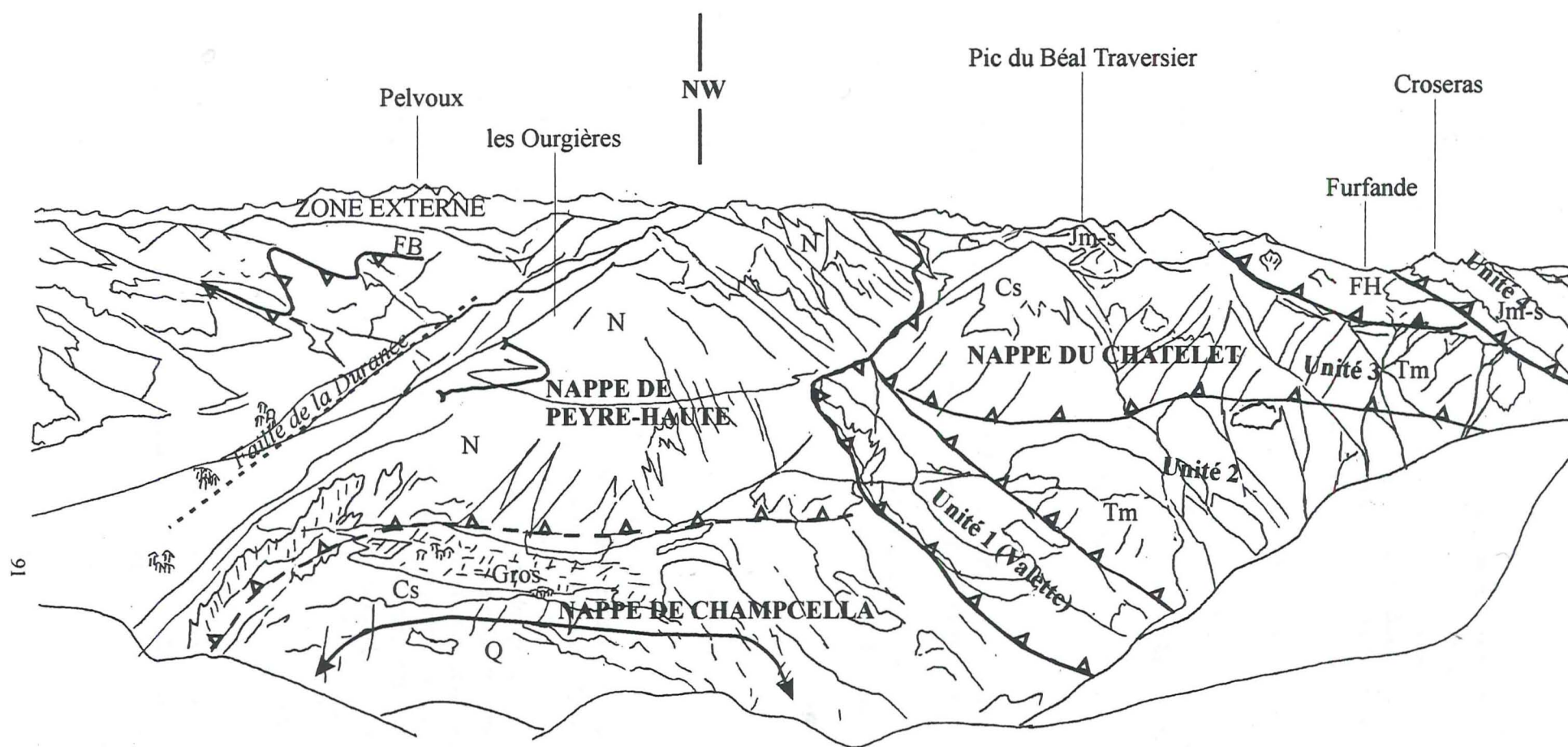


Figure 3.12 : Panorama des gorges du Guil (depuis le sommet du Cugulet).

FB : Front Briançonnais ; Q : quartzites du Trias inférieur ; Tm : dolomies du Trias moyen ; N : dolomies du trias supérieur ; Jm-s : calcaire du Jurassique moyen et supérieur ; Cs : Calcschistes du Crétacé supérieur ; FH : Flyschs à Helminthoïdes.

▲---▲ Chevauchement primaire

▲---▲ Chevauchement hors-séquence

Cime, coupe E-E') ou en "champignon" (ex. anticlinaux des Gorges du Guil [Tricart 1980], coupe H-H' et fig. 3.12).

L'effet de rétrodéversement, allant même jusqu'au rétrochevauchement s'est développé principalement à la bordure interne de la zone Briançonnaise, qui est retournée et chevauche vers l'est les unités piémontaises adjacentes (ex. Chaberton, coupe A-A', pointe de Rasis, coupe H-H'). De même, certaines unités piémontaises de marge continentale rétrochevauchent d'autres unités piémontaises d'origine océanique (ex. Rochebrune, coupe C-C').

D) Rotation antihoraire des zones internes et rejeu distensif récent

Une rotation anti-horaire post-oligocène d'au moins 30° des zones internes à l'arrière du front pennique est prédite par plusieurs modèles alpins [Gidon, 1964, Ménard 1988, Vialon *et al.*, 1989]. De nouvelles analyses paléomagnétiques semblent confirmer cette rotation anti-horaire.

Ces résultats préliminaires font l'objet d'un article soumis (publication 3).

First paleomagnetic data on the cover of the alpine Briançonnais nappes : evidence for post-oligocene counterclockwise rotation in the western Alps.

Jean-Charles Thomas, Marie-Elisabeth Claudel, Marielle Collombet, Thierry Dumont, Pierre Tricart & Annick Chauvin.

Earth and Planetary Science Letter

Soumis en Novembre 1998.

Le matériel utilisé est l'« Ammonitico rosso », calcaires noduleux d'âge Callovien-Oxfordien, ou dans certains cas les calcaires roses à crinoïdes du Callovien. L'aimantation est portée par l'hématite. Les sites échantillonnés dans les nappes Briançonnaises de Peyre-Haute et de Champcella montrent une rotation antihoraire de 47°±13° par référence à l'Europe stable. Cette rotation est postérieure aux plissements syn-métamorphiques des nappes (test du pli négatif) donc post-oligocène et antérieure aux basculements associés à la fracturation tardive (dispersion moins importante après correction des basculements).

Si elle est confirmée par l'étude élargie à l'ensemble de la zone Briançonnaise (thèse en cours, M. Collombet), il deviendra nécessaire d'appliquer une rotation en sens contraire (horaire) à toutes les directions actuelles des structures mésozoïques et à tous les marqueurs microtectoniques alpins plus anciens que l'Oligocène avant de les interpréter. Malgré le caractère local et préliminaire de ce résultat, il en sera tenu compte dans les propositions paléogéographiques de la partie 4.

La zone Briançonnaise est également affectée par une fracturation extensive à transtensive récente à actuelle [Sue, 1998]. L'extension s'exprime suivant un réseau de failles longitudinales et transverses à l'arc alpin (de directions respectives N160-N140 et N50-N90). Deux faisceaux de failles longitudinales encadrent la zone Briançonnaise à l'ouest et l'est. Ce sont respectivement les faisceaux de failles de la Haute Durance et de la Clarée [Barféty, *et al.*

1968, Sue, 1998]. Ces failles ont des composantes normales maximales de l'ordre du kilomètre et décrochantes d'ampleur malheureusement impossible à apprécier directement. Elles seront prises en compte lors du dépliage des coupes (§ III). La région Briançonnaise correspond à une zone de décrochement dextre, qui pourrait accommoder la rotation antihoraire des zones internes [Gidon, 1964, Ménard 1988, Vialon *et al.*, 1989].

Les failles associées au faisceau de la Haute-Durance se branchent vraisemblablement en profondeur sur le front pennique, qui serait alors actuellement réactivé en faille normale (« détachement ») [Sue & Tricart, soumis].

* * *

III) DÉPLIAGE DE LA ZONE BRIANÇONNAISE

Les reconstructions classiques [Lemoine, 1984] étaient basées sur une séquence de chevauchement aussi simple que possible, aboutissant à une paléogéographie initiale complexe. Je propose l'inverse : une **paléogéographie simplifiée**, plus facile à interpréter dans le cadre téthysien et valaisan du Mésozoïque, au prix d'une **histoire des charriages plus complexe**. Six types d'unités issues de domaines paléogéographiques différents ont été définis ci-dessus (§ I).

Le dépliage des unités Briançonnaises doit être fait selon des transects perpendiculaires à la direction du front de la zone Briançonnaise, c'est à dire selon une direction E-W dans la zone d'étude, parallèlement au raccourcissement principal oligocène (fonctionnement du chevauchement Briançonnais frontal, § II-2). La direction de raccourcissement anté-oligocène n'étant pas contrainte, je proposerai ensuite deux hypothèses de reconstitutions basées sur les deux directions possibles de mise en place précoce des nappes Briançonnaises. L'équilibrage des coupes est impossible du fait des grands décrochements, qui lacèrent la zone Briançonnaise à l'est [ex. faille de la Clarée, Barféty *et al.*, 1968] et à l'ouest [ex. faille de Ruburent, Gidon, 1956].

Ma démarche rétro-tectonique comprend trois stades (fig. 3.13) :

- 1) annuler les rejets normaux des failles récentes (ex. faisceau de Haute Durance) ;
- 2) déplier les structures à vergence interne (rétrochevauchements et rétrodéversements) ;
- 3) annuler les rejets le long des rampes de chevauchements hors séquences pour aboutir à la géométrie résultant des déformations compressives antérieures.

Les arguments stratigraphiques (partie 2) sur l'organisation des aires de sédimentation permettront par la suite de proposer une position paléogéographique pour le domaine Briançonnais dans son ensemble au sein de la marge téthysienne.

J'ai choisi deux profils pour illustrer ce processus de dépliage : l'un correspondant à la coupe naturelle du Guil (coupe G-G', fig. 3.13) et l'autre à celle de l'Ubaye (coupe I-I', fig. 3.14). Ces profils sont les meilleurs exemples, car ils recoupent profondément les structures, ont l'orientation requise et sont bien documentés dans la bibliographie [Debelmas & Lemoine, 1962, Gidon, 1962, Gidon *et al.*, 1994, Michard & Henry, 1988, Platt *et al.*, 1989].

III-1) Commentaire des profils dépliés :

A) L'unité inférieure est une **unité de type Champcella**, qui constitue la base de l'édifice. Elle a conservé sa semelle permo-carbonifère et présente une succession d'anticlinaux et de synclinaux correspondant aux horsts et grabens crétacés (fig. 3.15). Elle regroupe les sous-unités tectoniques dont les séries comportent des érosions importantes au Jurassique inférieur (émersion), au Jurassique supérieur (tectonique du Callovo-Oxfordien) et au Crétacé supérieur (voir partie 2).

La reconstitution paléogéographique de la coupe de l'Ubaye (partie 2, § II-2, fig. 2.14) est valable pour les autres coupes transversales Briançonnaises. Par exemple, l'anticlinal des Ayes (coupe D-D') montre une série réduite avec du Crétacé supérieur reposant en discordance sur les quartzites du Trias inférieur. Il représente le prolongement septentrional

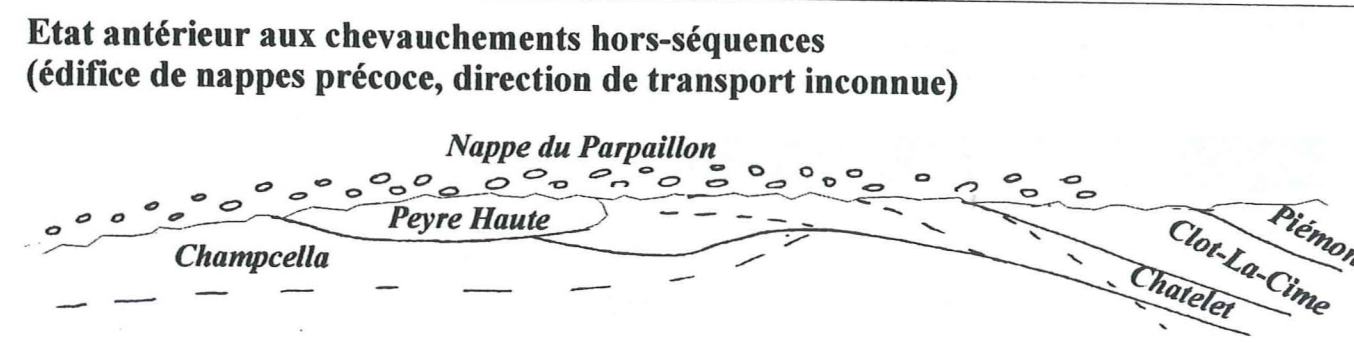
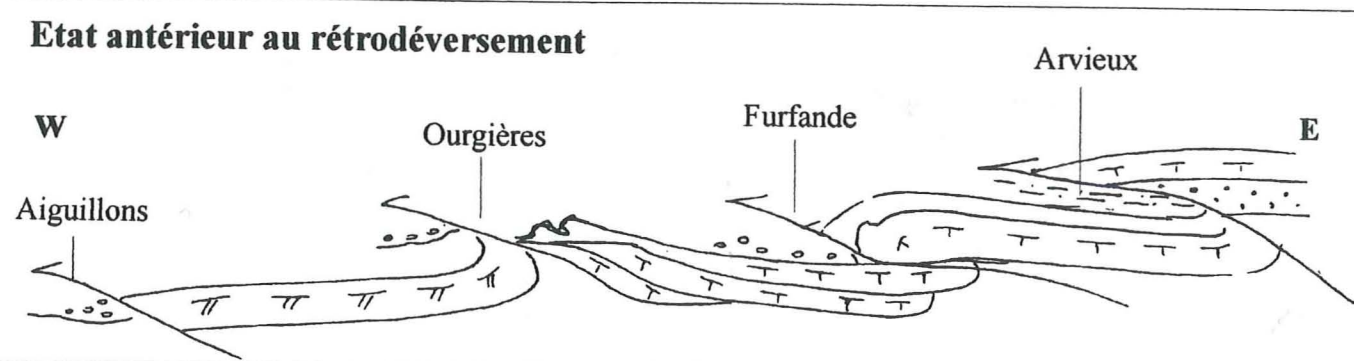
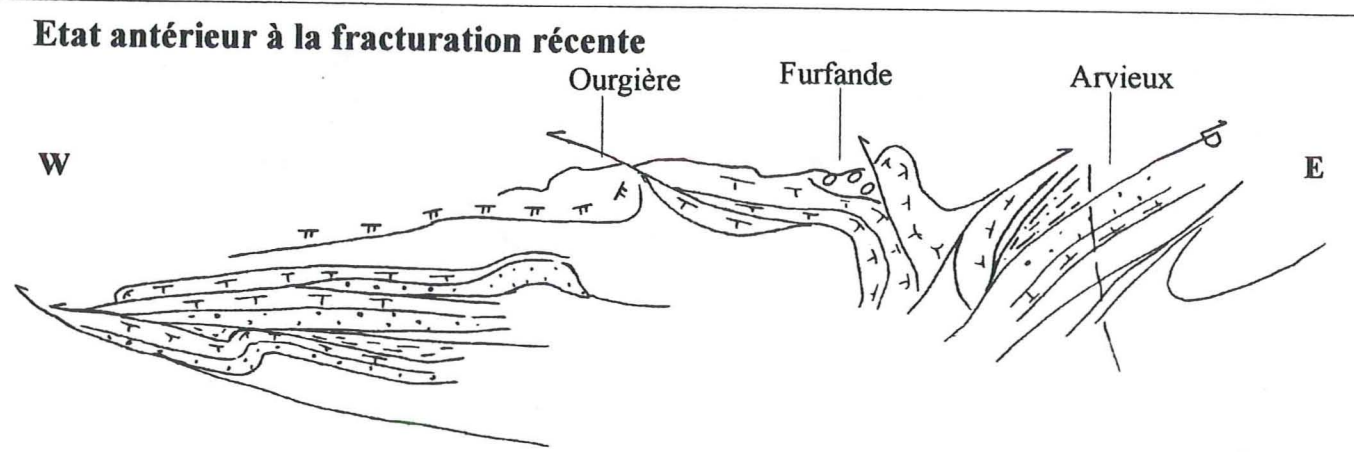
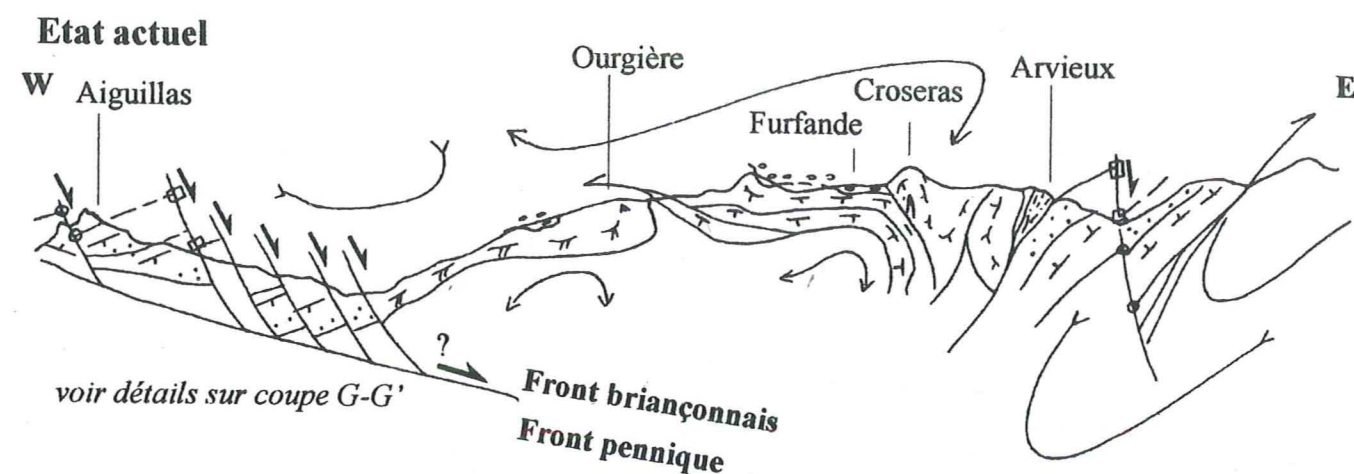
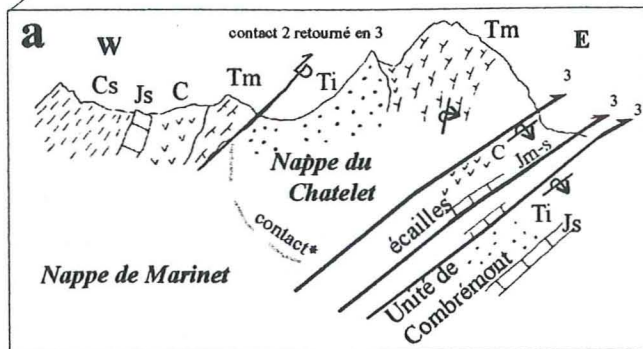
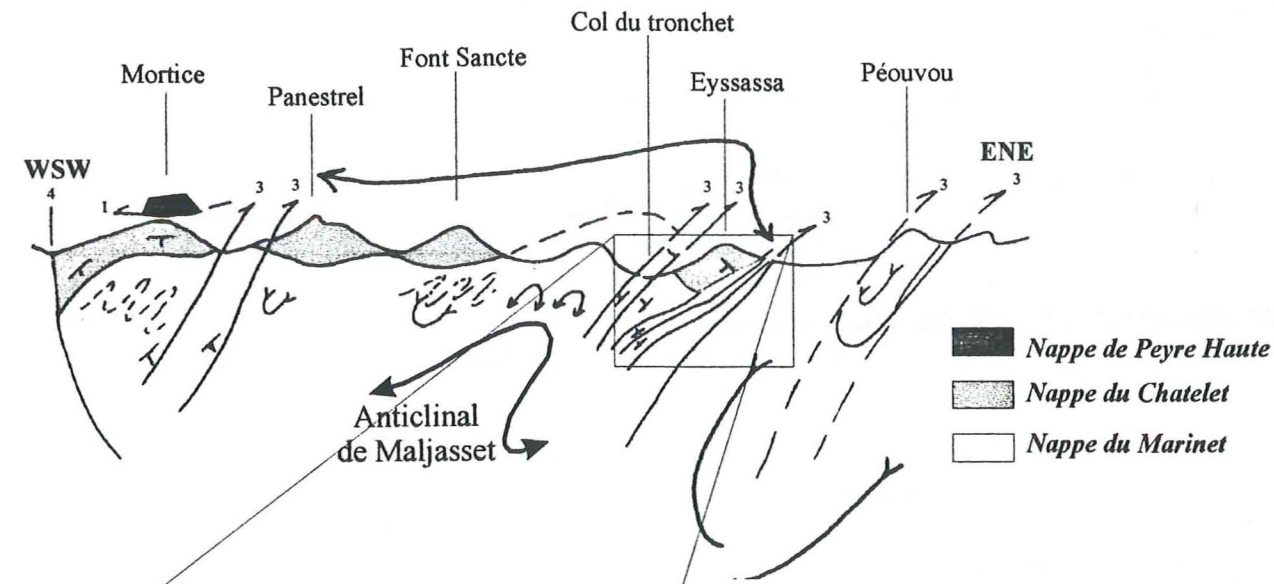


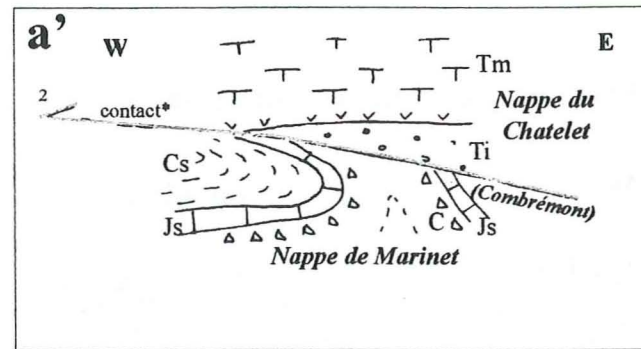
Figure 3.13 : Essai de dépliage de la coupe du Guil (coupe G-G')

- | | | | |
|--|--------------------------------|--|---|
| | Flyschs à Helminthoïdes | | Faille normale récente |
| | Trias supérieur de Peyre Haute | | Chevauchement ou rétro-chevauchement |
| | Trias moyen des autres nappes | | Chevauchement ancien renversé par le rétrodéversement |
| | Trias inférieur | | Surface érosive |
| | Lias prépiémontais | | |

A coupe I-I' simplifiée



Coupe du col du Tronchet



Dépliage (interprétation)

B

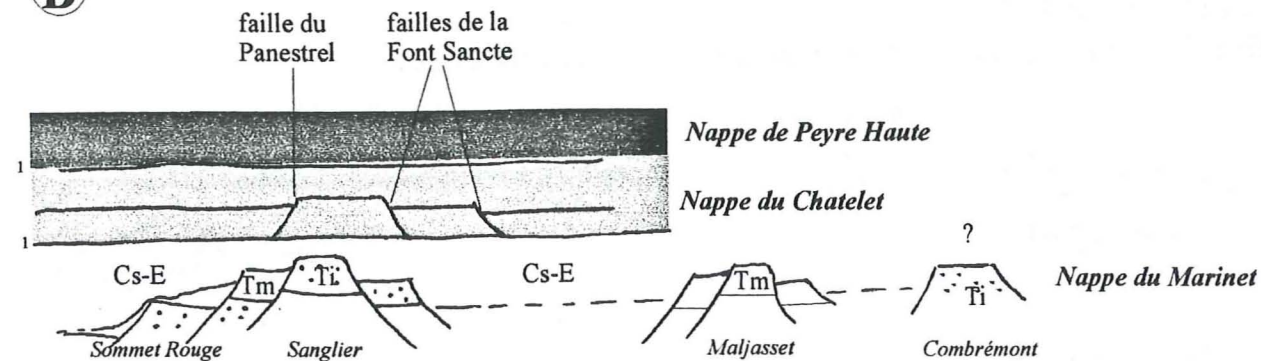


Figure 3.14 : Essai de dépliage de la coupe de l'Ubaye (coupe I-I').

Ti : quartzites du Trias inférieur ; Tm : dolomies du Trias moyen ; C : brèches du Carnien ; Js : calcaires du Jurassique supérieur ; Cs-E : calcschistes du Crétacé supérieur ou de l'Eocène ; 1, 2, 3, 4 : étape de déformation.

de la structure de l'anticlinal du Marinnet (coupe I-I') dans la coupe de l'Ubaye, qui montre la même discordance. L'anticlinal (horst) des Ayes est juxtaposé à l'ouest au synclinal du Mélezin (graben), qui comporte une épaisse série de calcaires du Néocomien et des brèches du Crétacé supérieur (fig. 3.15).

B) L'unité du Châtelet, qui comporte des dolomies du Trias moyen et des marnes épaisses du Jurassique moyen, surmonte l'unité de type Champcella, c'est à dire l'unité des Ayes, l'unité inférieure du Guil et l'unité du Marinnet. Elle est recouverte à l'ouest par l'unité de Peyre-Haute (klippes du pic des Houerts et de la crête de Vars) et à l'est par l'unité de Clot la Cime (fig. 3.13).

C) L'unité de Clot la Cime montre une série avec à la base des gypses et dolomies datées du Carnien surmontés directement par le Dogger transgressif (massif de Clot la Cime). Cette unité est souvent décoiffée à ce niveau marneux et est alors uniquement constituée de gypses.

Des cargneules observées au sommet des calcschistes Crétacé à Eocène de la série de l'Ascension sont la trace du passage d'une nappe à semelle de gypse au-dessus de la nappe de Peyre-Haute. La klippe du pic des Challanches montre une série de type Clot la cime, qui chevauche en hors-séquence le flanc inverse de la nappe de Peyre-Haute. Il faut noter que l'aire de Peyre-Haute possédait aussi une série évaporitique épaisse à la base des dolomies du Norien (décollement facilité) et aurait peut-être été en continuité paléogéographique avec l'aire de Clot la Cime (fig. 3.13).

D) Les "écaillies intermédiaires" sont actuellement insérées dans le contact entre la zone Briançonnaise et la zone piémontaise. Deux unités sont englobées dans la "Zone d'Acceglio" [Lemoine 1961]. On observe l'accolement de ces deux unités au niveau du col du Tronchet (Izoard) (fig. 3.3):

- unité de Combrémont, caractérisée par érosion anté-Jurassique supérieur profonde : l'*Ammonitico rosso* repose directement sur Quartzites du Trias inférieur ;

- unité du Prorel-Rio secco, caractérisée par une exhumation tardi-hercynienne du socle, puis par une érosion jurassico-crétacée.

Les écaillies à socle métamorphique (micaschistes) peuvent être distinguées cartographiquement des écaillies à série permo-scythienne épaisses (série de Combrémont). Ces deux unités de Briançonnais interne ont cependant les mêmes caractéristiques stratigraphiques que les unités de type Champcella (ex. unité de Roche Charnière). Elles sont caractérisées par une érosion anté-Malm et crétacée très importante.

L'unité de Combrémont pourrait être considérée comme le prolongement oriental de l'unité du Marinnet en raison de sa position structurale adjacente dans la coupe de l'Ubaye après dépliage (fig. 3.14a') et des affinités entre leurs séries stratigraphiques (érosions jurassiques et crétacées). Suivant cette hypothèse, et en dépit de son caractère plus métamorphique, elle aurait donc une origine moins interne que les unités du Chatelet et de Peyre-Haute (fig. 3.14). En tout état de cause, elle n'aurait pas de rapport paléogéographique direct avec l'unité du Prorel-Rio secco.

Au coeur de l'anticlinal renversé du Chaberton, l'unité du Prorel-Rio secco est directement chevauchée par la zone piémontaise (série du Chaberton-Grande Hoche, « Pré-piémontais », [Lemoine, 1961]), qui se biseaute vers l'est (coupe A-A'). La superposition dans ce cas n'est pas initiale, mais le résultat de chevauchement hors-séquence redécoupant l'édifice Piémontais sur Briançonnais. En effet, les unités piémontaises ont été charriées

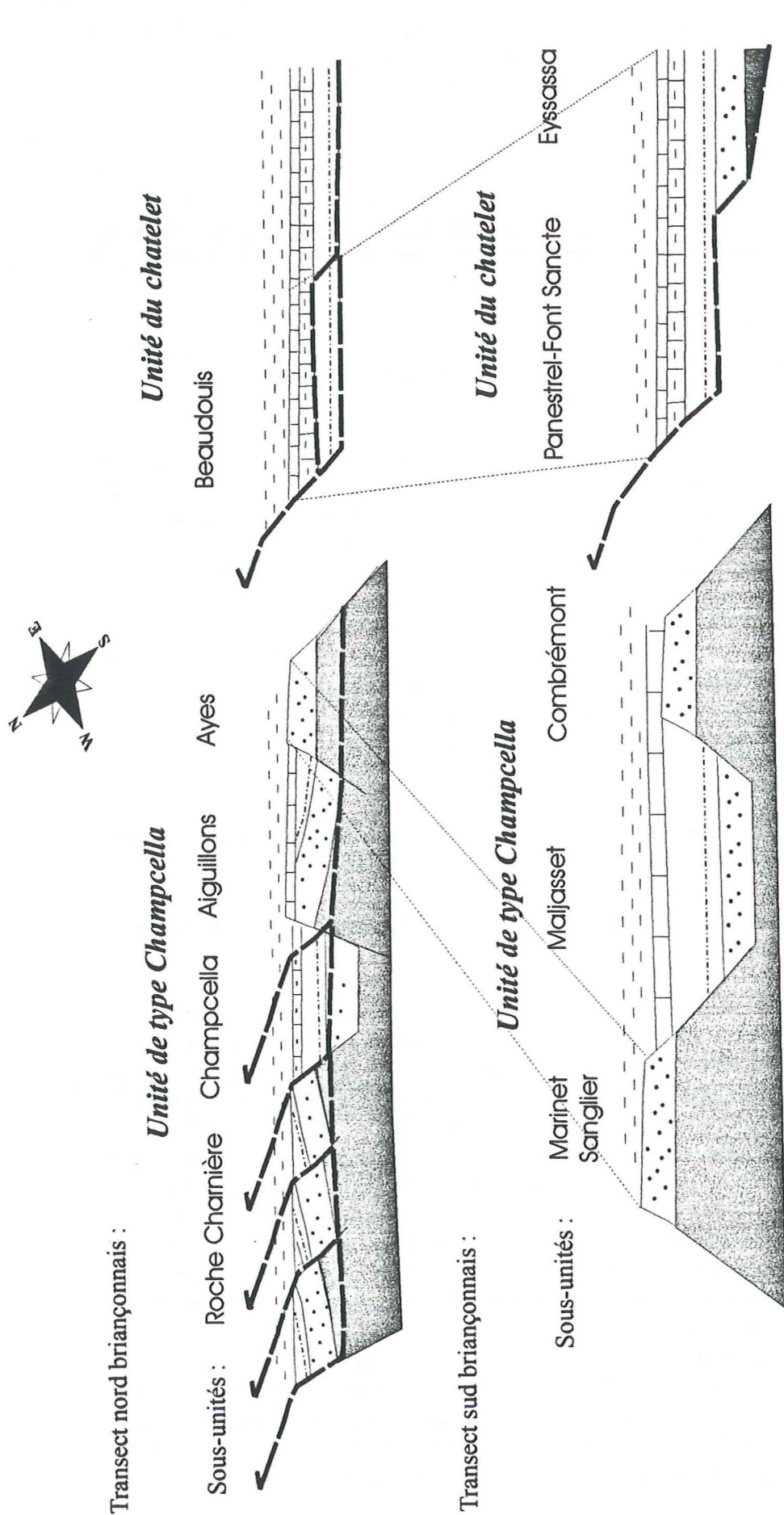


Figure 3.15 : Reconstitution paléogéographique des aires de sédimentation avant l'arrivée de la nappe de Peyre-Haute et le redécoupage hors-séquence en écaillés. Les chevauchements reprennent les limites des horsts et grabens crétacés. Ce dépliage est schématisé et l'échelle n'est pas respectée.

précocement sur les unités Briançonnaises. Sur les coupes F-F' et G-G' (fig. 3.1C), un chevauchement hors-séquence recoupe l'empilement d'unités piémontaises sur des unités Briançonnaises avant le renversement des séries (rétrocharriage). Ce chevauchement est visible au niveau de la "fenêtre d'Arvioux" et se poursuit vers le nord au niveau de la coupe A-A'.

E) L'unité de Peyre-Haute se trouve imbriquée dans l'édifice Briançonnais actuel, mais cette imbrication est principalement due à un chevauchement hors-séquence visible au niveau du Serre la Cavale (§ II-2, coupe G-G', fig. 3.13).

Je propose donc pour cette unité une origine plus interne que celles des unités de type Chatelet et Champcella. Étant donné que l'on ne connaît pas la direction de transport précoce de cette nappe, je présente plusieurs hypothèses de reconstitution paléogéographique suivant que cette direction de chevauchement anté-oligocène est :

- (1) parallèle au raccourcissement principal E-W ;
- (2) oblique au raccourcissement principal E-W (je suggère une direction N-NW, § II-2-A).

La seconde hypothèse me semble la plus plausible car la géométrie actuelle montre aux moins deux phases de chevauchements ayant des directions croisées (voir § II-2-A) et la phase de raccourcissement E-W liée à la mise en place des zones internes sur la zone externe génère des chevauchements hors-séquences au sein de la zone Briançonnaise (§ II-2).

III-2) Comparaison avec les domaines adjacents

A) Les écaillés subbriançonnais du secteur étudié sont pour la plupart décollés à la base des calcaires du Jurassique moyen. Leur série comporte des brèches au sommet de ces calcaires, puis des schistes noirs du Callovo-Oxfordien, des calcaires bréchiques du Néocomien (brèche de l'Argentière) et des calcaires crétacés supérieurs épais et bréchiques. Il n'existe apparemment pas de Jurassique inférieur. On trouve à leur base ou en écaillés isolées des dolomies cargneulisées attribuées au Trias supérieur (Norien ou Carnien?). Ce type de série (lacunaire) semble donc appartenir au domaine émergé Briançonnais au Lias-Dogger, et se distingue de celui-ci à partir du Jurassique moyen-supérieur. Cette série subbriançonnaise rappelle certains secteurs situés au bord externe de la zone Briançonnaise (ex. série de Tête Noire ou série de Champcella s. s. (partie 2, § II-2)).

B) Les unités piémontaises de marge continentale (ou "pré-piémontaises", selon Lemoine [1961]) sont essentiellement constituées par des dolomies noriennes (ex. Roche des clots, Grande Hoche, Chaberton, Rochebrune, Péouvou). Ces unités appartiennent à la marge continentale de la Téthys ligurienne [Lemoine *et al.*, 1978, Dumont, 1984]. Elles se composent d'une épaisse série de dolomies du Trias supérieur (800m de Norien, [Mégard-Galli, 1972]) surmontées de calcaires plus ou moins gréseux et de marnes d'âge Rhétien à Crétacé supérieur *sans lacune d'émersion*, à la différence des unités Briançonnaises et en particulier de l'unité de Peyre-Haute. Leur caractéristique essentielle est en outre qu'elles contiennent d'épaisses brèches d'âge Lias-Dogger à éléments d'origine Briançonnaise.

La différenciation entre zone Briançonnaise et zone piémontaise se fait lors de l'émersion du domaine Briançonnais, c'est à dire à partir du Lias inférieur. La lacune d'érosion est inexistante en domaine piémontais, intermédiaire sur les unités de type Peyre-Haute

(préservation du Lias) et importante sur les unités de type Champcella (érosion jusqu'au Trias moyen-Carnien).

Structuralement, les unités piémontaises sont actuellement situées à l'est sous les unités briançonnaises rétrodéversées (ex. Chaberton), ou elles-mêmes retrocharriées (ex. Rochebrune), ou encore séparées des unités briançonnaises par des failles récentes (ex. faille Est-briançonnaise).

C) Les écaïlles entraînées sous les nappes de flysch à Helminthoïdes

Au col de Restefond, des écaïlles briançonnaises et subbriançonnaises sont insérées entre les grès d'Annot autochtones et les nappes de Flysch à Helminthoïdes [fig. 3.15, Kerckhove, 1969]. L'ordre de superposition des écaïlles est le suivant, du bas vers le haut :

- l'unité du Chevalier-Ventebroun avec un Trias moyen complet assez épais de type Champcella.

- l'unité de Roche Chevalière composée de quartzites directement surmontées par une brèche conglomératique (Dogger) et par des calcaires noduleux roses du Malm. Un hard-ground crétacé à éocène (Nummulites du Priabonien) repose sur le sommet érodé de ces calcaires [Bourbon *et al.*, 1975, Bourbon, 1980], cependant des placages et des filons de Crétacé supérieur sont préservés (Turonien, *Helvetica Z.*).

L'érosion profonde d'âge Jurassique supérieur est comparable à celle enregistrée dans l'unité de Combrémont ou les "écaïlles intermédiaires" [Bourbon *et al.*, 1975].

- l'unité de la Roche de la Madeleine comprend des schistes versicolores du Trias supérieur (base du Norien) directement surmontés par des calcaires épais du Dogger puis par des marnes bréchiques du Crétacé supérieur par l'intermédiaire d'un hard-ground. Cette unité possède une série comparable à l'unité de Peyre-Haute orientale.

- l'unité du Mourre Haut est composée de calcaire récifal du Jurassique supérieur (série de type Séolanes) [Lereus, 1986] directement surmonté par le Nummulitique transgressif.

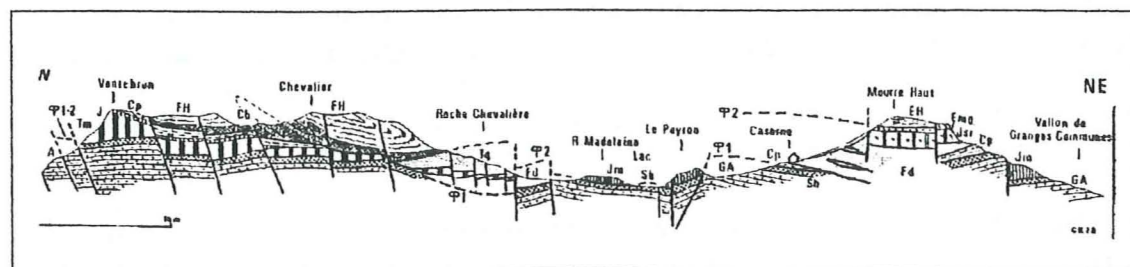


Figure 3.16 : Coupe des écaïlles briançonnaises situées sous la nappe de Flysch à Helminthoïdes au col de Restefond [Kerckhove, 1979].

GA : Grès d'Annot ; Tq : Trias inférieur ; Tm : Trias moyen ; Jm : Jurassique moyen ; Js r : Jurassique supérieur récifal ; J : Jurassique, C. : Crétacé ; FH : Flysch à Helminthoïdes.

On remarque que les unités de plate-forme (Jurassique récifal) se trouve actuellement au-dessus des unités de bassin (Jurassique pélagique). Cette disposition est paradoxale car, si l'on considère l'empilement actuel comme reflétant la disposition des domaines recouverts

lors du passage de la nappe de Flysch à Helminthoïdes, les écaïlles les plus élevées devraient provenir des domaines paléogéographiques les plus distaux, c'est à dire du bassin. Or, on observe le contraire. Par conséquent, les nappes de Flysch à Helminthoïdes auraient d'abord été charriées sur un domaine de plate-forme avant d'atteindre le domaine pélagique briançonnais. Ceci ne peut se concevoir dans un cadre paléogéographique simple, où les flysch à Helminthoïdes sont transporté du bassin océanique (leur milieu de dépôt) vers le continent suivant une direction constante vers l'ouest [Kerckhove, 1969] et au travers d'une marge organisée de façon cylindrique.

Par contre, ceci le pourrait dans l'hypothèse où le raccourcissement initial de nappes n'aurait pas eu la même direction que le raccourcissement principal E-W plus tardif (§ I-2 et § III), [Merle, 1982]. On peut également penser que les domaines de la marge étaient disposés obliquement par rapport à l'alignement N-S actuel des zones alpines.

III-3) Conclusion

Les structures héritées du Paléozoïque et du Mésozoïque (en particulier du Crétacé) ont servis de rails à l'inversion. Les nappes de charriage correspondaient à des aires de sédimentation plus ou moins subsidente suivant la période avant leur redécoupage par des chevauchements hors-séquences. Ainsi, les particularités stratigraphiques de chaque type de nappe défini au § I reflètent l'histoire tectonique de tel ou tel secteur de marge briançonnaise.

L'ensemble des données recueillies ne permettent pas de présenter ici une reconstitution palinspastique satisfaisante en trois dimensions. Nous n'avons pas obtenu assez de contraintes sur la direction de charriage précoce des unités tectoniques et sur leurs déplacements le long des failles décrochantes tardives pour replacer avec certitude les aires paléogéographiques distinguées dans leur position initiale.

Cependant, une synthèse des faits nouveaux est détaillée au § I-2 de la partie 4. Celle-ci permet de situer approximativement chacune des aires de sédimentation par rapport aux domaines adjacents briançonnais, subbriançonnais et piémontais.

* * *

PARTIE 4

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS

I) LE DOMAINE BRIANÇONNAIS AU MÉSOZOÏQUE

I-1) Déformation synsédimentaire du domaine au Mésozoïque

A) Chronologie de la déformation

L'analyse de la sédimentation du domaine briançonnais nous a permis de mettre en évidence les périodes de mobilité tectonique suivantes :

- Au Ladinien inférieur**, la déformation se traduit par une subsidence différentielle lors de la sédimentation de l'unité lithologique des « calcaires rubanés ». Elle est associée à un épaississement vers l'est qui paraît être relié à une distension, car on observe par ailleurs des failles normales et des filons sédimentaires.
- Au Ladinien terminal-Carnien**, la présence de brèches et de séismistes et la proximité d'une activité volcanique (cinérites) pourraient être la conséquence d'une extension régionale.
- Au Lias**, la fracturation syn-rift du domaine qui accompagne ou précède l'émergence de l'ensemble du domaine briançonnais, détermine deux aires paléogéographiques distinctes : l'aire de Champcella profondément érodée et l'aire de Peyre-Haute moins érodée.
- Au Callovien-Oxfordien**, une nouvelle fracturation du domaine briançonnais se superpose à la phase de subsidence thermique de la marge lors de l'ouverture de la Téthys ligurienne. La reprise des mouvements tectoniques amplifie la subsidence " post-rift ", remobilise des structures antérieures et en crée de nouvelles.
- De l'Aptien à l'Albien supérieur**, le développement de hard-grounds est contemporain du fonctionnement de failles normales délimitant des horsts et des grabens.
- Au Turonien supérieur**, les structures orientées E-W (orientation actuelle) semblent reprises en décrochement. Le régime tectonique paraît encore extensif, contrairement à une partie du domaine externe affecté par la compression N-S pyrénéo-provençale.
- Au Campanien-Maastrichtien**, l'importance des résédimentations pourrait annoncer le début de la convergence à l'instar du raccourcissement pyrénéo-provençal reconnu en domaine externe.
- A l'Eocène supérieur**, les premières nappes briançonnaises se mettent en place superficiellement par l'intermédiaire d'olistostromes. La nappe de Peyre-Haute se met en place dans un premier temps au début de la sédimentation du Flysch noir

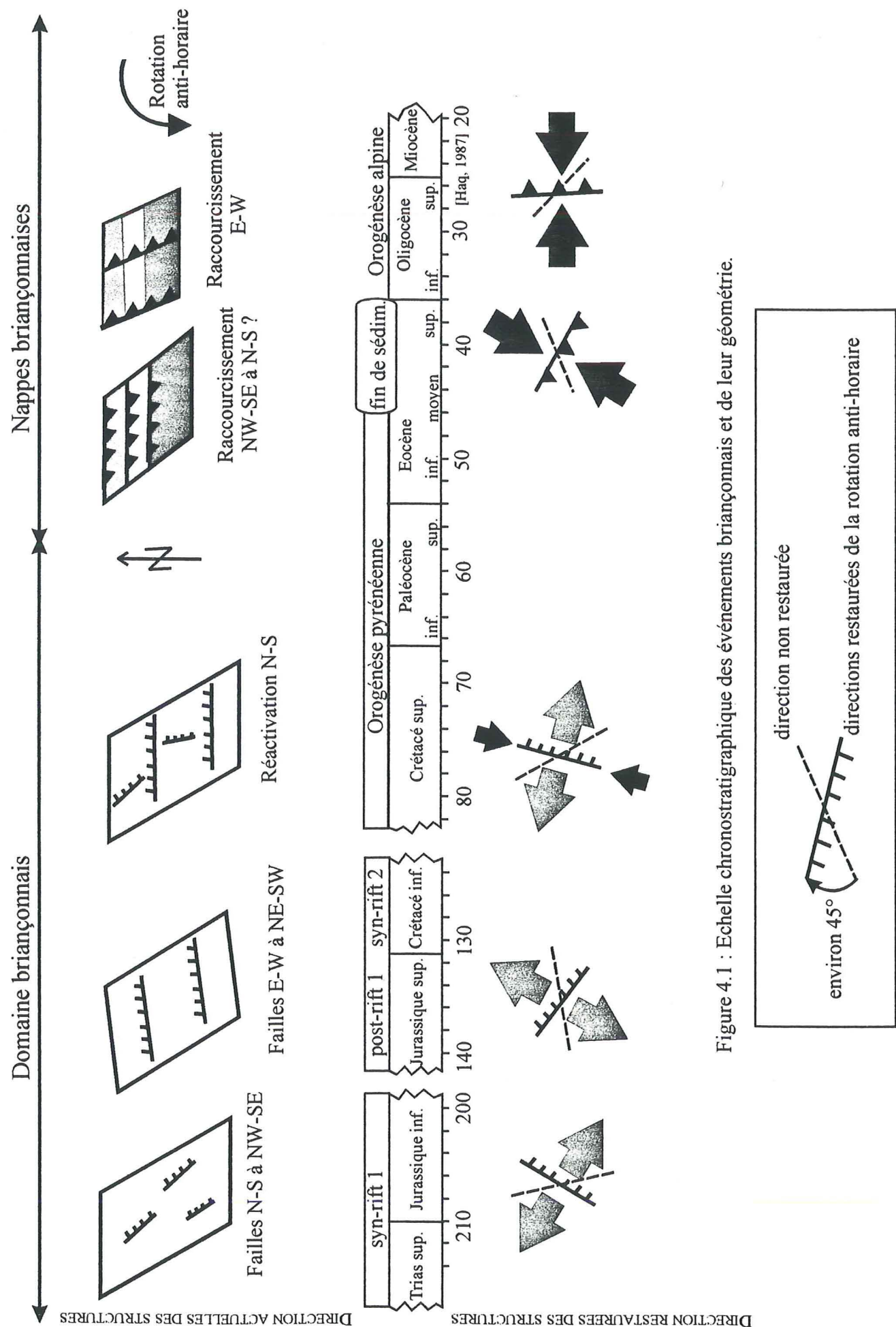


Figure 4.1 : Echelle chronostratigraphique des événements Briançonnais et de leur géométrie.

Briançonnais (Brèche des Queyrelets) avant celle du Prorel-Rio secco (Brèche de l'Eychauda, Bartonien à Priabonien, [Barfétý *et al.*, 1992]).

B) Prise en compte de la rotation post-oligocène pour l'interprétation des structures mésozoïques et de l'inversion

Les résultats de l'analyse paléomagnétique menée par J.C. Thomas [publication 3] sont locaux et préliminaires, mais semblent valider les modèles alpins de Ménard [1988] et Vialon *et al.* [1989]. Néanmoins s'ils se confirment pour l'ensemble des zones internes, les reconstructions paléogéographiques devront tenir compte de la rotation post-oligocène d'environ quarante degrés en sens anti-horaire.

C'est ce que j'ai fait sur la figure 4.1 : les failles liasiques actuellement N-S étaient NE-SW avant la rotation anti-horaire des nappes. Elles auraient donc été avant le cycle alpin, parallèles aux directions cévenoles dans le domaine externe et à l'axe du rift téthysien. De la même façon, les failles callovo-oxfordiennes NE-SW à E-W étaient E-W à NW-SE. Suivant la direction de la compression, qui a varié au cours du cycle alpin, ces structures mésozoïques ont été transportées passivement ou inversées.

La direction de raccourcissement oligocène est globalement perpendiculaire au front pennique, c'est à dire E-W au nord et NE-SW au sud de la zone d'étude. La direction antérieure est mal contrainte. Les nappes pourraient venir du S ou du SSW en considérant les travaux de Merle [1982] sur la nappe de Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon ou la courbure de la nappe de Peyre-Haute acquise en deux étapes (§ II-2-A). Ces directions seraient également à corriger, car ces phases de chevauchements sont antérieures à la rotation tardive mise en évidence par le paléomagnétisme.

I-2) Reconstruction paléogéographique de la zone Briançonnaise

A) Dépliage des unités Briançonnaises au SE du Pelvoux

La disposition structurale actuelle résulte des phases des compressions pyrénéo-provençales, puis alpines. L'interprétation suivant laquelle le cylindrisme des zones alpines reflète la structuration de la marge téthysienne est remis en cause si l'on prend en compte plusieurs phases de raccourcissements croisées et le redécoupage hors-séquence de l'édifice de nappes Briançonnaises à l'Oligocène. Le dépliage des unités Briançonnaises sur des critères stratigraphiques et tectoniques permet de distinguer cinq types d'unité tectoniques pour la zone Briançonnaise :

L'unité de Champcella constitue la base de l'édifice Briançonnais. Elle a conservé sa semelle permocarbonifère (couverture de la Zone Houillère) et présente une succession d'anticlinaux et de synclinaux correspondant aux horsts et grabens crétacés.

L'unité de Combrémont constitue un horst de l'unité précédente appelée unité de Mariné au sud de la zone étudiée.

L'unité du Chatelet s'en distingue par un Dogger marneux très épais. Celle-ci est recouverte par l'unité de Peyre-Haute sous forme de klippe (pic des Houerts, crête de Vars) et par l'unité de Clot la Cime.

L'unité de Clot la Cime chevauchait initialement l'unité du Chatelet au bord interne de la zone Briançonnaise et chevauche ensuite en hors-séquence l'unité Peyre-Haute (pic des Chalanches).

L'unité du Prorel-Rio secco provient d'un domaine affecté par une forte exhumation tardi-hercynienne. Elle est chevauchée directement par la zone piémontaise, mais il s'agit à

mon avis d'un chevauchement hors-séquence postérieur au chevauchement d'unités piémontaises sur d'autres unités Briançonnaises (unités de Clot la Cime et du Chatelet) ultérieurement rétrodéversé.

Les unités ci-dessus étaient toute en continuité avant écaillage et constituaient le bloc basculé Briançonnais.

L'unité de Peyre-Haute était située au sommet de l'empilement Briançonnais avant les serrages récents, et elle n'est recouverte que par un chevauchement hors-séquence situé à la base de l'unité du Chatelet. On peut donc envisager une proximité paléogéographique entre le domaine de Peyre-Haute et le domaine piémontais, cette unité chevauchant au niveau d'Arvieux l'unité du Chatelet. L'unité de Peyre-Haute représenterait une transition entre un domaine de bassin (les unités piémontaises), et un domaine émergé, karstifié et plus profondément érodé au Lias-Dogger (les autres unités Briançonnaises).

Cela pose le problème de sa position au sein du domaine Briançonnais et notamment vis à vis du nez du bloc basculé Briançonnais constitué par l'unité du Prorel-Rio secco (ou Zone d'Acceglio).

B) Unités Briançonnaises de Vanoise

Les unités Briançonnaises étudiées se prolongent au nord par celles de Vanoise. L'organisation paléogéographique proposée dans ce travail correspond à celui proposé par plusieurs auteurs pour les unités Briançonnaises de Vanoise.

L'unité métamorphique de Vanoise occidentale [Jaillard *et al.*, 1986] possède les mêmes caractéristiques stratigraphiques des unités de type Champcella.

L'unité de la Grande Motte comportant une série à Norien et Lias épais et bréchique est interprétée comme étant le prolongement structural au nord de l'unité de Peyre-Haute [Jaillard *et al.*, 1986, Deville, 1990]. Il n'existe cependant pas de continuité cartographique entre elles, c'est pourquoi Jaillard *et al.* [1986] évoque une structure résultant non pas de l'agencement mésozoïque, mais de décrochements à l'Alpin. Cette unité est replacée dans les reconstitutions paléogéographiques [Debelmas, 1987, Jaillard *et al.*, 1986, Deville, 1990] dans une position analogue à la nappe de Peyre-Haute, c'est à dire en position interne. Bien qu'elle appartienne clairement au domaine Briançonnais en raison de ses caractéristiques (émersion d'âge Jurassique inférieur à moyen, faciès du Jurassique moyen et supérieur, [Deville, 1986]), elle est également proche par ses faciès bréchiens du Lias des séries piémontaises de marge.

La zone de Val d'Isère-Ambin [Jaillard *et al.*, 1986, Deville, 1990, Jaillard, 1990] montre deux types d'unités distinctes, qui peuvent être comparées aux deux types d'unités que j'ai distingué dans les "écailles intermédiaires"

- la Zone du Chevril comporte des brèches jurassiques reposant directement sur les quartzites du Trias inférieur ou les calcaires dolomitiques du Trias moyen profondément érodés. Je compare donc cette zone aux unités de type Combrémont.

- la Zone du Clou-Mont Pourri comporte des résédimentations crétacées discordantes sur le Paléozoïque anté-permien comme la série de type Prorel-Rio secco. Des filons de marbres clairs sont signalés dans la série du Clou au sommet du Paléozoïque [Jaillard, 1990].

Ces deux unités paléogéographiques seraient contigues au Mésozoïque d'après Caron & Gay [1977], car la brèche polygénique de la zone du Chevril contient des éléments de micaschistes provenant des unités plus internes de type du Clou. Ces dernières auraient été en continuité avec la couverture du massif d'Ambin [Caron & Gay, 1977]. De même, la relation entre la zone de Val d'Isère-Ambin et les unités piémontaises adjacentes est établie du fait du contenu bréchique des séries piémontaises. Elles comportent une brèche jurassique à olistolithes de dolomies triasiques, de calcaires de type liasique, et de quartzites et de micaschistes identiques à ceux que l'on connaît dans le Trias inférieur et le Permien du massif d'Ambin [Caron & Gay, 1977, Jaillard *et al.*, 1986].

C) Unités subBriançonnaises de Maurienne (fig. 4.2)

La coupe du Perron des Encombres [Samec *et al.*, 1988] commence par une série Norien-Lias réduit-Dogger comparable à celles des unités de type Peyre-Haute. Au-dessus, la série comporte des calcaires marneux à *Cancellolophycus* surmontés par une brèche callovo-oxfordienne (Brèche du Télégraphe), puis par les "Terres Noires" oxfordiennes [Rudkiewicz, 1988]. La coupe de Tête noire en Briançonnais externe (fig. 2.8) comporte également des brèches du Callovo-oxfordien et des schistes noirs de l'Oxfordien [Barféty, 1967]. La série de Champcella montre des calcaires à silex au Jurassique supérieur, faciès de passage entre les marnes des unités subBriançonnaises et les calcaires noduleux (*Ammonitico rosso*) typiques des unités Briançonnaises. J'en déduis que la coupe de Tête Noire constituerait une série transitionnelle entre les séries subBriançonnaises et les séries Briançonnaises.

Les unités Briançonnaises situées à la base de l'édifice (couverture de la Zone Houillère) sont replacées à la bordure occidentale du domaine Briançonnais dans les reconstitutions paléogéographiques. Elles présentent de fortes affinités avec les unités subBriançonnaises de Maurienne probablement proches paléogéographiquement.

D) Unités subBriançonnaise et Briançonnaise des Préalpes (fig. 4.3)

Les Préalpes médianes sont subdivisées en deux nappes [Baud & Septfontaine, 1980, Mosar *et al.*, 1996, Borel, 1997], respectivement :

- les Médianes plastiques comportant une série complète du Norien au Pliensbachien ;
- les Médianes rigides avec une série comportant uniquement de l'Aniso-Ladinien karstifié.

La nappe des Médianes rigides est située structuralement sur celle des Médianes plastiques. Dans les reconstitutions paléogéographiques [Baud & Septfontaine, 1980], les Médianes plastiques sont replacées au NW et les Médianes rigides au SE, dans le prolongement des unités Briançonnaises (fig. 4.3).

Le domaine des Médianes rigides, comme l'unité de type Champcella, a été érodé jusqu'au Trias moyen au cours du rifting téthysien (ou des phases tectoniques postérieures). Le domaine des Médianes plastiques est comparé, de par la position structurale de la nappe correspondante, au domaine subBriançonnais [Baud & Septfontaine, 1980]. Il présente cependant des similitudes avec le domaine de Peyre-Haute jusqu'à l'émersion au Pliensbachien [Borel, 1997], mais s'en distingue à partir du dépôt des marnes à *Cancellolophycus* au Callovien comme les unités subBriançonnaises de Maurienne.

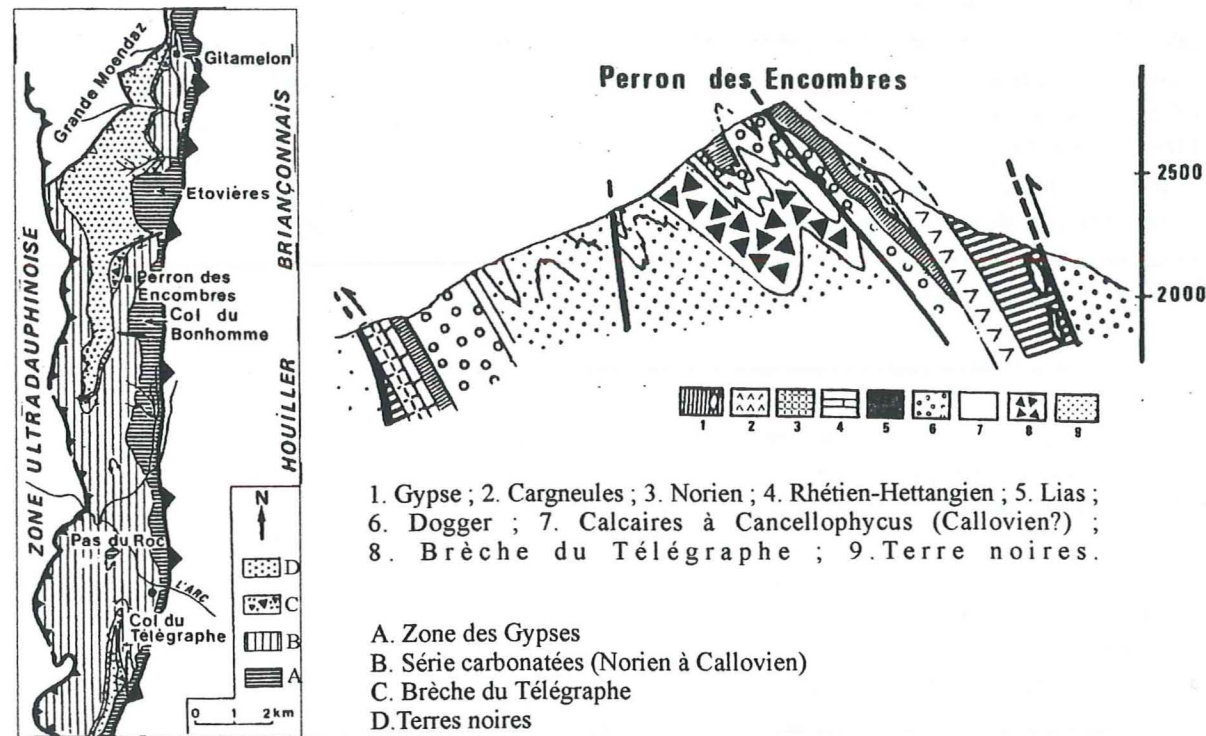


Figure 4.2 : Coupe et carte du Perron des Encombres [Samec *et al.*, 1988].

E) Conclusion

Certaines unités subbriançonnaises ont des affinités avec la nappe de Peyre-Haute (ex. nappe des Médiannes plastiques, unité du Perron des Encombres). Leur sédimentation syn-rift est identique mais leur sédimentation post-rift est différente. La position paléogéographique de ces unités au Jurassique moyen-supérieur (« post-rift ») peut être évaluée par rapport à l'emplacement du bassin de marnes à *Cancellophycus* fortement subsident.

Les unités de marge piémontaises et les unités de type Peyre-Haute-Grande Motte sont probablement issues de domaines de sédimentation proches.

En Vanoise, les unités de la zone de Val d'Isère-Ambin sont situées sous d'autres unités briançonnaises (unité à Trias supérieur de type Peyre-Haute ; unité à gypse de type Clot la Cime). La nappe de Peyre-Haute-Grande Motte est donc d'origine encore plus interne que ces « écaillés intermédiaires ».

I-3) Similitudes entre le domaine briançonnais et le domaine externe (Sud-Est de la France).

A) Comparaison de faciès

D'après la synthèse du Sud-Est de la France, [Debrand-Passard & Courbouleix, 1984], les environnements de dépôts mésozoïques de Provence et du domaine briançonnais présentent des ressemblances (fig. 4.4).

- *Au Trias* : les faciès carbonatés briançonnais bien développés ressemblent plus de par leur faune et de par leur épaisseur à ceux de Provence qu'au Trias réduit du Dauphiné [Ellenberger, 1963]. Au sein du Trias de Provence, des basaltes sont signalés à l'extrême base de la formation fossilifère du mont Faron datée du Ladinien [Glintzboeckel & Durand, 1984] et pourraient constituer une source pour les cinérites briançonnaises (partie 2, § I-1) suggérant ainsi la proximité des domaines provençaux et briançonnais.
- *Au Lias* : une zone haute (structure de la Tinée) s'individualise dès la début du Lias avec des séries peu épaisses et très incomplètes, parfois réduite aux seules formations hettangiennes, sinémuriennes ou lotharingienne [Dardeau, 1984] similaires aux formations de la série de Peyre-Haute (fig. 1.4). L'arrêt de sédimentation est également d'une durée comparable, la reprise des dépôts s'effectuant au Toarcien, à l'Aalénien, au Bajocien et au Bathonien, voire parfois au Callovien [Dardeau, 1984]. J'en déduis que le domaine briançonnais pouvait se trouver dans le prolongement est des domaines provençaux à Lias réduit ou lacuneux (arcs de Castellane et de Nice).
- *Au Dogger* : les séries marneuses du bassin des "Terre Noires" (domaine vocontien) montrent des faciès à *Cancellophycus* à la base [Kerckhove & Roux, 1978] comparables à ceux du bassin à *Cancellophycus* caractéristique des unités subbriançonnaises de Maurienne [Perron des Encombres, Samec *et al.*, 1988] et des Médiannes plastiques [Baud & Septfontaine, 1980].

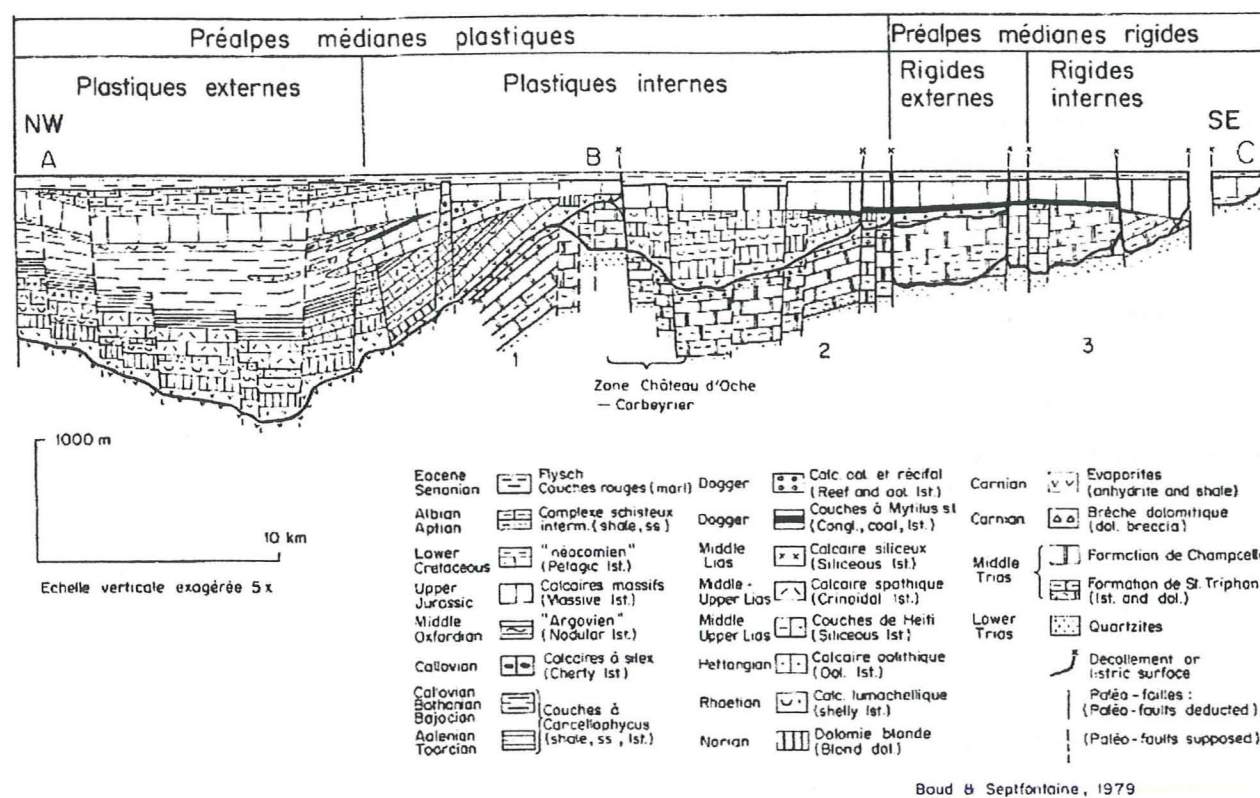


Figure 4.3 : Reconstitution palinspastique des nappes des Préalpes médianes, [Baud & Septfontaine, 1980].

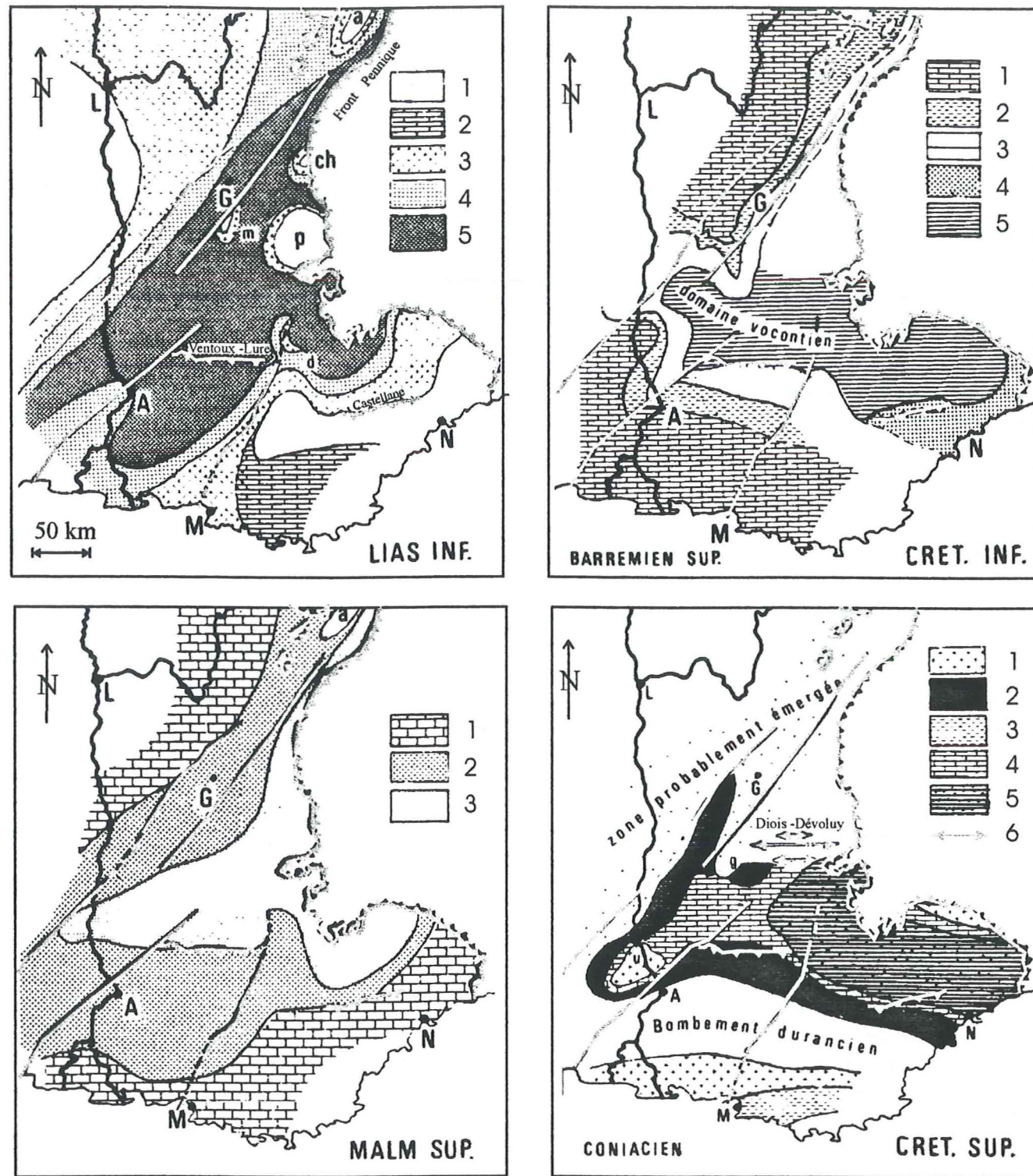


Figure 4.4 : Répartition des faciès mésozoïques dans le Sud Est de la France dans leur localisation actuelle, d'après [Debelmas, 1983]. L'allongement NW-SE du bassin du Sud Est devient progressivement E-W.

Les failles de direction cévenoles ont joué tout au long du mésozoïque. Les structures sont indiqués sur toutes les cartes, car le raccourcissement des aires paléogéographiques par la tectonique n'est pas pris en compte.

A. Avignon, G. Grenoble, M. Marseille, N. Nice

Lias inférieur : 1. zones émergées ; 2. Dolomies intertidales à supratidales ; 3. faciès zoogènes ; 4. et 5. Marnes et calcaires à Ammonites et Gryphées (respectivement de faible et forte épaisseur).

Malm supérieur : 1. calcaires récifaux (Portlandien) ; 2. calcaires pélagiques (Tithonique) ; idem, plus profonds.

Crétacé inférieur : 1. calcaires à Rudistes (Urgonien) ; 2. calcaires à débris (Urgonien) ; 3. marnes et calcaires à Spongiaires ; 4. conglomérats phosphatés et niveaux condensés, calcaires micritiques à Ammonites d'épaisseur réduite ; calcaires et marnes à Ammonites.

Crétacé supérieur : 1. calcaires à Rudistes ; 2. sables glauconieux et conglomérats ; 3. marnes gréseuses à brèches sédimentaires du sillon provençal ; 4. calcaires gréseux ; 5. calcaires pélagiques à foraminifères, Ammonites et Inocérames ; 6. plis.

- *Au Malm* : les faciès néritiques des "calcaires blancs de Provence" ont des affinités avec les calcaires à polypiers de l'unité des Séolanes [subbriançonnaise, Lereus, 1986], mais s'apparentent également aux calcaires micritiques briançonnais. La plate-forme provençale se prolongerait par le haut-fond briançonnais plus profond du fait de sa position plus externe sur la marge téthysienne.
- *Au Crétacé inférieur*, le faciès de l'Aptien ("Gault") trouvé au sud-est du domaine briançonnais (Lac du Vallonnet, Ubaye) correspond au grès glauconieux de Provence ou des Cévennes [Debrand-Passard & Courbouleix, 1984].

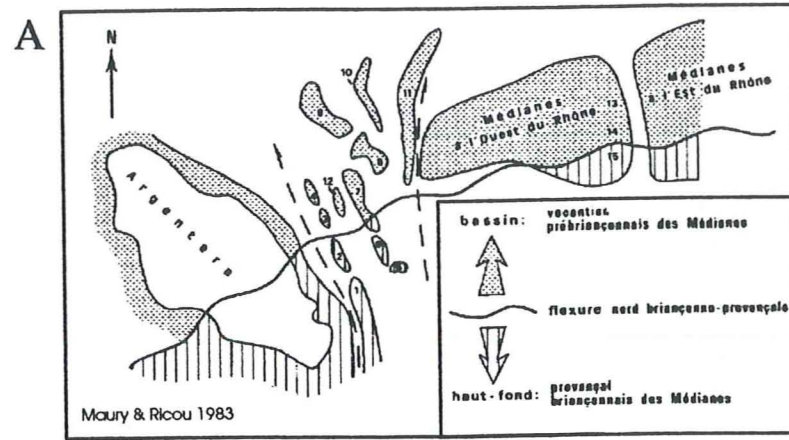
Dans le Sud-Est de la France, les dépôts du Lias sont répartis parallèlement aux structures « cévenoles » de direction NE-SW, fonctionnant lors du rifting téthysien (fig. 4.4). Ce bassin s'élargit de façon à devenir triangulaire lors de la transgression dogger [Dardeau *et al.*, 1988] et s'oriente progressivement suivant une direction E-W. Cette caractéristique va de pair avec une structuration E-W au Callovo-Oxfordien mise en évidence au nord de la Provence [dans les "Terres noires" du Diois et des Baronnies, Dardeau *et al.*, 1988], et maintenant reconnue dans le domaine briançonnais [ex. faille du Vallon Laugier, Claudel *et al.*, 1997]. Cet argument, ainsi que les similitudes dans l'enregistrement sédimentaire, permettent donc de proposer que les domaines briançonnais et provençaux étaient en continuité au Jurassique, le Briançonnais pouvant se trouver à l'Est.

Cette hypothèse fut déjà envisagée par Ricou [1980] et Maury & Ricou [1983]. D'après ces auteurs, la limite E-W entre le bassin vocontien et la plate-forme provençale se prolongeait à travers le massif de l'Argentera et au sein unités subbriançonnaises (fig. 4.5A). A partir du Jurassique moyen-supérieur, ces unités comportent en leur sein les faciès de transition entre un bassin (marnes à *Cancellophycus*) et une haut-fond (domaine briançonnais). La transgression bathonienne venant du nord dans le bassin du Sud-Est. Les séries subbriançonnaises se situaient effectivement au nord du domaine briançonnais au Jurassique d'après cette reconstitution paléogéographique (fig. 4.5A).

Trümpy [1976, 1988] et Stampfli [1993] contestent cette hypothèse et replacent le Briançonnais au sud de la Provence pour expliquer leurs affinités de faciès (fig. 4.5B). Le haut-fond provençal est contigu au nord avec le bassin vocontien en continuité avec les unités ultra-helvétiques [Laubscher, 1975], tandis que le bloc briançonnais est rattaché au bloc Corse-Sardaigne-Ibérie [Trümpy, 1976, Stampfli, 1993, Marchant & Stampfli, 1997]. Cette reconstitution implique un déplacement important de l'ensemble du bloc briançonnais jusqu'aux Préalpes et un dédoublement de la marge européenne sur la transversale suisse. Cependant, cette hypothèse repose sur une interprétation paléogéographique d'une zone tectoniquement compliquée constituées par les écailles ultra-helvétiques [Badoux, 1963] et par la zone submédiane [Weidmann *et al.*, 1976], mais elle a l'avantage de permettre la libre dérive du bloc ibérique lors de sa rotation au Crétacé. L'autre hypothèse est plus « autochtoniste » en ce qui concerne la position jurassique du domaine briançonnais.

B) Mise en place des unités internes

Le coulisage de l'ensemble des unités internes (unités subbriançonnaises, briançonnaises et piémontaises dès le Crétacé supérieur [Trümpy, 1976, Frisch, 1979, Ricou, 1980, Stampfli, 1993], expliquerait que les faciès de couverture mésozoïque de la zone



Les flèches indiquent la place des futurs décrochements, qui entraînent les différentes unités vers le nord.

- 1 : Unité de Tende ; 2 : salé ; 3 : Piconiera ;
 4 : Giodano ; 5 : Lan ; 6 : Séolanes ; 7 : cap. Morgon ;
 8 : Vallouise-L'Argentière ; 9 : Piolit-Petit Galibier ;
 10 : Lauzet-Roche Olvera ; 11 : Perron des Encombres-Moenda ; 12 : Pelat ; 13 : Mémise ; 14 : Borée-Neuva ;
 15 : dent d'Oche.

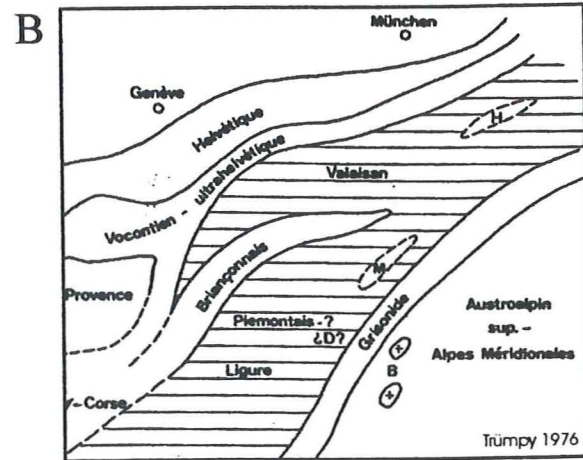
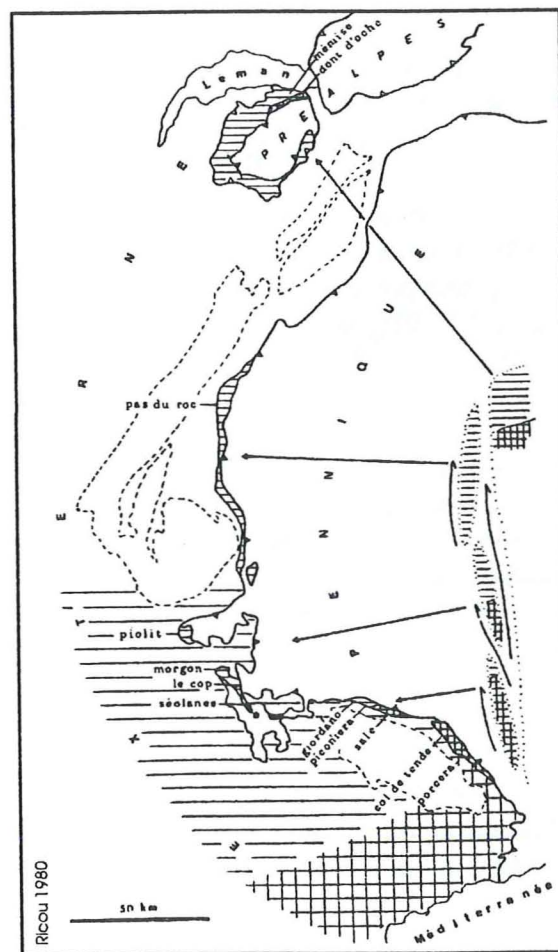


Figure 4.5 :
 Deux hypothèses de reconstitution paléogéographique pour les domaines Briançonnais, provençal et vocontin au Mésozoïque.

A. d'après Maury et Ricou [1983] ;
 B. d'après Trümpy [1976].

- bassin dauphinois
- plate-forme provençale

Figure 4.6 :
 Résultat du déplacement des unités subbriançonnaises et Briançonnaises lors des phases de compression pyrénéo-provençale et alpine d'après Ricou [1980].



externe ne sont pas comparables à ceux des zones internes adjacentes, car ils ne sont plus en face (tout spécialement pour le Trias).

D'après Ricou [1980], les différentes unités subbriançonnaises ne représentent pas un domaine paléogéographique, mais constituent une zone d'écaillage tectonique (fig. 4.6). Cette étroite zone subbriançonnaise représenterait la trace d'un décrochement senestre ayant joué entre le domaine externe (Sud-est de la France) et les domaines internes largement déplacés. De plus, les directions de structurations mésozoïques du domaine Briançonnais après une rotation inverse à celle anti-horaire, qu'il subit tardivement dans l'histoire alpine [publication 3] sont d'abord NE-SW, puis E-W et correspondent aux grandes lignes structurales du Sud-Est de la France.

Le déplacement des domaines internes (fig. 4.6) est antérieur au détritisme priabonien commun aux zones externe et internes [Trümpy, 1976, Ricou, 1980], à l'arrivée sur la zone externe des nappes de Flyschs à Helminthoïdes à l'Eocène supérieur [Kerckhove, 1969, Trümpy, 1976] et des Préalpes à l'Oligocène inférieur à moyen [Caron *et al.*, 1979, Lepinay, 1981]. Les unités subbriançonnaises et Briançonnaises pourraient être individualisées entre des rails d'une zone transformante fonctionnant de l'Aptien jusqu'au Cénomano-Turonien [Ricou, 1980, 1984]. Cette zone transformante recoupe obliquement l'alignement E-W des structures héritées de la phase du Jurassique moyen à supérieur et nécessite la création ou le jeu d'une discontinuité crustale pour permettre la translation vers le nord des unités internes.

Je propose que celle-ci soit située actuellement à l'emplacement du chevauchement pennique frontal, discontinuité majeure imagée par le profil ECORS-CROP [Sénéchal, 1991, Sénéchal et Thouvenot, 1991, Mugnier *et al.*, 1993, Pfiffner *et al.*, 1997]. Celui-ci fonctionna à toutes les étapes de la compression [Tricart, 1980] et pourrait rejouer actuellement en faille de détachement [Sue, 1998]. Cette suture pourrait être la trace de la limite crétacée des futures zones internes totalement inversée lors des compressions alpines. La direction initiale de cette zone de failles pourrait être parallèle aux failles senestres NE-SW, qui affectent le Sud-Est de la France au Crétacé [faille de Utelle-Maluna, Ricou & Frizon de Lamotte, 1986, faille de Nîmes, Hibschi, 1979, 1992], compatible avec un déplacement des domaines internes vers le nord lors de la compression N-S pyrénéo-provençale.

II) QUEL TYPE DE MARGE POUR LE DOMAINE BRIANÇONNAIS ?

II-1) Marge transformante

Le domaine briançonnais a été considéré comme étant issu d'une marge transformante inversée [Delpech, 1988, Lemoine *et al.*, 1989] pour expliquer sa surrection et ses multiples phases de structuration. La géologie marine, et notamment les campagnes de sismique et de forages profonds concernant la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, permettent de faire le point sur les mécanismes et les phases de développement des marges transformantes [Masclé & Basile, 1998] et ainsi de comparer ce type de marge au domaine briançonnais.

Les marges transformantes sont caractérisées par leur étroitesse et par l'ampleur des mouvements verticaux, qui signent une interaction entre contrôle tectonique, flux sédimentaire et thermique. L'évolution d'une marge transformante comprend trois stades [Masclé & Blarez, 1987, Masclé & Basile, 1998] :

- (1) *intracontinental* (ex. Mer Morte) ;
- (2) *actif* (ex. Golfe de San Andreas) ;
- (3) *passif* (ex. "ride" de Côte d'Ivoire-Ghana).

Par définition une marge transformante devient passive seulement lorsqu'elle est en contact avec de la croûte océanique, ce qui élimine cette hypothèse pour le domaine briançonnais séparé de l'océan par le domaine marginal piémontais au Jurassique. Il ne s'agit donc pas d'une "ride marginale" individualisée en contexte de marge transformante "passive" de type Côte d'Ivoire.

Une zone transformante intra-continente est caractérisée par une succession de bassins en "pull-apart" disposés en échelon. Ces bassins présentent d'abord des fractures parallèles à l'axe du rift et éventuellement des épaulements exprimés à l'aplomb des segments strictement divergents. Des fractures perpendiculaires à l'axe du rift apparaissent à la frontière entre les deux plaques à la fin du stade intra-continental (début du coulissement) et permettent le basculement caractéristique des marges transformantes [Masclé & Basile, 1998]. L'origine exclusivement thermique de la surrection des "rides" marginales est abandonnée par ces auteurs. Par comparaison avec le modèle théorique [Basile, 1990], le domaine briançonnais émerge à la suite d'une phase de fracturation syn-rift (partie 2, § I-2) et non lors de la phase post-rift. Son évolution présente par la suite une phase de fracturation perpendiculaire lors de l'ouverture du domaine océanique, mais ne se traduit pas par la création d'un relief abrupt (ride) et d'un bassin à remplissage détritique fortement subsident entre celle-ci et le reste de la marge. De plus, aucun indice tectonique de transpression ou de transtension n'ont été clairement mis en évidence sur le terrain pour cette période, à part localement dans les Préalpes [Septfontaine, 1995]. Il est donc difficile d'imputer le soulèvement et l'émersion jurassique du domaine briançonnais à un mécanisme de zone transformante intra-continente.

Par contre une *zone transformante intra-continente* fonctionnant au crétacé est identifiée au nord des Pyrénées. Celle-ci relierait pour Frisch [1979] et Stampfli [1993] le rift valaisien et le rift du Golfe de Gascogne. Dans ces modèles, le rift transformant pyrénéen se serait propagé vers l'ouest pendant la dérive de l'Ibérie par rapport à l'Europe (fig. 4.7).

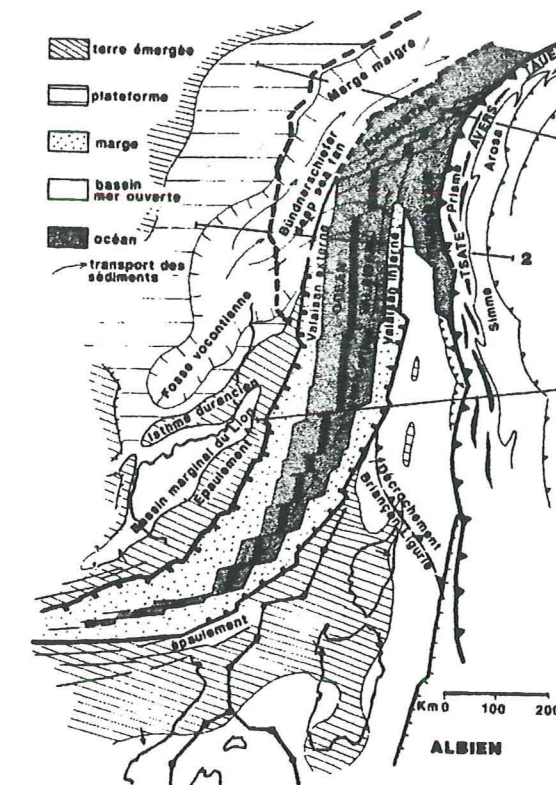


Figure 4.7 : Faille transformante intra-continente reliant le Golfe de Gascogne et le rift valaisien [Stampfli, 1993]

Cependant, nous verrons dans le § III-2 que ce modèle se heurte à l'impossibilité de faire passer un décrochement important dans le Golfe du Lion entre la Provence et la Corse jusqu'à l'ouverture de la mer Ligure à l'Oligocène.

II-2) Marge en divergence

L'émersion du domaine briançonnais peut s'expliquer dans un contexte extensif par la surrection d'un épaulement de rift, par comparaison avec les rifts du Golfe de Suez et de la Mer Rouge [Dumont & Grand 1987, Stampfli & Marthaler, 1990, Favre & Stampfli, 1992]. L'étape principale du rifting montre le soulèvement des épaulements du rift en même temps qu'un renforcement de la subsidence dans sa partie axiale. Le soulèvement de cette zone pourrait s'expliquer par un mécanisme de surrection thermique d'origine mantellique dans un modèle de marge en cisaillement simple de type Wernicke envisagé par Lemoine *et al.* [1986], Rudkiewick [1988] et Favre & Stampfli [1992].

La surrection du domaine briançonnais au cours de l'étape liasique du rifting est confirmée par la karstification et les produits d'érosion continentales (brèches), qui se retrouvent dans le domaine piémontais adjacent. On sait que l'érosion peut enlever jusqu'à deux kilomètres de séries à l'aplomb des épaulements [Favre & Stampfli, 1992]. Le domaine briançonnais constituerait alors au Lias-Dogger une zone d'épaulement de rift au sein de la marge en divergence du futur océan Téthys ligure.

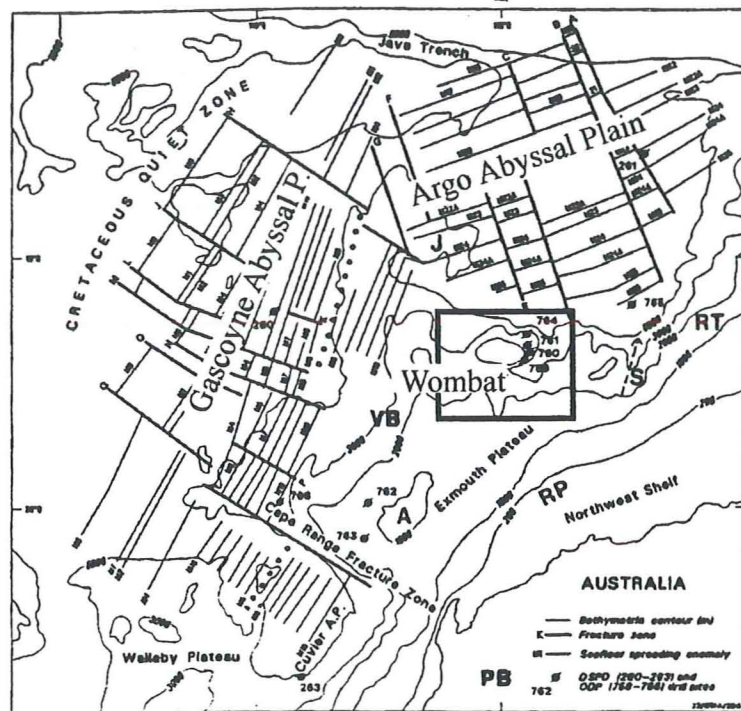


Figure 4.8 : Localisation du plateau de Wombat (NW de l'Australie) à l'intersection de deux ouvertures océaniques décalées dans le temps [d'après Williamson *et al.*, 1989].

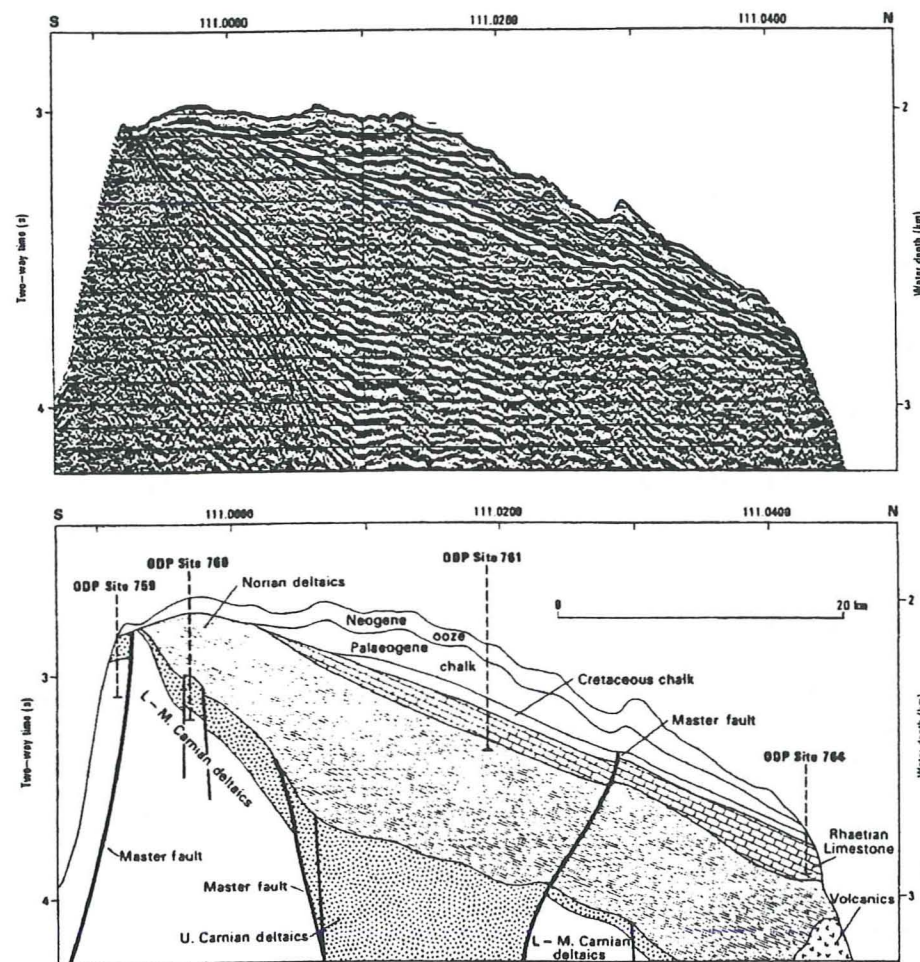


Figure 4.9 : Coupe du plateau de Wombat d'après les données de sismique marine et les résultats des forages ODP 759, 760, 761, 764 du Leg 122 [d'après Williamson *et al.*, 1989].

II-3) Plateau marginal à la croisée de deux riftings :
exemple du plateau du Wombat (Exmouth, NW Australie)

Le plateau marginal de Wombat se situe à l'intersection de la Néotéthys et de l'Océan indien (fig. 4.8). Celui-ci a fait l'objet d'une campagne de sismique marine et de forages profonds (Leg ODP 122, sites 759, 760, 761 et 764) [von Rad *et al.*, 1992]. La série sédimentaire révèle une importante lacune (du Rhétien au crétacé, soit 70 Ma, fig. 4.9) analogue à celle du domaine briançonnais. Cette lacune est en partie d'origine érosive [Dumont & Röhl, 1992]. Elle résulterait de deux cycles d'ouvertures océaniques perpendiculaires décalés dans le temps [Dumont, 1992] : au nord, le rifting de la plaine abyssale Argo débutant au Carnien conduit à l'accrétion de la Néotéthys à partir de l'Oxfordien (anomalies M 25-M26) et à l'ouest, le rifting de Gascoyne à partir du Callovo-Oxfordien aboutit à l'accrétion de l'Océan indien au Valanginien-Hauterivien (anomalie M10).

Le domaine briançonnais présente lui aussi plusieurs structurations de directions différentes et décalées dans le temps. Il est affecté au Lias par des failles NE-SW (direction au Mésozoïque) et constitue alors une zone d'épaulement du rift. A partir de l'Oxfordien, le domaine briançonnais montre des structures E-W, qui sont compatibles avec une extension N-S et contemporaines de la création du bassin à Cancellophycus (domaine vocontien et subbriançonnais) alors situé au nord du domaine briançonnais [Maury & Ricou, 1983, § I-3].

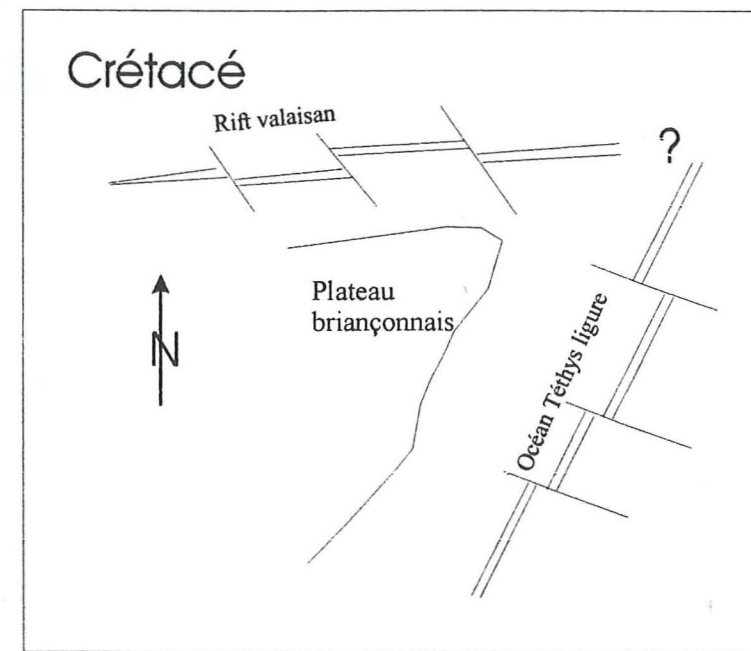


Figure 4.10 : Localisation du domaine briançonnais à l'intersection de deux ouvertures océaniques décalées dans le temps.

Le domaine briançonnais pourrait donc avoir été influencé par la proximité de deux rifts : le rifting téthysien au sud-est ; le rifting valaisan au nord (fig. 4.10), et peut ainsi être comparé au plateau du Wombat.

* * *

III) CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS : CINÉMATIQUE DE L'IBÉRIE ET DE L'APULIE

Une reconstitution géodynamique doit prendre en compte les mouvements relatifs Europe-Afrique, et les mouvements des microplaques Ibérie et Apulie (fig. 4.11). Les reconstitutions cinématiques de Dercourt *et al.* [1985], Stampfli [1993, 1996], Ricou [1994] et Olivet [1996] et Stampfli *et al.* [1998] sont basées sur les cartes de faciès des zones situées dans les chaînes de collision (Alpes, Pyrénées) et sur les données cinématiques de l'océan Atlantique complétées par l'acquisition récente de profils sismiques.

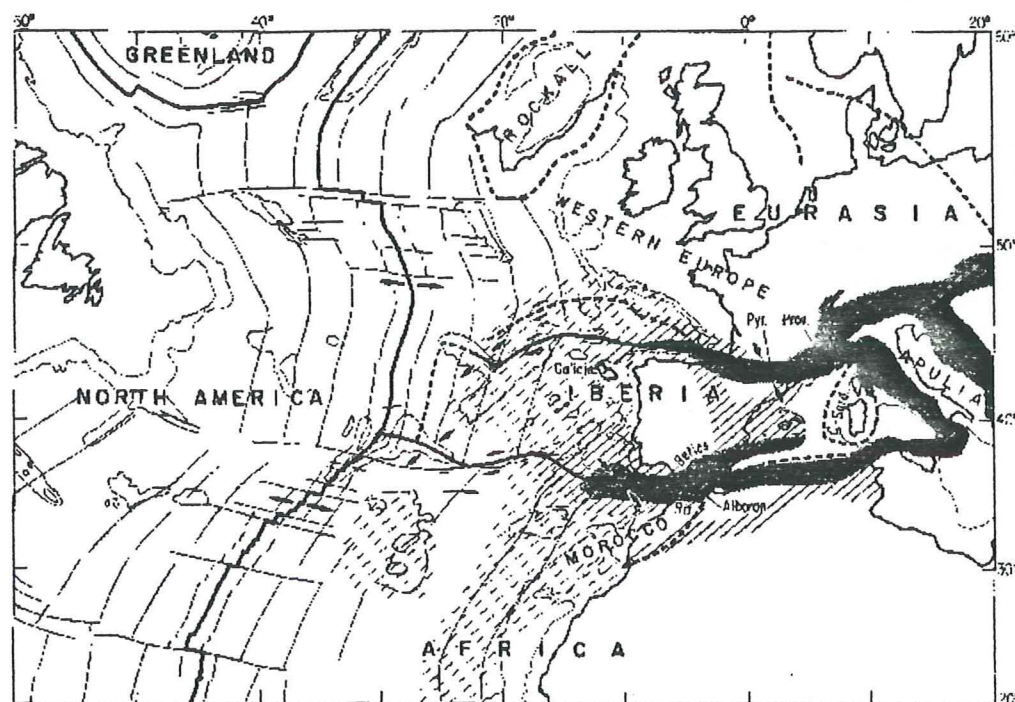


Figure 4.11 : Limites de plaques et micro-plaques (fossiles en pointillés) ayant joué un rôle dans la position actuelle du domaine marginal briançonnais [Olivet, 1996].

La synthèse présentée dans ce chapitre reprend ces reconstitutions et met en évidence les relations entre les événements tectoniques enregistrés au sein du domaine briançonnais et la cinématique des océans adjacents au cours du Mésozoïque (figure 13, publication 2).

III-1) Enchaînement des cycles d'ouverture océanique au Mésozoïque

A) Hallstatt-Meliata et Vadar

Les considérations sur les faciès et les âges des formations des segments carpathiques, helléniques et dinariques des Alpes centrales ont permis de proposer des reconstitutions paléogéographiques pour les zones de Hallstatt-Meliata et de Vadar montrant : (1) soit un rifting arrière-arc conduisant à la création au Trias supérieur d'un seul espace océanique [Stampfli & Pilleveit, 1993, Stampfli, 1996] ; (2) soit de deux cycles d'ouverture-fermeture océanique distincts séparées dans le temps et dans l'espace, la fin de l'accrétion océanique Hallstatt-Meliata datant de l'Oxfordien moyen,

tandis que l'océan Vadar reste ouvert jusqu'au Crétacé supérieur (collision Europe-Apulie) [Channell & Kozur, 1997].

Les ophiolites du domaine de Meliata sont datées par leur couverture sédimentaire du Ladinien [Kozur 1991]. Les ophiolites de la zone de Vadar naissent également au Ladinien-Carnien [Haas *et al.*, 1995]. Ces données montrent que les ophiolites des domaines de Meliata et de Vadar sont co-génétiques.

Les premiers faciès pélagiques de Méliata se déposant sur la marge de ce domaine (sédiments post-rifts) sont datés de l'Anisien supérieur [Kosur & Mock, 1997]. Ceux de type Hallstatt se développent à partir du Carnien et jusqu'au Norien [Channell & Kozur, 1997].

Dans les cas (1) ou (2), l'enregistrement sédimentaire d'une activité tectonique au Ladinien moyen dans le domaine briançonnais serait l'écho du rifting Hallstatt.

B) Atlantique Central/Téthys ligure

L'étude des marges conjuguées de l'Atlantique central met en évidence un rifting étalé entre le Carnien et le Sinémurien, soit pendant 30 Ma [Le Roy, 1997, Le Roy *et al.*, 1997]. Les profils sismiques de la marge marocaine indiquent que la structuration est polyphasée et que les phases peuvent être séparées par des périodes de calme tectonique [Le Roy *et al.*, 1997]. Les reconstructions paléogéographiques basées sur la cartographie des couples d'anomalies magnétiques [Olivet *et al.*, 1984] montrent une propagation de l'accrétion océanique du sud vers le nord à partir du Dogger [Le Roy, 1997]. L'accrétion de l'Atlantique central à la latitude du Sahara occidental débute au Lias-Dogger (Pliensbachien ou Bajocien) ; la précision des datations reposant sur les déductions établies à partir de différentes reconstitutions cinématiques :

- Pliensbachien (185-190Ma), selon Olivet *et al.* [1984] en tenant compte de l'augmentation de vitesse décelée à la fin du Dogger entre Afrique et Europe (de 1cm/an à 4-6 cm/an) ;
- Bajocien (175Ma), selon Klitgord et Schouten [1986] en supposant une vitesse d'accrétion constante de 2 cm/an.

Cette date est précisée par les nouvelles données récoltées dans les îles Canaries (coupe de Fuerteventura), qui montrent que la croûte océanique atlantique est sous-jacente de sédiments datés du Toarcien supérieur-Aalénien inférieur [Steiner *et al.*, 1998].

L'ouverture de l'Atlantique central serait contemporaine de celle de la Téthys alpine puisque certaines ophiolites alpines sont datées du Bajocien [Bill *et al.*, 1997]. La structuration et la morphologie des marges atlantiques sont ainsi à celles de la marge européenne de la Téthys ligure jusqu'au Dogger-Malm [Graciansky *et al.*, 1979, Bernoulli & Lemoine, 1980, etc.].

C) Atlantique nord/Golfe de Gascogne

La limite Barrémien-Aptien (anomalie M0) marque le début de l'accrétion de l'Atlantique nord et peut-être du Golfe de Gascogne (point triple). En réalité, l'anomalie M0 ne pénètre pas dans le Golfe de Gascogne [Malod, 1989]. La discontinuité post-rift est située à la limite Barrémien-Aptien [Olivet, 1996] et Aptien supérieur dans la partie nord du Golfe de Gascogne [Montadert *et al.*, 1979]. L'ouverture océanique se propage donc du sud-ouest vers le nord-est. En fait, l'ouverture du Golfe de Gascogne se fait tout d'abord suivant une extension strictement N-S du Barrémien à l'Albien (peut-être dès le

Jurassique terminal [Boillot *et al.*, 1984], puis au sein d'une zone transtensive E-W de l'Albien au Turonien supérieur, qui permet la dérive de la plaque ibérique vers l'est [Olivet, 1996]. L'Ibérie se déplace d'environ trois cent kilomètres avec une rotation et un mouvement senestre par rapport à la plaque européenne le long de la direction transformante du Golfe de Gascogne [Olivet, 1996]. Le rift se poursuit dans les Pyrénées par une zone transformante représentée selon les modèles par :

- la " faille nord-pyrénéenne " [Choukroune & Mattauer, 1978] ;
- une succession de bassins ouverts en transtension délimités par des failles senestres de direction NE-SW [Peybernès, 1978].

Le bassin pyrénéen de Parentis est un exemple de bassin subsident initié sur un décrochement senestre majeur à partir du Néocomien [Masse, 1997]. Les courbes de subsidence concernant ce bassin [Brunet, 1997], basées sur des puits situés sur le tracé du profil ECORS du Golfe de Gascogne, montrent une migration de la subsidence du sud vers le nord sur les marges atlantiques et d'ouest en est sur celles du Golfe de Gascogne. Les périodes d'accélération de subsidence identifiées dans le bassin de Parentis sont : (1) *Trias terminal-Lias inférieur* ; (2) *Oxfordien-Kimméridgien* ; (3) *Barrémien* ; (4) *Aptien inférieur* et *Albien inférieur* (début de l'inversion).

Brunet [1997] utilise un modèle pouvant prendre en compte plusieurs phases d'extension successives (mais coaxiales), qui peut rendre compte de l'histoire tectonique polyphasée. Celle-ci, tout comme celle du domaine briançonnais, est liée à la cinématique d'ouverture de l'océan Atlantique central, puis de celle de l'Atlantique nord et du Golfe de Gascogne. L'âge de ces événements seront comparés dans le § ci-après avec les datations obtenues pour les événements enregistrés sur le plateau marginal briançonnais.

D) Rift et océan valaisan

L'âge et la nature océanique du domaine valaisan sont controversés, car les nappes issues de ce domaine ont été soumises à un métamorphisme intense (éclogitique à schistes bleus) et à plusieurs phases de plissement. Si l'accrétion océanique au Crétacé semble admise dans les unités des Alpes centrales [Vuichard, 1984], celle-ci est contestée dans les Alpes occidentales [Lemoine *et al.*, 1986, Cannic, 1996].

Pour les Alpes centrales, Schmid *et al.* [1990] propose une accrétion dans de petits bassins ouverts en transtension dès le Jurassique supérieur, car des calcaires à Aptychus se trouvent sur les ophiolites de Martegnas. Florineth & Froitzheim [1994] décrivent également un amincissement crustal précédant le dépôt de sédiments datés du Crétacé inférieur (nappe de Tasna, Barrémien à Aptien).

Dans les Alpes occidentales, la zone du Versoyen (complexe magmatique et sédimentaire) montre des basaltes tholéitiques recoupés par des filons leucocrates cogénétiques datés du Carbonifère supérieur - Permien inférieur [datation U/Pb sur zircons, Cannic, 1996]. L'amincissement crustal existe donc sans nul doute au Crétacé, mais il mettrait à nu des basaltes liés à un cycle d'ouverture hercynien [Cannic, 1996] et non pas une croûte océanique datée du Crétacé par les « flyschs » sus-jacents [Jeanbourquin & Burri, 1991]. Dans la suite de la discussion, je tiendrai compte d'une distension apparue au Jurassique supérieur.

III-2) Cinématique des plaques et structuration du domaine briançonnais (région de Briançon)

Ladinien inférieur

Cette phase de déformation syn-sédimentaire intervient pendant le rifting de l'océan ou des océans Hallstatt-Meliata-Vadar, ouvert au Trias supérieur. D'après Stampfli [1996], le domaine briançonnais était contigu avec ces domaines des Alpes centrales avant ouverture de la Téthys ligure. Le domaine briançonnais pourrait donc avoir enregistré l'extension liée à ce rifting dans la sédimentation du Ladinien inférieur (partie 2, § I-A).

Carnien et Lias

Deux phases principales de rifting ont été mise en évidence sur les marges de l'Atlantique central : au Carnien et au Sinémurien [Favre & Stampfli, 1992, Le Roy, 1997]. Le rifting téthysien ligure cogénétique de l'Atlantique central [Bernoulli & Lemoine, 1980] débute peut-être dès le Carnien, car on observe comme sur les marges atlantiques des indices d'une activité tectonique dès le Ladinien supérieur-Carnien en domaine briançonnais.

Lors de la seconde phase du rifting téthysien, on observe en domaine briançonnais une émergence s'étalant du Sinémurien dans la région de Briançon au Toarcien dans les Préalpes [Borel, 1997]. Les failles liasiques NE-SW sont associées à la surrection du domaine briançonnais, qui constituerait au Lias-Dogger un épaulement de rift du futur océan Téthys ligure (fig. 2.12, étape 1).

Callovien-Oxfordien

Au Jurassique supérieur, une extension N-S affecte le Sud Est de la France. Cet événement est également enregistré dans la sédimentation du domaine briançonnais et du domaine subbriançonnais contigu (§ I-1-C). Les failles associées étaient E-W à NW-SE avant la rotation post-oligocène, et sont compatibles avec une extension N-S ayant donné naissance à cet époque au bassin vocontien. Cette extension pourrait correspondre à l'écho du rifting du Golfe de Gascogne [Graciansky *et al.*, 1987, Graciansky et Lemoine, 1988, Dardeau *et al.*,] et/ou du rifting valaisan [Stampfli, 1993].

Cependant, les premières distensions enregistrées aux abords du futur espace océanique du Golfe de Gascogne apparaissent seulement au Kimméridgien [Aquitaine, Matthieu 1986, Pyrénées Canérot 1987]. Par ailleurs, la subsidence du bassin de Parentis [Brunet 1997] montre une accélération à l'Oxfordien-Kimméridgien. L'activité tectonique enregistrée dans la sédimentation des domaines briançonnais et provençaux au Callovien-Oxfordien correspondrait donc plutôt au « rifting » valaisan [Schmid *et al.*, 1990] géographiquement plus proche.

En effet, la zone subbriançonnaise actuelle ne se prolonge pas au nord de l'arc alpin, elle est prise en relais par la zone valaisane (fig. 1.2). Je propose que la structuration en bloc basculé d'âge Jurassique moyen à supérieur, qui affecte le bassin vocontien soit en continuité avec celle du bassin subbriançonnais [Maury & Ricou, 1983]. Suivant la remarque ci-dessus, celle-ci serait également le prolongement ouest du rift valaisan (fig. 4.12, étape 2) fonctionnant à cette époque d'après Schmid *et al.* [1990].

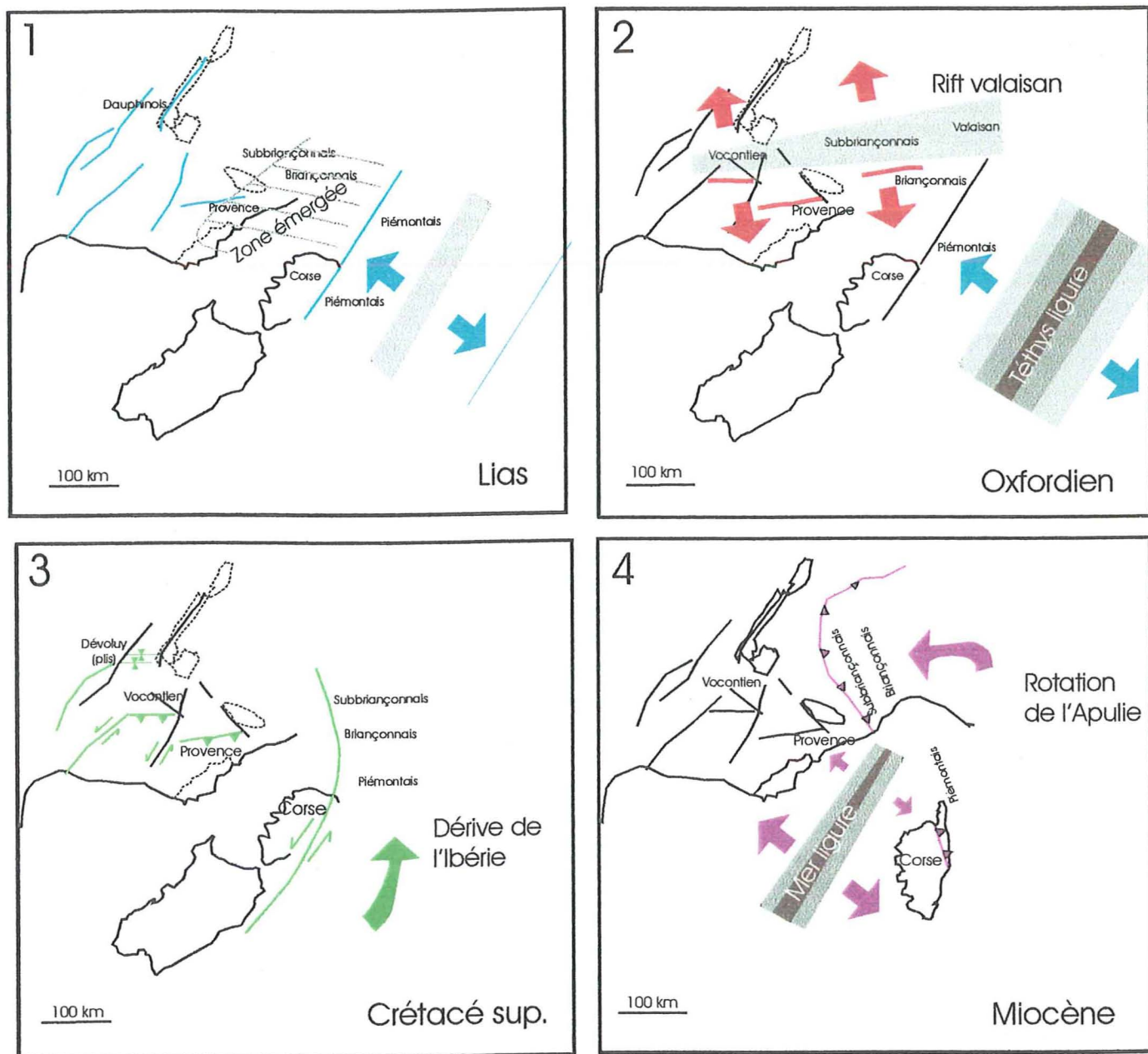


Figure 4.12 : Evolution du domaine Briançonnais à partir du rifting liasique de la Téthys ligure.

Au Dogger-Malm, une extension se développe obliquement à l'extension téthysienne et aboutit à la formation du bassin à Cancellophycus des domaines vocontien et subbriançonnais.

Lors de la dérive de l'Ibérie, suivie du raccourcissement pyrénéo-provençal au Crétacé supérieur, les failles NE-SW jouent en sénestre, alors que les failles E-W héritées de la phase d'extension oxfordienne deviennent inverses.

Aptien-Albien

Une certaine activité tectonique est connue en Briançonnais à l'Aptien-Albien. Dans le domaine subalpin, des failles normales affectent les grès glauconieux de l'Aptien supérieur-Albien basal (Vraconien) et sont scellées par les calcaires de l'Albien supérieur ; cette activité tectonique est reconnue dans tout le domaine péri-vocontien [Philip *et al.*, 1984]. Par comparaison avec les résultats de la marge de Galice [Boillot *et al.*, 1994, Brunet 1997], cet événement est chronologiquement à mettre en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne et ses conséquences. Les reconstitutions cinématiques [Olivet, 1996] impliquent une dérive vers l'Est de la plaque ibérique le long la " faille nord-pyrénéenne " avant sa collision avec l'Europe. Le passage d'une zone transformante intra-continentale reliant le domaine valaisan et le Golfe de Gascogne au travers du Sud-Est de la France est envisagée par Frisch [1979], Hibschi *et al.*, [1992], Stampfli [1993] et Stampfli & Marchant [1997].

A mon avis, il est difficile d'envisager une zone de décrochement sénestre (rift valaisan) entre la Provence méridionale et la Corse autochtone dès cette époque comme le propose Stampfli [1993] et Stampfli & Marchant [1997], car le bloc Corse-Sardaigne-Baléares serait resté solidaire de la Provence méridionale et du golfe du Lion jusqu'à l'ouverture de la mer ligurienne à l'Oligocène [Olivet, 1996, Jakni *et al.*, 1998, soumis]. De par leur analogie de faciès sédimentaire, les îles Baléares, Sardaigne et Corse sont vraisemblablement solidaires jusqu'au Crétacé [domaine ALKAPECA, Bouillin *et al.*, 1986]. De plus, une telle zone transformante serait caractérisée, comme dans les Pyrénées, par un métamorphisme et des déformations qui n'existent ni au sud ni au nord de la Provence, bien que l'empreinte du raccourcissement pyrénéen soit exprimée dans le sud-est de la France. Une telle zone transformante ne peut nullement être masquée sous les chevauchement pyrénéo-provençaux qui sont de faible ampleur et qui prolongent à l'est la zone de failles « nord-pyrénéenne ». Cette remarque pose un problème pour accommoder les 300km de déplacement vers l'ouest de la plaque ibérique le long de la transformante nord-pyrénéenne dans l'étape suivante, puisque cette zone décrochante ne se prolongerait pas à l'emplacement du rift ligurien (golfe du Lion actuel). Je propose que celle-ci soit prise en relais par une autre transformante passant au sud du bloc Provence-Corse autochtone-Sardaigne.

Turonien supérieur

Les failles crétaées peu inversées en domaine Briançonnais (ex. failles du massif de la Font Sancte) ont des directions actuellement N 140 soit N-S avant la rotation oligocène. Cette phase tectonique turonienne correspond chronologiquement au changement cinématique survenu au Turonien-Coniacien dans l'océan atlantique [Anomalie 33, Olivet 1996].

La rotation anti-horaire de l'Ibérie [Olivet, 1996] vis à vis du continent Europe engendre un changement progressif du régime des contraintes d'extensives à compressives au niveau des Pyrénées orientales, du Languedoc et de la Provence à partir du Sénonien. Les plissements d'axe E-W se généralisent à tout le Sud Est de la France au Crétacé supérieur. A partir du Turonien supérieur (88 -90 Ma), la convergence entre Ibérie et Afrique devient proche de N-S à l'Est de la plaque ibérique, et donc dans la région où devait se trouver le domaine Briançonnais à cette époque.

Les structures observées en Briançonnais (avec des directions restituées) et dans le Sud-Est de la France sont compatibles avec ce raccourcissement (fig. 4.12, étape 3) :

- failles de direction N-S et NE-SW jouant en décrochement senestre ;
- structures de direction E-W fonctionnant en faille inverse et plissements d'axe E-W en Dévoluy.

Les domaines subbriançonnais et briançonnais commencent à cette époque leur dérive le long de décrochements senestres [Ricou, 1980, Stampfli 1993]. Il est plausible qu'un système de failles senestres NE-SW en échelon accommode le mouvement décrochant engendré par la dérive de l'Ibérie vers l'ouest (fig. 2.12, étapes 3 et 4). Le front pennique actuel, en Corse et dans la chaîne alpine, constitue potentiellement la discontinuité crustale héritée de la zone transformante nécessaire à la dérive de la plaque ibérique et des zones internes. Le cap corse, constitué surtout d'unités piémontaises et de quelques unités briançonnaises [Amaudric du Chaffaut, 1982] pourrait ainsi coulisser au Crétacé supérieur avec les autres unités internes, en accord avec le modèle de Stampfli [1993]. La forme arquée des Alpes occidentales et du front pennique est acquise postérieurement lors du poinçonnement du à la rotation de l'Apulie à l'Oligocène [Tapponnier, 1977].

Santonien/Campanien

La tectonique campanienne enregistrée dans les sédiments briançonnais sous forme de brèches correspond aux prémices de l'inversion pyrénéo-provençale reconnue dans le Sud Est de la France et le domaine alpin externe dès le Crétacé supérieur (plissements du Dévoluy).

Eocène

L'ensemble du domaine pyrénéen a été soumis à un raccourcissement N-S important (>150km) à l'Eocène en relation avec la convergence de l'Ibérie et de l'Europe [Choukroune & Mattauer, 1978]. Ce mouvement aboutit à une collision continentale dans les Pyrénées orientales. En Briançonnais, ce mouvement peut avoir interféré avec le début de la collision alpine entre l'Apulie (Afrique) et l'Europe, lors de la mise en place des premières nappes briançonnaises de façon superficielle à l'Eocène supérieur.

* * *

IV) CONCLUSION GÉNÉRALE : PLUSIEURS CYCLES D'OUVERTURE-FERMETURE ENREGISTRÉ EN DOMAINE BRIANÇONNAIS

Le domaine briançonnais a subi plusieurs structurations au cours du Mésozoïque, révélées par l'analyse pluridisciplinaire des marqueurs de tectonique enregistrés dans sa sédimentation.

- Les variations d'épaisseurs de l'unité lithologique des «calcaires rubanés» du **Ladinien inférieur** impliquent une subsidence différentielle d'origine tectonique.
- Les bancs dissociés trouvés à la **limite Ladinien-Carnien** pourraient correspondre à des ébranlements sismiques contemporains d'une structuration syn-rift précoce de la plate-forme triasique.
- L'analyse diagénétique a montré que la lacune débute au **Sinemurien supérieur** sur l'aire de Peyre-Haute. En Briançonnais, deux aires de subsidence distinctes discernables sur des courbes de subsidence ont donc été mises en évidence pour cette période.
- L'effondrement «postrift» de la plate-forme briançonnaise au **Bathonien supérieur** est suivi par une nouvelle structuration au **Callovien-Oxfordien** démontrée par la présence de faille néoformée.
- Des reprises de failles antérieures ont lieu à l'**Aptien-Albien** et au **Turonien supérieur**.
- Les brèches du **Campanien-Maastrichtien** se déposent peut-être déjà en contexte compressif et marqueraient alors le début de la convergence en Briançonnais.

Replacées dans un contexte géodynamique global, ces structurations successives croisées au niveau du domaine briançonnais pourraient résulter d'interférences entre les cycles de rifting-ouverture océanique suivants décalés dans l'espace et dans le temps :

- **Ladinien** → Système Hallstatt-Meliata-Vardar ;
- **Carnien-Lias** → Système Atlantique central/Téthys ligur ;
- **Dogger-Malm** → Système Atlantique nord/Golfe de Gascogne/Valaisan.

La première mise en place de nappe est superficielle. La nappe de Peyre-Haute se met en place par l'intermédiaire de l'olistostrome des Queyrelets au cours de la sédimentation du Flysch noir et précède ainsi l'olistostrome de la nappe de Prorel mis en place au sommet du Flysch noir (Eychauda, Bartonien à Priabonien). La mise en place des nappes briançonnaises et des nappes de Flysch à Helminthoïdes à partir de l'**Eocène supérieur** serait oblique par rapport au raccourcissement est-ouest **Oligocène** engendrant des chevauchements hors-séquences qui recoupent l'édifice initial de nappes internes. Le dépliage des unités subbriançonnaises et briançonnaises situées au sud est du Pelvoux a permis de proposer une reconstitution paléogéographique régionale. La prise en compte de la rotation anti-horaire des nappes briançonnaises permet de retrouver les directions originelles des structures briançonnaises similaires à celles exprimées en Provence.

La plate-forme triasique enregistrerait tout d'abord l'écho du rifting de l'océan Halstatt au Ladinien, puis subit le premier stade du rifting téthysien dès le Ladinien supérieur-Carnien. La phase principale survenant au Lias se traduit en domaine briançonnais par une surrection ; ce qui permet d'admettre que ce domaine constituait l'épaulement du rift téthysien. Après l'ouverture initiale de l'océan Téthysien ligure, le rifting valaisan oblique par rapport à la ride médio-téthysienne NE-SW continue de structurer le domaine briançonnais situé dès lors à l'intersection de deux zones de rupture crustale comme le Wombat plateau au large de l'Australie. Ce nouveau rifting s'exprime principalement par la création d'un bassin à l'emplacement du domaine subbriançonnais dans le prolongement des domaines vocontien à l'ouest et valaisan à l'est. Au cours du crétacé, les domaines subbriançonnais et briançonnais subiraient une importante translation vers le nord le long d'une faille transformante participant au système nord-pyrénéen permettant la dérive du bloc ibérique débutant à l'Aptien-Albien. Le Turonien supérieur marque le début de la convergence entre l'Europe et l'Ibérie (orogénèse pyrénéenne) sensible en Briançonnais et l'arrêt du fonctionnement de cette transformante et donc de la dérive du domaine briançonnais vers le nord. La convergence alpine commençant dès cette époque n'est sensible en Briançonnais qu'à partir du Campanien-Maastrichtien. Les premiers charriages de nappes surviennent à l'Eocène supérieur. La formation de l'arc alpin occidental (charriages multidirectionnels, rotation anti-horaire) résulte du poinçonnement de la marge européenne par le poinçon apulien.

En conclusion, la cinématique du domaine briançonnais dépend d'une part des mouvements relatifs entre les plaques **Europe et Afrique**, d'autre part de l'individualisation progressive de microplaques telles l'**Ibérie** et l'**Apulie** au Crétacé supérieur.

* * *

*

PUBLICATIONS

PUBLICATION 1 :

Claudel, M.E., Dumont, T., Tricart, P. 1997 : Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. **C.R. Acad. Sci. Paris**, Sciences de la terre et des planètes, 325, 273-279.

PUBLICATION 2 :

Claudel, M.E. & Dumont T. : Two phases of rifting in the Briançonnais related to the evolution of the Ligurian and the Valais ocean.
Eclogae geologicae Helvetiae (accepté sous réserve de modifications mineures).

PUBLICATION 3 :

Thomas, J.C., Claudel, M.E., Collombet, M., Dumont, T., Tricart, P. & Chauvin, A.
Earth and Planetary Science Letter (sousmis).

Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier

Extensional deformation of the Briançonnais domain during the Ligurian Tethys spreading: the Vallon Laugier faults

Marie-Elisabeth CLAUDEL, Thierry DUMONT et Pierre TRICART

Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, CNRS/UJF UPRES-A 5025, Université Grenoble I, 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France

RÉSUMÉ

La découverte de failles normales d'âge Jurassique supérieur et Crétacé dans la nappe briançonnaise du Chatelet démontre la reprise de l'activité tectonique distensive au sein de la ride marginale briançonnaise, après l'ouverture initiale de l'océan téthysien ligure. Cet épisode de déformation, qui présente des caractères différents du *rifting* téthysien, pourrait représenter la répercussion à distance du *rifting* et de l'ouverture d'autres espaces océaniques (Atlantique Nord, Golfe de Gascogne, domaine valaisan).

Mots clés : Briançonnais, Alpes occidentales, Paléotectonique, Jurassique supérieur, Crétacé, Rifting, Extension

ABSTRACT

Extensional faults of Late Jurassic to Cretaceous age in the Briançonnais postdate the initial opening of the Tethyan ocean. Such faults could record the distant effects of the North Atlantic, the Bay of Biscay and the Valais rifting and oceanic opening.

Keywords: Briançonnais, Western Alps, Paleotectonics, Late Jurassic, Cretaceous, Rifting, Extension

Abridged version (see p. 277)

1. Introduction

L'histoire mésozoïque d'une grande partie des Alpes occidentales (figure 1) est celle d'une marge continentale passive, la paléomarge européenne de la Téthys ligure. Des structures synsédimentaires caractéristiques et leurs principales étapes d'évolution ont d'abord été reconnues dans la zone briançonnaise (Graciansky et al., 1979 ; Tricart et al., 1988), puis dans les zones dauphinoise (Lemoine et al., 1981) et piémontaise (Dumont et al., 1984). Le schéma adopté pour l'ensemble de la marge

(Lemoine et al., 1986) comprend 1) une période anté-rift (Trias), avec une sédimentation carbonatée marine peu profonde à émergée ; 2) une période syn-rift (Lias), avec une sédimentation marine franche enregistrant une différenciation croissante en horsts et grabens ; 3) une période post-rift, avec une sédimentation néritique puis profonde (Dogger-Malm), s'amplifiant au Malm-Crétacé. Les domaines dauphinois, briançonnais et piémontais sont respectivement resitués en haut de marge, milieu de marge, et bas de marge (Lemoine et al., 1986). Leur tectonisation à l'Alpin est intervenue dans un ordre inverse, entre le

Note présentée par Jean Dercourt

Note remise le 27 janvier 1997, acceptée après révision le 7 avril 1997

Crétacé supérieur et l'Oligocène (Tricart, 1984), donnant lieu à de nombreux phénomènes d'inversion (Graciansky et al., 1989).

Bien exposées dans la région de Briançon, les séries briançonnaises présentent des particularités : 1) les dépôts triasiques, bien que considérés comme « anté-rift », témoignent d'une subsidence importante (de l'ordre de 50 m/Ma, Rudkiewicz, 1988 ; Mégard-Galli et Faure, 1988) ; 2) la période syn-rift est marquée par une inversion de subsidence (soulèvement), responsable de l'érosion continentale des séries du Lias et du Trias supérieur, exception faite des unités de type Peyre-Haute (figure 3a) (Tricart et al., 1988 ; Rudkiewicz, 1988) ; 3) la sédimentation pélagique post-rift, condensée et lacunaire, contient localement des brèches chaotiques volumineuses, considérées comme provenant d'escarpements de failles (Bourbon, 1980 ; Chaulieu, 1992). D'autres indices confirment l'existence d'une instabilité tectonique pendant cette période « post-rift » : condensations et lacunes, discordances, failles normales, filons neptuniens. S'agit-il d'une remobilisation des structures héritées du rifting téthysien lors de l'effondrement de la marge ou d'une nouvelle phase de structuration contemporaine de l'expansion océanique téthysienne ?

II. Localisation et cadre structural

Dans le Val d'Escreins, au sud-est de Guillestre, trois nappes briançonnaises sont superposées (Gidon, 1962 ; Gidon et al., 1994, figure 2) : 1) la nappe inférieure du Guil, décollée dans le Paléozoïque ; 2) la nappe du Chatelet, décollée dans les évaporites du Trias inférieur et comportant une épaisse série carbonatée de Trias moyen (figure 3a) ; 3) une nappe sommitale correspondant à la nappe de Peyre-Haute, à Trias supérieur (figure 3a), ici représentée par l'unité de la Crête de Vars et par les klippes du Pic des Houerts. La pile de ces nappes briançonnaises frontales est plissée en un grand anticlinal d'axe NW-SE, faillé tardivement dans le prolongement sud du faisceau de failles de Haute Durance (Tricart et al., 1996). Les termes argileux ou marneux Crétacé à Éocène du sommet des séries présentent trois schistosités superposées (Tricart, 1980). En revanche, dans les termes inférieurs, les déformations alpines pénétrantes restent modérées, particulièrement dans les calcaires massifs du Malm, plus encore dans les dolomies triasiques quasi rigides, compte tenu des températures modérées atteintes ici par le métamorphisme alpin (faciès des schistes verts). Les variations d'épaisseur et les obliquités de surfaces d'origine sédi-

mentaires sont conservées. Dans la nappe du Chatelet, à l'adret du Vallon Laugier, elles permettent de reconnaître deux paléofailles normales non inversées (failles n° 1 et 2, figure 1), tout juste légèrement remobilisées en coulissage horizontal.

III. Les paléostrutures du Vallon Laugier

La série de la nappe du Chatelet (figure 3a) comporte des termes anté-rift du Trias moyen (série carbonatée dolomitique), surmontés par les sédiments transgressifs post-rift (calcaires argileux du Dogger et calcaires noduleux puis micritiques du Malm). Des brèches continentales s'intercalent entre les deux ensembles. Elles sont attribuées au démantèlement des termes du Trias supérieur-Lias lors du soulèvement syn-rift. La surface bréchique transgressée représente la discordance post-rift (*break up unconformity*).

1. Une faille normale d'âge Jurassique supérieur

Au Vallon Laugier, la faille jurassique la mieux préservée recoupe transversalement la crête au niveau du col sud du Pic des Houerts (faille n° 1, figure 2 et 3b). Elle est orientée N80, pentée de 30° à 40° vers le nord et décale d'une centaine de mètres, avec un rejet apparent normal, les calcaires néritiques du Dogger (Bathonien supérieur). Le jeu est postérieur à leur dépôt, puisque leur épaisseur et leurs faciès sont semblables de part et d'autre. La faille décale aussi la discordance post-rift qui se trouve à la base de ces calcaires du Dogger. Dans le compartiment nord effondré (demi-graben), les calcaires pélagiques du Malm s'épaississent (passant de 1,5 m à 30 m à l'approche la faille, sur une distance de 1,5 km). Ces calcaires contiennent, à proximité immédiate de la faille, de nombreux blocs résédimentés de Trias et de Dogger néritique de toutes tailles. Dans le compartiment sud soulevé (demi-horst), cette série du Jurassique supérieur n'existe pas et les calcschistes du Crétacé supérieur reposent directement sur les calcaires noirs du Dogger supérieur.

La surface de la paléofaille affleure en plusieurs endroits. Elle tronque les bancs horizontaux du Trias moyen (figure 3c), mais ne comporte pas ou plus de tectoglyphe. Une brèche d'écroulement à éléments dolomitiques et à matrice dolomitisée s'appuie contre le paléoescarpement. Elle passe vers le haut aux calcaires du Malm. Le toit des calcaires du Dogger affaîssés contre la faille est recoupé par des filons neptuniens pluri-centimétriques, remplis par une micrite claire à petites ammonites attribuées au Malm, qui témoignent de la fracturation distensive de cette époque.

Ces observations indiquent que la faille normale a fonctionné au début du Malm (Callovo-Oxfordien) en provoquant l'érosion sous-marine du compartiment soulevé, l'accumulation de brèches contre l'escarpement et le piégeage des sédiments pélagiques dans le compartiment affaîssi. Ce mouvement, postérieur au dépôt des calcaires néritiques du Bathonien et donc à l'ouverture initiale de

l'océan téthysien ligure (De Wever et al., 1987), intervient, alors que la marge est déjà soumise à la subsidence thermique (Rudkiewicz, 1988).

2. Persistance d'un escarpement sous-marin et réactivation de la faille au Crétacé

Au pied de l'escarpement, le toit des calcaires pélagiques du Jurassique supérieur montre des filons neptuniens de marnes rouges de l'Albien supérieur (Zone à *P. buxtoni* et *B. breggiensis*, détermination M. Caron). Ces filons sont scellés par une croûte minéralisée connue en Briançonnais (Bourbon, 1980), qui contient ici des foraminifères planctoniques de l'Albien terminal (*Rotalipora ticinensis*, détermination M. Caron), et qui est recouverte par les marnes du Crétacé supérieur (figure 3c). Sur l'escarpement lui-même, la croûte présente des concrétions minéralisées d'origine bactérienne (stromatolites de milieux profonds disposés en « choux-fleur ») et contient des dents palatines de raie et des rostrés de Bélemnites. Cette croûte est directement surmontée par les calcaires marneux du Turonien, à lentilles de brèches. Enfin, des poches d'argilites rouges plus ou moins bréchiques datées du Turonien inférieur à moyen (*H. helvetica*, *G. sigali*, détermination M. Caron) et du Turonien supérieur-Coniacien (nombreuses bicarénées) ont été trouvées le long du plan de faille, à plusieurs dizaines de mètres de profondeur sous le contact Jurassique-Crétacé.

Plus qu'une simple instabilité gravitaire du relief sous-marin désormais figé, ces observations (fracturation et filons, corps bréchiques, injection de sédiment dans la faille) impliquent une réactivation en régime extensif de la faille normale Jurassique supérieur. Cette réactivation est intervenue au moins à deux reprises, à l'Albien supérieur et au Turonien. Le développement de failles normales crétacées, trouvées dans le massif de la Font Sainte-Panestrel (failles n° 3 et 4, figure 2), pourrait expliquer cette réactivation en extension. Ces failles crétacées sont en cours d'étude, mais d'ores-et-déjà, leur direction N140 apparaît bien différente de celle des failles liées à l'extension jurassique.

3. Une faille normale crétacée recoupe le bloc basculé jurassique

Cette seconde faille normale se situe à environ 400 m au nord de la précédente (Gidon, 1962 ; figure 2, faille n° 2). Bien qu'elle ait une orientation voisine de la première, elle a fonctionné plus récemment : elle recoupe le bloc basculé né lors du fonctionnement de la faille jurassique (faille 1, figure 4), puisque l'on observe, de part et d'autre de cette nouvelle faille (faille 2, figure 4), la même série jurassique très condensée, caractéristique d'un haut de bloc ; les sédiments crétacés du compartiment nord affaîssi de cette faille sont des brèches à éléments de Malm et à matrice d'argilites vertes ou rouges, datée de l'Albien supérieur. Cette faille a donc fonctionné à partir de la fin du Crétacé inférieur en recoupant les structures d'âge Jurassique (figure 4).

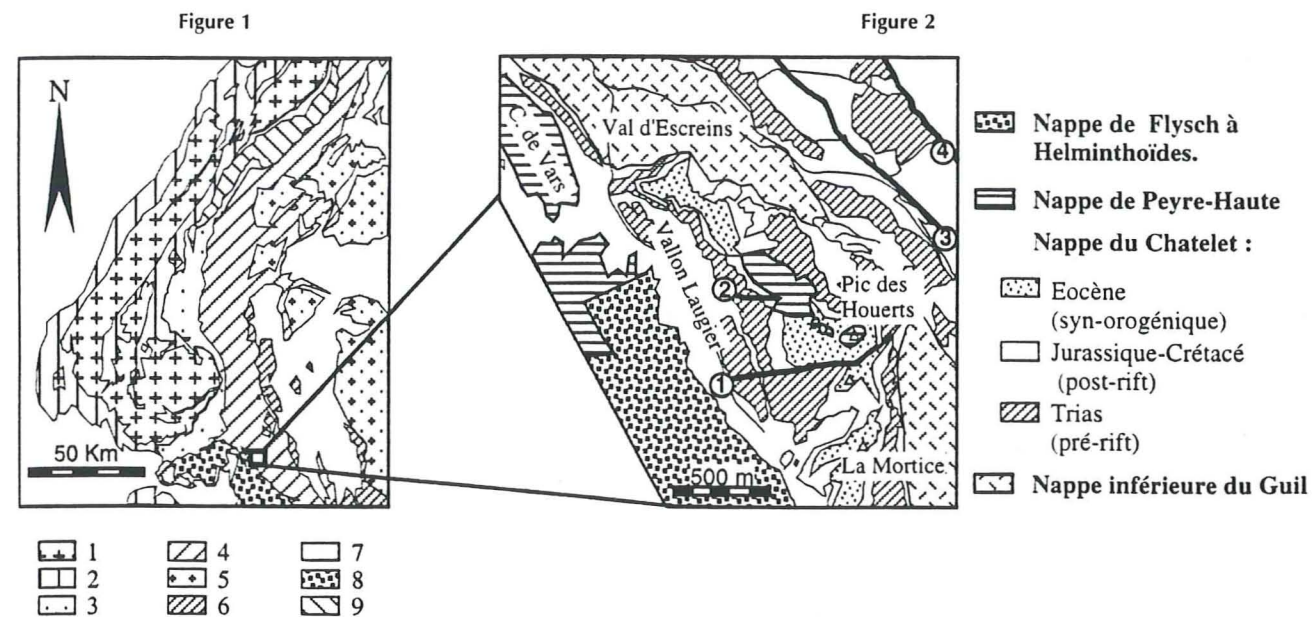


Figure 1. Localisation de la nappe briançonnaise du Chatelet au sein des Alpes occidentales. 1. Zone dauphinoise. 2. Couverture sédimentaire mésozoïque. 3. Massifs cristallins externes. 4. Flyschs externes (Paléogène) ; zone briançonnaise s. 1. 5. Nappes de couverture sédimentaire. 6. Massifs cristallins internes ; zone piémontaise. 7. Zone liguro-piémontaise. 8. Nappe de « Flysch à Helminthoïdes » (Crétacé). 9. Zone valaisane.

Chatelet Nappe location in the western French Alps. 1. Dauphiné zone. 2. Mesozoic sedimentary cover. 3. External crystalline basement. 4. External Flysch (Paleogene); Briançonnais zone s. 1. 5. Sedimentary cover nappes. 6. Internal crystalline basement; Piemont zone. 7. Ligurian-piemont zone. 8. Helminthoid Flysch N. (Cretaceous). 9. Valais zone.

Figure 2. Carte structurale des paléostrutures du Vallon Laugier (Nappe du Chatelet). 1. Faille du Jurassique supérieur. 2. Faille crétacée recoupant le demi-graben jurassique. 3, 4. Failles normales crétacées du massif de la Font Sainte-Panestrel.

Structural map of the Vallon Laugier paleostrutures (Chapelet Nappe). 1. Late Jurassic fault; 2. Cretaceous fault across the Late Jurassic half-graben. 3, 4. Cretaceous normal faults in the Font Sainte-Panestrel massif.

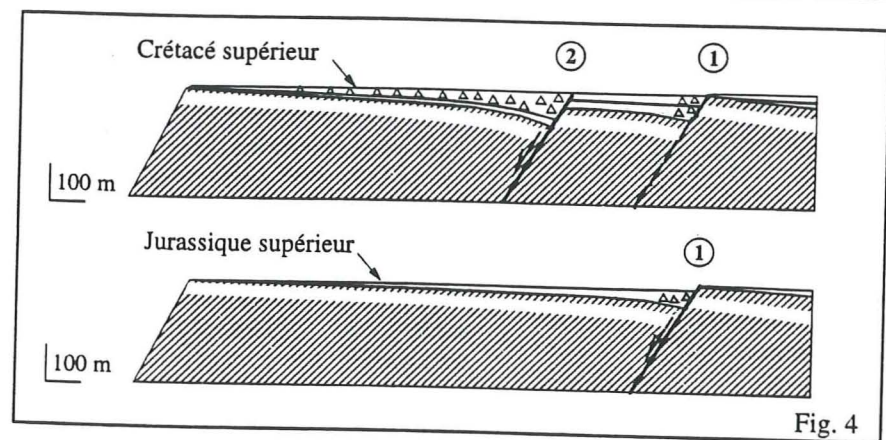
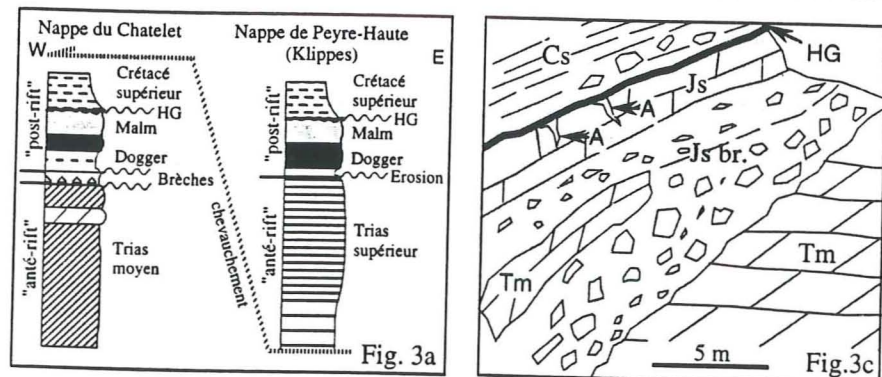
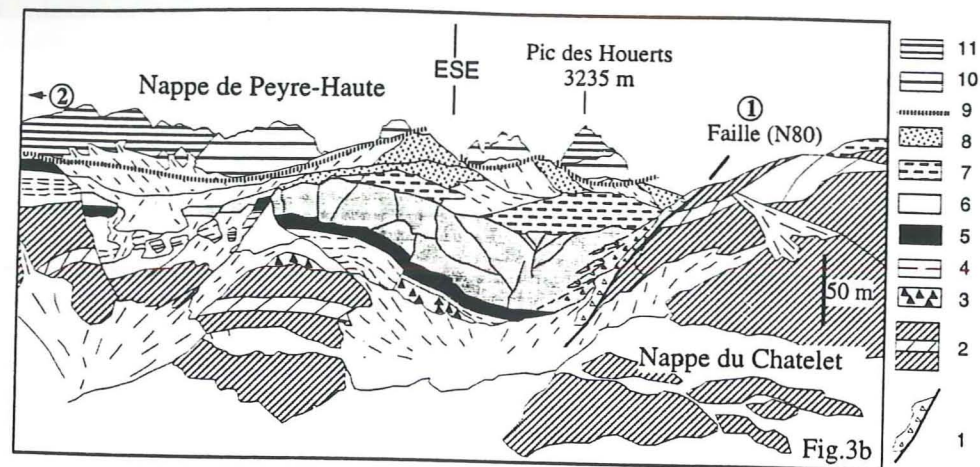


Figure 3. a. Stratigraphie des nappes du Chatelet et de Peyre-Haute. b. Demi-graben du Jurassique supérieur au Vallon Laugier. 1. Faille avec olistolites. Nappe du Chatelet : 2. Dolomies avec son niveau repère de « dolomies blanches » (Trias moyen). 3. Brèches (Trias supérieur ?). 4. Calcaires marneux néritiques (Jurassique moyen lité). 5. Calcaires néritiques (Jurassique moyen massif). 6. Calcaires pélagiques (Jurassique supérieur). 7. Calcaires marneux pélagiques (Crétacé supérieur). 8. Flysch noir (Éocène). Nappe de Peyre-Haute : 9. Chevauchement. 10. Dolomies bréchiques (Trias supérieur). 11. Dolomies litées (Trias supérieur). c. Détail de l'escarpement de faille. Tm : « Dolomies blanches » du Trias moyen (Ladinien), Js br. : Jurassique supérieur bréchiq, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, A : filons datés de l'Albien supérieur, HG : croûte minéralisée de l'Albien terminal.

Figure 4. Les étapes de structuration du demi-graben du Vallon Laugier.

Figure 3. a. Stratigraphy of Chatelet and Peyre-Haute Nappes. b. Late Jurassic half-graben at Vallon Laugier. 1. Fault plane with olistolites. Chatelet Nappe: 2. Dolomites with "white dolomites" marker bed (Middle Triassic). 3. Breccia (Late Triassic). 4. Neritic marly limestones (Early Middle Jurassic). 5. Neritic limestones (Late Middle Jurassic). 6. Pelagic marly limestones (Late Jurassic). 7. Pelagic marly limestones (Late Triassic). 8. "Flysch noir" fm (Eocene). Peyre-Haute Nappe. 9. Thrust plane. 10. Dolomites with breccia (Late Triassic). 11. Bedded dolomites (Late Triassic). c. Close view on the fault scarp. Tm: "white dolomites", Middle Triassic (Ladinian), Js br.: Late Jurassic with breccia, Js: Late Jurassic, Cs: Late Cretaceous, A: neptunian dykes dated Late Albian, HG: "hard ground" dated Latest Albian.

Figure 4. Structuration stages for the Vallon Laugier half-graben.

IV. Discussion et conclusions

L'enregistrement sédimentaire jurassique et crétacé de la nappe briançonnaise du Chatelet montre l'existence de trois périodes majeures d'instabilité tectonique, au Callovien-Oxfordien, à l'Albien et au Turonien. Ces périodes d'activité avaient déjà été identifiées dans d'autres secteurs du Briançonnais (Bourbon, 1980 ; Faure, 1990 ; Chaulieu, 1992), mais cette mobilité de la marge était attribuée, soit à une réactivation de failles normales héritées du rifting lors de l'effondrement de la marge au cours de l'ouverture de la Téthys, soit au début de la fermeture de l'océan téthysien. Cela revenait à rechercher les causes de cette déformation dans une dynamique exclusivement téthysienne ou alpine. L'analyse des paléostructures du Vallon Laugier, ainsi que d'autres exemples en cours d'étude, nous amènent à considérer au contraire qu'il ne s'agit pas de structures héritées, mais qu'elles sont nées et ont été réactivées dans une dynamique différente.

Pour l'intervalle de temps considéré, du Jurassique supérieur au début du Crétacé supérieur, la mobilité du Briançonnais peut être interprétée de différentes manières suivant les modèles géodynamiques adoptés par les auteurs :

- 1) le mécanisme dominant serait la subsidence thermique de l'après rifting (Lemoine et al., 1986), et la fracturation observée pourrait alors être considérée comme une accommodation de la subsidence différentielle entre secteurs proximaux et distaux de la marge ;
- 2) les nappes de la région de Briançon proviendraient d'une zone transformante continentale, dont le jeu accompagnerait la divergence Afrique-Europe (Lemoine et al., 1989) ; dans cette hypothèse, de faibles variations de l'obliquité de la divergence par rapport à cette zone de faiblesse généreraient localement des régimes transtensionnels, ou transpressionnels s'exprimant dans cette zone par des structures obliques ;
- 3) après avoir constitué un épaulement du rift piémontais-ligure, le Briançonnais aurait appartenu à un fragment continental mobile entre deux espaces océaniques, la Téthys ligure et l'océan valaisien, dont l'ouverture et la fermeture sont décalées dans le temps (Stämpfli, 1993). Les interférences entre la dynamique des deux rifts et de leur ouverture pourraient expliquer les déformations d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

ABRIDGED VERSION

Introduction

Structures of the western Alps (figure 1) result from the inversion of the European margin of the Ligurian Tethys (Lemoine et al., 1986). The Jurassic rifting was first identified in the Briançonnais zone (Graciansky et al., 1979; Tricart et al., 1988), then in the Dauphiné zone (Lemoine et al., 1981) and Piémont zone (Dumont et al., 1984). According to Lemoine et al. (1986), the margin development includes three stages: 1) "ante-rift" stage (Triassic) with emergent or shallow marine carbonate sedimentation; 2) "syn-rift" stage (Hettangian to Bathonian) with differentiation into horsts and grabens and deeper marine sedimentation; 3) "post-rift" stage with pelagic sedimentation from Middle Jurassic (Callovian) and during Late Jurassic and

Crataceous times. Tectonic inversion of the margin and shortening mainly occurred from the Late Cretaceous up to the Oligocene (Tricart, 1984; Graciansky et al., 1989).

In the Briançon area, the Briançonnais Mesozoic sequence comprises: 1) "ante-rift" thick Triassic deposits characterized by high subsidence rates (up to 50 m per My, Rudkiewicz, 1988; Mégard-Galli and Faure, 1988); 2) "syn-rift" characterized by a shift from subsidence to uplift, which induced the emergence of the whole Briançonnais domain with erosion at some places in the Late Triassic and Liassic strata (Tricart et al., 1988; Rudkiewicz, 1988); 3) starved "post-rift" pelagic sediments including olistolites and breccias deriving from active fault scarps (Bourbon, 1980; Chaulieu, 1992). Additional evidences

of tectonic instability during the "post-rift" phase are given by: condensed sections, gaps, erosional surfaces, angular unconformities, normal faults and neptunian dykes. This Late Jurassic-Cretaceous deformation of the Briançonnais marginal ridge occurred during oceanic spreading and thermal subsidence of the margin. But, was it reactivation or new extension?

Location and structural setting (figure 2)

The transect across the Briançonnais along the Val d'Escreins, south-east of the city of Guillestre (figure 1) shows three superimposed thrust sheets (figure 2; Gidon, 1962; Gidon et al., 1994). These are: 1) the lower Guil Nappe, which includes Upper Permian layers; 2) the Chatelet Nappe, which comprises mainly thick Middle Triassic series detached along the Lower Triassic evaporitic layer (figure 3a); 3) the Peyre-Haute Nappe, with thick Late Triassic formations (figure 3a). These Briançonnais units form a nappe anticline with a NW-SE axis and are affected by the southern continuation of the recent high duration fracture zone (Tricart et al., 1996). Three successive synchistous folding phases affected the Cretaceous and Eocene marls (Tricart, 1980). However, these deformations weakly affected the lower parts of the nappes as a consequence of the rigidity of the thick pile of Jurassic and Triassic limestones and dolomites. Thus, lateral variations in thicknesses, angular unconformities and onlap structures are generally preserved from Alpine deformation. In the Vallon Laugier crest (Chatelet Nappe), it is possible to identify two Mesozoic normal faults (Nos 1 and 2, figure 1).

The mesozoic structures in the Vallon Laugier

The Chatelet Nappe series (figure 3a) consists of "ante-rift" platform deposits (Middle Triassic dolomites) overlain by "post-rift" transgressive sediments (Middle to Late Jurassic limestones). Between both are continental breccias emplaced during the "syn-rift" emergence and erosion. The transgressive surface above these breccias corresponds to the break-up unconformity (BU).

A Late Jurassic normal fault

In the Vallon Laugier crest, the BU and the Late Bathonian strata are truncated along 100 m by a northward-dipping normal fault (No 1, figures 2 and 3b; orientation N80, dipping 30-40°N). Thickening of Late Jurassic deposits in the hanging-wall (half-graben), deposition of olistoliths and breccias at the bottom of the fault scarp (figure 3c), erosion of Triassic and Jurassic layers on the footwall (half-horst), and synsedimentary fracturing shown by Callovian-Oxfordian neptunian dykes demonstrate the Late Jurassic age of this normal fault.

Cretaceous evolution of submarine scarp and renewed faulting

Late Albian neptunian dykes sealed by a Latest Albian hard-ground (all determined by M. Caron) are found along the scarp. Late Turonian-Coniacian marls fill deep fissures along

the fault itself, and the coeval sediments contain breccias bodies. These observations indicate that the Jurassic fault was reactivated during Late Albian and Late Turonian times. This Cretaceous tectonic activity is also documented by the identification of a second fault block located 400 m further to the north (No 2, figure 2; figure 4), whose basal syn-tectonic infilling by coarse breccias is dated Late Albian, and by the discovery of Cretaceous, strongly deformed normal faults in the Font Sancte-Panestrel massif (No 3 and 4, figure 2), whose orientation is N140 and could indicate a change in the tectonic regime since the Late Jurassic.

Discussion and conclusions

The Jurassic and Cretaceous sediments of the Chatelet Briançonnais Nappe recorded three tectonic events during Callovian-Oxfordian, Albian and Turonian times. These events were previously identified in other Briançonnais areas (Bourbon, 1980; Faure, 1990; Chaulieu, 1992), but this tectonic activity was regarded either as rift-inherited fault reactivation induced by the thermal collapse of the margin during the Tethyan spreading (Callovian-Oxfordian, Albian), or as a consequence of the beginning of Tethyan ocean closure (Turonian). Concerning these time intervals, various geodynamic models are proposed, for example:

- 1) the Briançonnais marginal ridge was only affected by Tethyan thermal subsidence (Lemoine et al., 1986), thus deformation resulted from accommodation of differential subsidence between proximal and distal areas;
- 2) a part of the Briançonnais domain was a continental transverse zone during Tethyan drifting (Lemoine et al., 1989). Transtensive or transpressive deformation could be induced by small changes in the drift orientation, but should affect an inherited-fault pattern;
- 3) the Briançonnais Tethyan rift-shoulder became a micro-plate when the Valais ocean opened (Stämpfli, 1993). The Late Jurassic and Cretaceous deformations resulted from interferences between two rifting/spreading cycles.

The fault blocks described here are typical extensional structures but are not rift-inherited. The Late Jurassic faulting is not parallel to the Tethyan rift orientation, and Cretaceous changes in tectonic regime are suspected, which can hardly be explained by post-rift thermal collapse. Our observations thus do not support proposition (1). Proposition (2) should be considered, since a transpressive model has been proposed in the Prealps (Septfontaine, 1995). However, we found no evidence for strike-slip movements.

Our data are best explained by a rift-interference model, similar to proposition (3), which could allow superimposition in the Briançonnais area of Tethyan, post-rift thermal subsidence effect and syn-rift intracontinental deformation linked to the Atlantic-Gascogne Gulf and/or Valais realms. Such superimposition is known in external Alpine zones (Callovian-Oxfordian and Early Cretaceous tilted blocks; Dardeau et al., 1988; Graciansky and Lemoine, 1988). We propose that such Atlantic or "Pyrenean" rift deformation could have reached Alpine internal domains during Tethyan spreading.

Remerciements : Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme Géofrance 3D-Alpes.

RÉFÉRENCES

- Bourbon M. 1980. Évolution d'un secteur de la marge Nord-Téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. *Thèse Sci.*, Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg 1, 580 p., en dépôt à la Soc. géol. France
- Chaulieu P. 1992. La sédimentation détritique sur la marge nord-téthysienne témoin de l'évolution géodynamique des Alpes occidentales. Comparaisons avec le détritisme actuel et exemple au domaine briançonnais externe et son détritisme néocrétacé. *Thèse*, Univ. Joseph-Fourier, Grenoble 1, 394 p.
- Dardeau G., Atrops F., Fortwengler D., Graciansky P.C. de et Marchand D. 1988. Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, n° 5, 771-777
- De Wever P., Baumgartner P.O. et Polino R. 1987. Précisions sur les datations de la base des Schistes lustrés postophiolitiques dans les Alpes Cottiennes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 305, série II, 487-491
- Dumont T., Lemoine M. et Tricart P. 1984. Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune, au sud-est de Briançon. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXVI, 5, 193-204
- Faure J.-L. 1990. Failles normales, coupes équilibrées et subsidence dans les bassins en extension. Le bassin Viking (Mer du Nord) et Le domaine briançonnais (Alpes occidentales) au Jurassique. *Thèse Univ. Montpellier II*, 2 vol., 168 p. de texte, 300 p. de fig.
- Gidon M. 1962. La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au sud-est. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, Paris, 272 p.
- Gidon M., Kerckhove C., Michard P., Tricart P., Gotteland P., Gout C., Leblanc D., Lefèvre R., Le Gernic J., Mégard-Galli J. et Michel-Noël G. 1994. Carte géol. France (1/50 000), feuille Aiguilles de Chambeyron (872). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Gidon, avec la collaboration de C. Kerckhove, A. Michard, P. Tricart et B. Goffé
- Graciansky P.C. de, Bourbon M., Charpal O. de, Chenet, P.-Y. et Lemoine, M. 1979. Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXI, 5, 663-674
- Graciansky P.C. de et Lemoine M. 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, 5, 733-737
- Graciansky P.C. de et al. 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: Cooper M.A. et William S.G.D. (Eds.) *Inversion Tectonics*. *Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, 44, 87-104
- Lemoine M., Gidon M. et Barféty 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., Paris*, 292, série II, 917-920
- Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., Graciansky P.-C. de, Rudkiewicz J.-L., Mégard-Galli J. et Tricart P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine Petrol. Geol.*, 3, 179-199
- Lemoine M., Dardeau G., Delpech P.-Y., Dumont T., Graciansky P.C. de, Graham R., Jolivet L., Roberts D. et Tricart P. 1989. Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 309, série II, 1711-1716
- Mégard-Galli J. et Faure J.-L. 1988. Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. France*, (8) IV, n° 5, 705-715
- Rudkiewicz J.-L. 1988. Structure et subsidence de la marge téthysienne entre Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger. *Thèse*, École des Mines Paris-IFP, 130 p.
- Septfontaine M. 1995. Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Prealps S of the Lake Geneva / Interpretation as sedimentary inversion structures : Paleotectonic implications. *Eclogae Geol. Helv.*, 88/3, 553-576
- Stämpfli G. 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. *Eclogae Geol. Helv.*, 86/1, 1-45
- Tricart P. 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Évolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse Sci.*, Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg, 417 p., en dépôt à la Soc. géol. France
- Tricart P. 1984. From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sci.*, 284, 97-120
- Tricart P., Bourbon M., Chenet Y., Cros P., Delorme M., Dumont T., Graciansky P.-C. de, Lemoine M., Mégard-Galli J. et Richez M. 1988. Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans la nappe briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France* (8), IV, 4, 669-680
- Tricart P., Bouillin J.-P., Dick P., Moutier L. et Xing C. 1996. Le faisceau de failles de haute-Durance et le jeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, série II a, 251-257

A record of multistage continental break-up in the Briançonnais marginal plateau (Western Alps): Early and Middle-Late Jurassic riftings

(Short title: Two phases of rifting in the Briançonnais)

MARIE-ELISABETH CLAUDEL¹ & THIERRY DUMONT¹

¹Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines, ESA CNRS 5025,
15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble cedex

Keywords: Western Alps, Briançonnais, Ligurian Tethys, Continental margins, Rift tectonics, Karst, Diagenetic Log, Neptunian dykes, Inversion.

ABSTRACT

The Briançonnais series in the French Western Alps near Briançon bear evidence of extensional deformation preceding Alpine shortening. Most of these structures have been ascribed to Tethyan rifting processes. However, many of them are younger than the initial opening of the Ligurian Tethys ocean (Late Bajocian-Early Bathonian) and have a different orientation than the syn-rift faults. The combined use of sedimentological, stratigraphic, paleostructural and structural methods allows to distinguish the features related to the Tethyan rifting (Early to early Middle Jurassic) from the younger extensional deformation (Late Jurassic) which in part overprinted them:

- The Tethyan rifting is marked by a subaerial erosional surface (break-up unconformity), bearing karsts which developed along syn-rift faults. The continental to shallow marine diagenetic inprints are analysed (diagenetic log method). The Tethyan syn-rift uplift occurred as pulses from the early Late Triassic (Champcella type units) to the late Early Liassic (Peyre-Haute unit), whereas Tethyan post-rift drowning was synchronous (Late Bathonian thermal subsidence).

- We propose that the post-break-up extensional deformation (Late Jurassic) is linked with intracontinental rifting of the Atlantic realm (Bay of Biscay and/or Valais rifts).

Therefore, the pre-Alpine deformations recorded in the Briançonnais series may result from the interference between different Mesozoic rifting-spreading cycles. Alpine inversion processes are more complex than previously thought since (1) the pre-Alpine structural grain was made of at least two, nearly perpendicular trends, (2) convergence changed in orientation through time, making it possible to reactivate preferentially either one or the other trend, and (3) significant nappe rotations occurred, which must be considered for palinspatic restoration. This has important paleogeographic implications, i.e. the present-day upper units of the Briançonnais pile are not necessarily derived from more distal parts of the Tethyan margin than the lower ones since they suffered important lateral (northward) transport before final outward stacking.

Mots-clés: Alpes occidentales, Briançonnais, Téthys ligure, Marges continentales, Rifting, Karst, Log diagénétique, Filons sédimentaires, Inversion.

RÉSUMÉ

Les séries briançonnaises des Alpes occidentales dans la région de Briançon portent les traces de déformations antérieures au raccourcissement alpin. La plupart de ces paléostructures distensives ont été attribuées au rifting téthysien, bien que beaucoup d'entre elles soient plus jeunes que l'ouverture initiale de l'océan téthysien ligure (vers la limite Bajocien-Bathonien), et que leur orientation ne corresponde pas aux structures syn-rift. Cette étude pluridisciplinaire

(sédimentologie, stratigraphie, analyse des marqueurs paléostratigraphiques et des structures alpines) permet de caractériser ces structures d'âge jurassique supérieur qui se sont superposées aux déformations syn-rift du Lias-Dogger inférieur. Les phénomènes de paléo-karstification le long de la surface d'érosion continentale correspondant à la discordance post-rift sont analysés, ainsi que la superposition des altérations diagenétiques ayant affecté les roches sous-jacentes (méthode du log diagenétique). La surrection et l'émersion syn-rift se sont probablement échelonnées depuis le Carnien (unités de type Champcella) jusqu'à la fin du Lias inférieur (nappe de Peyre-Haute). La cause de la déformation distensive qui fait suite à l'effondrement "post-rift" du Bathonien est discutée: il pourrait s'agir d'un effet du rifting du domaine Atlantique et de ses dépendances (Golfe de Gascogne et rift Valaisan) superposé à la subsidence thermique de la marge téthysienne. Ainsi, les déformations enregistrées dans les séries briançonnaises résulteraient d'interférences entre plusieurs cycles rifting-ouverture océanique décalés dans l'espace et dans le temps. Les phénomènes d'inversion tectonique sont complexes car (1) le réseau de déformations anté-alpines comporte au moins deux directions principales, presque perpendiculaires, (2) l'orientation de la convergence a changé, ce qui a permis de solliciter alternativement l'une ou l'autre de ces directions, et (3) les nappes ont tourné. Ces éléments doivent être pris en compte dans les reconstitutions paléogéographiques. En particulier, les unités supérieures dans l'édifice de nappes briançonnaises actuelles ne proviennent pas nécessairement de secteurs de marge plus distaux que les unités inférieures puisque qu'elles ont pu subir des déplacements latéraux importants (vers le Nord) avant d'être empilées vers l'Ouest. En effet, la nappe de Peyre-Haute en position supérieure présente des affinités avec certaines séries subbriançonnaises.

1. Introduction

The Briançonnais units of the Western Alps (fig. 1) derived from a continental fragment on the northern side of the Ligurian Tethys ocean during Mesozoic times. The tectonic evolution of this domain during Tethyan rifting and spreading as well as during Alpine inversion and collision is presently debated. Different geodynamic processes interacted not only during divergence, but also during convergence and collision (Tethyan and Atlantic rifting, Iberian plate motions, Pyrenean, early Alpine and late Alpine-Apenninic collisions), which make palinspastic reconstructions difficult. Following the development of actualistic models in the frame of marine geoscience research, the Mesozoic uplift of the Briançonnais was ascribed to different geodynamic processes such as crustal-scale block tilting (Graciansky *et al.*, 1979, Lemoine 1984, Lemoine & Trümpy, 1986), rift shoulder effects (Stampfli & Marthaler, 1990, Favre & Stampfli, 1992), thermal uplift due to simple-shear crustal stretching (Rudkiewicz 1988), transpression (Faure 1990, Schmid *et al.*, 1990) and inversion (Septfontaine 1995). Stampfli (1993, 1996) considers the Briançonnais domain as an Iberian promontory located between the Ligurian Tethys and the Valais oceanic realms.

This contribution is based on new evidence for block faulting in the Briançon and Guillestre areas. We discuss the classical model of "passive" divergent margins, which ascribes most of this deformation to the Tethyan rifting processes (Laubscher, 1975, Bernoulli & Lemoine, 1980, Lemoine & Trümpy, 1986, Lemoine *et al.*, 1986). Age and geometrical reconstruction of the structures involved are documented by sedimentary, paleontological and structural data. Concerning the erosional and depositional gap due to Jurassic emersion, information was obtained by studying the sequence of diagenetic alterations along the break-up unconformity.

2. Structural and stratigraphic setting

2.1 Alpine structures, inversion and rotation

The Briançonnais pile of nappes results from the shortening of a domain of the European margin of the Tethyan ocean during the Jurassic (Lemoine *et al.*, 1986). Each nappe comes from a different part of this domain and has a specific stratigraphic series (fig. 2). Within each nappe,

many inherited structures were more or less passively transported because they were associated with rigid carbonate (mainly dolomite) wedges that were not easily deformed. Inversion processes were largely dependent on the orientation of the older structures with respect to the shortening direction. The Alpine boundaries are thought to derive from inversion of the Mesozoic extensional fault pattern. According to Lemoine *et al.* (1986), the order of the nappes from West to East in the present-day tectonic build-up represents the Jurassic distribution of the domains from which they are issued, from West to East. We think that this hypothesis is rather speculative (Dumont *et al.*, 1997).

According to Tricart (1980), the Briançonnais units were affected by three major phases of deformation: D1, D2 and D3. D1 (latest Eocene) corresponds to westward to northwestward nappe transport and stacking. D2 (Middle Oligocene) is associated with westward to southwestward transport of the early Briançonnais nappe edifice onto the external zone along the Pennine Front. D3 (Miocene) produced folding and back-folding of the pile of nappes. We found evidence of out-of-sequence thrusting associated with D2 and of top-to-the-northwest or top-to-the-north thrusting older than D2 (Dumont *et al.*, 1997). This shows that (1) the reconstruction of the palinspatics of the Briançonnais realm must be based on a detailed kinematic inversion of each Alpine phase according to its specific transport direction (this study is presently in progress), and (2) the present bottom to top arrangement of tectonic units may not represent the original west-east succession of paleotectonic units.

Moreover, preliminary paleomagnetic data show that the Briançonnais nappes were rotated counterclockwise by $40^{\circ} \pm 18^{\circ}$ relative to the stable Europe since the Oligocene (Thomas *et al.*, 1997). This must be considered when restoring the paleotectonic and paleogeographic trends.

2.2 Pre-Alpine structures

Mesozoic structures are generally identified using sedimentary criteria. Neptunian dykes, marine breccias derived from fault scarps, tilting and erosion of blocks, thickness changes due to vertical offset along normal faults are used to identify paleofaults, fault scarps and unconformities (Wiedenmayer 1963, Bernoulli 1964, Bernoulli *et al.*, 1990, Castellarin 1966, 1972, Bouillin & Bellomo, 1990). In the studied area, the major paleostructures are not preserved because they were reactivated as alpine nappe boundaries. The scale of the observed paleostructures is in the order of centimeters to hundreds of meters. According to their orientation, these paleostructures have been reactivated as strike-slip (if parallel to the compression direction) or as reverse faults (if perpendicular to the compression direction) during nappe transport.

Vertical movements are estimated using facies changes in marine environments (Bourbon 1980, Rudkiewicz 1988) and diagenetic features during syn-rift emersion (this paper). According to Lemoine *et al.* (1986), most pre-Alpine structures of the Briançonnais are regarded as pre-Bathonian and related to syn-rift extension. However, Bourbon (1980) demonstrated that the Briançonnais realm remained a highly unstable area for a long time also after the Bathonian opening of the Tethys.

2.3 Stratigraphy

The Briançonnais series of the Briançon region (fig. 1 and 2) include thick Triassic platform carbonates (Mégard-Galli & Baud, 1977) capped by regressive Carnian to Norian wedges (Mégard-Galli 1972). This part of the series is regarded as pre-rift although it reflects a significant rate of subsidence (Lemoine *et al.*, 1986, Rudkiewicz 1988, Faure 1990). Subsidence during the early syn-rift period led to the local deposition of Rhaetian and Early Liassic sequences showing eustatic cyclicity (Dumont 1998). Younger marine syn-rift deposits are not preserved because of uplift and emersion of the entire domain during the late syn-rift period. The lack of a sedimentary record documenting this period can be partly compensated by information provided by a sequence of subaerial and shallow marine diagenetic alterations along the break-up unconformity (3.2). The first post-rift deposits are Upper Bathonian shallow

marine platform carbonates (Mercier 1977). The rapid thermal collapse of the margin is shown by a deepening-upward succession of pelagic sediments: Callovian crinoidal limestones, Callovian-Oxfordian red marls and nodular limestones, Upper Jurassic-Lower Cretaceous calpionellid limestones (Bourbon 1980). These post-rift formations unconformably overlie different more or less eroded pre- and syn-rift formations.

This paper deals with two different types of nappes, with different stratigraphic successions (fig. 2):

- The Champcella-type nappes (Champcella s.s., Aiguillons, Ayes, Chatelet) contain no Late Triassic or Liassic deposit: Middle and Upper Jurassic carbonates were directly deposited upon Lower Carnian karstified and brecciated strata (Mégard-Galli 1972). These nappes were detached along an Upper Scythian gypsum layer, or in the Upper Palaeozoic (fig. 2).

- The Peyre-Haute nappe was detached along Upper Carnian gypsum layers and contains a thick, dolomitic Norian carbonate wedge which allowed the less competent Jurassic and Cretaceous layers to be transported and preserved from strong Alpine deformation (fig. 2, Tricart 1980). The most important characteristic of this nappe is the occurrence of Rhaetian-Lower Liassic (Hettangian and Sinemurian) marine strata (Tricart *et al.*, 1988, Dumont 1998) which are quite exceptional for the Briançonnais units. Above them, as a consequence of subaerial exposure plus erosion, Sinemurian to Callovian strata (about 35My) are missing in the western area, whereas the gap ranges from Carnian to Upper Bathonian (about 55My) in the eastern area. This gap is more important in the eastern part of the nappe due to westward or northwestward block tilting coeval with or preceding continental erosion. Karstification is found mainly in the western part of the nappe in Liassic limestones. This emerged area was drowned later than the eastern part, as shown by the sequence of diagenetic events (3.2.2).

3. Mesozoic deformation and vertical movements recorded in the Briançonnais nappes; new data from the Briançon region

3.1 Tethyan chronology

The deposition of the Briançonnais Mesozoic sedimentary series is classically correlated to the development stages of the Ligurian Tethys ocean (Lemoine *et al.*, 1986), based on comparisons with present subaerial margins (Graciansky *et al.*, 1979, Stampfli & Marthaler, 1990, Chaulieu 1992, Manatschal *et al.*, 1997). The Liassic rifting phase is regarded as particularly important, which is consistent with the Early Bathonian age of the oldest Ligurian oceanic crust (166 Ma-old gabbro intrusions, Bill *et al.*, 1997) and of the overlying sediments (De Wever & Baumgartner, 1995), and with the age of kilometric-scale tilted blocks in the External Zone of Dauphiné (Lemoine *et al.*, 1981).

Following this point of view, the thick Middle and Late Triassic carbonate wedges are regarded as "pre-rift" although they reflect significant subsidence. "Syn-rift" sediments would then be represented only by the thin, Lower Liassic platform limestones of the Peyre-Haute nappe but are typically missing in the Briançonnais realm. The "late syn-rift" period corresponds to the erosional gap due to Late Liassic to Bathonian emersion, which is interpreted by Stampfli & Marthaler (1990) as a rift-shoulder uplift (thermal anomaly + isostatic rebound). The "post-rift" sediments are Upper Bathonian neritic limestones and Callovian to Cretaceous pelagic limestones and marls, which are coeval with thermal subsidence of the Tethyan margin. However, the sedimentary record shows some features, we would not expect in this classical rift succession: (1) a stronger subsidence during pre-rift than during "syn-rift" time, (2) an important syndepositional deformation recorded in the "post-rift" strata, as will be illustrated by the following examples (3.3).

To sum up, the rifting-spreading dynamics of the Ligurian Tethys ocean can only partly explain the evolution of the Briançonnais domain during the Mesozoic. The field examples given below make it possible to discriminate deformation related to Tethyan syn-rift extension from those related to others causes.

3.2 Tethyan rift structures and diagenetic alterations

3.2.1 Karstic features associated with Liassic faults (Peyre-Haute nappe)

Jurassic subaerial exposure of the Briançonnais domain near Briançon was first demonstrated by Debelmas (1955), and karstification was subsequently studied in the mostly dolomitic series of the Champcella nappe by Faure & Mégard-Galli (1988). It is also known in other parts of the Briançonnais realm: Vanoise (Ellenberger 1955, Jaillard 1985), Ligurian Alps (Bloch 1963, Vanossi 1965) and Préalpes Médiannes (Baud & Masson, 1975, Baud *et al.*, 1979).

In the western part of the Peyre-Haute nappe, the subaerial erosion surface is marked by a siliceous crust overlain by a thin conglomerate containing Upper Triassic and Lower Liassic clasts. Six karstic cavities are found in this area (fig. 3). They are ten to twenty meters wide and cut downward across about 20 to 30m of Sinemurian and Upper Hettangian massive limestones. Their bottom coincides with a Lower Hettangian impermeable marly layer (fig. 4A). Four cavities developed along pre-existing small-scale normal faults, later sealed by Callovian and Upper Jurassic deposits. All of them contain collapse breccias and coarse conglomerates with exclusively Lower Liassic limestone clasts (predominantly Sinemurian cherty limestones). The infillings show a high-angle hour-glass stratification, which suggests that the cavities were rapidly filled by *littoral material* at the beginning of Middle Jurassic drowning.

Similar features are observed at a hand-specimen scale along the erosional surface (fig. 4B): microkarstic cavities cut the uppermost Liassic beds (Hettangian or Sinemurian limestones). Carbonate dissolution was often following fractures. The fractures and cavities (either perpendicular or parallel to stratification, so-called "neptunian dykes" or "neptunian sills", respectively) are filled by marine transgressive sediments of late Middle Jurassic age.

In this part of the Peyre-Haute nappe, the following sequence of events can be reconstructed from these observations: (1) deposition of marine Lower Liassic limestones, which do not show significant lateral changes in thickness or facies, (2) post-Sinemurian small-scale normal faulting, (3) emersion and subaerial dissolution along pre-existing faults, (4) infill of cavities in a shallow marine environment, with *particles* fragmented during the time of exposure, (5) deposition of open marine Callovian limestones.

This sequence does not document all of Middle Jurassic events because of the incomplete sedimentary record, however, more information can be obtained from the study of the subaerial to shallow-marine diagenetic alterations in samples collected just below the erosion surface.

3.2.2 Sequence of diagenetic alterations and differential vertical movements (Peyre-Haute nappe)




The used diagenetic log method (Durllet *et al.*, 1992) is based on the sample-scale identification of superimposed diagenetic features (dissolution features, infill, fracture, cement, etc.) which occur in a vertical sequence (fig. 5). Such sequences document the relative chronology of environmental changes which affected the rock, and give relative time constraints for the phases of micro-fracturing. *Samples, documented by diagenetic logs, can be correlated like stratigraphic logs.* We used this method in addition to stratigraphic correlation in order to compare samples from the western and the eastern parts of the nappe (fig. 5). Sample A comes from Sinemurian strata immediately underlying the Upper Jurassic in the western part of the Peyre-Haute nappe. Sample B is of Late Bathonian age (*Kilianina blanketi*, det. M. Septfontaine) and was taken in the eastern part of the nappe (fig. 3, 5), not far from the Middle Jurassic-Triassic unconformity. Thus sediments A and B are not coeval, but their diagenetic imprint is thought to be partly coeval as will be argued in the following. The main diagenetic features observed are:

(i) Roots and paleosoil (sample A only):

The oldest observed diagenetic feature is pedogenesis, with roots developed before complete lithification. This suggests an emersion immediately after deposition of the uppermost Sinemurian beds.

(ii) Fractures (samples A and B):

Polyphase micro-fracturing is found in both samples. The oldest generation of fractures postdates pedogenesis and lithification but predates dissolution and microkarst infill (sample A), allowing subaerial dissolution along fissures (fig. 4, 5). Other micro-fracturing events affected both samples during drowning, producing many neptunian dykes filled with upper Middle to Upper Jurassic sediments (3.3).

(iii) Dissolution features , sediment infill , marine cementation  (samples A and B):

A microkarst record is more developed in the host rock of sample A, which is older and suffered a longer emersion than sample B. Several types of infilling and at least two cycles of dissolution/sediment infill are found (only one in sample B). The correlation between the two diagenetic logs (fig. 5) suggests that the karstic episode documented in sample B corresponds to the upper cycle of dissolution/sediment infill in sample A. If so, marine sedimentation (the Middle Jurassic host rock B) and marine cements (lower part of diagenetic log B) in the eastern part of the nappe correspond to subaerial alteration in the western part (lower part of microkarst record, sample A). This means that the eastern area sunk below sea level during Late Bathonian while the western area was still emerged. The uppermost microkarstic infill (sample A) is a reddish clay with detrital quartz, typical for tropical subaerial alteration (Laterite). The last diagenetic phases found in both samples are marine cements and marine sediment infills. In sample B only, they are coeval or alternating with marine sedimentary layers. These sediments overlapped from the eastern, down-faulted area toward the western, still high-standing area.

This specific study confirms our field observations given in 3.2.1, and documents that karstic dissolution occurred after an early event of fracturing. Moreover, emersion must have occurred soon after the deposition of the uppermost Sinemurian strata and still during Early Liassic times (roots in nonlithified sediments). Despite the length of subaerial exposure (about 35 My), little of the series has been eroded: a few tens of meters in the western part of the nappe, no more than 200m in the eastern part. Limestones were selectively removed, which suggests that the altitude of land was low and/or that the major erosion factor was chemical dissolution. There was also a change in differential vertical movements during Middle Jurassic: the eastern area was first affected by the strongest uplift (half-horst tilted westward), and then submerged below sea-level during Late Bathonian times (collapse of the half-horst), while the western area was still subaerially exposed. Accommodation space created by this tectonic event allowed deposition of shallow-marine sequences. The flooded domains were episodically emerged again before final drowning, probably as a consequence of eustatic sea level changes (Haq *et al.*, 1987).

3.2.3 Other field evidence

An important pre-Bathonian fault scarp (Cascade de l'Orcière, Peyre-Haute nappe, fig. 3) consists of a steep, east-dipping surface cutting across 200m of Lower Jurassic and Rhaetian formations in the foot-wall block. Its Mesozoic age is shown by very thin Bathonian limestones (*Trocholina sp.*, det. M. Septfontaine) unconformably overlying the Rhaetian strata. Rhaetian and Liassic rocks remained partly exposed along the fault scarp during Late Jurassic and Cretaceous times.

Another pre-Bathonian, east-dipping submarine scarp is described in 3.3.1 (l'Ausselard, Aiguillons unit, fig. 3) because it has been reactivated during the Late Jurassic extensional phase.

A pre-Bathonian angular unconformity is found in the Font Sancte Massif (northern side of the Ubaye Valley, Chatelet unit, fig. 6). About hundred meters of Middle and Upper Triassic dolomites (Upper Ladinian and Carnian *p.p.*) are cut away north-eastward by this erosional unconformity, within a lateral distance of about 2500m (after palinspatic restoration). This unconformity indicates a pre-Bathonian southwestward or westward tilting of about two degrees.

3.2.4 Characteristics of the Tethyan syn-rift extension

To sum up, the specific features of the Liassic extensional deformation, contemporaneous with Ligurian Tethyan rifting and with emersion of the Briançonnais, are:

- Predominantly N-S to N30° striking (present-day orientation), east-dipping normal faults along which karstic cavities (post-Sinemurian emergence) developed.

- Small-scale faults with offsets of a few tens of meters only (except for the higher Cascade de l'Orcière fault scarp).

- Predominantly westward, low angle block tilting.

The small width of the fault blocks and their low tilt preserved the Triassic series from deeper subaerial erosion during and following this deformation phase. There is actually no paleontological evidence at any place in the study area that the Tethyan break-up unconformity represented by the pre-Bathonian subaerial erosional surface cut down to the lower part of the Triassic carbonates (Anisian) or to the Lower Triassic sandstones (Scythian). This is consistent with the lack of any Lower Triassic or older reworked material in the numerous breccias found along the break-up unconformity. Such deep-reaching erosional unconformities exist, but they are younger (latest Middle to Late Jurassic) and reflect submarine erosion, as will be shown below.

The present-day orientation of Tethyan syn-rift extension inferred from these observations is approximately West-East. This estimation is slightly different from the proposition of previous authors (NW-SE orientation of extension, Faure & Mégard-Galli, 1988, Tricart *et al.*, 1988).

3.3 Structures younger than the opening of the Tethyan ocean

One would expect the syn-rift structures to be sealed by post-rift pelagic limestones of Late Jurassic age. Thermal subsidence following the opening of the Ligurian Tethys is not supposed to have induced extensive deformation of the passive margin. In fact, thickness changes in the post-rift sediments can be partly explained by a submarine relief inherited from Liassic rifting. However, these changes in formation thickness also bear evidence of submarine erosion related to at least three tectonic "crisis" (Bourbon 1980, Faure 1990, Chaulieu 1992). We give here new examples and a reappraisal of some other sites which document such paleotectonic features.

3.3.1 Middle and Late Jurassic superimposed unconformities and small-scale block tilting (Champcella type nappes).

Late Jurassic small-scale southward block tilting is documented by thickness changes along the eastern side of the Font Froid valley (Aiguillons unit). The thickness of Middle to Upper Jurassic reddish pelagic marls and limestones overlying Middle Triassic dolomites is gradually increasing southward from 5m to 30m towards the toe of a scarp bearing sedimentary breccias (foot-wall block). The hanging-wall block bears a reduced series (6m). Alpine faults with domino-type geometry (Virlovet *et al.*, 1996) cut the Jurassic beds close to the scarp, which suggests that neotectonic activity partly reactivated the Jurassic faults.

Similar features are found further south in l'Ausselard valley (Aiguillons unit, sites 1 to 5, fig. 3, fig. 7A). Callovian-Oxfordian pelagic nodular limestones and marls rest with slight angular unconformity upon Middle Triassic dolomites (fig. 7B, top). This area is cut by N90 to N110, northward dipping late Alpine faults which postdate the most recent Alpine cleavage (Virlovet *et al.*, 1996). At least some of these faults reactivate Late Jurassic small-scale normal faults (fig. 7C):

- At sites 1 to 4, Alpine tilting can be compensated by restoring the Upper Jurassic layers in a horizontal position (fig. 7B, bottom). Then the Triassic beds show a southward dip of about 10°, which is consistent with E-W-trending normal faults (fig. 7C).

- At site 5, the Upper Jurassic limestones rest with a high angular unconformity on a slope truncating Middle Triassic beds; they contain a 50m wide redeposited block of Middle Triassic dolomites (fig. 7D). The Jurassic unconformity was affected by Alpine top-to-the-west shearing which may have enhanced its angle. The restored slope was dipping 45° towards ENE (fig. 7B, bottom), but this is an overestimated value because of the Alpine reactivation along the angular

unconformity. The Late Jurassic unconformity at site 5 is superimposed on a pre-Middle Jurassic erosional surface, marked by whitish and yellowish dolomitic breccia of subaerial origin (Faure & Mégard-Galli, 1988, fig. 7D). The two surfaces are separated in the northern part of site 5 by a pinching-out wedge of Middle Jurassic transgressive neritic limestones (coquina and crinoid limestones). This demonstrates that the Late Jurassic submarine slope (site 5) was inherited from an earlier subaerial morphology created by syn-rift deformation.

These outcrops document two successive tectonic events: 1) creation of an ENE-dipping slope during Middle Jurassic emersion (or earlier), which can be tentatively interpreted as a result of block-faulting along a N-NW trend, and 2) small-scale block faulting along an E-W trend and low-angle southward tilting during latest Middle to early Late Jurassic, with renewed erosion/deposition along the previous slope. Event (1) can be ascribed to Tethyan syn-rift deformation because it occurred during the emersion of the Briançonnais domain. Its orientation fits with E-W extension inferred from the data of § 2. Event (2) is younger (post-rift) and it is marked by a change in orientation of the extensional structures; this suggests a shift in orientation of the extension to North-South.

3.3.2 Kilometric-scale Late Jurassic block faulting in the Chatelet unit

Within the Chatelet unit (south of the Guil Valley), well preserved pre-Alpine extensional structures are found (Gidon *et al.*, 1994). The best example is the Vallon Laugier fault block (Claudel *et al.*, 1997, fig. 8). It consists of a two kilometers-wide half-graben filled with Upper Jurassic pelagic limestones. Many criteria demonstrate a Late Jurassic age for its first and main stage of deformation: sediment accumulated in the hanging-wall block, the foot-wall block was sediment-starved, scarp erosion and resedimentation of breccias, together with neptunian dykes document active faulting. The fault scarp is nearly undeformed and displays the features of a steep submarine slope covered by an Albian-Cenomanian mineralized hardground. The present-day orientation of the fault is N80°, that is subparallel to the Alpine shortening trend, which explains the good preservation of this pre-Alpine structure. The orientation of the fault plane and the direction of tilt are similar to those of the faults described in 3.1, whereas the scale is larger. This Late Jurassic extensional structure was reactivated later (Claudel *et al.*, 1997): 1) during the Late Albian, the hanging-wall block was cut by a new northward-dipping normal fault, and 2) during the Turonian, the Jurassic fault plane moved again as shown by sea-floor erosion, sliding of sediment and by the injection of pelagic sediment into the fault plane itself.

3.3.3 Late Jurassic tilting and submarine erosion in the eastern Peyre-Haute nappe

Many evidences of Mesozoic extensional tectonic activity were described in this nappe (Debelmas & Lemoine, 1957, Bourbon & Graciansky, 1975, Mercier 1977, Tricart *et al.*, 1988). Most of this activity has been ascribed to Tethyan rift tectonics, presumably during Liassic to early Middle Jurassic times. We propose a reinterpretation of two paleostructures, which are significantly younger than previously thought and which are thus "post-rift":

(1) Polyphase deformation with Late Jurassic scarp erosion at La Moulière

The investigated Mesozoic structure is located at La Moulière in the eastern part of the Peyre-Haute nappe (fig. 3). It is now involved in the hinge of a major N-S-trending, westward recumbent fold, so that the stratification is nearly vertical (fig. 9). This Alpine structure is easy to unfold. The restored Mesozoic structure has been described by Mercier (1977) as a small horst bounded on both its eastern and western sides by Early to Middle Jurassic normal faults.

The sedimentary record on the western side is consistent with this interpretation (fig. 9, sites A, B, C): depositional geometry of the Upper Bathonian strata documents an eastward onlap on the subaerial surface. These beds contain breccias derived from the gradually onlapped paleoslope. Moreover, the Upper Bathonian strata on top of the

paleohigh (C) contain abundant nerineids (*Nerinella scalaris*, *Cossmannea sp.*, det. J. Wicczorek) suggesting that it remained in a high-energy shallow environment longer than its toe (A).

In contrast, the features observed on the eastern side (fig. 9, site D) do not fit with the model of Mercier (1977). They consist of a rugged erosional surface along which thin Upper Jurassic limestones with Oxfordian to late Kimmeridgian ammonites (*Sowerbyceras tortisulcatum*, *Sowerbyceras loryi (-silenum)*, det. R. Enay) unconformably overlie Norian dolomites. These sediments with abundant dwarfed ammonites, bivalves and echinoids show a specific facies of starvation on a pelagic high. They also contain pebbles of Norian dolomites. The Middle Jurassic limestones were eroded at that place, and they are found only a few tens of meters to the west. The eastern paleoslope of the Moulière horst is thus due to Late Jurassic erosion, which cut across the pre-Bathonian relief.

(2) Late Jurassic megabreccia on an erosional slope surface at Le Rocher Roux (fig. 3)

Following Debelmas & Lemoine (1957), Mercier (1977) attributed two superimposed angular unconformities to Rhaetian and Middle Jurassic tectonic pulses, respectively. This place was thus regarded as evidence of polyphase Tethyan syn-rift block tilting.

We propose an alternative hypothesis supported by the following arguments (fig. 10):

- The Rhaetian beds of the Rocher Roux outcrop, resting with a 35° angular unconformity on tilted Norian dolomites, are perfectly concordant with the latter 500m further north. At both localities, they show a regular parallel stratification and no evidence of redeposition, which is incompatible with a deposition on a steep slope.

- The tilted Norian dolomites and the overlying Rhaetian limestones of the Rocher Roux are separated from each other by a thin dolomitic breccia layer (0.5m) with a pinkish or dark red, barren, micritic limestone matrix. This kind of sediment is never found in such a stratigraphic position, but closely resembles the Upper Jurassic pelagic limestones.

- The Rhaetian stratified "series" of the Rocher Roux, supposedly deposited unconformably on Norian dolomites, grades northward into a sedimentary breccia made of Rhaetian material (dark coquina limestones and shales) and intercalated between two Upper Jurassic breccia layers. Therefore, the Rhaetian strata of the Rocher Roux represent an olistolite mantled by breccia, which was emplaced by sliding on a Late Jurassic slope.

- The Middle Jurassic, nearly horizontal limestone wedge overlying the Rhaetian beds of the Rocher Roux is separated to the North by a vertical contact from the Jurassic breccia adjoining it. Mercier (1977) interpreted it as a Jurassic fault scarp, although the downward trace of this presumed fault is unclear. By contrast, we think this northern boundary represents the abrupt termination of a decametric block of Middle Jurassic limestones surrounded by Upper Jurassic breccia.

- The Upper Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian) breccia bears numerous evidences of redeposition along a slope (Bourbon 1980, vol. 2 p.476): slumps, upside-down geopetal structures, soft pebbles. At Chalets de l'Alp (fig. 3), 500m further south, the coeval strata are extremely condensed and devoid of blocks. They rest unconformably upon Norian dolomites and fill neptunian dykes indicating a fracturing during the Callovian to early Oxfordian (Bourbon & Graciansky, 1975).

In our opinion, both the Rhaetian and Middle Jurassic (Bathonian) limestones of the Rocher Roux are slide-blocks within a megabreccia of Late Jurassic age, overlain by Late Jurassic pelagic limestones (Oxfordian-Middle Kimmeridgian, Bourbon 1980). The tectonic event responsible for tilting, erosion and fracturation is of Callovian to Oxfordian age, and not earlier as proposed by previous authors.

Geometrical analysis and palinspatic restoration of small-scale paleostructures in the Moulière and Rocher Roux areas give consistent results, despite their very different structural setting (fig. 11):

- The Norian dolomites were tilted 30° to 40° towards the NW before the deposition of the Upper Jurassic strata.

- Erosion of the northwestward tilted Norian series increased towards the Southeast. There is evidence for a southeastward dipping submarine erosional slopes overlain by Upper Jurassic pelagic limestones.

- Dominantly low-angle, westward dipping slopes overlapped by Middle Jurassic neritic limestones (La Moulière), are older subaerial topographic features.

- Neptunian dykes were mainly NW-SE to N-S oriented with a minor E-W trend, which seems to be independent from Late Jurassic features (northwestward tilt). However, as shown by fig. 11, they result from re-opening of an old (pre-Bathonian) joint pattern within the Norian dolomites. Several generations of neptunian dykes are found, which suggests a change in orientation of tensional stress. The example of fig. 12 indicates that the Late Jurassic (whitish) dykes were opened in a NNW-SSE to N-S extensional setting, which is consistent with regional observations, but many other examples show that the orientation of neptunian dykes was strongly influenced by gravity due to sea-bottom topography.

Our data strongly suggest that the eastern boundary of the Peyre-Haute nappe with its recumbent fold originated from inversion of a Late Jurassic major fault: the Eastern, folded part of the nappe (syncline hinge, fig. 3) was a half-horst as shown by Late Jurassic tilting and erosion. This half-horst was apparently oriented SW-NE, as indicated by (1) structural data of the Rocher Roux and Moulière outcrops and by (2) the present cartographic distribution of Jurassic erosion below the break-up unconformity: deep in eastern and southern parts of the nappe, shallow in its northwestern part. However, both (1) and (2) underwent a significant counterclockwise rotation (2.2) so that the initial trend of this Jurassic structure was possibly closer to E-W.

3.3.4 Characteristics of "post-rift" deformation

Once palinspatically restored, the studied structural markers of the late Middle to Late Jurassic deformation consistently indicate that:

- The dominant deformational process was extension with block tilting. It produced extensional structures at different scales with some reactivation of pre-existing, syn-rift structures.

- This deformation was oriented differently from that of the syn-rift stage. Newly formed structures show E-W or SW-NE trends, nearly perpendicular to the pre-Bathonian structures (3.2.4).

- During this stage of deformation, starting during Callovian-Oxfordian times, erosion cut down to deeper levels into the underlying series than during the older, syn-rift stage: contrary to the upper Bathonian neritic limestones which always rest on younger Triassic horizons (upper Norian in the Peyre-Haute nappe or upper Ladinian in the Champcella or Chatelet nappes), the Callovian and younger pelagic limestones rest on Anisian or Scythian formations in several of the Briançonnais nappes (Bourbon 1980). This suggests that either the size of the tilted blocks or the tilt angle were more important during this "post-rift" phase of deformation than during the syn-rift one.

4. Discussion

4.1 Orientation of Mesozoic structures

The first step to interpret our paleostructural data is to use them as indicators of Mesozoic deformation and paleostress orientations. As suggested by our study, the orientation of small-scale sea-floor structures such as neptunian dykes depends both on inherited fracture patterns and on gravity (sea-floor topography). A dense pattern of fractures was created during the Tethyan rift phase within the Triassic dolomites. This pattern guided the "post-rift" (Late Jurassic) opening and filling of neptunian dykes, particularly if the inherited fractures were perpendicular to the dip of the slope. Therefore, these features can not be always interpreted as stress indicators. However, they help to identify medium-scale (hectometric to kilometric) structures such as tilted blocks, fault scarps and angular unconformities, which are more reliable

indicators of deformation at a regional scale. Our examples indicate that most of the late Middle to Late Jurassic structures (faults and tilt axes) are NE-SW to E-W oriented. The occurrence of such structures in different places from Briançon to the Ubaye Valley and in different nappes, demonstrates that the Briançonnais realm was affected at that time by regional extension, which was apparently NW-SE to N-S oriented.

These present directions have to be rotated back clockwise since the investigated Briançonnais nappes underwent significant counterclockwise rotation of $40^{\circ} \pm 18^{\circ}$ during its late Alpine evolution (Thomas *et al.*, 1997). Accordingly, Liassic to early Middle Jurassic syn-rift extension was NW-SE oriented, similarly to the External Alps (Grand 1988), and late Middle to Late Jurassic "post-rift" extension was N-S to NE-SW oriented.

4.2 Implications for inversion tectonics

Tectonic inversion in the Briançonnais zone is usually regarded as a simple process since Tethyan extension and Alpine shortening are assumed to have been roughly parallel (E-W, Lemoine *et al.*, 1986). Our data indicate that this assumption has to be reconsidered, both concerning Mesozoic extension (NW-SE extension during rifting, then N-S which created E-W-trending structures during Tethyan spreading) and early Alpine shortening (N-S, Dumont *et al.*, 1997). The early structures of tectonic inversion and nappe stacking were strongly oblique, if not perpendicular to the younger, E-W to NE-SW-trending structures, which implies that: (1) the present structure of the tectonic edifice, shortened during at least two obliquely oriented inversion phases, has probably not preserved any pre-collisional paleogeographic arrangement (the present order of the nappes does not reflect their original paleogeographic position), and (2) the early collisional phases (N-S) were strongly oblique with respect to the orientation of the Tethyan margin (NE-SW) and may have preferentially inverted some of the oblique structures of the margin such as transfer faults. This occurred along the W-E-trending Provence platform edge (regarded as a transform zone by Lemoine *et al.*, 1989) which shows N-S inversion structures in the Alpine foreland, and whose eastward extension must have been included into the internal Alpine buildup before the late collisional phases.

4.3 Emersion of the Briançonnais domain since the Late Triassic?

Uplift and emersion of the Briançonnais domain during Mesozoic times produced gaps in the sedimentary record. The time interval of emersion is difficult to constrain because the gap resulted from both subaerial erosion and/or non-deposition. The lower bracket of this interval is regarded as Liassic based on the specific sedimentary record of the Peyre-Haute nappe (2.4), and this local datum is extrapolated to all the other Briançonnais nappes, which have neither a Late Triassic nor Early Liassic record. This extrapolation is questionable for the following arguments:

- This would imply that the Upper Triassic and Lower Liassic strata were deposited and then removed during Jurassic emersion on most of the Briançonnais area (except the Peyre-Haute area): continental dissolution would have easily removed the Liassic limestones everywhere but not the 400m thick Upper Triassic shales (Rhaetian) and massive dolomites (Norian).

- Erosional products typical from Upper Triassic or Liassic lithologies should be found in the continental conglomerates or in the karsts, which is never the case (except in the Peyre-Haute nappe).

- A regional-scale angular unconformity would be expected, with the subaerial erosional surface cutting down to various levels in the Triassic series. By contrast, this surface rests in most places (Champcella and Chatelet nappes) at the same stratigraphic level (base of Carnian).

In our opinion, the typical Briançonnais nappes (except Peyre-Haute) undergone subaerial non-deposition since Carnian times, due to a tectonic event which affected the Tethyan realm at that time and which produced paleogeographic differentiation and vertical movements (Mégard-Galli & Baud, 1977, Mégard-Galli & Faure, 1988). Our interpretation differs from the interpretation of Baud (1972) in the Préalpes Médiannes, which assumes that no significant paleogeographic

differentiation occurred before Middle Liassic times, but it is compatible with an alternative interpretation of Ligurian Briançonnais units (Lualdi 1990). From a geodynamic point of view, our interpretation suggests that the initiation of Tethyan rifting in the Briançonnais domain occurred much earlier than the Triassic-Jurassic boundary. This hypothesis is consistent with recent interpretations concerning the Central Atlantic margins (Favre & Stampfli, 1991, Le Roy *et al.*, 1997) along which two stages of rifting are identified (Carnian-Hettangian and Sinemurian-Pliensbachian).

4.4 Mesozoic paleogeography

The Briançonnais pre-Bathonian carbonate series of the Briançon region cannot be regarded as derived from a unique paleogeographic domain. We must distinguish on one hand the Peyre-Haute nappe, with its Upper Triassic dolomites and Lower Liassic limestones, and on the other hand a number of Champcella-type units including Middle Triassic carbonates overlain by an emersion surface. As discussed above, it is likely that Mesozoic emersion occurred earlier in the Champcella-type units (Late Triassic) than in the Peyre-Haute nappe (Early Liassic). Structural analysis in progress shows that the Peyre-Haute nappe and related units from North of the Durance river to South of the Guil valley were thrustled always on top of the Champcella-type units during the early shortening phases. According to this, the stratigraphic signature of this higher nappe should be compared with those of innermost Briançonnais or Piémont nappes. There are indeed some similarities between the Upper Triassic-lowermost Liassic series of the Peyre-Haute nappe and the coeval beds in the Roche des Clots-Grande Hoche Piémont units (Lemoine *et al.*, 1978, Dumont *et al.*, 1984) or in the Grande Motte unit in Vanoise (Ellenberger 1963, Jaillard *et al.*, 1986, Deville 1990), despite their thickness being much higher there. However, there are even more striking similarities between the series of the Peyre-Haute nappe and the series of some Subbriançonnais nappes in Ubaye (Morgon) or near the Argentera massif (Stura di Demonte, Dumont 1998). The Peyre-Haute series also has many features in common with the "Médianes Plastiques" (also regarded as Subbriançonnais) in the French and Swiss Prealpine nappes (Septfontaine & Lombard, 1976, Baud & Septfontaine, 1980, Maury & Ricou, 1983, Borel 1997).

There is thus a contradiction between arguments derived from Alpine structural analysis, which indicate that the Peyre-Haute domain should have been originally located closer to the Tethyan ocean than the other (Champcella-type) Briançonnais domains and then thrustled above them, and arguments derived from some stratigraphic signatures, which suggest in contrast that this domain could have been located more continentwards. This contradiction is due in our opinion to (1) the inadequacy of a two-dimensional mode of palinspatic restoration which assumes that intracontinental extension and inversion/nappe stacking followed more or less the same orientation with opposite sense, an assumption which is strongly questionable, (2) the obliquity of collision with respect to margin structures and the changes in orientation of shortening, and (3) the probable non-cylindricity of the Mesozoic paleogeographic pattern.

Since the Briançonnais nappes underwent important oblique (northward) displacement, they were initially located further south, that is to the east or to the south of the Provence realm (Laubscher 1975, 1991, Maury & Ricou, 1983, Stampfli 1993, 1996). This is supported by similarities in stratigraphic signatures of the Provence, Maritime Alps, Subbriançonnais and Briançonnais series (Middle Triassic, uppermost Triassic-Lower Liassic, Middle Jurassic), whereas there are striking differences between the Briançonnais and the Dauphinois sedimentary record (Lemoine *et al.*, 1986) and subsidence pattern (Rudkiewicz 1988).

4.5 Multistage Mesozoic extension: riftings related to different oceans?

Extensional deformation related to the rifting of the Ligurian Tethys ocean, which is sealed by Bathonian sediments, is clearly distinguishable from the Callovian-Oxfordian extensional event (this paper and Claudel *et al.*, 1997). This latter event occurred after the initial opening of the Tethyan ocean (fig. 13) and is thus regarded as post-rift. However, it includes typical rift

features such as tilted blocks. The event is widespread in the French Briançonnais realm (Bourbon 1980). It is also present in the External Alps and their foreland in Southeastern France, where it produced both extension and strong subsidence (Vocontian Terres Noires basin, Graciansky *et al.*, 1979, Dardeau *et al.*, 1988). Further evidence is known in the Callovian-Oxfordian Subbriançonnais series (Chénet 1979, Lereus 1986, Maury & Ricou, 1983, Samec *et al.*, 1988) and in the Prealpes médianes nappes (Septfontaine 1983, Septfontaine & Lombard 1976, Borel 1997). This event is also marked by a cusp in the subsidence curves of various Briançonnais units (Borel 1995), which corresponds to vertical movements of tectonic origin superimposed on the thermal subsidence trend of the Tethyan cooling margin.

The Callovian-Oxfordian event corresponds to a kinematic change in the Atlantic realm (acceleration of relative motion between Gondwana (including Adria) and Laurasia (including Iberia at that time, Olivet 1996). Late Jurassic to Early Cretaceous extensional rift tectonics is known along the Iberian and Armorican margins (Portugal, Guery 1985, Parentis basin, Boillot 1984, Matthieu 1986) and in Pyrenean basins (Kimmeridgian pull-apart basins, Peybernès & Souquet, 1984, Canérot 1987). This intracontinental extension led to the rifting of Bay of Biscay and to its opening in Early Cretaceous times (Early Aptian based on magnetic anomalies, Malod 1989, Olivet 1996). The Valaisian rift whose remnants are found in the French (Jeanbourquin 1994, Cannic *et al.* 1995 and refs herein) and Swiss Alps (Schmid *et al.*, 1990, Florineth & Froitzheim, 1994) evolved more or less synchronously with the Bay of Biscay rift; indeed these two rifts may have been connected (Stampfli 1993). The Briançonnais domain, which was located between the Tethys ocean and the Valais rift during late Middle and Late Jurassic times, underwent both thermal subsidence from the former and extensional deformation from the latter. This interpretation is consistent with the observed change in orientation of the paleostructures from the Tethyan rift event (Liassic) to the Valais rift event (Late Jurassic).

The Mesozoic sedimentary, diagenetic and paleotectonic record from the French Briançonnais units allows to identify the imprint of at least two interfering rifting-spreading cycles linked with the Western Tethyan and the North Atlantic systems, respectively (fig. 13). An analogous situation is found along the continental margin off northwestern Australia (Dumont 1992), where Mesozoic uplift and subsidence of the northern Exmouth marginal plateau were driven by the successive rifting-spreading cycles of the Tethys (Argo Abyssal Plain, Late Jurassic) and of the Indian Ocean (Gascoyne Abyssal Plain, Early Cretaceous). As regards the Briançonnais, a third, earlier (Triassic) cycle may have occurred in relation with an Eastern Tethyan break-up (Meliata ocean, Channell & Kozur, 1997). The difference in timing between these rifting-spreading cycles is linked to microplate motions between Western Gondwana and Europe (Ricou 1994). It is likely that not only the Adriatic, but also the Iberian microplate had a major influence on the evolution of the Briançonnais domain.

Acknowledgements

We are grateful to M. Caron, R. Enay, M. Septfontaine and J. Wiczorek for paleontologic determinations, and to A. Arnaud-Vanneau and P. Tricart for their expertise about diagenetic methods and structural analysis, respectively. We thank D. Bernoulli and N. Froitzheim for constructive reviews. Fieldwork was supported by the French program Géofrance 3D-Alpes (publication 47).

REFERENCES

- BAUD, A. 1972: Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclog. geol. Helv.* 65, 43-55.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais : failles conjuguées et paléokarsts à Saint Triphon (Préalpes médianes, Suisse). *Eclog. geol. Helv.* 68, 131-145.
- BAUD, A., MASSON, H., SEPTFONTAINE M. 1979: Karsts et paléotectoniques jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symposium sur la sédimentation jurassique ouest-européenne, 1977. Assoc. sédim. fr., [n.s.] 1, Paris, 441-452.

- BAUD, A. & SEPTFONTAINE M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Ecol. geol. Helv.* 73, 651-660.
- BERNOULLI, D. 1964: Zur Geologie des Monte Generoso. Ein Beitrag zur Kenntnis des südalpinen Sedimente. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 118.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G. & FROITZHEIM, N. 1990: Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine-South Alpine passive continental margin. *Mém. Soc. Geol. It.* 45, 25-38.
- BERNOULLI, D. & LEMOINE, M. 1980: Birth and evolution of the Tethys: the overall situation. In: *Geology of the Alpine Chains born of the Tethys*, Colloque C5. XXVI Int. Geol. Congress, Paris, 168-179.
- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J. 1997: High-precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Ecol. geol. Helv.* 90, 43-54.
- BLOCH, J.P. 1963: Aperçu général sur le Trias du domaine Briançonnais ligure. Colloque sur le Trias français, Montpellier, 1961. *Mém. B.R.G.M., Orléans*, 15, 438-445.
- BOILLOT, G. 1984: Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. In: BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M. & BIJU-DUVAL, B. (Eds.): *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. - Masson, Paris, 5-81.
- BOREL, G. 1995: Préalpes médianes romandes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. *Bull. géol. Lausanne* 331.
- 1997: Evolution dynamique du domaine Briançonnais: les Préalpes médianes au Lias. Thèse Univ. Lausanne.
- BOUILLIN, J.P. & BELLOMO, D. 1990: The Jurassic Neptunian Dykes of Longobucco-Caloveto (Italy); their use for analysis of the paleostructures of Tethyan margin. *Geodinamica Acta* 4/2, 111-120.
- BOURBON, M. 1980: Evolution d'un secteur de la marge Nord-Téthysienne en milieu pélagique: la zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 1.
- BOURBON, M. & GRACIANSKY, P.C. DE 1975: L'enregistrement d'un épisode de tectonique cassante par un système de filons synsédimentaires en Briançonnais (Alpes occidentales françaises). In: *Tectonique et Sédimentation* (thème 4, tome 1). IX^{ème} Congrès international de sédimentologie, Nice.
- CANÉROT, J. 1987: Evolution géodynamique jurassique et éocène de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). *Conséquences structurales*. C. R. Acad. Sci., Paris, II/305, 297-300.
- CANNIC, S., MUGNIER, J.L., LAPIERRE, H., LARDEAUX, J.M., HUNZIKER, J.C. & HERNANDEZ, J. 1995: The lower Penninic nappes in the western Alps: the link between Helvetic and Penninic: Discussion. *J. Struct. Geol.*, 17/10, 1481-1484.
- CASTELLARIN, A. 1966: Filoni sedimentari nel Guirese di Loppio (Trentino meridionale). *Gion. Geol., Bologna*, 2, XXXIII, 527-554.
- 1972: Evolutione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Venetta" e "Bacino Lombardo" a nord di Riva del Garda. *Gion. Geol., Bologna*, 38, 11-212.
- CHANNELL, J.E. & KOZUR, H.W. 1997: How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. *Geology*, 25/2, 183-186.
- CHAULIEU, P. 1992: La sédimentation détritique sur la marge nord-téthysienne témoin de l'évolution géodynamique des Alpes occidentales. Comparaisons avec le détritisme actuel et exemple du domaine Briançonnais externe et son détritisme néocène. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble.
- CHÉNET, P.Y. 1979: Le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Téthys. *Géol. Alp., Grenoble*, 55, 45-74.
- CLAUDEL, M.E., DUMONT, T. & TRICART, P. 1997: Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais: les failles du Vallon Laugier. C. R. Acad. Sci., Paris, II/325, 273-279.
- DARDEAU, G., ATROPS, F., FORTWENGLER, D., GRACIANSKY, P.C. DE & MARCHAND, D. 1988: Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), IV/5, 771-777.
- DEBELMAS, J. 1955: Les zones subbriançonnaises et Briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. expl. Carte géol. Fr., Paris*.
- 1987: Le détritisme lié à l'émersion du domaine Briançonnais au début du Mésozoïque. *Géol. Alp., [n.s.]* 13, 131-141.
- DEBELMAS, J. & LEMOINE, M. 1957: Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le Massif de Peyre-Haute au S de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone Briançonnaise. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VII/32, 489-493.
- DEVILLE, E. 1990: Principaux traits de la structure géologique de la région de Tignes mis en évidence par la carte géologique Tignes à 1/50000 (Alpes occidentales, Savoie). *Géologie de la France, Orléans*, 1, 45-51.

- DE WEVER, P. & BAUMGARTNER, P.O. 1995: Radiolarians from the base of the supra-ophiolitic Schistes Lustrés Formation in the Alps (Saint Véran, France and Traversiera Massif, Italy). In: BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLVUIT, A. & DE WEVER, P. (Ed.): *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. *Mém. géol. Lausanne*, 23, 725-730.
- DUMONT, T. 1992: Upper Triassic (Rhaetian) sequences of the Australian Northwest shelf recovered on Leg 122: sea-level changes, Tethyan rifting, and overprint of Indo-Australian break-up. *Proceedings of the O.D.P. Sci. Res.*, 122, 197-211.
- 1998: Sea-level changes and early rifting of the European Tethyan margin in the Western Alps and Southeastern France. In: GRACIANSKY, P.C. DE, HARDENBOL, J., JACQUIN, T., VAIL, P.R. & FALVEY, M. (Ed.): *Mesozoic Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *Soc. Econ. Petr. Min. [n.s.]* 60, 627-644.
- DUMONT, T., LEMOINE, M. & TRICART, P. 1984: Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7/XXVI, 5, 921-933.
- DUMONT, T., CLAUDEL, M.E. & TRICART, P. 1997: Revised palinspatic reconstruction of the Briançonnais domain in the French Western Alps: integration of structural and paleostructural data. Abstract of the 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Orpa-Biella Sept. 29 - Oct. 1 1997. *Quad. Geodin. Alp. Quaternaria, Milano*, 4, 42-43.
- DURLET, C., LOREAU, J.P., PASCAL, A. 1992: Signature diagénétique des discontinuités et nouvelle représentation graphique de la diagénèse. C. R. Acad. Sci., Paris II/314, 1507-1514.
- ELLENBERGER, F. 1955: Bauxites métamorphiques dans le Jurassique de la Vanoise (Savoie). C. R. somm. Soc. géol. Fr., 3/4, 29-32.
- 1963: Trias à faciès Briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias français, Montpellier 1961, *Mém. B.R.G.M.* 15, 215-231.
- FAURE, J.L. 1990: Failles normales, coupes équilibrées et subsidence dans les bassins en extension. Le bassin Viking (Mer du Nord) et le domaine Briançonnais (Alpes occidentales) au Jurassique. Thèse Univ. Montpellier II, 2 vol.
- FAURE, J. L. & MÉGARD-GALLI, J. 1988: L'émersion jurassique en Briançonnais: sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8/II, 4, 681-692.
- FAVRE, P. & STAMPFLI, G.M. 1992: From rifting to passive margins: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. In: ZIEGLER, P.A. (Ed.): *Geodynamics of Rifting*, vol.III. *Tectonophysics*, 215, 69-97.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. 1994: Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland: evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 74, 437-448.
- GIDON, M., KERCKHOVE, C., MICHARD, A., TRICART, P. & GOFFÉ, B. 1994: Notice explicative de la carte géologique Aiguille de Chambeyron 1/50 000. - BRGM, feuille 972.
- GRACIANSKY, P.C. DE, BOURBON, M., CHARPAL, O., CHÉNET, P.Y. & LEMOINE, M. 1979: Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives: marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7/XXXI, 5, 663-674.
- GRAND, T. 1988: Mesozoic extensional inherited structures of the European margin of the Ligurian Tethys. The example of the Bourg d'Oisans half-graben, Western Alps. *Bull. Soc. géol. Fr.* 8/IV, 4, 613-621.
- GUERY, F. 1985: Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest portugais au Jurassique. Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- JAILLARD, E. 1985: Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone Briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). *Géol. Alp., Grenoble*, 61, 85-113.
- JAILLARD, E., DONDEY, H. & DEBELMAS, J. 1986: Reconstitution paléogéographique de la zone Briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales); nouveaux arguments pour une origine intrabriançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C. R. Acad. Sci., Paris, 302, 1091-1094.
- JEANBOURQUIN, P. 1994: The lower Penninic nappes in the western Alps: the link between Helvetic and Penninic. *J. Struct. Geol.*, 16/6, 895-898.
- LAUBSCHER, H.P. 1975: Plate boundaries and microplates in alpine history. *Am. J. Sci.*, 275, 865-876.
- 1991: The arc of the Western Alps today. *Ecol. geol. Helv.*, 84/3, 631-659.
- LEMOINE, M. 1984: La marge continentale de la Téthys ligure. In: BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M. & BIJU-DUVAL, B. (Ed.): *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. - Masson, Paris, 155-248.

- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., GRACIANSKY, P.-C. DE, RUDKIEWICZ, J.L., MÉGARD-GALLI, J. & TRICART, P. 1986: The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine Petr. Geol.* 3, 179-199.
- LEMOINE, M., BOURBON, M. & 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., Paris, II*, 286, 1237-1240.
- LEMOINE M., DARDEAU, G., DELPECH, P. Y., DUMONT, T., GRACIANSKY, P.C. DE, GRAHAM, R., JOLIVET, L., ROBERTS, D. & TRICART, P. 1989: Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *C. R. Acad. Sci., Paris II*, 309, 1711-1716.
- LEMOINE, M., GIDON, M. & BARFÉTY, 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., Paris, II*, 292, 917-920.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. 1986: Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305-320.
- LEREUS, C. 1986: Les séries mésozoïques subbriançonnaises du massif du Morgon; évolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne (nappe de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises). Thèse Univ. Grenoble.
- LE ROY P., PIQUÉ, A., LE GALL, B., AÏT BRAHIM, L., MORABET, A.M. & DEMNATI, A., 1997: Les bassins côtiers triassico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continentale de l'Atlantique central. *Bull. Soc. géol. Fr.* 168/5, 637-648.
- LUALDI, A. 1990: An outline of the Triassic in the Ligurian Alps (Briançonnais and Prepiemont Domains). *Boll. Soc. geol. It.*, 109, 51-58.
- MANATSCHAL, G., FROITZHEIM, N. & BERNOULLI, D. 1997: Passive continental margins in the Alps (Briançonnais and Apulia margins) as compared to present-day margins of the North Atlantic (Newfoundland and Galicia margins). Abstract of the 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Oròpa-Biella Sept. 29 - Oct. 1 1997. *Quad. Geodin. Alp. Quaternaria, Milano*, 4, 71-73.
- MALOD, J.A. 1989: Ibérides et plaque ibérique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 8/V, 5, 927-934.
- MATTHIEU, C. 1986: Histoire géologique du sous-bassin de Parentis. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, 10/1, 33-47.
- MAURY, P. & RICOU, L.E. 1983: Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dynam. et Géogr. phys.*, 24/1, 3-22.
- MÉGARD-GALLI, J. 1972: Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil. Conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Géol. Alp., Grenoble*, 48, 131-142.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. 1977: Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M., Orléans*, IV/3, 233-250.
- MÉGARD-GALLI, J. & FAURE, J.L. 1988: Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4/5, 705-715.
- MERCIER, D. 1977: Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- OLIVET, J.L. 1996: La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, 20/1, 131-195.
- PEYBERNÈS, B. & SOUQUET, P. 1984: Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geol. Mag.* 121 (5), 397-405.
- RICOU, L.E. 1994: Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260Ma from Central America to south-eastern Asia. *Geodynamica Acta* 7, 169-218.
- RUDKIEWICZ, J.L. 1988: Structure et subsidence de la marge téthysienne entre Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger. Thèse ENSM-IFP, Paris.
- SAMEC, P., GRACIANSKY, P.C. DE & RUDKIEWICZ, J.L. 1988: Tectonique distensive et halocinèse d'âge jurassique : la zone subbriançonnaise en Maurienne (Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.* 8/IV, 4, 659-667.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 east traverse (Grisons, eastern Switzerland). In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Ed.): *Deep Structure of the Alps*. *Mém. Soc. géol. Suisse* 1, 263-287.
- SEPTFONTAINE, M. 1983: Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. *Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique*. *Mém. Soc. helv. Sci. Nat.* 97.
- 1995: Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Prealps S of the Lake Geneva / Interpretation as sedimentary inversion structures ; Paleotectonic implications. *Eclog. geol. Helv.* 88/3, 553-576.
- SEPTFONTAINE, M. & LOMBARD, A. 1976: Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Hte Savoie, France): cadre tectonique et lithostratigraphique. *Eclog. geol. Helv.* 69/2, 425-460.
- STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. *Eclog. geol. Helv.* 86/1, 1-45.

- 1996: The intra-alpine terrain : a paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclog. geol. Helv.* 89/1, 13-43.
- STAMPFLI, G.M. & MARTHALER, M. 1990: Divergent and convergent margins in the North-Western Alps, confrontation to actualistic models. *Geodynamica Acta* 4, 159-184.
- THOMAS, J.C., CLAUDEL, M.E., DUMONT, T. & TRICART, P. 1997: Counterclockwise rotation of the Briançonnais nappes since the Oligocene: paleomagnetic evidence. Abstract of 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Oròpa-Biella (Italy) Sept. 29-Oct. 1 1997. *Quad. Geodinam. Quaternaria, Milano*, 4, 132-133.
- TRICART, P. 1980: Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- TRICART, P., BOURBON, M., CHENET, Y., CROS, P., DELORME, M., DUMONT, T., GRACIANSKY, P.C. DE, LEMOINE, M., MÉGARD-GALLI, J. & RICHEL, M. 1988: Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans la nappe briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.* 8/IV, 4, 669-680.
- VANOSSI, M. 1965: Le unità strattigrafico-strutturali tra il Pizzo d'Ormea e il Monte Gallero (Alpi Marittime). *Atti Ist. Geol., Pavia*, 16, 114-184.
- VIRLOUVET, B., TRICART, P., VILLEMIN, T. 1996: Blocs basculés tardialpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes. *C. R. Acad. Sci., Paris, IIa*, 322, 475-481.
- WIEDENMAYER, F. 1963: Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, sedimentologie und syngenetischer Tektonik. *Eclog. geol. Helv.*, 56, 529-640.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1: Structural sketch map of the Briançonnais Zone in the French Western Alps.

Figure 2: Main types of stratigraphic successions found in the studied area, with their location within the different nappes (location of the simplified cross section in fig. 1).

Figure 3: Detailed map of the Peyre-Haute nappe and the underlying Aiguillons unit, with outcrops described in the text.

Figure 4: Jurassic karstic features at different scales near Ascension lake: decametric caves cutting across the Liassic limestones developed upon Liassic normal faults (example in A). The same features are observed at a hand-specimen scale (B). Location of the karstic features (A) and (B) in fig. 3.

Figure 5: Compared sedimentary and diagenetic record in the Western (Moulière section/sample A) and Eastern (Moutière section/sample B) parts of the Peyre-Haute Nappe. The "Diagenetic Log" (left side of the columns) illustrates the successive phases of alteration, fracturing and cementation which affected samples A and B (taken along the emersion surface) before they were covered by post-rift sediments. This comparison shows that, despite the Eastern area was more strongly eroded during Jurassic uplift, it was drowned earlier during the post-rift transgression (down-faulting of half-horst).

Legend of diagenetic log:

-

Figure 6: Synrift (pre-Bathonian) westward tilt in the Chatelet unit (Champcella type), Font Sancte massif, Haute Ubaye valley.

Figure 7: Evidence of "post-rift" (Callovian-Oxfordian) small-scale block faulting associated with low-angle southward tilt in the Aiguillons unit (Champcella type). The associated submarine erosion modified the earlier, subaerial syn-rift structures whose trend was different.

Fig. 7A: Location of sites 1 to 5 (L'Ausselard valley).

Fig. 7B: Bedding and angular unconformities between Middle Triassic dolomites and Late Middle Jurassic pelagic limestones (today and restored from Alpine deformation): high-angle unconformity at site 5 (ENE-facing scarp) and low-angle unconformity at other sites (11° southward tilt). Submarine scarp at site 5 is superimposed on a pre-Bathonian, subaerial relief (Wulf stereograms, lower hemisphere).

Fig. 7C: Callovian-Oxfordian (post-rift) half-graben at site 2. Its age is demonstrated by (1) a tilt between Triassic and Jurassic, (2) breccia deposits at the toe of the fault scarp, (3) crinoidal limestones probably reworked from the hard substrate of the footwall block (right) and ponded in the marls of the lowest part of the half-graben.

Fig. 7D: Superimposed unconformities at site 5: the Tethyan break-up unconformity is marked by subaerial breccia on top of the Triassic (dots), while a younger, drowning unconformity (post-rift) is found on the northern side (left of the picture). Both are merging on the southern side, indicating that the drowning unconformity settled on a subaerial topography inherited from syn-rift structuration.

Figure 8. Late Jurassic ("post-rift") southward tilt and half-graben in the Escreins massif (Crête du Vallon Laugier). The Late Jurassic fault is cutting across and displacing the Tethyan break-up unconformity (Triassic-Middle Jurassic contact).

Figure 9: Late Jurassic ("post-rift") erosional unconformity affecting a Bathonian relief at La Moulière. This Mesozoic structure is involved in a Alpine kilometric-scale recumbent syncline hinge at the internal border of the Peyre-Haute nappe (Maravoise fold), which probably coincides with a major Jurassic tectonic boundary (tectonic inversion feature).

Figure 10: The Late Jurassic ("post-rift") erosional slope of the Rocher Roux (Peyre-Haute nappe) with associated megabreccia and neptunian dykes. These features were probably linked to the nearby erosional unconformity of La Moulière (Fig. 9), since both are of the same age and display similar geometrical relationships (Fig. 11).

Figure 11: Paleotectonic signatures in the Rocher Roux-Chalets de l'Alp (Fig. 10) and in the Moulière (Fig. 9) areas (Wulf stereograms, lower hemisphere). Alpine folding has been restored in La Moulière. The Late Jurassic northwestward dip of the Triassic beds could be related to a major southeastward dipping normal fault bounding the Peyre-Haute paleogeographic domain, inversion of which resulted in the Maravoise recumbent fold (Fig. 3, Fig. 9).

Figure 12: Surface of an Upper Triassic (Norian) bed cut by (a) a syn-rift (pre-Bathonian) pattern of joints, (b) a late syn-rift fissure filled with dolomitic breccia (1), and (c) post-rift neptunian dykes filled with pinkish pelagic limestones of Oxfordian-Kimmeridgian age (2), shown in light grey on the photograph. The orientation of extension changed between (1) and (2). The pattern of post-rift neptunian dykes was influenced by the syn-rift joint pattern.

Figure 13: The paleotectonic events recorded in the Briançonnais passive margin of the Briançon region are due to the combined effects from several oceanic domains whose rifting-spreading cycles occurred at different places and times.

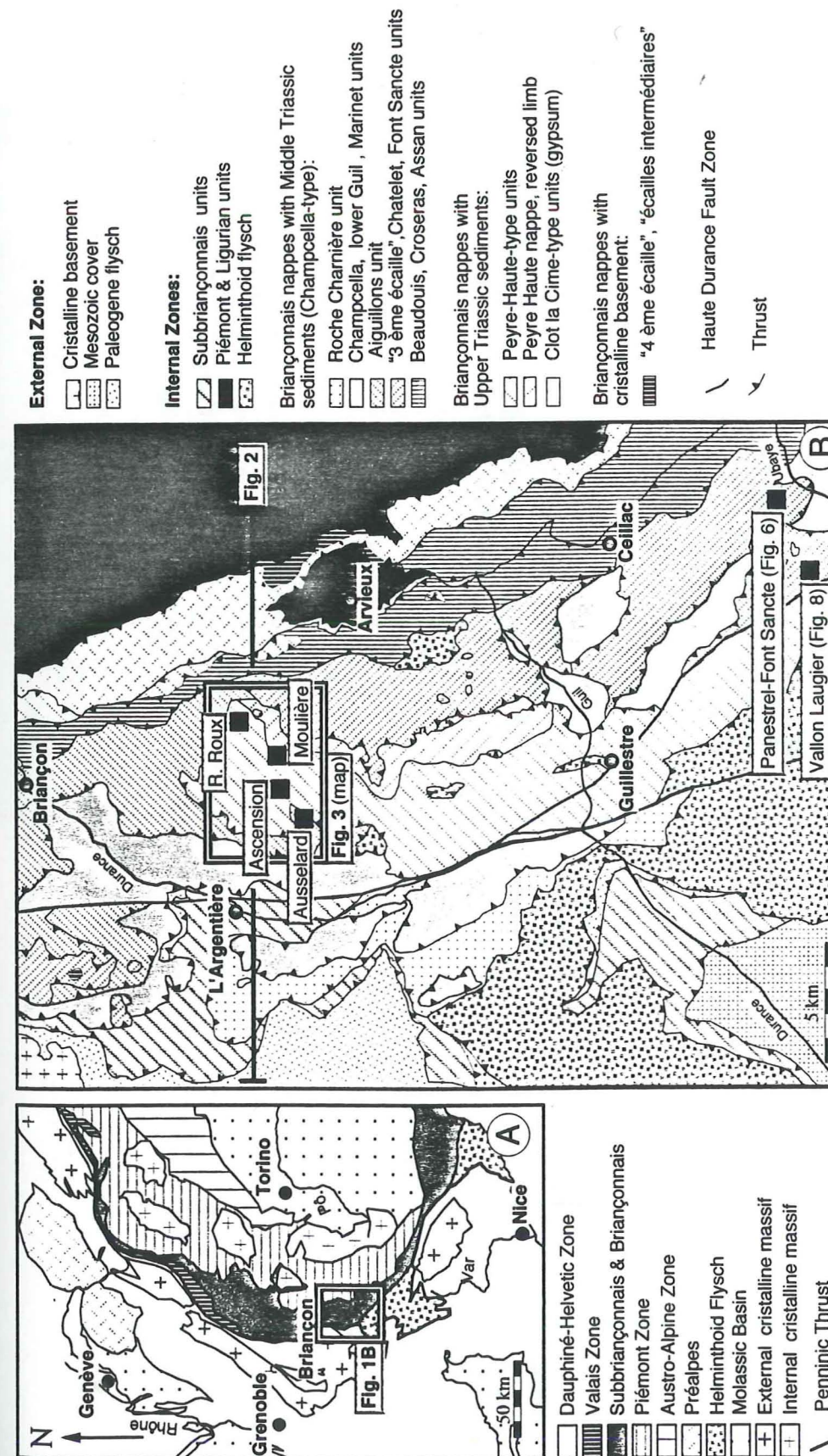
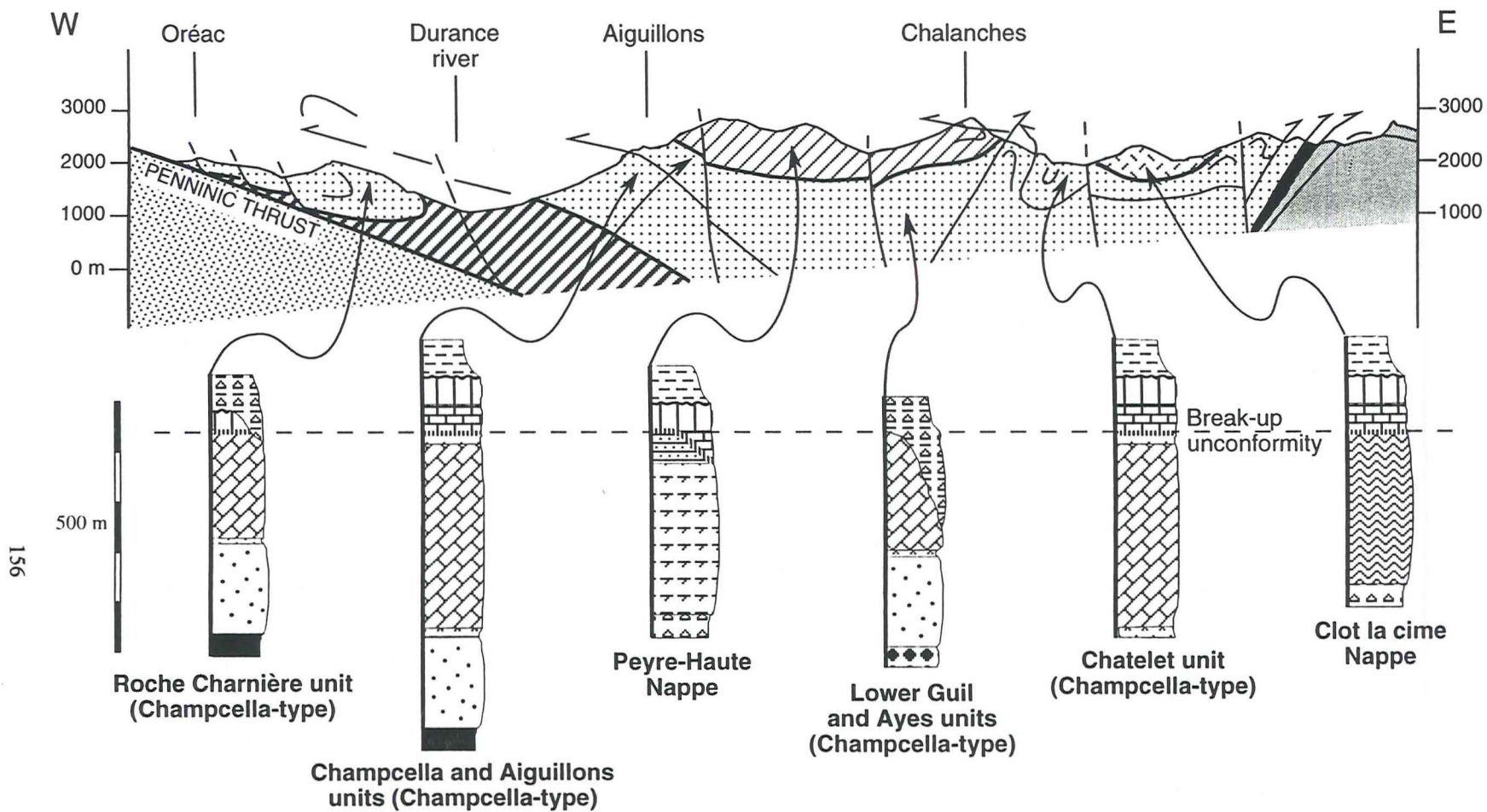


Figure 1



Cross-section:	Stratigraphic logs:	
Piémont zone	Marls, with breccia (Upper Cretaceous)	Dolomites and evaporites (Carnian)
"Ecailles intermédiaires"	Hard-ground (Lower Cretaceous)	Breccia and evaporites (Carnian)
Peyre-Haute-type units	Pelagic limestones (Upper Jurassic)	Limestones and dolomites (Middle Triassic)
Clot la cime-type units	Neritic limestones (Middle Jurassic)	Limestones and Evaporites (Upper Scythian)
Champcella-type units	Emersion surface, karst	Quartzites and conglomerates (Lower Scythian)
Subbriançonnais zone	Neritic limestones (Rhaetian, Liassic)	Permian Volcanic rocks
Dauphiné zone	Dolomites (Norian)	Carboniferous and Permian detritic rocks

Figure 2

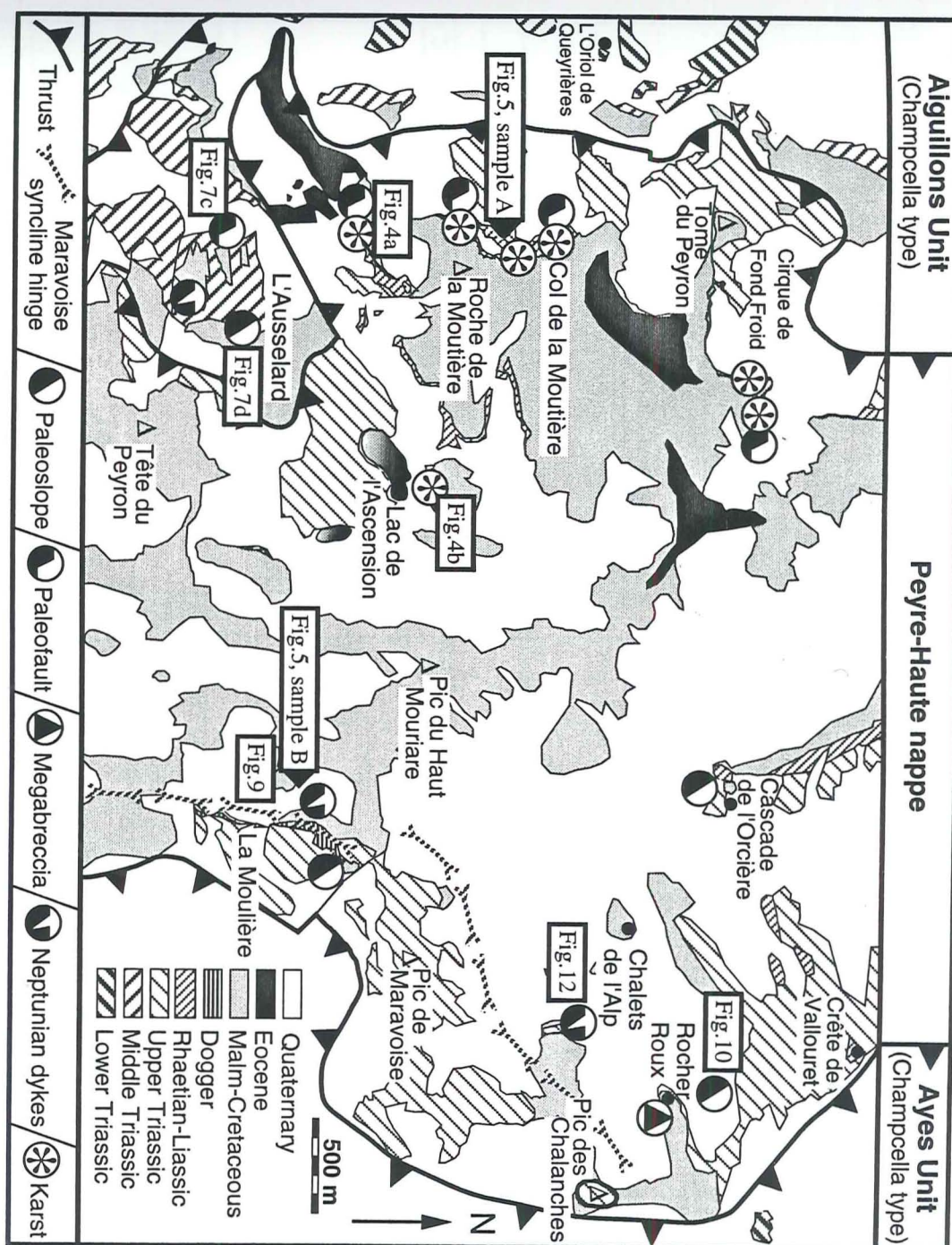


Figure 3

Figure 4

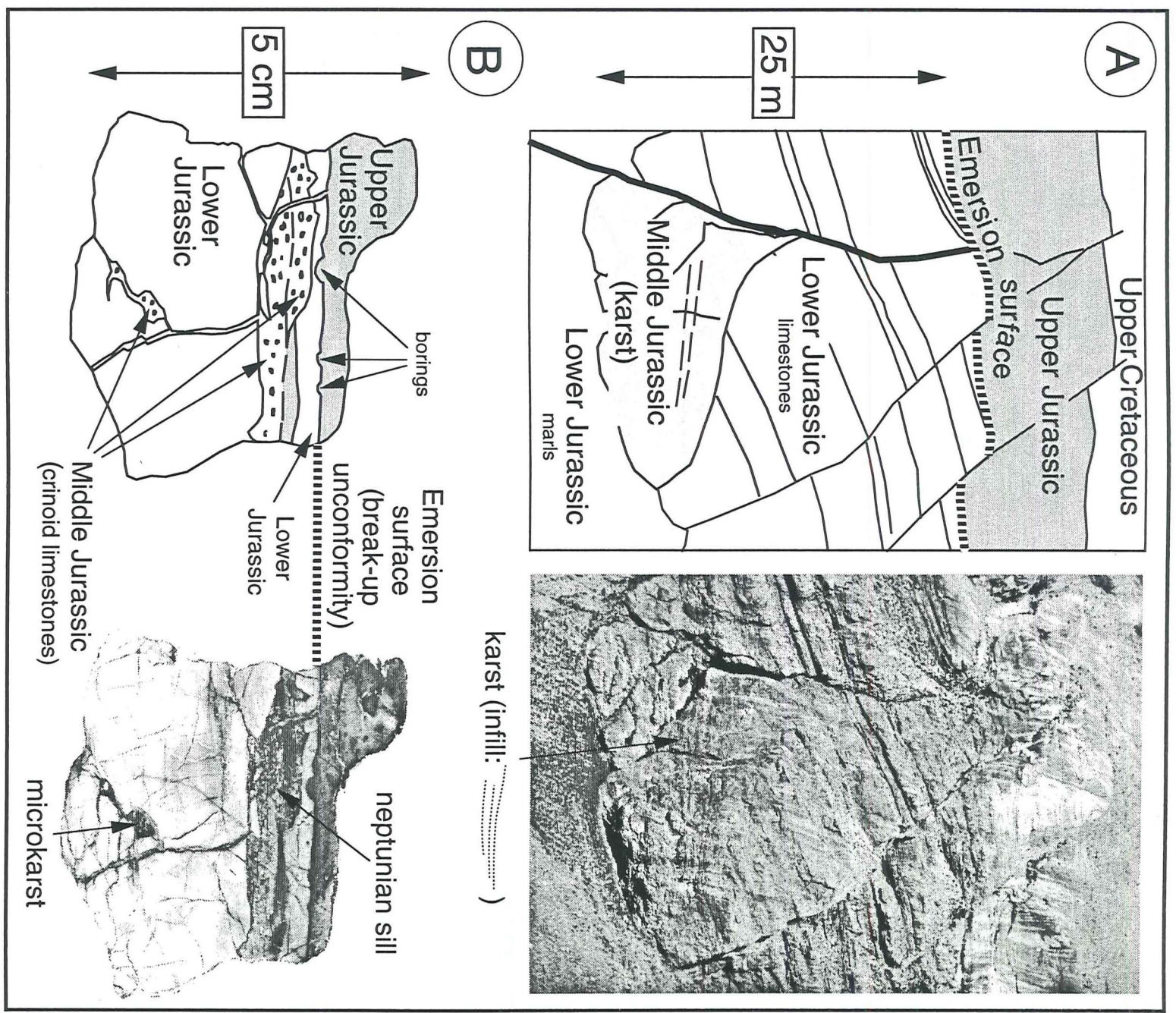
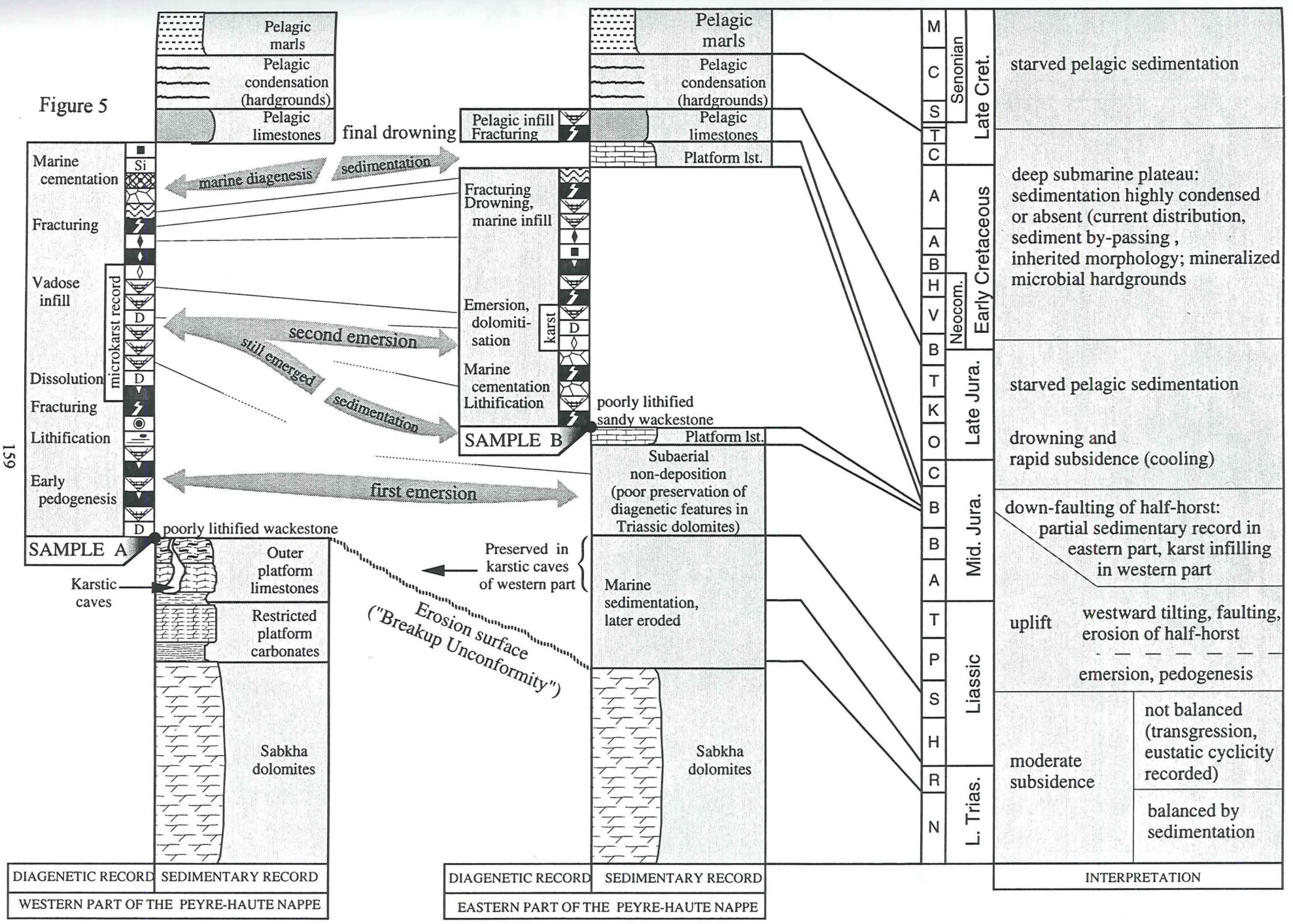


Figure 5



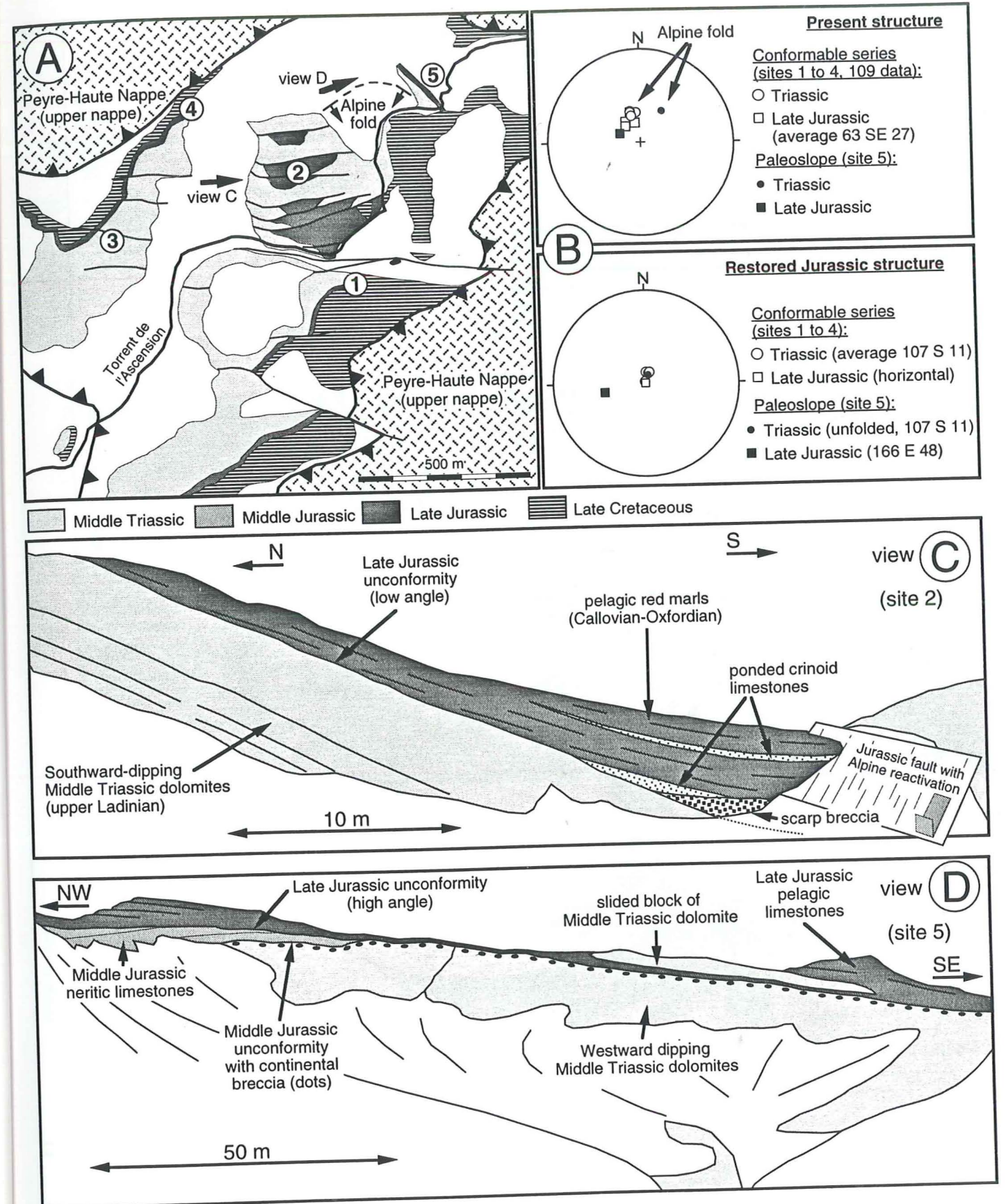
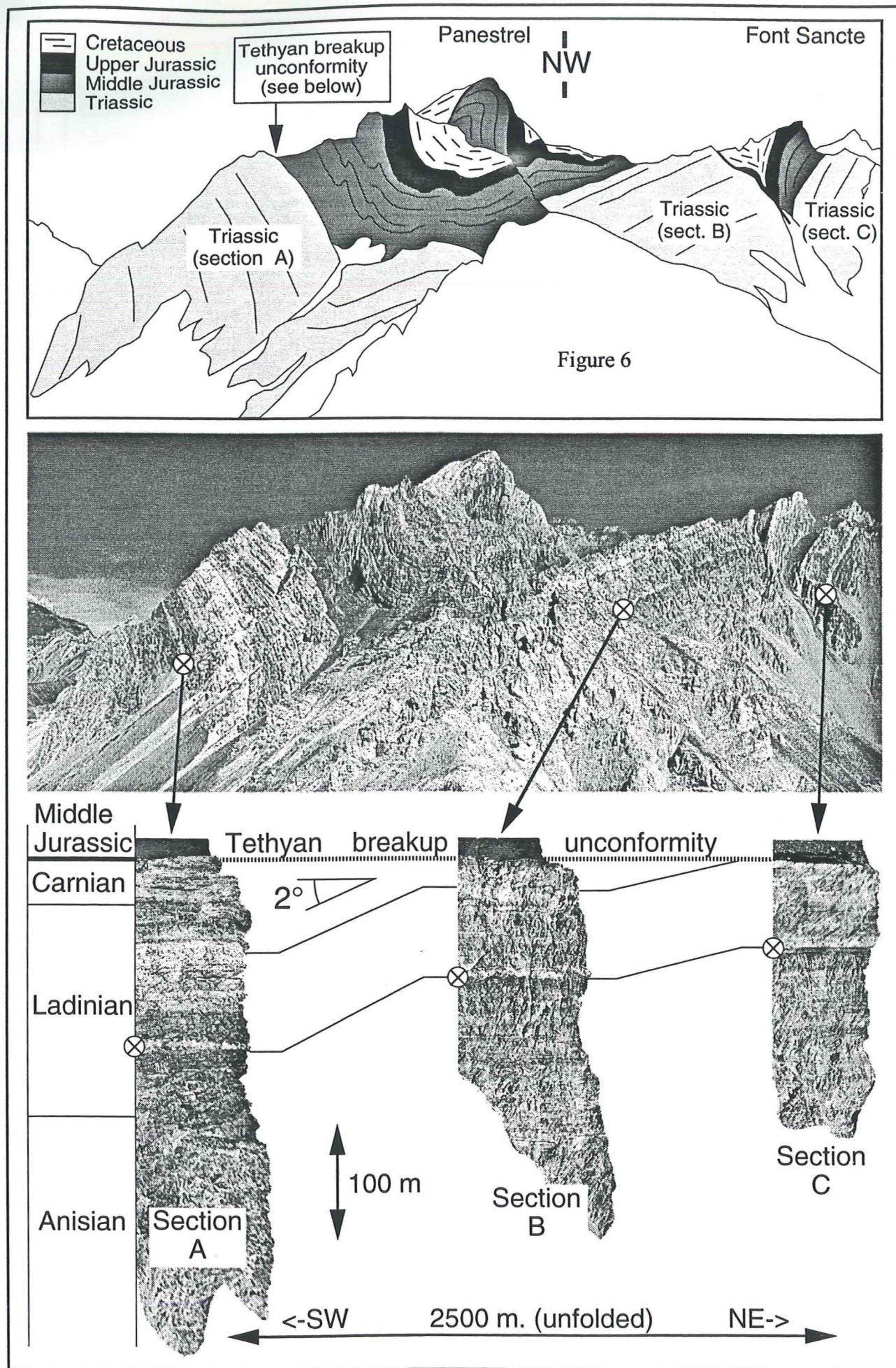


Figure 7

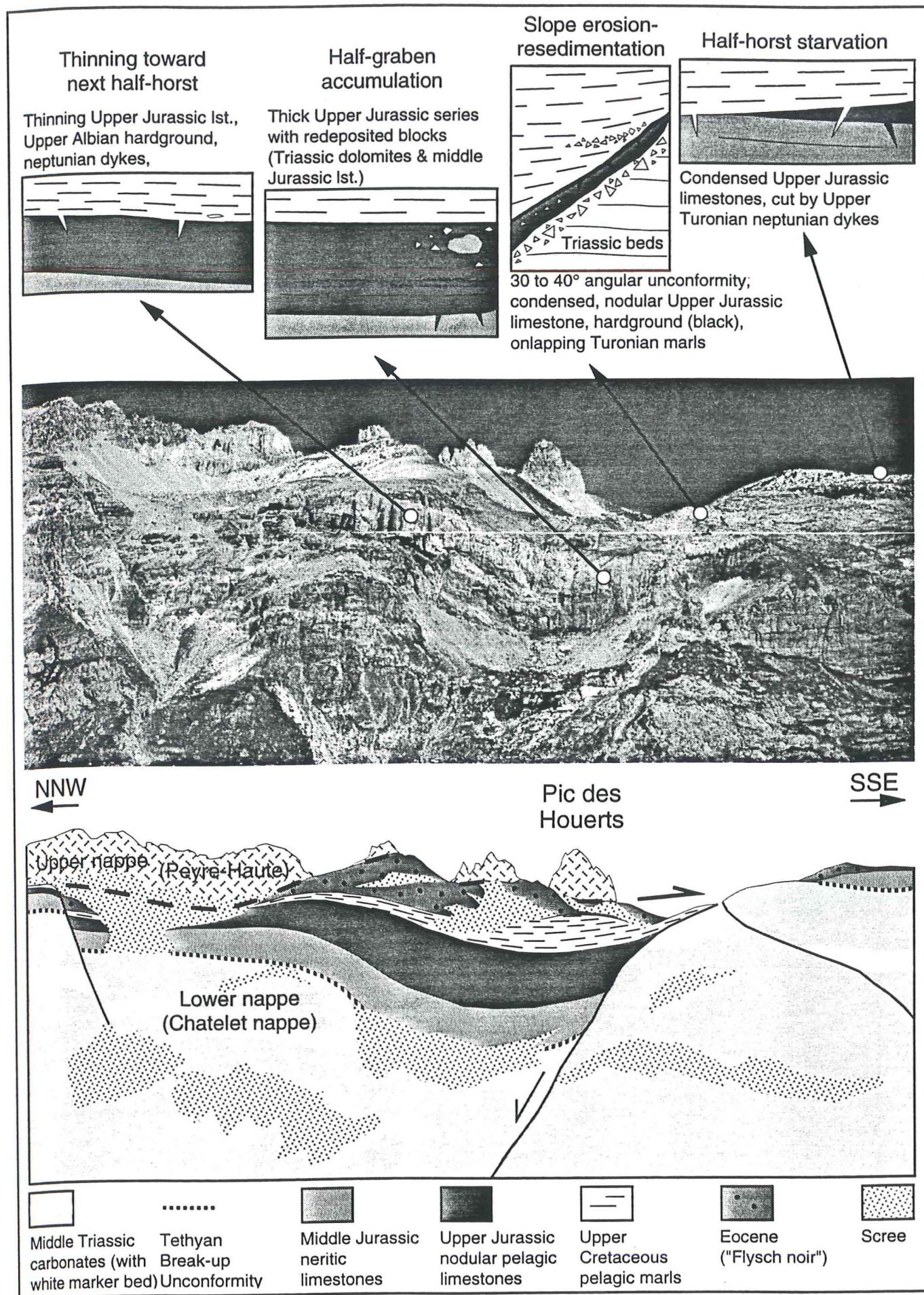


Figure 8

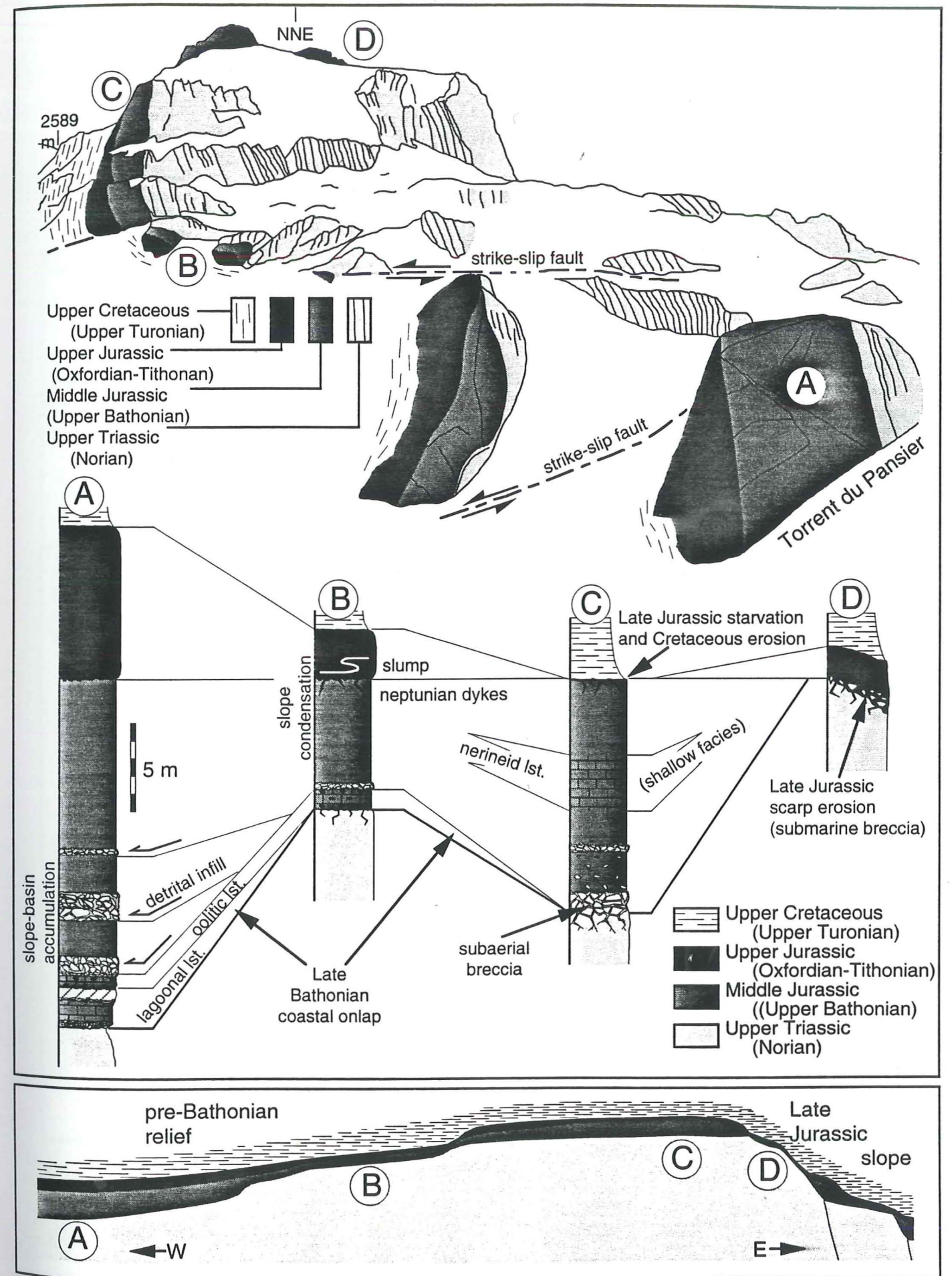


Figure 9

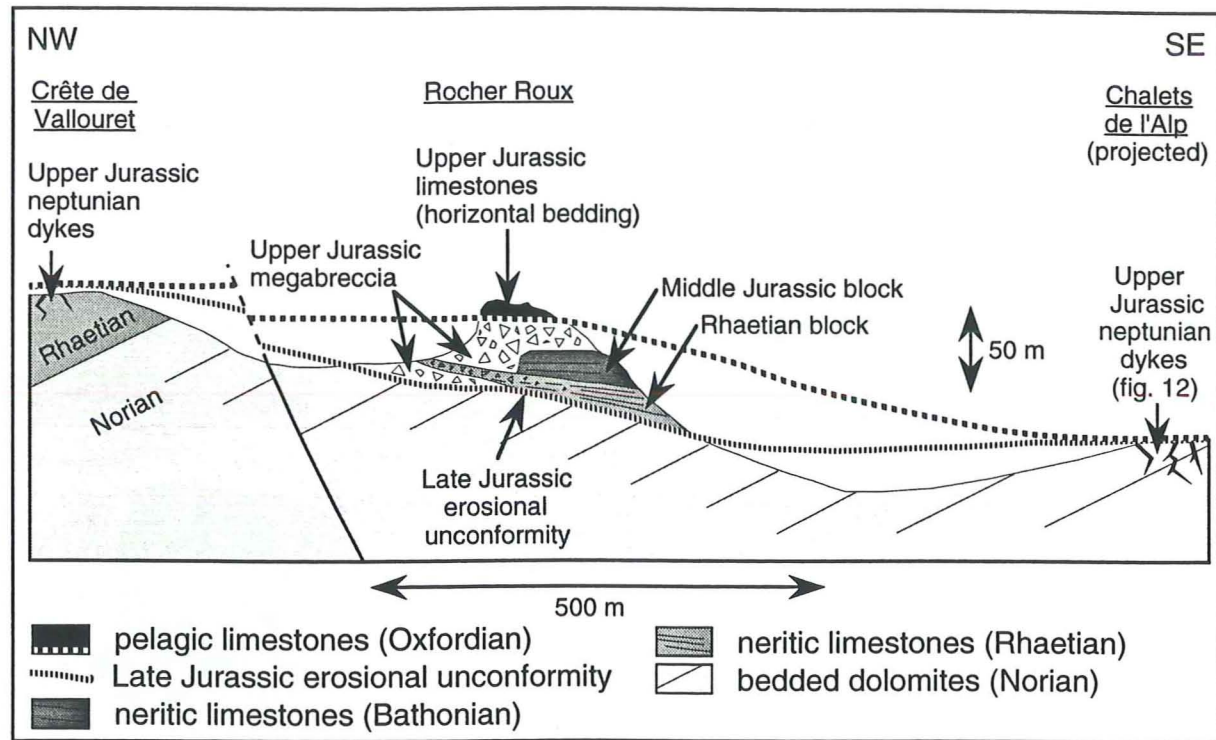


Figure 10

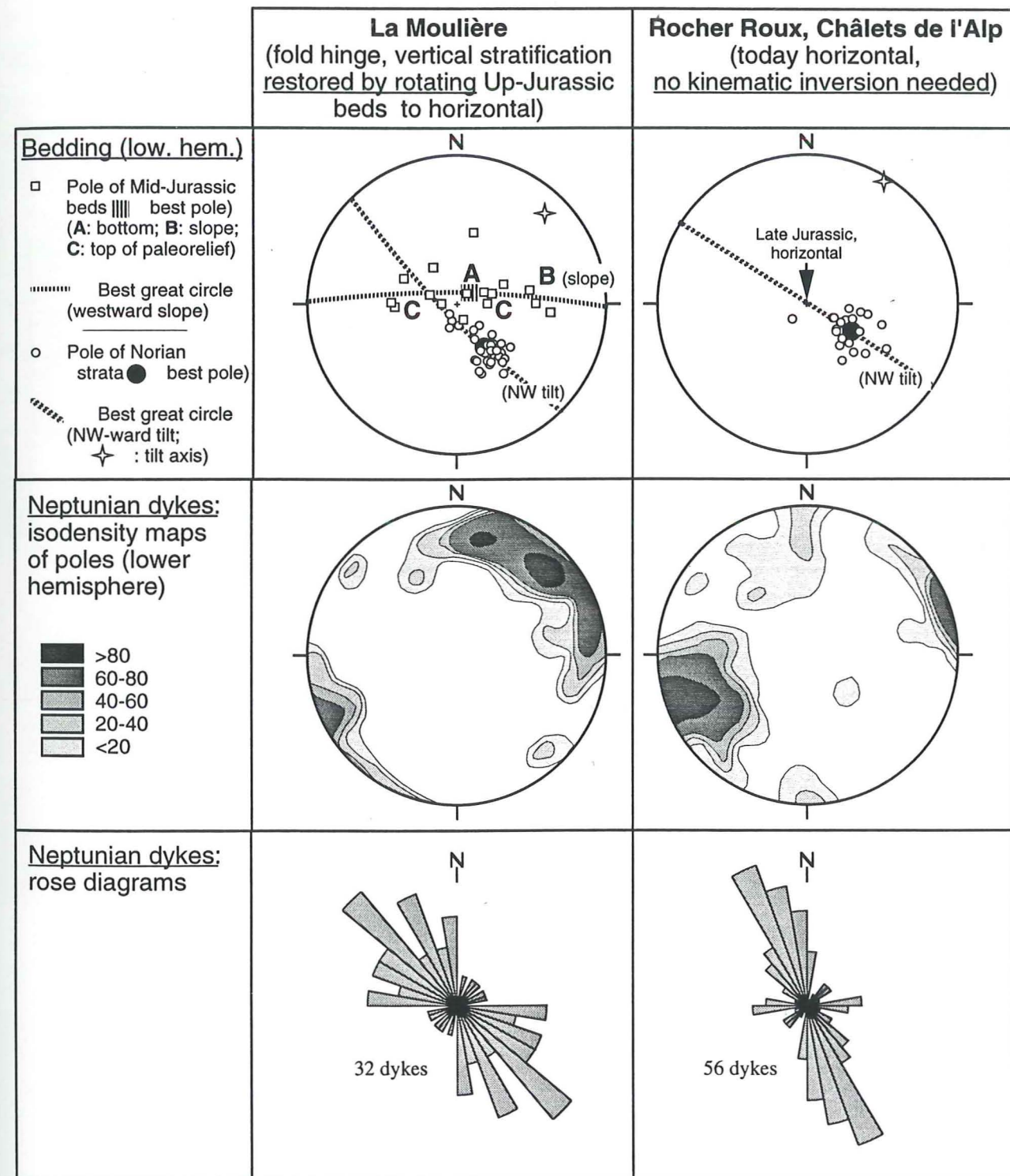


Figure 11

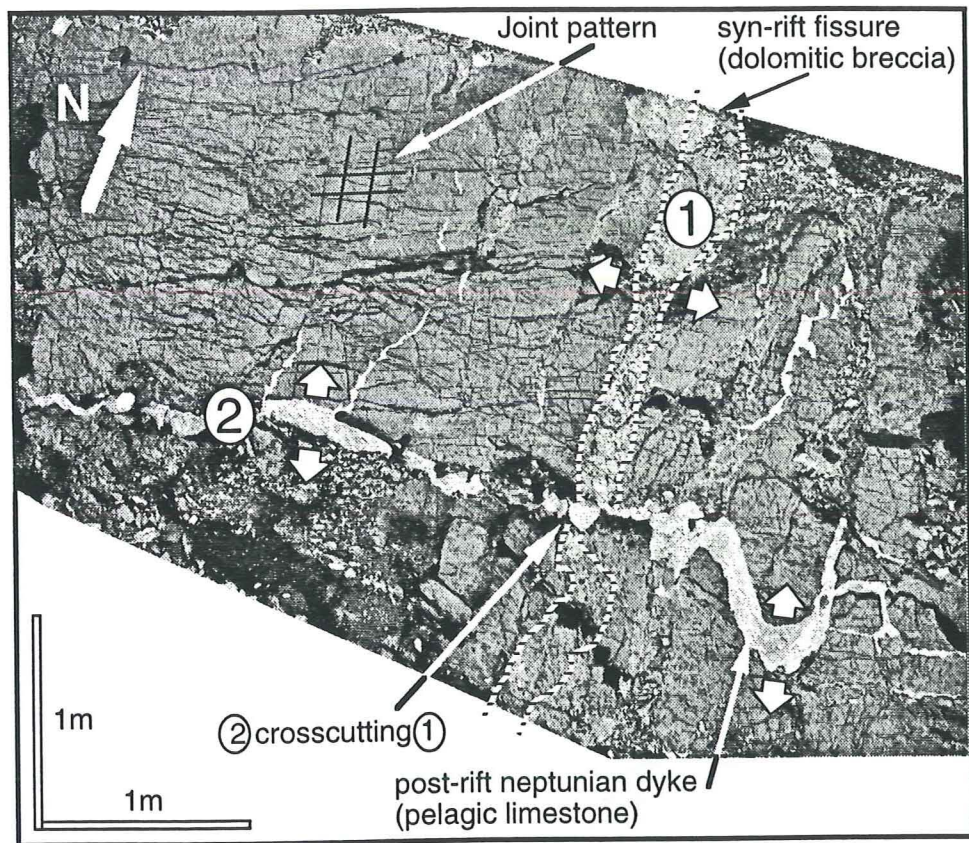


Figure 12

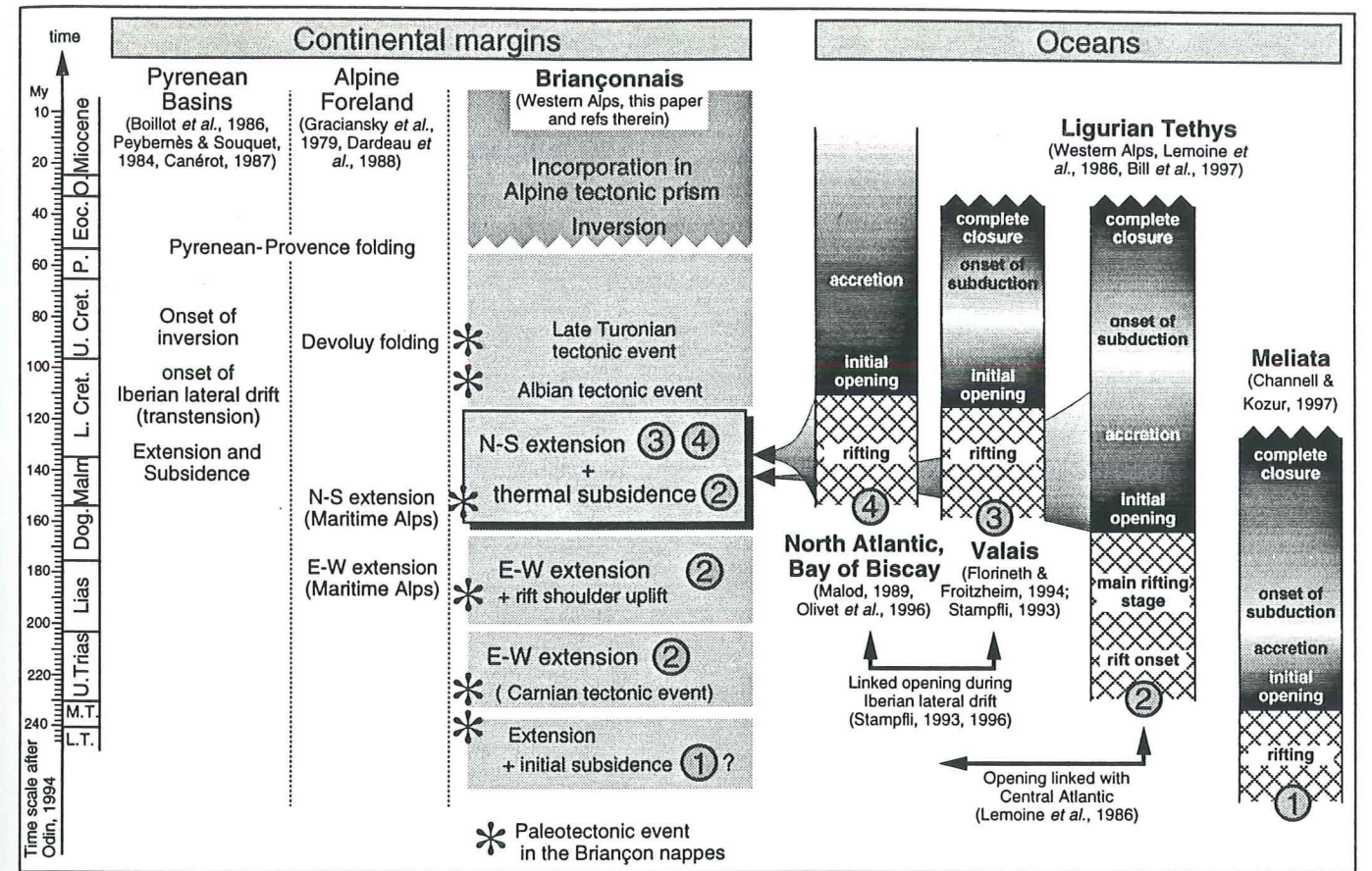


Figure 13

First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps

Thomas, J.C.¹, Claudel, M.E.², Collombet, M.¹, Dumont, T.², Tricart, P.², and Chauvin, A³.

Corresponding author : J.C. Thomas, LGIT, BP 53X, 38000 Grenoble, France.

Word count: 6500

Submitted to Earth and Planetary Science Letters : 26-11-98

1. Laboratoire de Geophysique interne et Tectonophysique, CNRS UMR 5559, Université Joseph Fourier, B.P. 53X 38000 Grenoble, France.

2. Institut Dolomieu, CNRS UPRESA 5664, Université Joseph Fourier, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.

3. Géosciences Rennes, Université de Rennes I, CNRS UPR 4661, 35000 Rennes, France.

Abstract

We present a paleomagnetic study performed in the Briançonnais sedimentary cover of the western Alpine Arc (France). Sampling was focused on upper Jurassic rocks of the Briançonnais cover in the Briançon-Guillemestre area. More than 100 samples on ten sites were collected essentially in Ammonitico rosso limestones and sedimentary dykes of the upper Jurassic. Thermal and alternating field demagnetizations revealed three components of magnetization carried dominantly by magnetite: (1) A low temperature component of present day magnetic field direction and probably of viscous origin; (2) a well defined component with a maximum unblocking temperature of 440°C (A component) and always of reverse polarity; (3) a weak high temperature component (B component) overprinted by a viscous remagnetization during heating and difficult to isolate. The A component exhibits a negative fold test and shows a better clustering when corrected for tilting associated with late Alpine extension. This component is interpreted as a secondary remagnetization acquired in a short time-span during cooling path related to late Oligocene-Early Miocene metamorphism. Mean direction corrected for late alpine extensional tilting, is $D=142^\circ$, $I=-57^\circ$, $k=44$, $\alpha_{95}=8^\circ$. This direction implies a $47^\circ \pm 13^\circ$ counterclockwise rotation of the Briançonnais zone relative to stable Europe, in agreement with some kinematic models of the Western Alps involving counterclockwise rotation of the internal Alps during the Tertiary.

1. Introduction

In the Western Alps, most kinematic models have considered that, since the late Cretaceous, the convergence between Africa and Eurasia has been dominantly accommodated by both thickening and horizontal translation of tectonic units between major strike-slip faults [1-3]. According to these models, rotations about vertical axis are considered as a local scale mechanism [3, 4]. Large scale rotations involving most of the units of the western Alpine Arc have however been suggested on the basis of regional fault and strain patterns [5-7]. According to Ménard [6], the southwestward extrusion of the Western Alps associated with the indentation of Adria into Europe would be accommodated by translations and counterclockwise rotations along curved longitudinal faults (e.g. the penninic front). Vertical axis rotations in the western Alpine Arc may have reach up to 50° since the Oligocene. Paleomagnetism is a powerful method for measuring rotations but very few data on Cenozoic rocks have previously been available for the internal part of the Western Alps [8] where the largest rotations are expected [6]. Such a lack of paleomagnetic data in the Western Alps is firstly related to the paucity of sedimentary facies suitable for a paleomagnetic study, especially in the internal zone. It also results from the fact that paleomagnetic surveys in the Western Alps were mainly carried out in the seventies and early eighties, when high sensitive cryogenic magnetometers were not yet available. With modern technology, it is now possible to measure rocks with low intensity of magnetization ($< 10^{-4}$ A.m. $^{-1}$). In this framework, we have conducted an analysis on Jurassic rocks of the Briançonnais zone of the French Alps in order (1), to test the suitability of these rocks for a paleomagnetic study, (2) to increase the paleomagnetic database of the Western Alps, and (3) to test the various kinematics models of the Western Alps for the Tertiary. We have focused our study on the Durancian segment located between the Briançon and Guillemestre cities (Figures 1 and 2) where control on the deformation field is accurately constrained [9]. During Eocene and Oligocene deformation, HP-LT metamorphism has occurred in the Briançonnais zone, leading at least to a partial remagnetization of rocks containing a natural remanent magnetization. We show in the following paleomagnetic study that Mesozoic rocks of the

Briançonnais zone between Guillestre and Briançon cities show a well-defined post-tectonic remagnetization related to late Oligocene-early Miocene alpine metamorphism.

2. Geological overview of the study area

The Briançonnais zone is part of the penninic Alps and consists of rocks deformed and metamorphosed during the Tertiary. This domain was initially part of the European passive margin of the Ligurian Tethys that was separating European from Adria plates during the Jurassic and early Cretaceous [10].

2.1. Stratigraphy and paleogeography

In the Western Alps, two main stratigraphic units can be distinguished in the Briançonnais zone: 1), the pre-Mesozoic basement made of crystalline rocks, affected by hercynian metamorphism and overlain by Permo-Carboniferous continental sediments which constitute the zone Houillère. In the Durancian segment, basement is only preserved at the base of the lower nappe (Champcella nappe); 2), the Mesozoic cover characterized by reduced marine series with numerous gaps and starved sedimentation. This sequence largely outcrops in the Durancian segment of the Briançonnais zone. The Mesozoic sequence starts with middle Triassic to early Jurassic platform carbonates with intercalations of evaporites. After a regional regression (emergence) during the Liassic and the early Dogger, neritic sedimentation took place during the late Dogger, then followed by pelagic sedimentation from the late Jurassic to the Paleocene. Late Jurassic sequence is essentially made of massive limestone up to 30 meters thick with a basal level of nodular limestone (Ammonitico rosso facies). The Ammonitico rosso facies consists of white nodular limestone in a pale red carbonaceous matrix. Few levels of red encrine limestone are also associated. Several sedimentary dykes (neptunian dykes) associated with upper Jurassic tectonic mobility were contemporaneously filled with pelagic sediments similar to Ammonitico rosso [11]. At the top of the Malm, a thin red or green condensed crust (hard ground) up to several centimeters thick corresponds to the early

Cretaceous. This hard-ground is overlain by thick upper Cretaceous calcshists. Upper Jurassic and hard-ground deposits have been our main target for the paleomagnetic study.

2.2. Structure

Two main tectonic units can be distinguished in the Durancian segment (Figures 2 and 3): 1), the lower unit is the zone houillère visible in the northernmost part of the study area; 2) the upper unit is a pile of nappes made of the Meso-Cenozoic sequence where several potential décollement levels occur, near the top of the Carboniferous, at the top of the Scythian quartzites, within the Carnian evaporites, or at upper levels within the Jurassic-Cretaceous sequence itself. Our study is focused on the Champcella and Peyre Haute nappes in the lower and upper positions in the tectonic pile respectively. They outcrop widely in the high Durance valley between Guillestre and Briançon (Figures 2 and 3).

2.3. Tectonic history and metamorphism

The present day structure of the Briançonnais zone is the result of polyphase deformation. Emplacement of the Briançonnais nappes occurred during the Eocene associated with a HP-LT metamorphism. Lawsonite-Albite facies is described in the zone Houillère of the Vanoise massif [12]. Large scale isoclinal folding occurred in the study area (e.g. Ourgière fold, Figure 3). Refolding of the Briançonnais nappes and general thrusting over the external domain occurred during the Oligocene. This event was accompanied by HP-LT metamorphism with Prehnite-Pumpellyite facies. A last major east verging refolding and non-metamorphic event occurred, probably during the late Oligocene-early Miocene but is poorly constrained in age [9]. Finally, late Alpine extension and dextral strike-slip displacement along longitudinal faults bounding tilted blocks has occurred in the Durancian segment of the Briançonnais zone (Figure 3) [13-16].

3. Paleomagnetic sampling and measurement

More than 100 samples on eleven sites were collected on upper Jurassic rocks of the Briançonnais cover (Table 1 and Figure 2). Six sites were collected in the Ammonitico rosso, four sites in the sedimentary dykes, one site in the hard ground at the top of the Malm and few samples of a site (AU1) in red encrine limestone. This sampling allowed us to test and compare natural remanent magnetization (NRM) of several different facies. In order to test differential rotations between thrust sheets, we choose, when possible, sites in the two main superimposed nappes of the area (Figures 2 and 3 and Table 1). Nappes are largely folded (Figure 3) which allowed a sampling adapted for the fold test. Specimens were collected in the field using a portable gasoline powered equipment and oriented with a magnetic compass. Natural remanent magnetization (NRM) was measured with a two-axis cryogenic magnetometer (LETI). Thermal demagnetizations were done with a Schonstedt TSD1 furnace and alternating field demagnetization were done with a Schonstedt AF demagnetizer.

4. Magnetic behavior of the lithologies

Intensity of the NRM varies between $1 \cdot 10^{-4}$ A.m. $^{-1}$ and $1 \cdot 10^{-3}$ A.m. $^{-1}$. However, most of the samples and especially those of Ammonitico rosso facies show low intensity NRM between $1 \cdot 10^{-4}$ A.m. $^{-1}$ and $3 \cdot 10^{-4}$ A.m. $^{-1}$. One site located on a mountain peak (RRX) revealed high NRM intensities ($1 \cdot 10^{-2}$ A.m. $^{-1}$) carried by low coercivity magnetic minerals and most probably corresponding to a natural isothermal remanent magnetization. This site is not considered in the above discussion.

4.1. Thermal demagnetization of the NRM

On most of the sites, three components can be usually distinguished (Figure 4). These three components are observed independently of the facies of the rock.

(1) A component with low unblocking temperatures (maximum 160-230°) showing a present day magnetic field direction has been detected.

(2) a second component (A component), responsible for the major part of the NRM has been found in all specimens and always exhibits a reverse polarity. The maximum unblocking temperature is well defined between 390°C and 440°C.

(3) A third, weak high temperature component (B component) with unblocking temperature above 450°C has been observed on most of the sites. This component was difficult to isolate first, because of its low intensity and second, due to a partial overprint during heating. Indeed, a strong increase in the bulk susceptibility above 450°C (Figure 5a) was observed contemporaneously with the appearance of a viscous magnetization. This was probably due to a chemical transformation of magnetic carriers during heating above 450°C. Demagnetization paths on stereographic projection often occur above 450°C along great circles, which indicates a partial overprint of the B component by the viscous magnetization (Figure 5b). Maximum unblocking temperature of the B component was therefore difficult to determine although it can be estimated to range around 600°C.

4.2. Combined alternating field and thermal demagnetization of the NRM.

On several pilot samples, we have combined alternating field and thermal demagnetization (Figure 6). First the sample was submitted to an alternating field of up to 0.1 T, then followed by a thermal demagnetization up to 550°C. Behavior during demagnetization is close to that observed during thermal treatment presented above although separation of components of magnetization is often less efficient. A low coercivity component is removed at 15 mT. A second component is removed with a median destructive field, between 15 mT and 70 mT. This component is close to the A component observed with thermal treatment. About 70% of the NRM is removed at 0.1T and demagnetization paths do not in most cases converge to the origin, indicating a third high coercivity component. Thermal demagnetization partially removes the remaining NRM but partial viscous remagnetizations similar to those observed with thermal treatment were observed above 450°C.

From demagnetizations, we conclude that the NRM is made of three components of magnetizations. Thermal treatment is the most efficient way to separate the low

temperature (low coercivity) and the A components (intermediate temperature-median coercivity). The B component (above 450°C-high coercivity) is poorly defined. Lastly, most of the NRM is carried by a low to median coercivity phase.

4.3. IRM acquisition and thermal demagnetization of three IRM components.

In order to better investigate magnetic mineralogy, some representative samples were analyzed by a progressive acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) (Figure 7a-c) followed by thermal demagnetization of three mutually orthogonal isothermal remanence components acquired at a field of 1.0, 0.4 and 0.1 Tesla respectively [17] (Figures 7d-f). IRM acquisition curves show variable contribution of coercivity phases. Most of the samples do not saturate at 1.0 T which indicates a fraction of magnetic minerals with high coercivity. In general it was observed, that the more red is the Ammonitico rosso facies or the sedimentary dykes, the lower is the saturation (compare Figure 7b and 7c, respectively pale red and dark red Ammonitico rosso facies). The fraction of low coercivity magnetic minerals differs significantly between the lithologies. Thermal demagnetization of three IRM components (Figure 7d-f) show that low coercivity phase (0.1 and 0.4T) dominates in most cases (Figure 7d, 7f). Intensity of the low coercivity phase gradually decreases with increasing temperature and 90% of the NRM is removed below 600°C. These demagnetizations do not however provide information at higher temperature due to the appearance of strong viscous magnetization. From these observations, we suggest that magnetite is the main magnetic carrier for the low coercivity phase and therefore for most of the NRM. Pigmentary hematite, responsible for red colors of the upper Jurassic limestones and sedimentary dykes is also present but as a minor ferromagnetic phase. This magnetic mineralogy is close to that observed on Ammonitico rosso limestones of the Southern Alps [18, 19].

5. Paleomagnetic directions

Analysis and comparison of paleomagnetic directions in geographic and stratigraphic coordinates, by untilting data, is the classical way for testing the time-relations between folding and acquisition of the remanence. However, in the Briançonnais zone, rocks have been metamorphosed during the Alpine event and a penetrative deformation is observed in the studied rocks. Possible strain-rotation of the remanence should be taken into account in the undeforming sequence (tilt and strain corrections) (see [20] for a review). Detailed microstructural analysis were done on the area [9] concluding that, first, sedimentary dykes have been preserved from an important part of the penetrative deformation and, second, deformation of the Ammonitico rosso limestones is strongly inhomogeneous. Penetrative deformation of Ammonitico rosso limestones is dominantly of flattening type, as indicated by the shape of deformed ammonites, while along bedding shearing is observed at larger scale [9]. This deformation style does not induce internal rotation of passive lines. We therefore do not infer significant rotation of the remanence for the Ammonitico rosso limestones and sedimentary dykes if remanence was acquired prior to the deformation phase in case of a pre-tectonic acquisition of the remanence. Hence, an untilting of the remanence is a sufficient test for the relative age of the components of magnetization.

Accurate untilting however requires a detailed knowledge of each deformation phase that occurred in the Briançonnais zone and their respective contribution to the present-day local bedding. Eocene and Late Oligocene-Early-Miocene deformation phases with associated metamorphism are responsible for most of the folding. Fold axes are mostly horizontal and N160 to N140 oriented. Late Alpine extension, probably of late Cenozoic age has been evidenced in the study area [13-16]. Normal faults oriented N60-N80 and N160 accommodate tilting of blocks of hundred meter to kilometer scale. This tilting is responsible for horizontal axis rotations up to 35°. In general, we were able to separate extensional tilting from earlier deformation. We therefore untilted our data (in geographic coordinate) in two successive steps, first, by removing tilting related to extension and second, by removing tilting related to earlier folding (stratigraphic coordinates) (Table 1).

In order to test the age of each component relative to the deformation of the area, we performed two fold tests. A first one comparing data in geographic coordinates and data corrected from extensional tilting, a second one comparing data corrected from extensional tilting and data in stratigraphic coordinates.

Directions of the low temperature and A components were calculated using linear regression techniques and are reported on tables 2 and 3. The B component was in most cases very difficult to isolate and no reliable directions was obtained neither by linear regression techniques nor by the use of remagnetization circles analysis [21]. This component will be only briefly addressed below.

The low temperature component exhibits in geographic coordinates a mean direction $D=12^\circ$, $I=61^\circ$, $k=39$, $\alpha_{95}=8^\circ$. One site (AU1) revealed a strongly scattered low temperature component of magnetization and were not included in the statistics. Scattering of mean directions strongly increases after each step of untilting and folds tests [22] are both negatives at the 99% confidence level (Table 2). This component, close to the present-day magnetic field, is probably a recent overprint of viscous origin.

The A component were satisfactorily isolated for 9 sites out of ten. The A component exhibits in geographic coordinates a mean direction $D=146^\circ$, $I=-59^\circ$, $k=17$, $\alpha_{95}=13^\circ$ (table 3 and Figure 8a). After removing titling related to extension, mean direction is roughly similar but with a strong clustering of mean sites direction ($D=142^\circ$, $I=-57^\circ$, $k=44$, $\alpha_{95}=8^\circ$) (Table 3 and Figure 8b). Fold test for this partial untilting is positive at the 99% confidence level. We therefore conclude that acquisition of the A component is prior to the Late Cenozoic extension. After removing tilting related to earlier folding, a strong scattering is observed and mean direction in stratigraphic coordinates is $D=115^\circ$, $I=-23^\circ$, $k=4$, $\alpha_{95}=28^\circ$ (Table 3 and Figure 8c). Fold test, comparing data in stratigraphic coordinates and data corrected from extensional titling is negative at the 99% confidence level. A significant decrease of the k parameter from geographic to stratigraphic coordinates is also observed at the site level for the three sites (AU2, OUR, SCR) (table 3) whose bedding dip is not uniform for all the cores. These within-sites negative fold test are in agreement with the between site regional fold test.

We have tested several other paths of untilting, taking into account the various possible structural interpretations for each site. Small differences with results presented above were observed for the k parameter at each step of untilting but fold test were always similar. Mean directions were also very similar from one hypothesis to the other. Hence, we infer that the A component is a secondary magnetization acquired after folding of the area and prior to the late Alpine extensional tilting.

6. Absolute age and origin of the A component

The main characteristics of the A component are the following : (1) maximum unblocking temperature is around 440°C ; (2), it is always of reverse polarity, (3) the fold test indicates that it is post-folding and prior to late Alpine extensional tilting. As presented above, three main deformation events occurred in the Durancian segment of the Briançonnais zone during the Eocene to (?)early Miocene period. These deformation events are responsible for the observed metamorphism and most of the folding [9]. We therefore suggest that the A component is a remagnetization which occurred during post-metamorphic cooling of the buried Briançonnais units and after the (?)early Miocene east verging folding phase. At least two main mechanisms can be invoked to explain the remagnetization: (1), thermal activation of preexisting magnetic grains which acquired a thermoviscous remagnetization (TVRM) or, (2), chemical remanent magnetization (CRM) acquired by the growth of authigenic magnetite and assisted by tectonically driven fluids.

6.1. TVRM

Theoretical models have been proposed for the time-temperature relationship of remanent magnetization in case of TVRM [23, 24]. It is possible to calculate time and temperature conditions for TVRM knowing (1) the temperature that the rock has reach and (2) the length of time the rocks were exposed to this temperature. Maximum temperature during the Oligocene metamorphic event reached up to $300-320^\circ\text{C}$ in the external units of the Briançonnais zone[25-28]. Few data are available about cooling rates

and metamorphic paths for the Briançonnais zone. However, data on the Vanoise cover show that rocks remained between 270°C and 300°C for at least few million years after the peak of metamorphism [26]. Nomograms of Pullaiah et al., [23] indicate that the TVRM acquired by magnetite grains heated at 250°C during 1 Ma will be unblocked by heating to 400°C for one hour in a zero magnetic field. Hence, this process may well explain unblocking temperatures for the A component between 400°C and 450°C. However, two problems are associated with a TVRM. First, nomograms are valid for single domain magnetite, which may be not the case for the studied rocks. Second, the unique reverse polarity observed for the A component suggests a fast remagnetization process while post-metamorphic cooling below unblocking temperatures occurred in several Ma. In the Dauphinois zone located close to the study area, this process of remagnetization has been inferred but the two polarities are observed [29-31].

6.2. Chemical remagnetization

Chemical remagnetization is a process that may occur during post-metamorphic cooling, especially when assisted by fluid. Large scale fluid flow expelled from buried continental units during orogenic events are well known and may involve huge volumes of fluids [32]. Fluid flow may react with local lithologies leading to dissolution of iron which then contribute to the precipitation of authigenic magnetite. In the Western Alps, evidence of important fluid flow associated with the last alpine metamorphic event are inferred on the light of paleomagnetic data [30, 33]. Most of the chemical remagnetization should have occurred in a short time span (maximum 10^6 yr.), to explain the unique reverse polarity of the A component, although fluid flow events may have been pervasive during longer time. Similar processes involving fast chemical remagnetization have already been inferred in other orogenic belts where a unique magnetic polarity is observed on rocks which indeed suffered no or very low grade metamorphism [34-36].

Hence, a CRM is a possible alternative for the remagnetization that would be acquired in a short time during cooling path associated with the last Alpine tectono-metamorphic event. In this case, thermal magnetization processes may have also

contributed to the remagnetization if tectonically driven fluid were hot. More detailed analysis, especially concerning magnetic mineralogy, would be necessary for a deeper understanding on the origin of the A component. In any case, the origin of the A component, either a TVRM, a CRM or a combination of both, does not have any consequences for the interpretation of the paleomagnetic directions.

7. Discussion

The mean direction observed for the A component corrected for late tertiary extensional tilting is $D=142^\circ$, $I=-57^\circ$, $k=44$, $\alpha_{95}=8^\circ$ (Table 3 and Figure 8b). The reference direction for stable Europe has been calculated using apparent polar wander path (APWP) for Asia [37]. APWP does not show substantial variations during Oligocene-Miocene time and we use the reference at 30 Ma : $D=9^\circ$, $I=59^\circ$, $A_{95}=3^\circ$ (Figure 8b). The paleoinclination of the A component is in agreement with the reference for a stable Europe. In contrast, the paleodeclination show a large vertical axis counterclockwise rotation of $47^\circ \pm 13^\circ$ [38, 39] with respect to the reference direction. This rotation is systemic and significant at all the sites.

Previous paleomagnetic studies on Tertiary rocks of the penninic Alps were performed on gneiss in the Lepontine dome area [40] and on volcanic rocks of the Sezia zone [41, 42]. Both studies concluded for a Neogene counterclockwise rotation of $27^\circ \pm 13^\circ$ [40] and 25° - 30° [41, 42], but paleodeclinations remained ambiguous to interpret as no paleohorizontal directions were available for properly untilting data. Several different ways of untilting were therefore possible [4, 6] leading to various interpretations. In contrast, our data clearly show that the Briançonnais zone of the Western Alps has suffered, since the Miocene, a mean counterclockwise rotation of $47^\circ \pm 13^\circ$. On the basis of kinematic reconstructions of the penninic Alps, Ménard [6] has inferred that indentation of Adria into Europe has been accommodated by combined translation and counterclockwise rotations of the internal Alps. The author infer a 17° counterclockwise rotation during the Oligocene, followed by a post-Oligocene 26° counterclockwise rotation. Our paleomagnetic data are in agreement with this kinematic model but infer larger rotations

since the Miocene. The counterclockwise rotation of the Western Alps would be accommodated during the late Cenozoic by dextral strike-slip displacement along major longitudinal faults oriented N-S to N160. Such faults have been recognized in the study area (e.g. the penninic front, the Haute Durance fault and to the south the Serenne and Bersezio faults) (Figures 1 and 2) [13, 14]; we infer these faults accommodate the counterclockwise rotation of the Briançonnais units relative to the Dauphinois zone to the West which didn't suffered large rotations during the Tertiary [29]. Local variations of the amount of rotation, as observed from the between-site scattering of data (Figure 8b), could be related to differential rotations between domains separated by longitudinal dextral strike-slip faults. Note that main emplacement of Briançonnais nappes is pre-Miocene and therefore the spatial variations of rotations cannot reflect differential motion between nappes. Considering a rotation pole located in the Po plain [6], a $47^{\circ} \pm 13^{\circ}$ rotation would be responsible for a minimum dextral displacement of 110 ± 20 km distributed along longitudinal faults.

Paleomagnetic data in the internal Alps are still too scarce to differentiate between the various possible mechanisms responsible for rotations, i.e. southwestward lateral expulsion of the western internal Alps along curved faults or counterclockwise rotation of the Apulia during the Cenozoic. However, the large rotations measured in the Durancian segment suggest that rotations have occurred at larger scale and probably affected the entire internal units of the Western Alpine Arc. Indeed, within this domain, transverse structures, antithetic to the longitudinal faults and that could eventually accommodate strong differential rotations, have not been so far observed [14].

8. Conclusions

We present in the above study the first reliable paleomagnetic data on the Briançonnais sedimentary cover nappes of the Western Alpine Arc. Three components of magnetization have been identified on late Jurassic rocks of the Durancian segment of the Briançonnais zone: (1) A component of low unblocking temperature is probably a recent overprint of viscous origin; (2) A component (B component) of high unblocking

temperature is present but poorly defined. Its identification will be eventually possible in the future by acquisition at a larger scale of new paleomagnetic data. (3) Most of the NRM is carried by a third component (A component) with intermediate unblocking temperatures. This component is inferred as a secondary magnetization of late Oligocene-Early Miocene age acquired during post-metamorphic cooling. Remagnetization is probably of chemical origin, assisted by tectonically driven fluid, and was acquired during a short time span. The direction of this remagnetization implies that, since the Miocene, the study area of the Briançonnais zone has suffered a $47^{\circ} \pm 13^{\circ}$ counterclockwise rotation with respect to the stable Europe. This result is in agreement with some kinematics models of the Western Alps [5-7] involving translations and counterclockwise rotations of the penninic Alps during the Tertiary. Rotations about vertical axis appear therefore to be an important mechanism accommodating the Tertiary deformation in the penninic Alps. These rotations should be taken into account in any tectonic analysis of the pre-Miocene kinematics of the Western Alps and in paleogeographic reconstructions of the Mesozoic alpine domain.

Acknowledgments

Financial support was provided by the 'Fédérations Alpines des unités en Sciences de la Terre - CNRS' and by the Geofrance 3D-Alpes program.

References

- [1] H. Laubscher, The Arc of the Western Alps today, *Eclogae geol. Helv.* 84 (1991) 631-659.
- [2] L.E. Ricou, Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7 (1984) 851-874.
- [3] P. Tapponnier, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7 (1977) 437-460.
- [4] C. Rosenberg, F. Heller, Tilting of the Bergell pluton and Central Lepontine area: Combined evidence from paleomagnetic, structural and petrologic data, *Eclogae. Geol. Helv.* 90 (1997) 345-356.
- [5] M. Gidon, L'arc alpin a t'il une origine tourbillonnaire ?, *C. R. Acad. Sc. Paris* 272 (1974) 2412-2415.
- [6] G. Ménard, Structure et Cinématique d'une chaîne de collision, les Alpes occidentales et Centrales, 1988, unpub. thesis Grenoble.
- [7] P. Vialon, P. Rochette, G. Ménard, Indentations and rotations in the western Alpine arc, in: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, *Alpine tectonics*, 45, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 1989, pp. 329-339.
- [8] F. Heller, W. Lowrie, A.M. Hirt, A review of paleomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps, in: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park, *Alpine Tectonics*, 45, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 1989, pp. 399-420.
- [9] P. Tricart, Tectonique superposée dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision., 1980, unpub. thesis Strasbourg.
- [10] M. Lemoine, T. Bas, A. Arnaud Vanneau, H. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.C. Graciansky, J.L. Rudkiewicz, J. Mégard-Galli, P. Tricart, The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps, *Marine Petrol. Geol.* 3 (1986) 179-199.
- [11] M.E. Claudel, P. Dumont, P. Tricart, Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligurée en Briançonnais: les failles du Vallon Laugier, *C. R. Acad. Sci. Paris* 325 (1997) 273-279.
- [12] J. Bocquet, Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les alpes françaises, 1974, unpub. thesis Grenoble.
- [13] C. Sue, P. Tricart, Tectonic evidence for a late Cenozoic extension along the peninic front, South East of Pelvoux, Western Alps, *Eclogae geol. Helv.* (in press).
- [14] C. Sue, Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approches structurale et sismologique, 1998, unpub thesis Grenoble.
- [15] P. Tricart, J.P. Bouillin, P. Dick, L. Moutier, C. Xing, Le faisceau de failles de Haute-Durance et le rejeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales), *C. R. Acad. Sci. Paris* 323 (1996) 251-257.
- [16] B. Virlovet, P. Tricart, T. Villemin, Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des Alpes françaises, *C. R. Acad. Sci. Paris* 322 (1996) 475-481.
- [17] W. Lowrie, Identification of ferromagnetic minerals by coercivity and unblocking temperatures properties, *Geophys. Res. Lett.* 17 (1990) 159-162.
- [18] J.E.T. Channell, C. Doglioni, J.S. Stoner, Jurassic and Cretaceous paleomagnetic data from the Southern Alps (Italy), *Tectonics* 11 (1992) 811-822.
- [19] W. Lowrie, F. Heller, Magnetic properties of marine limestones, *Rev. Geophys.* 20 (1982) 171-182.
- [20] G.J. Borradaile, Deformation and paleomagnetism, *Surv. Geophys.* 18 (1997) 405-435.
- [21] H.C. Halls, A least square method to find a remanence direction from converging remagnetized circles, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 45 (1976) 297-304.
- [22] P.L. McFadden, D.L. Jones, The fold test in paleomagnetism, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 67 (1981) 53-58.
- [23] G. Pullaiah, E. Irving, K.L. Buchan, D.J. Dunlop, Magnetization changes caused by burial and uplift, *Earth. Planet. Sci. Let.* 28 (1975) 133-143.

- [24] M.F. Middelton, P.W. Schmidt, Paleothermometry of the Sydney basin, *J. Geophys. Res.* 87 (1982) 5351-5359.
- [25] B. Goffé, Définition du faciès à Fe, Mg-carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux, 1982, unpub thesis Paris VI.
- [26] B. Goffé, B. Velde, Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 68 (1984) 351-360.
- [27] B. Goffé, C. Chopin, High-Pressure metamorphism in the western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences, *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 66 (1986) 41-52.
- [28] J. Desmons, Mineralogical and petrological investigations in the internal french Alps, *Amer. Jour. Sci.* 277 (1977) 1045-1066.
- [29] C. Crouzet, G. Ménard, P. Rochette, Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism, *Tectonophysics* 263 (1996) 137-148.
- [30] C. Crouzet, P. Rochette, G. Ménard, M. Prévot, Acquisitions d'aimantations thermorémanentes partielles succesives par la pyrrhotite monodomaine lors du refroidissement de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France), *C. R. Acad. Sci. Paris* 325 (1997) 643-649.
- [31] C. Crouzet, Le thermopaleomagnétisme : méthodologie et applications (tectonique, thermique et géochronologique) à la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France), *Geol. Alpine Mém H.S* 27 (1997) 196.
- [32] J. Oliver, Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geological phenomena, *Geology* 14 (1986) 99-102.
- [33] C. Crouzet, G. Ménard, P. Rochette, A first paleo-temperature map for the Bourg d'Oisans area (Dauphinois zone, Western french Alps) deduced from paleomagnetic measurements, (in preparation).

- [34] C. Aubourg, C. Peline, J.F. Stephan, Pre and post-tilting remagnetization of normal polarity revealed in the southern Sub-alpine chains (French Alps), (submitted).
- [35] A. Morris, A.H.F. Robertson, Miocene remagnetization of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta angle, SW Turkey, *Tectonophysics* 220 (1993) 243-266.
- [36] J.J. Villalain, M.L. Osete, R. Vegas, V. Garcia-Duenas, F. Heller, Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc), *Phys. Earth. Planet. Sci. Lett.* 85 (1994) 15-33.
- [37] J. Besse, V. Courtillot, Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander paths since 200 Ma, *J. Geophys. Res.* 96 (1991) 4029-4050.
- [38] M.E. Beck, Paleomagnetic record of plate margin. Tectonic processes along the western edge of North America, *Jour. Geophys. Res.* 85 (1980) 7115-7131.
- [39] H.H. Demarest, Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data, *J. Geophys. Res.* 88 (1983) 4321-4328.
- [40] F. Heller, Paleomagnetic evidences for Late Alpine rotations of the Lepontine area, *Eclog. Geol. Helv.* 73 (1980) 607-618.
- [41] R. Lanza, Paleomagnetic data from the Andesitic and Lamprophytic dykes of the Sesia-Lanzo zone (western alps), *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 57 (1977) 281-290.
- [42] R. Lanza, Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia-Lanzo zone (western alps), *Geol. Rundschau* 68 (1979) 83-92.

Table caption

Table 1. Data on paleomagnetic sites. S₀: bedding, dd: dip direction, dip: inclination. When observed in the field, we indicate, bedding related to (1) late Alpine extensional tilting and (2) to earlier folding. Bedding is not reported when it varies between different cores at one site. Nappe, upper: Upper Briançonnais nappe, Lower: lower Briançonnais nappes; Rock, SD: sedimentary dyke, Am. R.: Ammonitico rosso, Hard-gr: hard ground, Calc: Enchrine limestone.

Table 2. Paleomagnetic data for the low temperature component. 'Corrected for late tilting' is the first step of untilting and indicates mean directions after correction due to late Alpine extensional tilting. Crosses indicate sites where no correction for late Alpine tilting was applied (i.e. they are not located on tilted blocks) (c.f. Table 1). 'Stratigraphic coordinates' is the second step of untilting and indicates mean directions after correction due to earlier deformations (Eocene and late Oligocene-early Miocene). n/N: number of samples/sites used for statistics (n) and number of samples/sites (N); Mean, mean global direction; D, declination, I, inclination; k, dispersion parameter; α_{95} , confidence circle at 95% confidence level. Stars indicate sites for which it wasn't possible to isolate stable components of magnetization.

Table 3. Paleomagnetic data for the A component. Same symbols as table 2.

Figure caption

Figure 1. The main tectonic units of the Alpine Arc. The thicker line marks the boundary between the internal and external Alps.

Figure 2. Structural map of the Briançonnais zone in the Durancian segment. Paleomagnetic sites are located on the map.

Figure 3. Simplified cross section of the Briançonnais zone in the Durancian segment. Location is on figure 2. The paleomagnetic sites are projected on the cross section. Axis of the Ourgière fold is horizontal. Normal faults associated with late Alpine extension bound tilted blocks.

Figure 4. Orthogonal plots in geographic coordinates of representative thermal demagnetizations. White dot: horizontal component, black dot: vertical component. Numbers indicate the temperature step. A low temperature component with maximum unblocking temperature of 230°C is observed with a present-day magnetic field direction. The A component, present on all sites, shows maximum unblocking temperature between 390°C and 440°C and is always of reverse polarity. The B component, with unblocking temperature above 450°C is often observed but difficult to isolate.

Figure 5. Representative behavior of the NRM during heating.

a) Evolution of susceptibility during thermal demagnetization. A strong increase of susceptibility is observed above 450°C. b) Stereographic projection of thermal demagnetization (geographic coordinates); black dots, normal polarity; white dots, reverse polarity. Demagnetization path occurs along a great circle above 450°C, showing a partial overprint of the B component by a viscous magnetization.

Figure 6. Orthogonal plots in geographic coordinates of combined alternating field and thermal demagnetizations. The low coercivity component is observed but poorly defined. A component, close to the A component observed with thermal demagnetization, is removed with a median destructive field between 15 mT and 70 mT. This component does not converge to the origin. Thermal demagnetization following alternating field demagnetization is inefficient to isolate the third component of higher coercivity.

Figure 7. (a) Isothermal remanent magnetization acquisition curves (IRM) and (b) thermal demagnetization of three axis IRM for representative samples. IRM show a fraction of high coercivity magnetic minerals, probably hematite. Thermal demagnetization of IRM show that low and intermediate coercivity magnetic minerals, probably magnetite, dominate and carry most of the NRM.

Figure 8. Stereographic projection of the mean sites directions of the A component with associated confidence circles. (a) Geographic coordinates; (b) Directions corrected for late Alpine tilting. (c) Stratigraphic coordinates. black dots, normal polarity; white dots, reverse polarity. White star is the mean direction with associated confidence circle. Black square is the reference direction for stable Europe at 30 Ma [37]. Significant clustering of mean directions is observed from geographic to corrected from late Alpine extensional tilting coordinates. Conversely, significant scattering is observed from corrected from late Alpine tilting to stratigraphic coordinates. The A component is a remagnetization acquired prior to the late Alpine tilting and after the late Oligocene-early Miocene deformation phase.

Site	Latitude, (°N)	Longitude, (°E)	S_0 <i>dd/dip</i>	Nappe	Rock
ALP	44.803	6.66	180/125	Upper	SD
ASC	44.786	6.64	220/10	Upper	Hard-gr.
AU1	44.783	6.621		Lower	SD+Calc
AU2	44.783	6.621	(1) 73/36 (2) 128/55	Lower	SD
OUR	44.685	6.641		Upper	Am. R.
GRO	44.685	6.633	(1) 240/15 (2) 168/75	Upper	Am. R.
SCR	44.706	6.593		Upper	Am. R.
CAR	44.065	6.658	(1) 240/15 (2) 190/39	Upper	Am. R.
PEY	44.646	6.658	(1) 235/35 (2) 235/20	Upper	Am. R.
MO	44.783	6.624	153/83	Upper	SD

Table 1

Site	<i>n/N</i>	Geographic coord.				Corrected for late tilting				Stratigraphic coord.			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
ALP*	10/14	5	68	72	5	5	68	72	5	296	-30	72	5
ASC*	4/4	356	74	116	9	356	74	116	9	339	66	116	9
AU1*													
AU2	9/10	338	57	53	7	204	26	53	7	217	31	56	7
OUR*	5/7	46	60	17	19	46	60	17	19	292	33	16	19
GRO	4/4	14	47	25	19	316	22	25	19	316	22	25	19
SCR*	8/15	350	60	52	8	350	60	52	8	280	55	52	8
CAR	8/11	28	55	21	12	14	45	21	12	35	21	12	
PEY	6/10	10	59	59	9	350	30	40	12	347	11	59	9
MO*	5/9	31	59	40	12	31	59	40	12	338	-2	40	12
Mean	9/10	12	61	39	8	352	63	5	27	313	27	4	31

Table 2

Site	<i>n/N</i>	Geographic coord.				Corrected for late tilting				Stratigraphic coord.			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
ALP*	13/14	123	-64	70	5	123	-64	70	5	114	55	70	5
ASC*	4/4	136	-54	12	27	136	-54	12	27	135	-44	12	27
AU1	9/12	168	-38	38	8	162	-56	25	10	162	-56	25	10
AU2	8/10	162	-33	43	8	161	-69	43	8	63	-44	22	12
OUR*	6/7	165	-52	145	5	165	-52	145	5	111	-11	114	6
GRO	4/4	118	-78	51	13	135	-64	51	13	99	0	51	13
SCR*	13/15	117	-51	50	6	117	-51	50	6	090	-29	43	7
CAR	11/11	142	-67	23	9.7	145	-52	23	9.7	127	-20	23	9.7
PEY	8/10	127	-79	56	8	140	-44	58	8	141	-24	56	8
MO*													
Mean	9/10	146	-59	17	13	142	-57	44	8	115	-23	4	28

Table 3

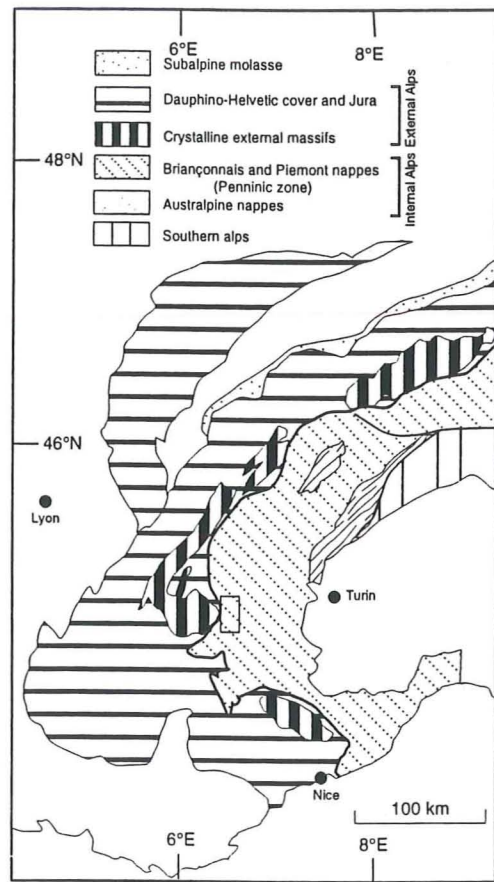


Figure 1

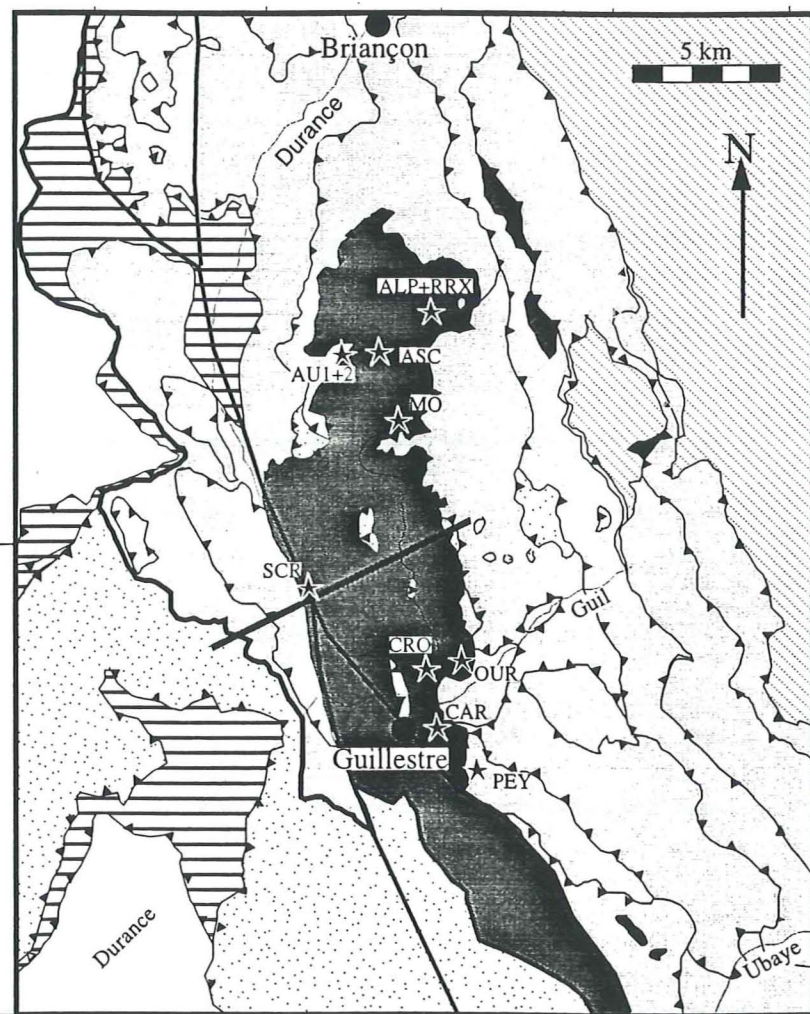


Figure 2

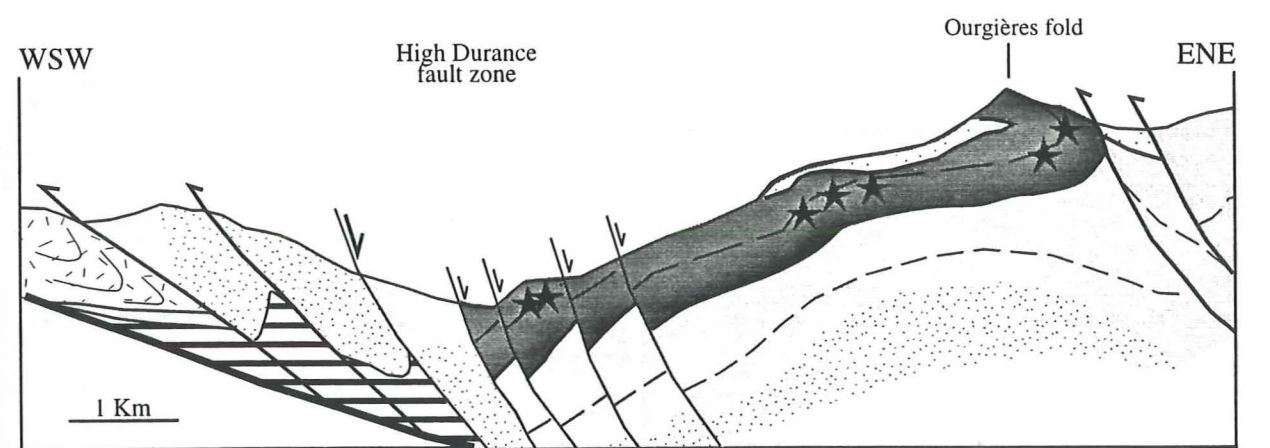


Figure 3

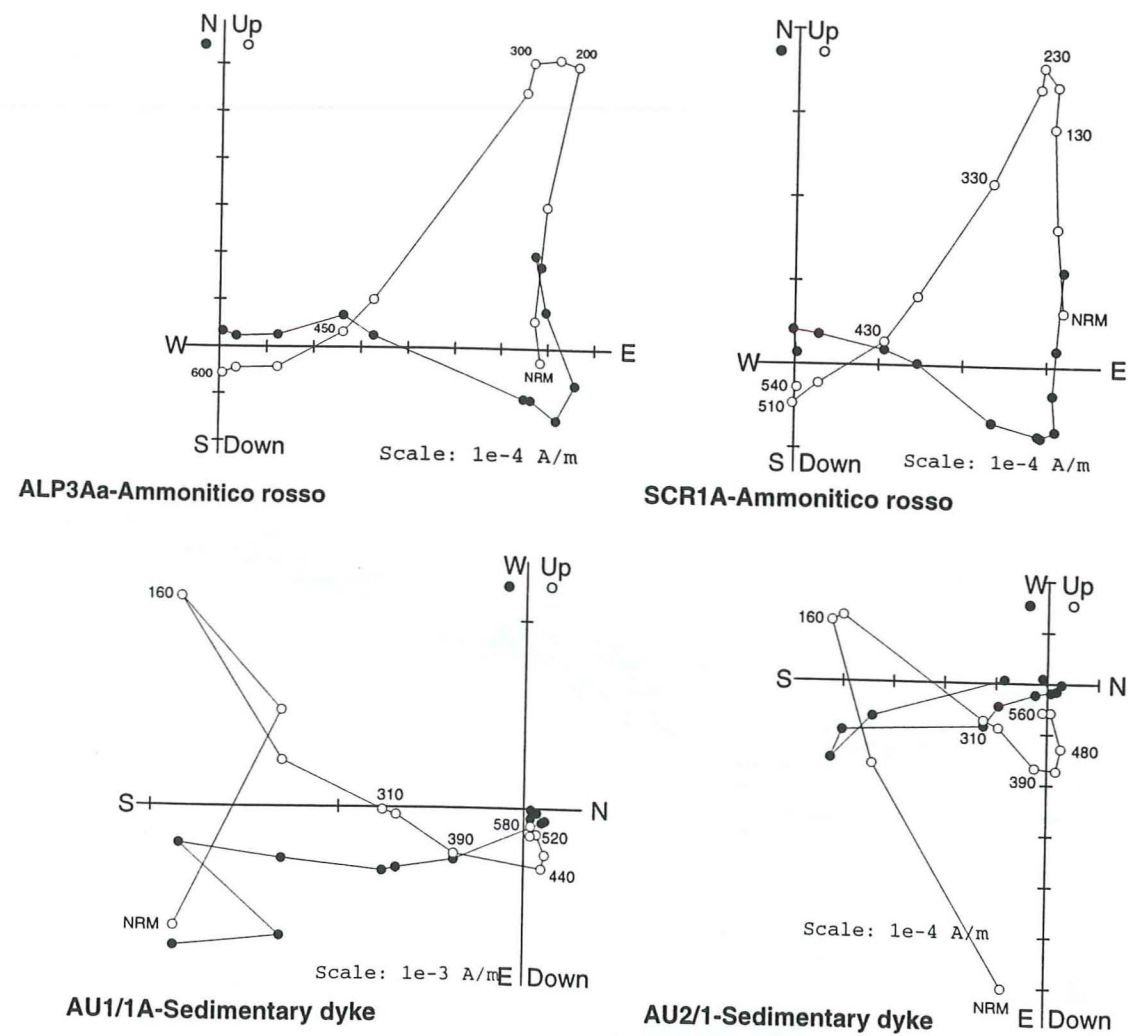


Figure 4

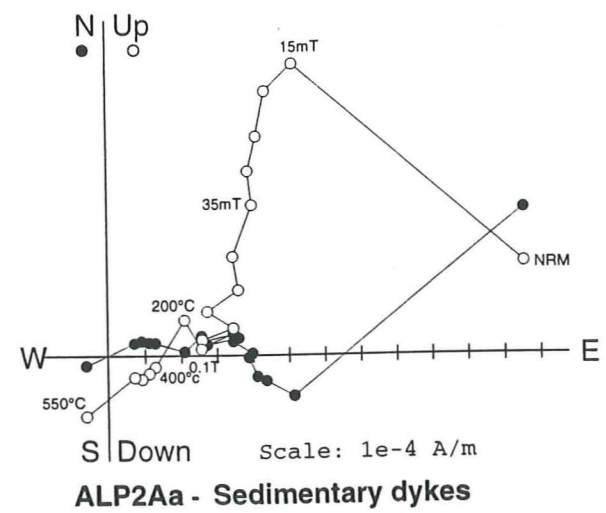
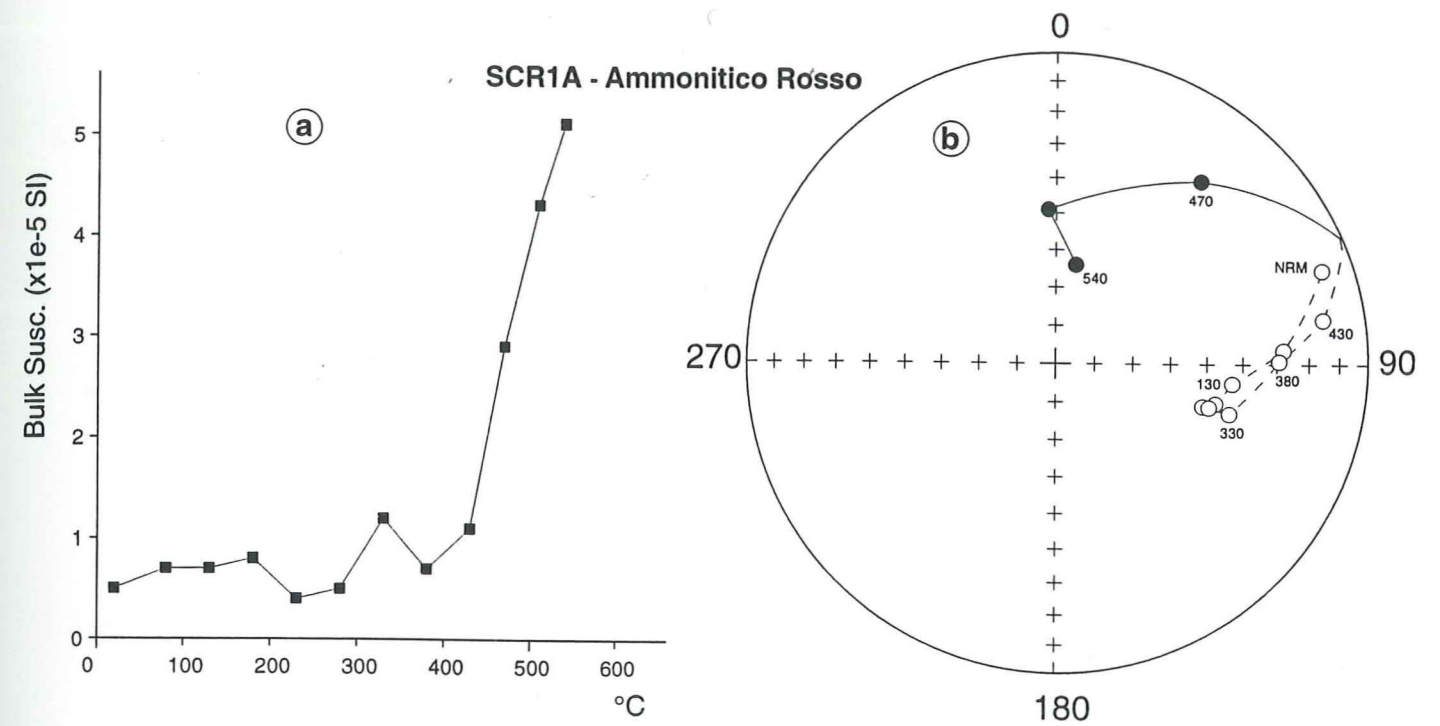


Figure 6

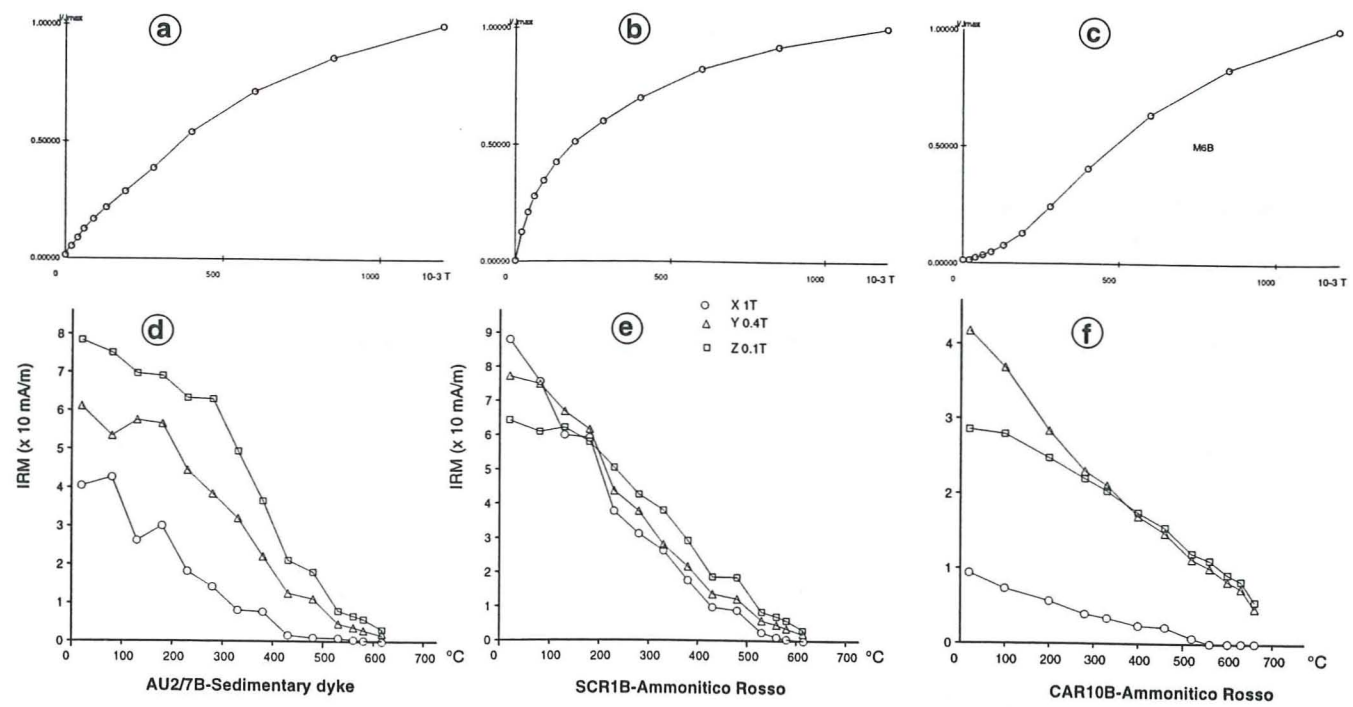


Figure 7

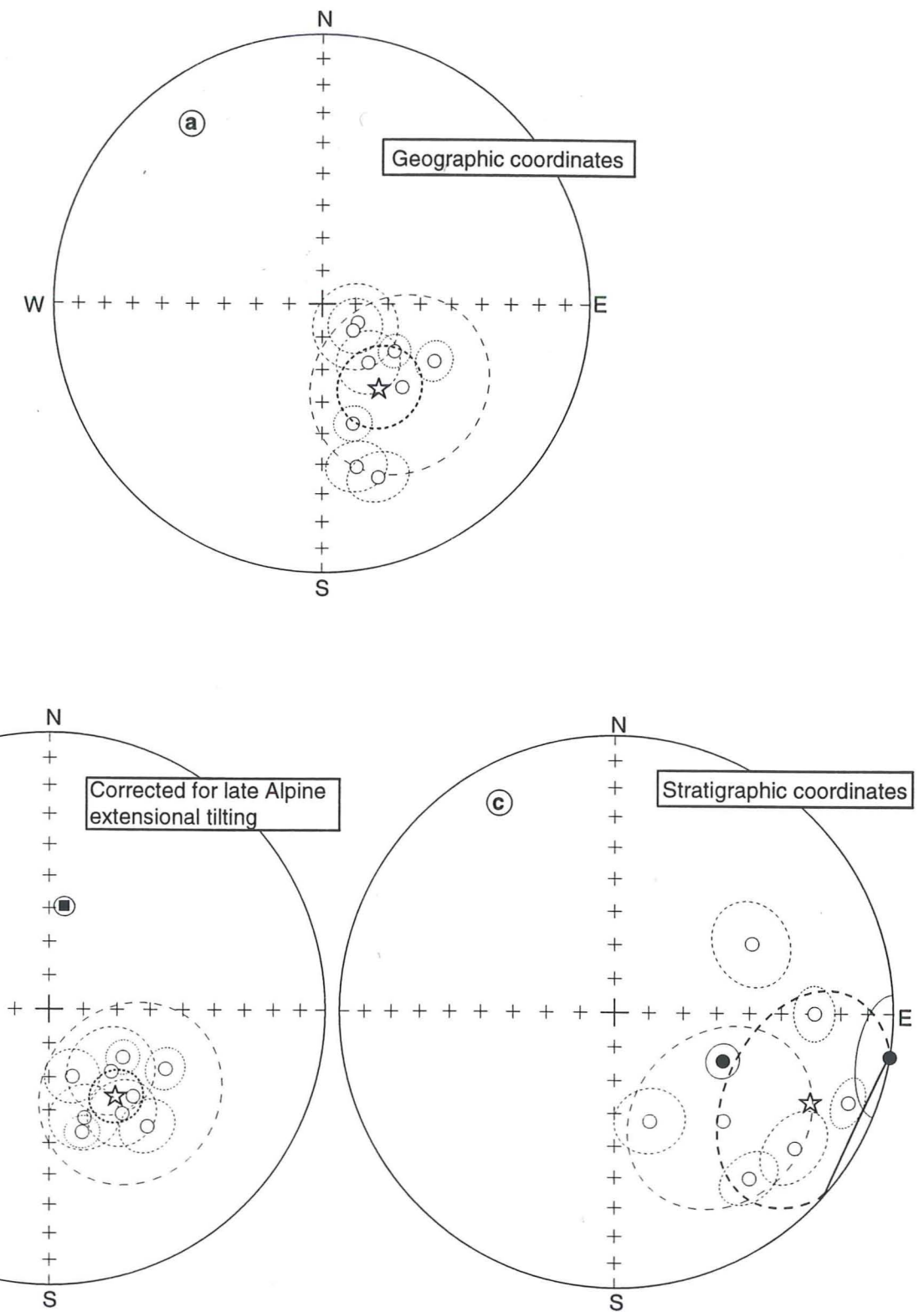


Figure 8

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1 : Séismites du Trias moyen

Planche 2 : Filons karstiques

Planche 3 : Altérations diagénétiques

Planche 4 : Paléostructures (1)

Planche 5 : Paléostructures (2)

Planche 6 : Micropaléontologie

Planche 7 : Structures alpines

Planche 1 :

Séismites du Trias moyen

A : Figure caractéristique des « stunamites » dans les dolomies grises du Ladinien supérieur, Vallon Laugier.

B : Figures de "ball'n pillow" (C. Beck, communication personnelle) dans les dolomies grises du Ladinien supérieur, Vallon Laugier.

C : Bancs dissociés dans formation des dolomies blanches du Ladinien supérieur, Vallon Laugier.

D : Figure en « champignon » caractéristique de l'expulsion d'eau du sédiment lors de séismes dans formation des dolomies blanches du Ladinien supérieur, Vallon Laugier.

E : Pli syn-sédimentaire dans le Carnien du pic des Chalanches (nappe de Clot la Cime).

F : Bancs dissociés carniens du pic des Chalanches.



Planche 2 :

Filons karstiques

A : Remplissage rouge granoclassé de cavité karstique située en flanc inverse de la nappe de Peyre-Haute, sommet de la crête des Crousas.

B : Détail du granoclassement du remplissage karstique, crête des Crousas.

C : Filons à remplissage dolomitique claire, Pas de la Condamine.

D : Filons à double remplissage 1. bréchique ; 2. dolomitique clair, Pas de la Condamine.

E : Réseau dense de filons à remplissage de "brèche cendrée" du Dogger, casse sous Tête d'Oréac.

F : Détail du remplissage des filons karstiques, casse sous Tête d'Oréac.

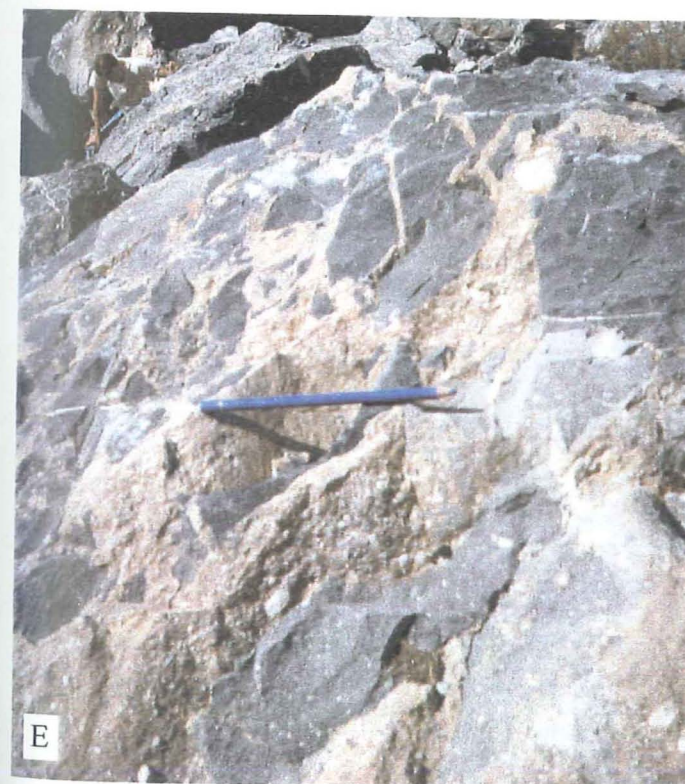
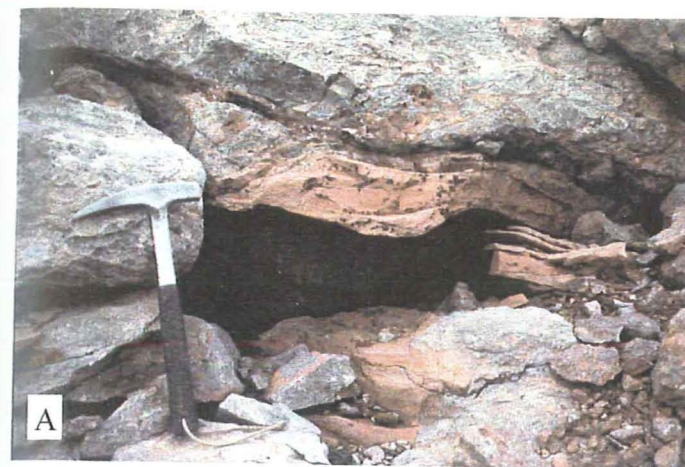


Planche 3 :

Altérations diagénétiques

A : Remplissage karstique d'une micro-fracture, col de la Moutière.

B : Remplissage inter-granulaire de terra rossa et quartz, col de la Moutière.

C : Cavité à contour flou avec remplissage concentrique interprété comme étant une trace de racine à différents stades de rétraction.

D : Cavité à contour net avec remplissage identique à l'encaissant, interprété comme étant une trace de fousseur sous faible tranche d'eau.

E : Remplissage fin d'une cavité

F : Remplissage contenant une protoglobigérine (détermination A. Arnaud).

G : Chronologie de fracturation : une fracture à remplissage sparitique recoupe une fracture à remplissage multiple.

H : Chronologie de fracturation : incision d'une cavité à remplissage oxydé par une fracture à remplissage multiple recoupée elle-même par une fracture à remplissage sparitique reprenant l'ouverture première.

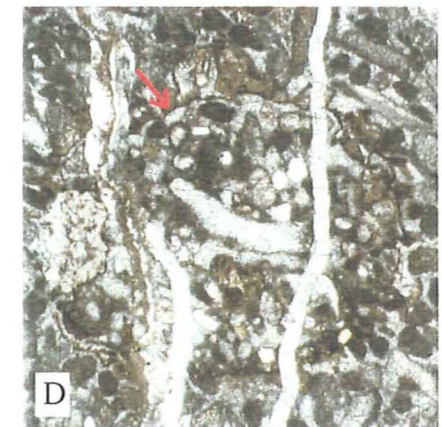
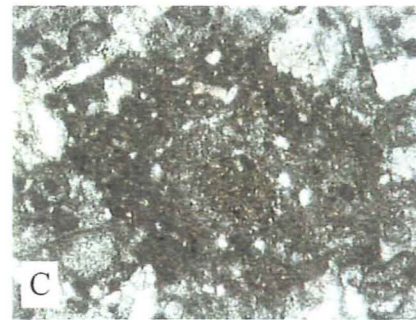
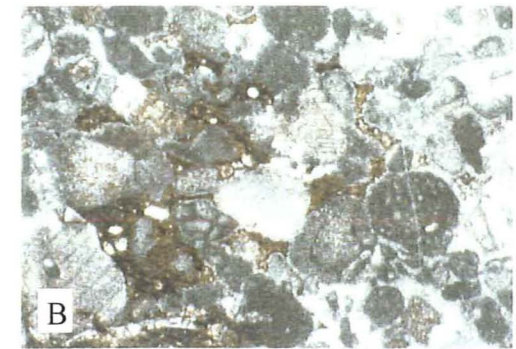


Planche 4 :

Paléostructures (1)

A : Faille crétacée vue d'avion au niveau du Vallon Claus

B : Faille crétacée vue d'avion au niveau du Vallon Obscur

C : Faille crétacée en coupe au niveau de la vallée de l'Ubaye (fig.2.13).

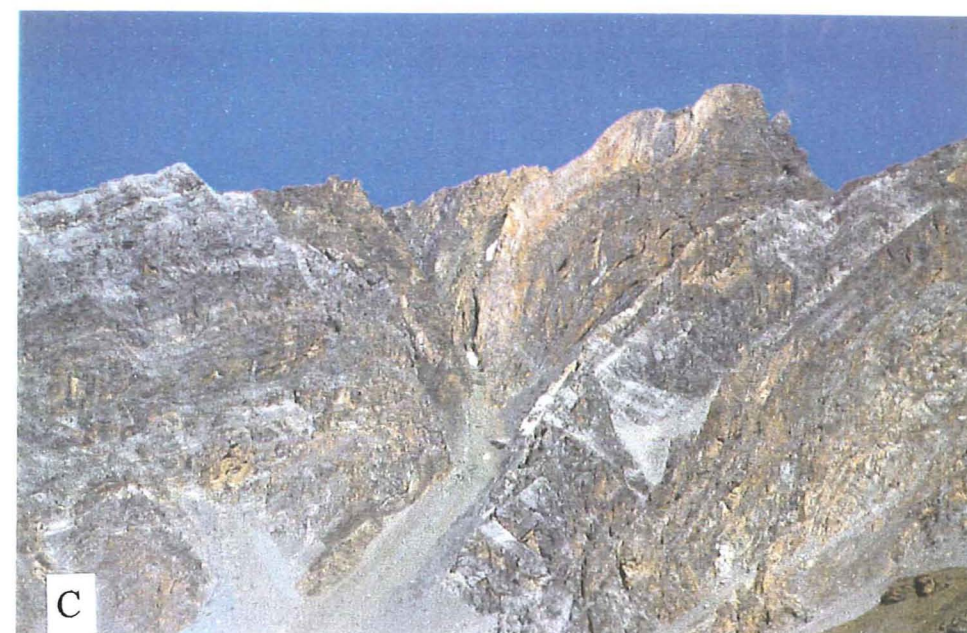


Planche 5 :

Paléostructures (2)

- A : Filons à remplissage dolomitique jaune rosé affectant les calcaires anisiens, Signal des Têtes.
- B : Brèches à matrice pélagique rosée du Jurassique supérieur, Chalets de l'Alp.
- C : Escarpement de faille moulé par du calcaires noduleux du Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien).
- D : Filons affectant les dolomies du Trias moyen à remplissage de micrite fine rosée avec ammonites de petite taille du Jurassique supérieur, eux-mêmes recoupés par des filons de calcaires gréseux verts du Crétacé supérieur, faille du Vallon Laugier.
- E : Filons de marnes rouges du Crétacé supérieur affectant le sommet des calcaires du Jurassique supérieur, faille du Vallon Laugier.
- F : Brèche de calcaires gris à matrice micritique rose pale à Calpionnelles et Echinodermes du Jurassique supérieur-Berriasien, Lac des Béraudes.
- G : Brèche à éléments variés et matrice de marnes datées du Santonien-Campanien, Lac des Béraudes.
- H : Poche remplies de brèches datées à la base, du Coniacien-Santonien, et en majeure partie, du Maastrichtien, col de la Pisse.
- I : Hard-ground épais (environ 70 cm) surmonté par des brèches, de l'Aptien-Albien, sous le col de la Pisse.

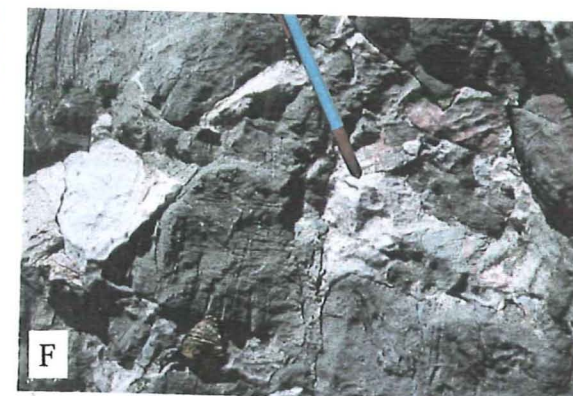

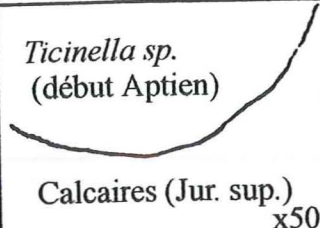
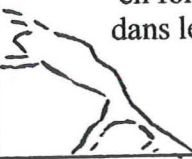
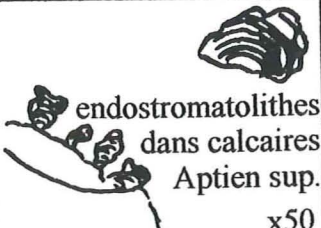
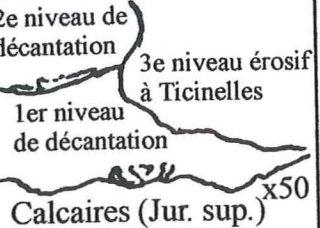




Planche 6 :

Déterminations de Michèle Caron


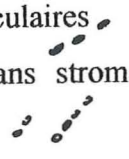






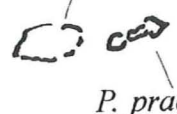
Micropaléontologie

Echantillon FOU 2A (fig. 2.20)

 <i>Globigrinelloïdes fereolensis</i> x100	 <i>Ticinella sp.</i> (début Aptien) Calcaires (Jur. sup.) x50	pseudonodules en formation dans le Jur. sup.  x50
 endostromatolithes dans calcaires Aptien sup. x50	 2e niveau de décantation 3e niveau érosif à Ticinelles 1er niveau de décantation Calcaires (Jur. sup.) x50	Premières formes de <i>Ticinella sp.</i> (début Aptien sup.)  x100
endostromatolithes dans calcaires Aptien sup x25	x100 début Aptien sup. Jurassique sup. x50	Radiolaire Calponielle Globochaete  x50

Les dernières grandes *Fereolensis* et les premières *Ticinella* indiquent un âge Aptien supérieur pour le hard-ground érodant la surface des calcaires du Jurassique supérieur.

Echantillon FOU 2B (fig. 2.20)

 <i>Planomalina buxtorfi</i> x100	nubéculaires dans stromatolithe  x25	 <i>Planomalina praebuxtorfi</i> x100
 <i>Rotalipora tehamaensis</i> x100	 <i>Lenticulina sp.</i> <i>Massonella gaudrina</i> x100	 <i>Rotalipora ticinensis</i> x100
 <i>Rotalipora appeninica</i> x100	Clastes de stromatolithe  x25	 <i>R. subticinensis</i> <i>P. praebuxtorfi</i> x50

Cet échantillon Fou2B provient de la même croûte stromatolitique que l'échantillon Fou2A ci-dessus. L'assemblage de faune indique qu'il s'agit de la Zone à *appeninica* (Albien terminal).

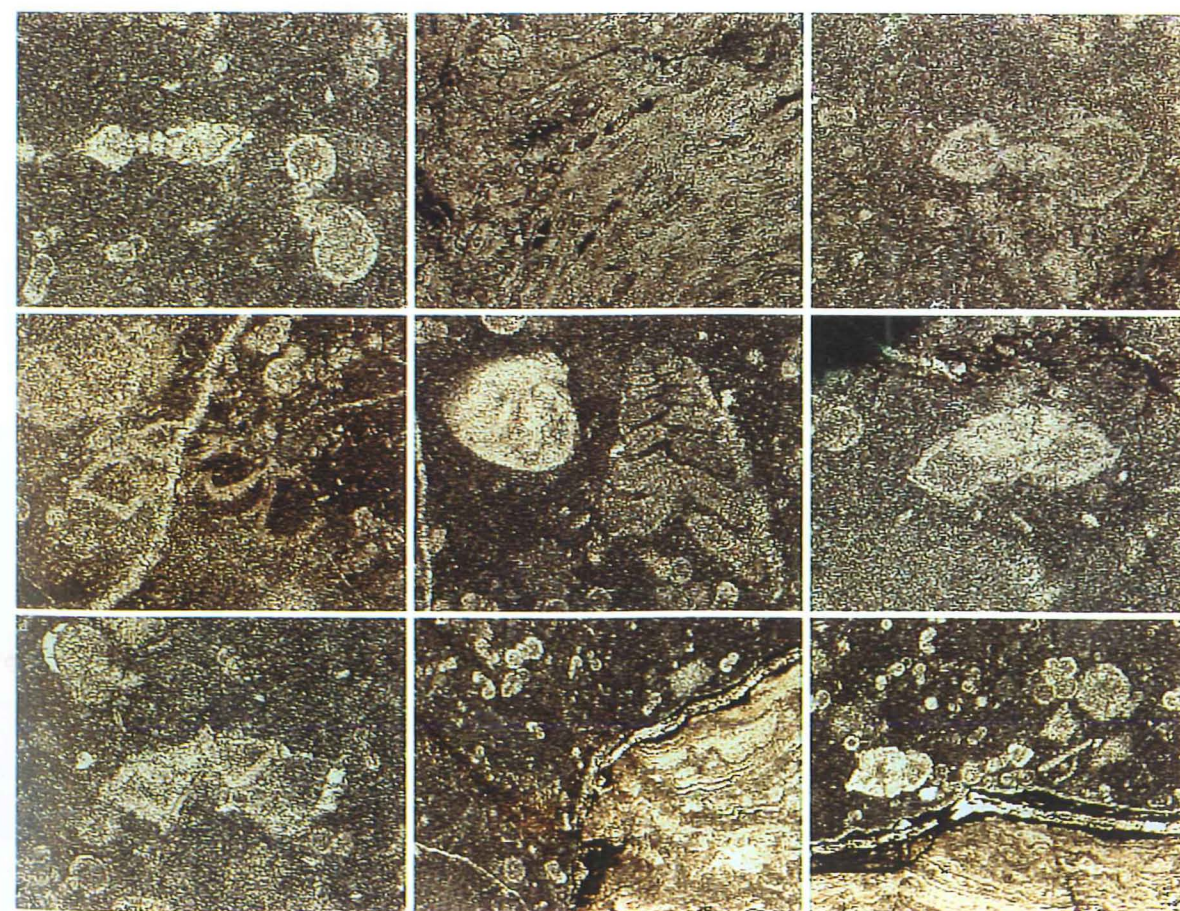
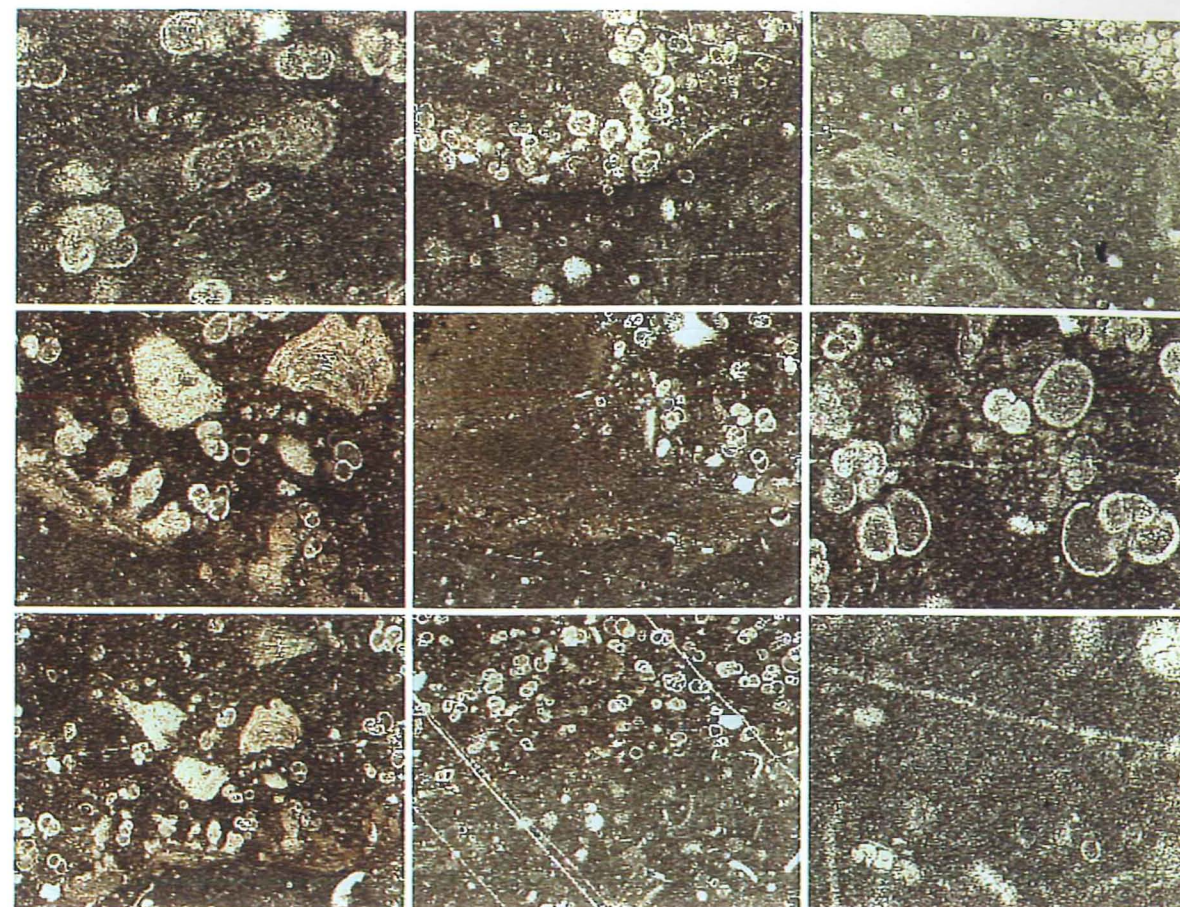
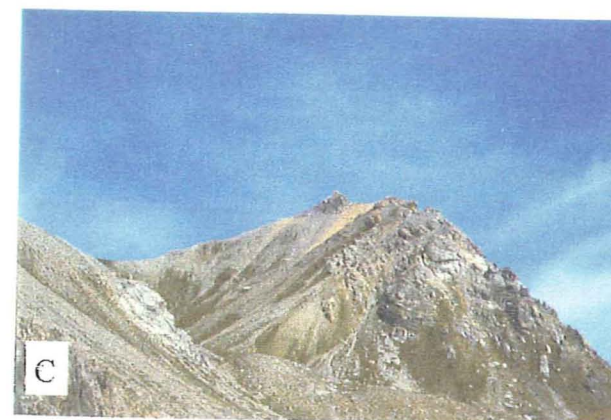


Planche 7 :

Structures alpines

- A : Empilement d'écailles au front de la zone Briançonnaise, massif de Montbrison, vu d'avion depuis St Crépin (fig. 3.10, coupe C-C').
- B : Ecailles du massif de Montbrison vu du téléphérique du Prorel.
- C : Klippe du pic des Challanches (unité de type Clot la Cime) chevauchant le flanc inverse de la nappe de Peyre-Haute au niveau de la crête de Maravoise (coupe E-E').
- D : Chevauchement hors-séquence de la crête de Croseras sur la klippe de Flysch à Helminthoïde de Furfande (coupe G-G').
- E : Chevauchement hors-séquence de la nappe de Chatelet sur le flanc inverse de la nappe de Peyre-Haute, Pas de la Cavale (fig. 3.9, coupe F-F').
- F : Plis de séries jurassico-crétacées du Béal Traversier au front du chevauchement de la nappe du Châtelet (coupe F-F').
- G : Coupe des « écailles intermédiaires » au col du Tronchet (Izoard), avec à la base et en arrière plan les unités piémontaises du massif de Rochebrune (fig 3.3, coupe E-E').
- H : Coupe de la rive droite de l'Ubaye au niveau de Combrémont (fig. 3.14, coupe I-I').



ANNEXES

Annexe 1 : Localisation géographique des sites étudiés.

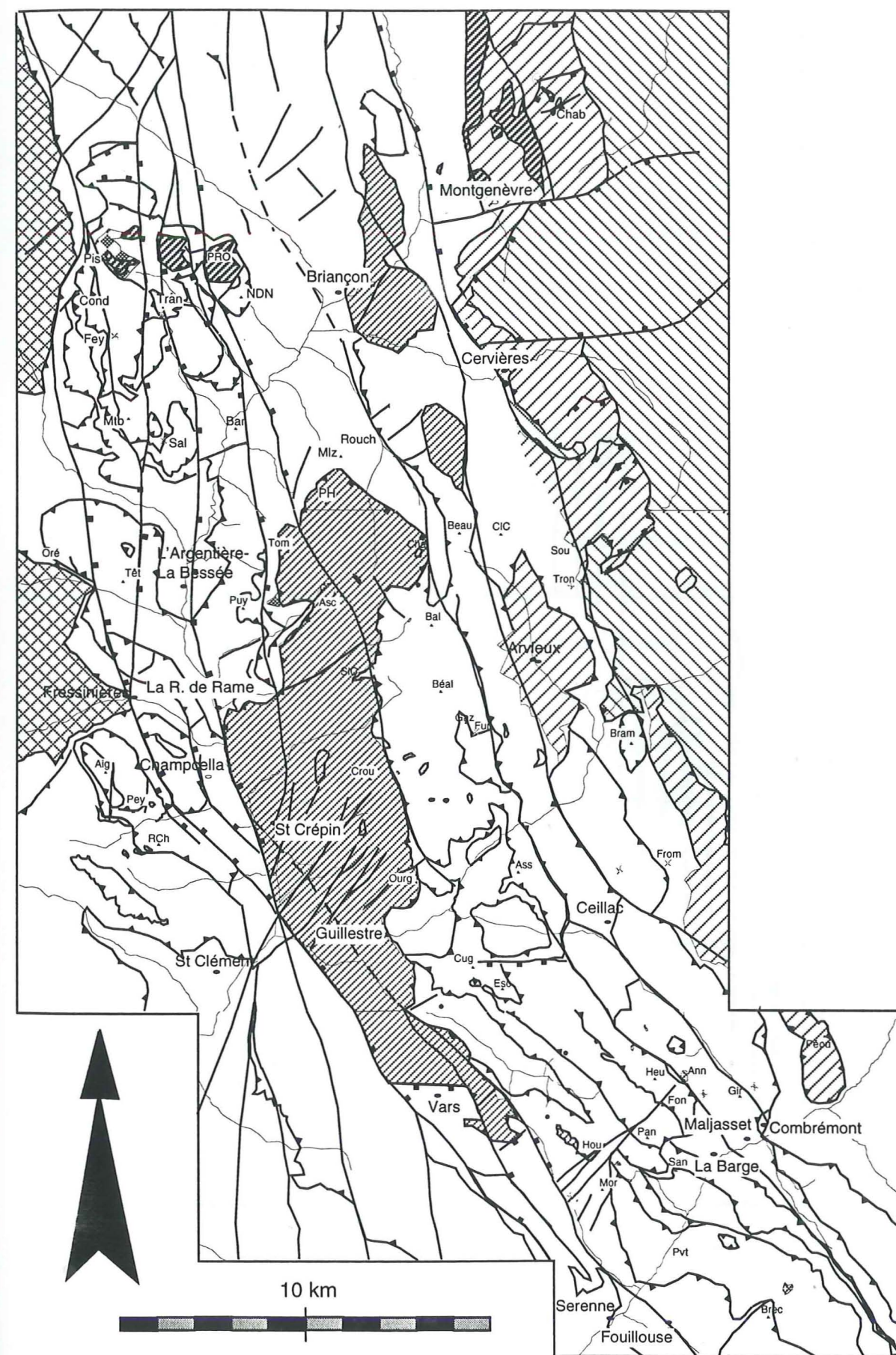
Liste des abréviations :

Aig : Aiguillas	Eych : Eychauda	Pis : col de la Pisse
Alp : chalets de L' Alp	Eys : Eyssassa	Pous : Pousterle
Am : Tête d' Amont	FF : Font Froid	PPey : Petit Peygus
Ann lac Sainte Anne	Fey : col de la Peyre du Fey	Pro : Prorel
Asc : lac de l' Ascension	Fon : Font Sancte	Puy : Le Puy (ou Aiguillon)
Ass : Assan	Fou : Fouillouse	PV1 : Pont Vouté (rive droite)
Aus : L' Ausselard	From : col des prés Fromage	PV2 : Pont Vouté (rive gauche)
Ay : Ayes	Fur : Furfande	Quey : crête des Queyrelets
Bal : pic de Balard	Gaz : pic du Gazon	Ras : Pointe de Rasis
Bar : Rocher Baron	Gir : Girardin	Rat : Ratier
Béal : Béal Traversier	GAlp : Grand Alpe	RBI : Rocher Blanc
Beau : pic Beaudouis	GPey : Grand Peygus	Rbru : Rochebrune
Ber : lac des Béraudes	Gran : crête des Granges	RCh : Roche charnière
Bram : Bramousse	Heu : pic des Heuvières	Rchai : Rouchaille
Brec : Brec de Chambeyron	Hou : pic des Houerts	RCl : Roche des Clots
CBel : Coste Belle	Jan : Janus	RGaut : Rocher Gauthier
Cha : pic des Chalanches	Las : Lasseron	RQ : Replats de la Queue
Chab : Chaberton	Mad : Magdeleine	RR : Rocher Roux
CCh : crête de Chabriller	Mal : Clot Malamort	Sal : col de la Salcette
Charv : Grand Charvia	Mar : Maravoise	San : Tête du Sanglier
Chau : vallon de Chauvet	Mik : Mikéou	Sci : col de la Scie
Clap : chalets de Clapeyto	Mlz : pic du Mélezin	Ser : col de Serenne
CIC : Clot la Cime	Mor : La Mortice (ou Manoual)	Têt : Signal des Têtes
ColV : col de la Collette Verte	Mou : Moulière	TN : Tête Noire
Comb : Combe Brémond	Mtb : pic de Montbrison	Tom : La Tome (ou Le Peyron)
Cond : cime de la Condamine	NDN : Notre Dame des Neiges	Tran : col de la Trancoulette
Cros : crête de Croseras	Néal : crête du lac de Néal	Tron : col du Tronchet
Crous : crête des Crousas	Oré : Oréac	Val : pic du Grand Vallon
Cug : Cugulet	Ourg : pic des ourgières	VCl : Vallon Claus
Cuit : Cucuit	Pan : Panestrel	VHou : Vallon des Houerts
CVal : col du Vallonnet	Péou : Péouvou	VLaug : Vallon Laugier
Dal : Dalles de Fouillouse	Pey : crête de Peyrol	Vlou : crête de Vallouret
Esc : pic d'Escreins	PH : Peyre-Haute	VObs : Vallon Obscur

Annexe 2 : Principaux éléments de datation des sédiments briançonnais.

Annexe 3 : Coupes géologiques de la zone briançonnaise étudiée.

A-A' : Eychauda – Peyrol – Chaberton
B-B' : Eychauda – Prorel – Janus – Grand Charvia
C-C' : Tête d' Amont – Rocher Baron – Mélezin – Ayes – La Lauzette – Lasseron
D-D' : Le Puy – Orcière – Ayes – Granges – Petit Peygus – Lasseron
E-E' : Tête d' Oréac – L' Alpavin – Chalanches – (Beaudouis – Clot la Cime) – Coste Belle
F-F' : La Roche de rame – Grand Vallon – Clapouse – le Coin – Souliers
G-G' : Aiguillas – Champcella – Furfande
H-H' : Mikéou – Assan – Pointe de Rasis
I-I' : Col de Serenne – Panestrel – Eyssassa – Péouvou


















Annexe 1 : Localisation géographique des sites étudiés de la zone de Briançon (SE Pelvoux).
Légende des abréviations ci-contre.

Étages	Microfaunes	Ammonites
ÉOCÈNE		
PALÉOCÈNE		
MAASTRICHTIEN		
CAMPANIEN		
SANTONIEN		
CONIACIEN		
TURONIEN		
CÉNOMANIEN		
Vraconien		
ALBIEN		
APTIEN		
BARRÉMIEN		
HAUTERIVIEN		
VALANGINIEN		
BERRIASIEN		- <i>Fauriella latecnstata</i> - <i>Marehoticeras</i> cf. <i>malbosiforme</i> <i>Delphinella allenica</i>
TITHONIEN		
KIMMÉRIDGIEN		- <i>Sutneria</i> cf. <i>galar</i> - <i>Idoceras</i> sp. - <i>Dichotomoceras</i> <i>bifurcatus</i>
OXFORDIEN		
CALLOVIEN		

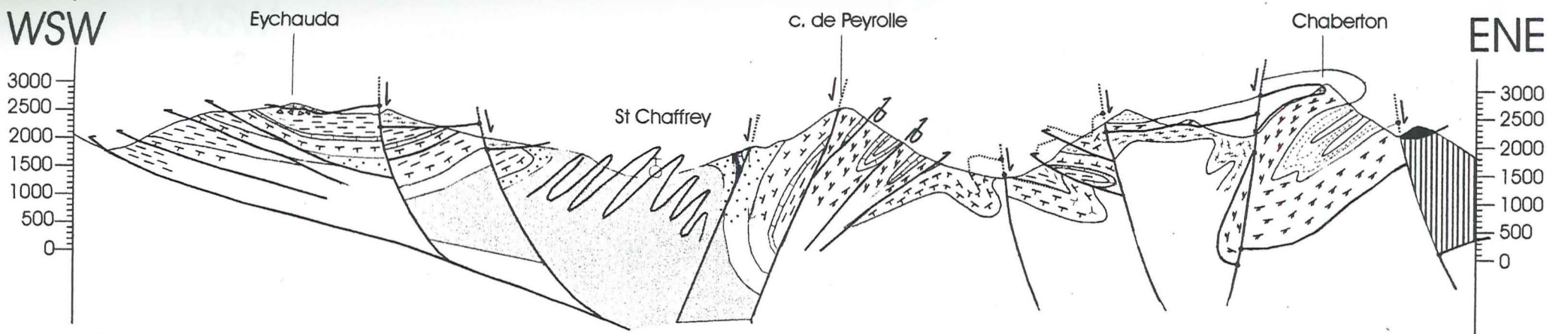
Annexe 2 : Principaux éléments de datation des sédiments briançonnais et caractérisation de différentes "zones stratigraphiques [d'après Bourbon, 1980].

Annexe 3 : Coupes géologiques de la zone briançonnaise étudiée (voir fig. 3.1C)

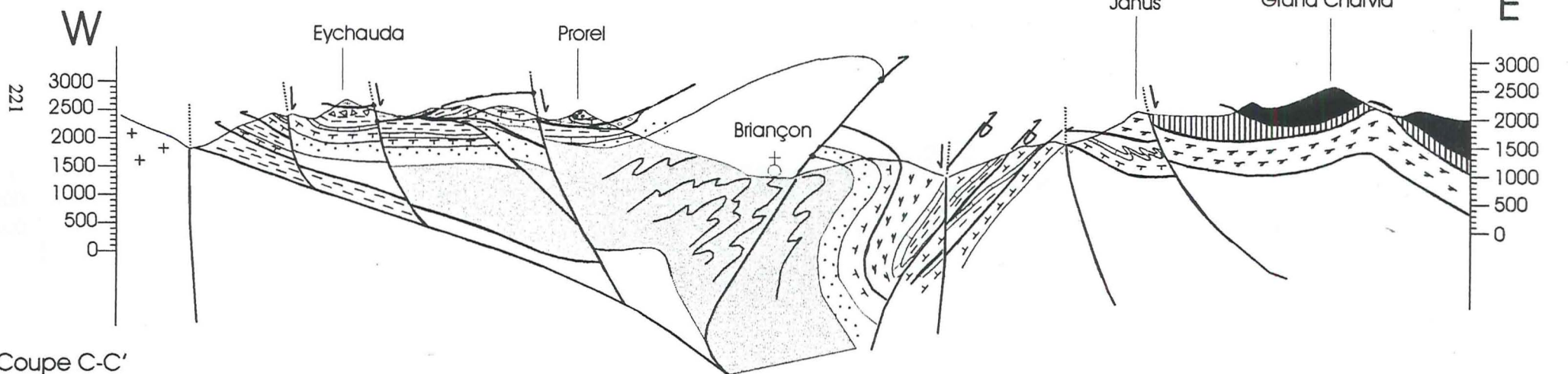
LEGENDE

-  Flyschs à Helminthoïdes
-  Schistes Lustrés et ophiolites piémontais
-  Calcschistes (Crétacé, Eocène)
-  Calcaires et dolomies (Jurassique)
-  Marnes (Lias prépiémontais)
-  Dolomies blondes (Trias supérieur, Norien)
-  Dolomies et cargneules (Trias supérieur, Carnien)
-  Gypses (Trias supérieur, Carnien)
-  Calcaires et dolomies (Trias moyen, Aniso-ladinien)
-  Verrucano et quartzites (Permo-Trias, Scythien)
-  Zone Houillère (Permo-Carbonifère)
-  Failles normales ou décrochantes post-nappes
-  Chevauchements
-  Chevauchements retournés par le rétrodéversement
-  villages

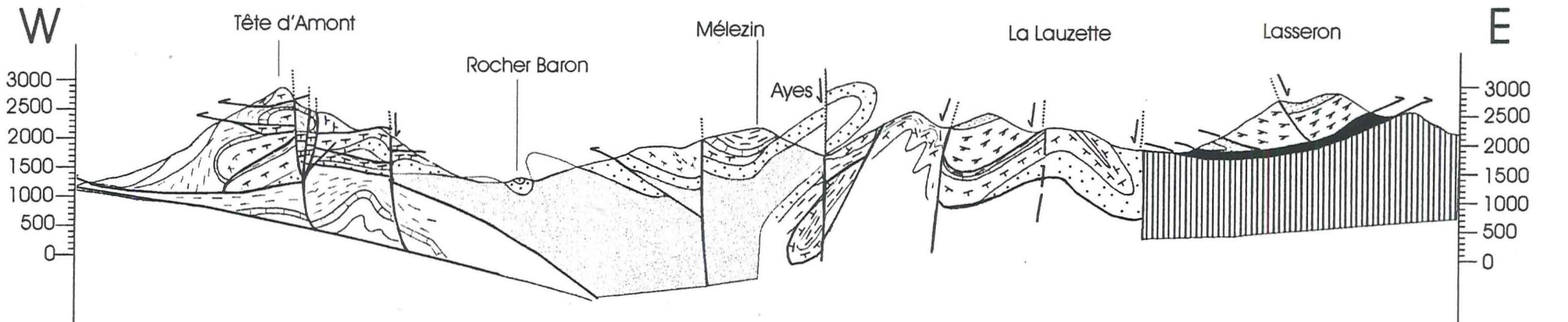
Coupe A-A'
WSW



Coupe B-B'

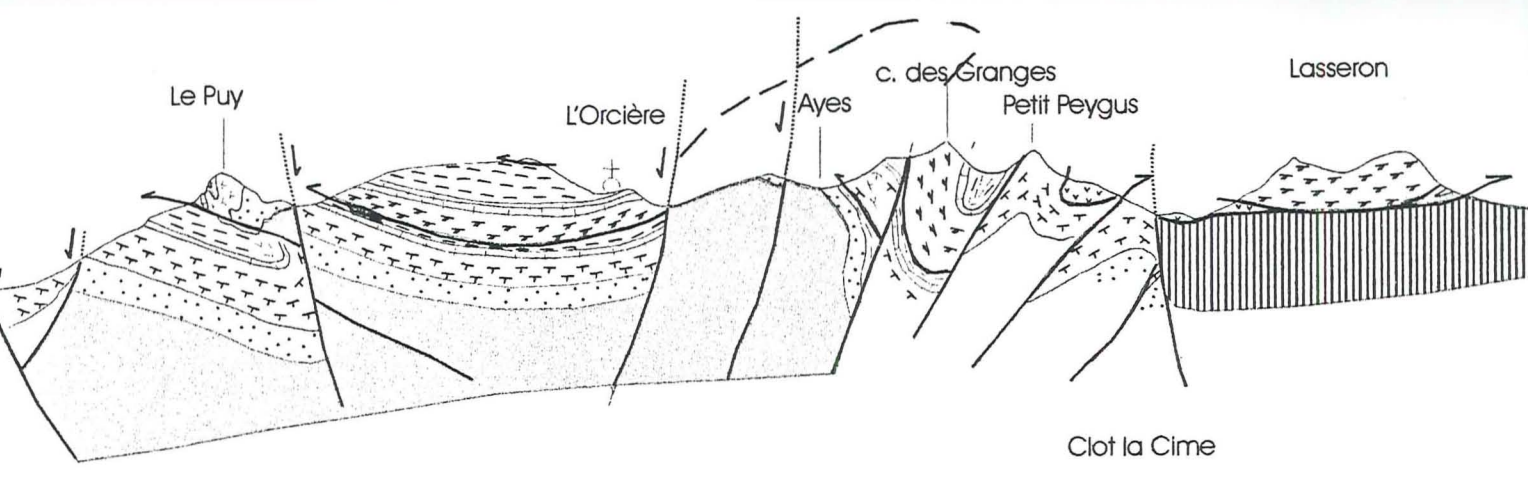
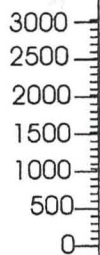


Coupe C-C'



Coupe D-D'

WSW

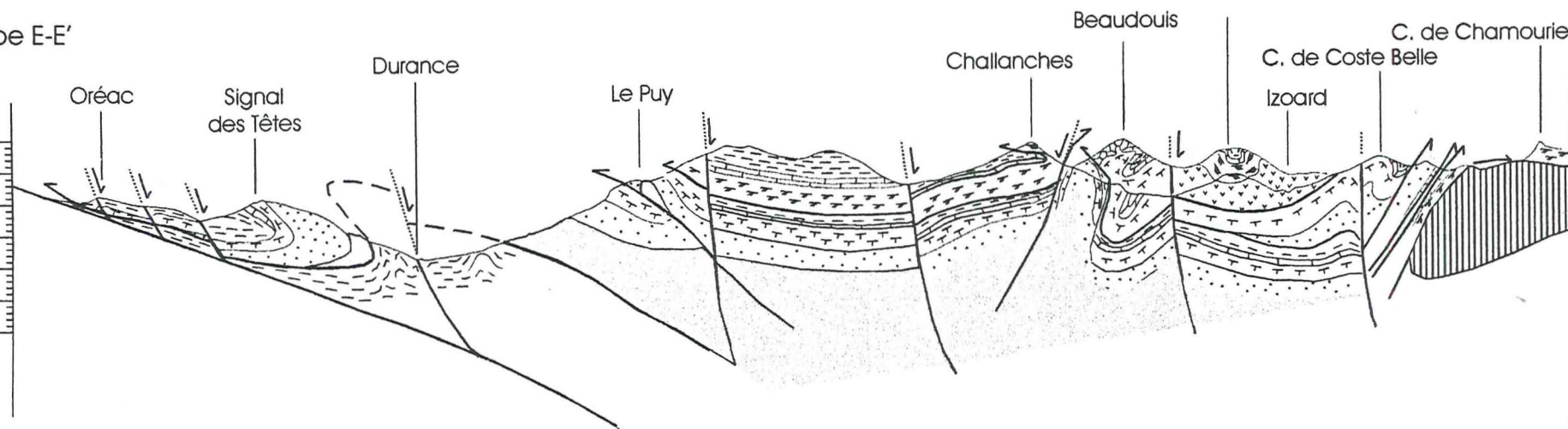
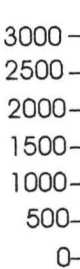


ENE

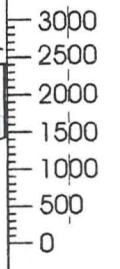


Coupe E-E'

W

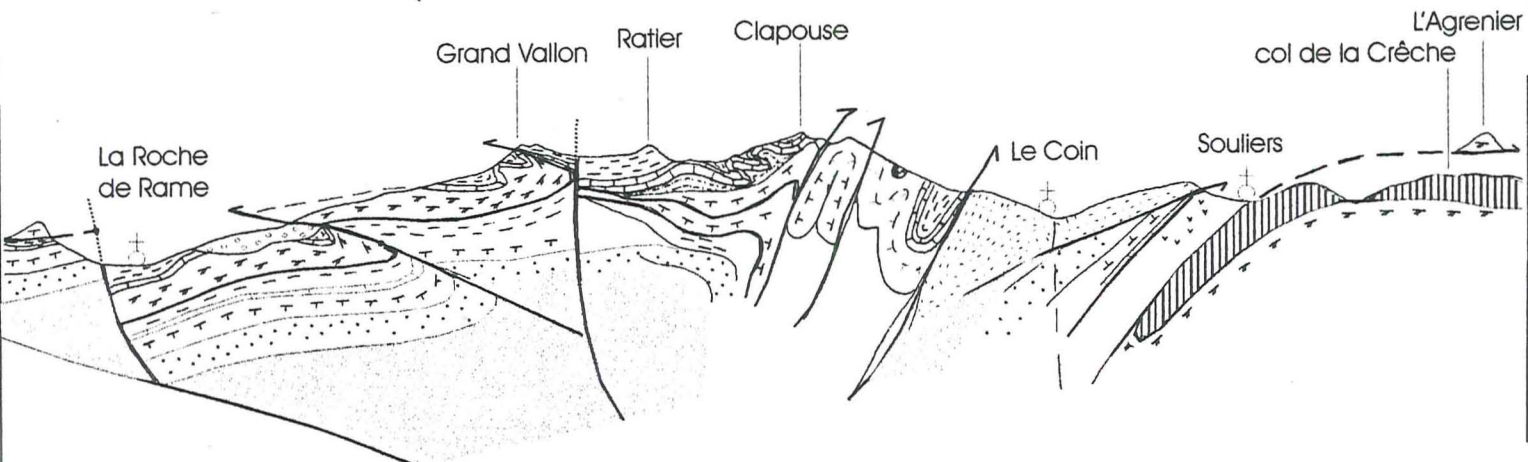
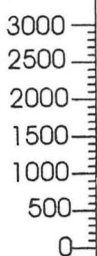


E

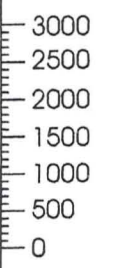


Coupe F-F'

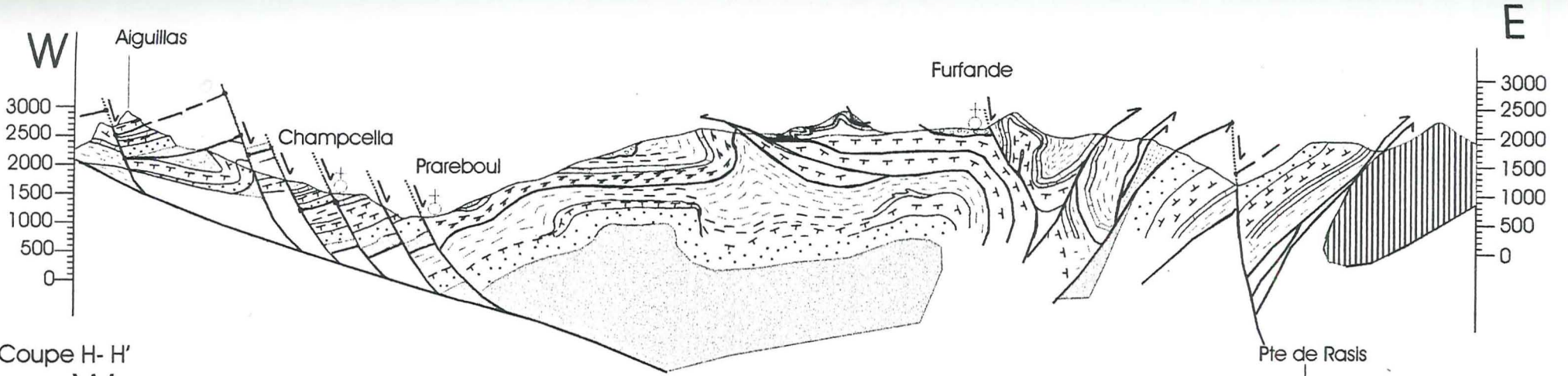
WSW



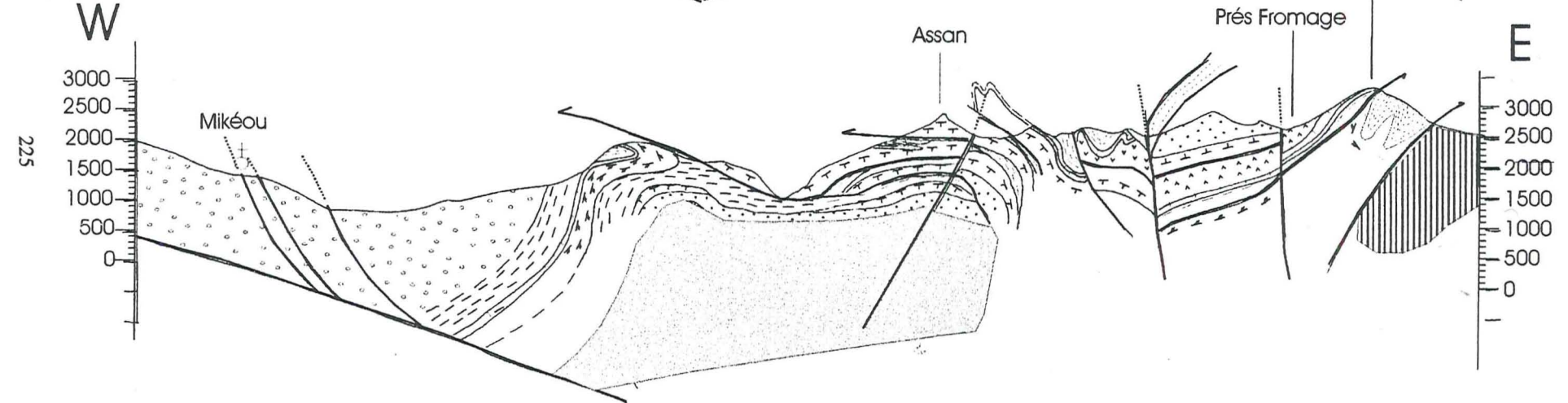
ENE



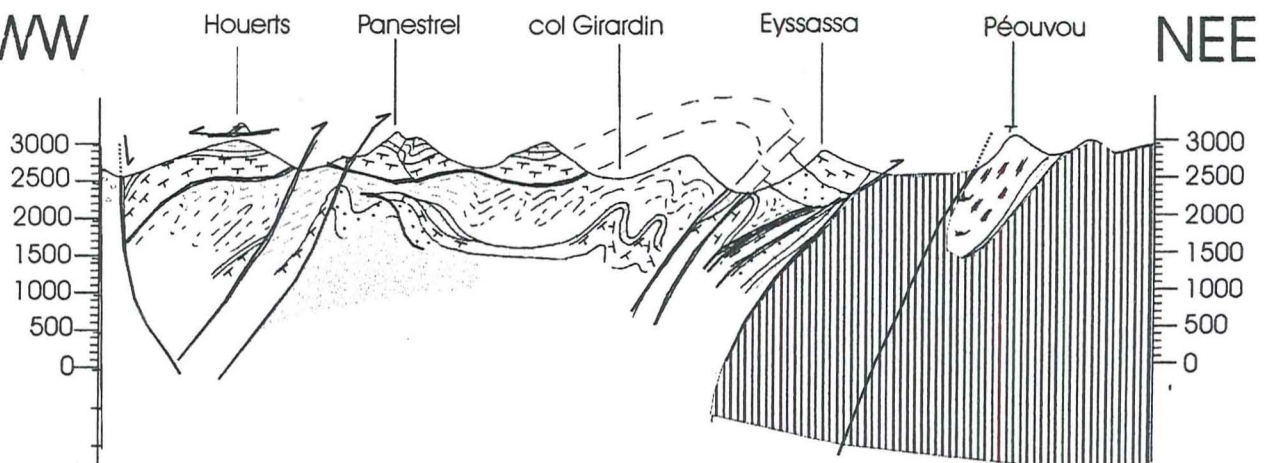
Coupe G-G'



Coupe H-H'



Coupe I-I' SWW



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., 1982 : Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. ENS, Paris, travaux du laboratoire de géologie, 15.
- BADOUX, H., 1963 : Les unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. *Ecl. geol. Helv.* 56/1.
- BARFÉTY, J.C., 1967 : Au sujet d'une série post-triasique inhabituelle dans la zone briançonnaise, près de Névache (Htes-Alpes). *Géologie Alpine*, 43, 41-46.
- BARFÉTY, J.C., GIDON, M., KERCKHOVE, C., 1968 : Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 267 D, 394-397.
- BARFÉTY, J.C., 1972 : Les variations du Trias médio-supérieur dolomitique et leur répartition dans la zone briançonnaise entre Vallée Etroite et le Guil (Hautes-Alpes). *C. R. Acad. Paris*, 274, 636-639.
- BARFÉTY, J.C., TRICART, P., JEUDY DE GRISSAC, C., 1992 : La Quatrième Ecaille près de Briançon (Alpes Françaises) : un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique éocène. *C. R. Acad. Sci.*, 314, II, 71-76.
- BARFÉTY, J.C., LEMOINE, M., GRACIANSKY, P.C. DE, TRICART, P., MERCIER, D. & collaborateurs 1995 : Notice explicative de la carte géologique de BRIANÇON au 1/50 000- BRGM, Orléans, feuille n°823.
- BARFÉTY, J.C., LEMOINE, M., MERCIER, D., POLINO, R., NIEVERGELT, P., BERTRAND, J., DUMONT, T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., PÉCHER, A., MONTJUVENT, G., 1997 : Carte géologique de BRIANÇON au 1/50 000- BRGM, Orléans, feuille n°823.
- BASILE, C., 1990 : Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante. Exemple de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana. *Mém. C.A.E.S.S.*, Rennes, 39, 220 p.
- BAUD, A. & MASSON, H., 1975 : Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais : failles conjuguées et paléokarsts à Saint Triphon (Préalpes médianes, Suisse). *Eclogae Geol. Helv.* 68/1, 131-145.
- BAUD, A., MASSON, H., SEPTFONTAINE M., 1979 : Karsts et paléotectoniques jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symposium sur la sédimentation jurassique ouest-européenne (1977). *Assoc. Sédiment. Franç., Pub. Sp.*, 1, Paris, 441-452. *Eclogae Geol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BAUD, A., SEPTFONTAINE M., 1980 : Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes en Suisse occidentale. *Eclogae Geol. Helv.* 73, 651-660.
- BECK, C., MANALT, F., CHAPRON, E., VAN RENSBERGEN, P. & DE BATIST, M., 1996 : Enhanced seismicity in the early post-glacial period : evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *J. Geodynamics*, 22, 1, 2, 155-171.
- BESLIER, M.O., 1990 : Formation des marges passives et remontée du manteau. Modélisation et exemple de la marge de Galice. *Mém. et doc. du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale du Socle (CAES)*, Rennes, n°45, 257p.
- BERNOULLI, D., LEMOINE, M., 1980 : Birth and evolution of the Tethys : the overall situation. XXVI International geological Congress - Paris, 1980, C5.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G., FROITZHEIM, N., 1990 : Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine-South Alpine passive continental margin. *Mem. Soc. Geol. It.* 45, 25-38.
- BERTRAND-SARFATI, J. & MONTY, C. EDS 1994 : Phanerozoic Stromatolites II. Kluwer Academic Publishers.
- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H., HUNZIKER, J., 1997 : High-precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae Geol. Helv.* 90, 43-54.
- BLANCHET, F., 1935 : Étude géologiques des Montagnes d'Escreins (Hautes Alpes et Basses Alpes). Thèse Grenoble, 183 p.
- BLOCH, J.P., 1963 : Aperçu général sur le Trias du domaine briançonnais ligure. *Coll. Trias franç. Montpellier*, 1961. *Mém. BRGM* 15, 438-445.
- BOREL, G., 1995 : Préalpes médianes romandes : courbes de subsidence et implications géodynamiques. *Bull. Géol. Lausanne* n°331.
- BOREL, G., 1997 : Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais : les Préalpes médianes au Lias. Thèse Univ. Lausanne, 178 p.
- BOURBON, M. & GRACIANSKY, P.C. DE, 1975 : L'enregistrement d'un épisode de tectonique cassante par un système de filons synsédimentaires en Briançonnais. IX congrès international de sédimentologie, Nice 1975. *Thème 4, tome 1*, 27-35.
- BOURBON, M., CARON, J.M., GRACIANSKY, P.C. DE, LEMOINE, M., MÉGARD-GALLI, J. & MERCIER, D., 1977 : Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. In : International

Références bibliographiques

- symposium on structural history of the mediterranean basins, Split (Yugoslavia) 25-26 Oct. 1976 (BIJU-DUVAL, B. & MONTABERT, L. EDS.) - Technip, Paris, 19-34.
- BOURBON, M., 1980 : Evolution d'un secteur de la marge Nord-Téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse d'Etat (2 volumes), Univ. Louis Pasteur, Strasbourg 1.
- BOUILLIN, J.P., DURAND-DELGA, M. & OLIVIER, P., 1986 : Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs : distensive features, genesis and development stage. In : WEZEL, F.C. (ED.) : *The origin of the Arcs* - Elsevier, 281-304.
- BOUILLIN, J.P., BELLOMO, D., 1990 : The Jurassic Neptunian Dykes of Longobucco-Caloveto (Italy) : their use for analysis of the paleostructures of Tethyan margin. *Geodinamica Acta* 4, 2, 111-120.
- BROSSE, E., 1982 : Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "black-shales" du Crétacé dans l'Atlantique central nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. Thèse ENS Mines Paris.
- BRUNET, M.F., 1997 : Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile. *Mém. Soc. géol. France*, n.s., 171, 167-176.
- BYRAMJEE, R., LEMOINE, M. & POIMBOEUF, F., 1953 : Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise au Nord-Ouest de Serre-Chevalier. *C. R. Acad. Sci., Paris, Séance du 16 février 1953*, 724-726.
- CABY, R., 1964 : Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suze). *Géologie alpine* 40, 131-186.
- CABY, R. & GALLI, J., 1964 : Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. *C. R. Acad. Sci.* 417-419.
- CABY, R., 1973 : Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implication pour le genèse e la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, 624-634.
- CANNIC, S., 1996 : L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes occidentales) : Implications dans l'histoire alpine. Thèse UJF, Grenoble I, 215 p.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & VAN STUIJVENBERG, J., 1979 : Les flyschs préalpines. IIIème cycle roman : Sédimentation détritique, documents complémentaires. *Inst. Géologie Univ. Fribourg*.
- CARON, J.M., 1977 : Evolution paléogéographique et tectonique de la zone Piémontaise dans les Alpes cottiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, 3-4, 257-271.
- CARON, J.M. & GAY, M., 1977 : La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais? *Ecl. geol. Helv.*, 70/3, 643-665.
- CHANNELL, J.E.T., KOZUR, H.W., 1997 : How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography. *Geology*, 25/2, 183-186.
- CHAULIEU, P., 1992 : La sédimentation détritique sur la marge nord-téthysienne témoin de l'évolution géodynamique des Alpes occidentales. Comparaisons avec le détritisme actuel et exemple du domaine briançonnais externe et son détritisme néocrétacé. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble I.
- CHOUKROUNE P. & MATTAUER M., 1978 : tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec des modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. France* 7/XX, 5, 689-700.
- CLAUDEL, M.E., 1995 : Évolution géodynamique mésozoïque d'un secteur briançonnais des alpes occidentales françaises : de la divergence au début de l'inversion. Marqueurs sédimentaires, diagénétiques et paléotectoniques. *D.E.A. Univ. Grenoble*, 32p., 34 fig.
- CLAUDEL, M.E., DUMONT, T. & TRICART, P., 1997 : Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *C. R. Acad. Sci.*, 325, 273-279.
- COWARD, M. & DIETRICH, D., 1989 : Alpine tectonics - an overview. In : COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (EDS) : *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Sp. Pub.* 45, 1-33.
- DARDEAU, G., 1984 : Alpes du Sud (arc de Nice, bordures du Barrot et du Mercantour). In : DEBRAND-PASSARD, S. & COURBOULEIX, S. (coord.) : *Synthèse géologique du sud-est de la France*. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. B.R.G.M.*, 125, 153-154.
- DEBELMAS, J., 1953 : Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. expl. Carte géol. France*, Paris, 172p.
- DEBELMAS, J., 1961 : Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au S de Guillestre (Hautes Alpes) : les montagnes de Cugulet et de la Saume (Feuille de Guillestre au 50.000^e). *Bull. carte géol. de la France*, 261, t. LVII, 1960, 127-135.

Références bibliographiques

- DEBELMAS, J., LEMOINE, M., 1962 : Contribution à la connaissance de la partie SE du massif de Peyre-Haute (zone Briançonnaise au S de Briançon) : le massif du Béal Traversier et ses alentours (feuille de Guillestre au 1/50.000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 269, t. LIX, p. 200.
- DEBELMAS, J., LEMOINE, M., 1963 : État actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. Mém. B.R.G.M., n°15, Trias de la France, 232-242.
- DEBELMAS, J., LEMOINE, M., KERCKHOVE, C., FAIL, J-P., LAVERGNE, M., LEDUC, J., LEGRENEUR, J., ORTOLLAN, J., ROBERT, J-P., 1966 : Carte géologique de GUILLESTRE au 1/50 000. BRGM, feuille XXXV-37.
- DEBELMAS, J., 1983 : Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux. Ed. Masson, Paris, 198 p.
- DEBELMAS, J., 1987 : Le détritisme lié à l'émergence du domaine Briançonnais au début du Mésozoïque. Géologie Alpine, Grenoble, h.s. 13, 131-141.
- DEBRAND-PASSARD, S. & COURBOULEIX, S. (coord.) 1984 : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Volume 2, Atlas, mémoire du B.R.G.M. n°126.
- DELPECH, P.Y., 1988 : Rifting jurassique de la marge nord-téthysienne au niveau du Dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises). Thèse Univ. Pierre et Marie Curie - Paris VI, Villefranche/Mer, 235 p.
- DERCOURT, J., RICOU L.E., VRIELYNCK, B. (EDS) 1993 : Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris, 307 p., 14 maps, 1 pl.
- DESEGAULX, P., ROURE, F. & VILLEIN, A., 1990 : Structural evolution of the Pyrenees : tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. Tectonophysics, Amsterdam, 182, 211-225.
- DEVILLE, E., 1986 : Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. Géologie Alpine, 62, 51-61.
- DEVILLE, E., 1990 : Principaux traits de la structure géologique de la région de Tignes mis en évidence par la carte géologique Tignes à 1/50 000 (Alpes occidentales, Savoie). Géologie de la France, n°1, 45-51.
- DEVILLE, E., 1993 : Tectonique précoce crétacée et orogénèse Tertiaire dans les Schistes Lustrés des Alpes occidentales, exemple de la transversale de Vanoise. Geodynamica Acta, 6/1, 19-38.
- DE WEVER, P., BAUMGARTNER, P.O., POLINO, R., 1987 : Précision sur les datations de la base de Schistes Lustrés post-ophiolitiques dans les Alpes Cottiniennes. C. R. Acad. Sci. Paris, 305, série II, 487-491.
- DE WEVER, P. & BAUMGARTNER, P.O., 1995 : Radiolarians from the base of the Supra-ophiolitic Schistes Lustrés Formation in the Alps (Saint Véran, France and Traversiera Massif, Italy). In: Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology (Ed. by BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLVUIT, A. & DE WEVER, P.) Mém. Géol. (Lausanne) 23, 725-730.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H. & KNOTT, S.D., 1989 : Kinematics of the western Mediterranean. In : COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (EDS) : Alpine Tectonics. Geol. Soc. Sp. Pub. 45, 265-283.
- DUGUÉ, O., 1995 : Origine sismique de déformations synsédimentaires de la plate-forme oxfordienne normande (Calcaire gréseux de Hennequeville, Jurassique supérieur, Bassin anglo-parisien, France). C. R. Acad. Sci., Paris, 321, IIa, 193-200.
- DUMONT, T. & GRAND, T., 1987 : Caractères communs entre l'évolution précoce d'une portion de marge passive fossile (marge européenne de la Téthys ligurienne, Alpes occ.) et celle du rift de Suez. C. R. Acad. Sci., Paris, 305 II, 1369-1373.
- DUMONT, T., 1992 : Upper triassic (Rhetian) sequences of the Australian Northwest shelf recovered on Leg 122 : sea-level changes, Tethyan rifting, and overprint of Indo-Australian break-up. Proceedings of the O.D.P. Sci. Res., 122, 197-211.
- DUMONT, T. & RÖHL, U., 1992 : Tectonics and Sea-Level Changes Recorded in Late Triassic Sequences at Rifted Margins of Eastern and Western Tethys (Northwest Australia, Leg 122 ; Western Europe). In DUNCAN *et al.*, 1992 : Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monograph 70, American Geophysical Union.
- DURLLET, C., LOREAU, J.P., PASCAL, A., 1992 : Signature diagénétique des discontinuités et nouvelle représentation graphique de la diagénèse. C. R. Acad. Sci. Paris 314/II, 1507-1514.
- DYKSTRA, J., 1987 : Compaction correction for burial history curves: application to Lopatin's method for source rock maturation determination. Geobyte, Nov. 1987, 16-23.
- ELLENBERGER, F., 1955 : Bauxites métamorphiques dans le Jurassique de la Vanoise (Savoie). C. R. Som. Soc. Géol. Fr., 3/4, 29-32.

Références bibliographiques

- ELLENBERGER, F., 1963 : Trias à faciès Briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Coll. Trias franç., Montpellier 1961, Mém. B.R.G.M n° 15, 215-231.
- ELLENBERGER, F., 1994 : La grande éclosion et ses prémices 1660-1810. Histoire de la géologie (tome 2). Ed. Tec & Doc Lavoisier, p. 334.
- ELTER, P., 1975 : L'ensemble ligurien. Bull. Soc. géol. Fr. XVII, 6, 984-997.
- FABRE, P. & STAMPFLI, G.M., 1992 : From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. Tectonophysics, 215, 69-97.
- FAURE, J.-L., 1990 : Failles normales, coupes équilibrées et subsidence dans les bassins en extension. Le bassin Viking (Mer du Nord) et le domaine Briançonnais (Alpes occidentales) au Jurassique. Thèse Univ. Montpellier II (2 vol.).
- FAURE, J.-L. & MÉGARD-GALLI, J., 1988 : L'émergence jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. Bull. Soc. géol. Fr., 4.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N., 1994 : Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 74, 437-448.
- FÖLLMI, K.B., 1989 : Evolution of the Mid-Cretaceous Triad. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer Verlag, 23, 1-153.
- FRISCH, W., 1979 : Tectonic propagation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60, 121-139.
- GALLI, J., 1968 : Étude stratigraphiques et tectonique du Monte Boulliagna (haut val d'Acceglio, Italie). Géologie Alpine 44, 281-322.
- GIBBS, A.D., 1987 : Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. In : COWARD, M.P., DEWEY, J.F., HANCOCK, P.L. EDS. Continental Extensional tectonics. Spec. Pub. geol. Soc. London 28, 19-33.
- GIDON, M., 1958 : Structure du massif de la Font Sancte (zone Briançonnaise, Hautes-Alpes). Extrait des travaux du laboratoire de géologie de Grenoble, tome 34, 169-178.
- GIDON, M., 1962 : La zone Briançonnaise en Haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au sud-est. Mém. expl. Carte géol. France, Paris, 272p.
- GIDON, M., 1974 : L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? C. R. Acad. Sci. Paris, 278, 21-24.
- GIDON, M., KERCKHOVE, C., MICHARD, A., TRICART, P. & GOFFÉ, B., 1994 : Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille AIGUILLES DE CHAMBEYRON (872) - BRGM, Orléans.
- GLINTZBOECKEL, C. & DURAND, M., 1984 : Trias de provenance et des chaînes subalpines méridionales. In : DEBRAND-PASSARD, S. & COURBOULEIX, S. (coord.) : Synthèse géologique du sud-est de la France. Stratigraphie et paléogéographie. Mém. B.R.G.M., 125, 99-100.
- GOGUEL, J., 1940 : Tectonique de la chaîne de Montbrison (Feuille de Briançon au 1/50.000^e) Extrait du Bull. de la carte géol. de la France, n°203, XLII.
- GRACIANSKY, P. C. DE, BOURBON, M., CHARPAL, O. DE, CHENET, P.-Y., LEMOINE, M., 1979 : Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr. 7/XXXI n°5, 663-674.
- GRACIANSKY, P.C. DE, ARNAUD, H., BUSNARD, R., DARDEAU, G., GERLIER, A., LEMOINE, M., MASCLE, G., PHILIP, J., 1987 : « Rifting » et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises : un écho à l'ouverture du Golfe de Gascogne. C. R. Acad. Sci., 305 II, 711-713.
- GRACIANSKY, P.C. DE, DARDEAU, G., LEMOINE, M., TRICART, P., 1988 : De la distension à la compression : inversion structurale dans les Alpes. Bull. Soc. géol. Fr. IV/5, 779-785.
- GRACIANSKY, P.C. DE, LEMOINE, M., 1988 : Early Cretaceous extensional tectonics in the southern French Alps : A consequence of the North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. Bull. Soc. Géol. Fr. (8), IV/5, 733-737.
- GUELLEC S., MUGNIER, J.L., TARDY, M., ROURE, F., 1990 : Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. Mém. Soc. géol. Fr., N.S., 156, 165-184. Mém. Soc. géol. suisse, 1, 165-184. Vol. spec. Soc. Geol. Italiana, 1, 165-184.
- GUILLAUME, M., 1986 : Révision stratigraphique des Couches Rouges de la Nappe des Préalpes Médiannes romandes. Thèse Univ. Fribourg (Suisse), 154 p.
- HABLE, R., 1997 : Biostratigraphie, Sedimentologie und paläogeographische Entwicklung der Préalpes Médiannes des Chablais (Haute Savoie) vom Apt bis Unter-Eozän. Thèse Univ. Fribourg (Suisse), 324 p.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R., 1987 : Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Science, Vol. 235, 1156-1167.

Références bibliographiques

- HASS, J. KOVACS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R., 1995 : Significance of Late Permian -Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. *Tectonophysics*, Amsterdam, 242, 19-40.
- HIBSCH C., HANDEL D., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU, P., 1992 : Early Cretaceous tectonics in the southern subalpine basin (Ventoux-Lure platform and eastern part of the Castellane arc, SE France). *Geodynamic implications*. *Bull. Soc. Géol. France*, 8/V, 5 147-158.
- HÜRLIMANN, A., BESSON-HÜRLIMANN, A., MASSON, H., 1996 : Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'écaïlle de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes), *Mémoire Géol. Lausanne*, n°28.
- JAILLARD, E., 1984 : Étude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie). *Évolution sédimentaire et structurale*. Thèse, Univ. Grenoble, 212 p.
- JAILLARD, E., 1985 : Évolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alpine*, Grenoble, 61, 85-113.
- JAILLARD, E., Dondey, H & Debelmas, J., 1986 : Reconstitution paléogéographique de la zone intrabriançonnaise de l'unité de la Grande Motte. *C. R. Acad. Sci., paris*, 302, 1091-1094.
- JAILLARD, E., 1988 : Une image paléogéographique de la Vanoise briançonnaise (Alpes françaises). *Ecl. geol. Helv.*, 81/3, 553-566.
- JAILLARD, E., 1990 : Lithostratigraphie des unités briançonnaises internes de Haute-Tarentaise (Savoie). *Conséquences paléogéographiques et structurales*. *Géologie de la France*, n°1, 33-44.
- JAKNI, B., POUPEAU, G., SOSSON, M., ROSSI, P. & FERRANDINI, J., 1998 : Thermochronologie par traces de fission des marges ligures (Maures, Taneron, Corse). XVIIe R.S.T. Brest, p.135.
- JAKNI, B., POUPEAU, G., ROSSI, P., FERRANDINI, J., SOSSON, M. & GUENNOG, P., *Soumis* : The opening of the Liguro-Provençal basin : constraints from fission track thermochronology of conjugate margins. Part 1 : Corsica, North of 42° latitude N.
- JAMES, N.P. & CHOUQUETTE, P.W. (ED.), 1987 : *Paleokarst* - Springer-Verlag.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M., 1991 : Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon - Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin valaisan. *Ecl. geol. Helv.*, 84, 463-481.
- KERCKHOVE, C., 1969 : La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, 45, 205 p.
- KERCKHOVE, C. & ROUX, M. 1978 : Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille MOUSTIERS ST MARIE (970) - BRGM, Orléans, 6-7.
- KLITGORD, K.D. & SCHOUTEN, H., 1986 : Plate kinematics of the central Atlantic, In : VOGT, P.R. & TUCHOLKE, B.E. EDS, *The geology of North America*, M, The western North Atlantic region. *Geol. Soc. Amer. Boulder*, 351-378.
- KOZUR, H. & MOCK, R., 1997 : New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps. In Part II : Central Western Carpathians. *Mineralia Slovaca* 88, 151-174.
- KROHE, A., 1987 : Kinematics of the Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). *Tectonophysics*, Amsterdam, 136, 171-196.
- LAUBSCHER, H., 1975 : Plate Boundaries and Microplates in Alpine History. *Amer. J. Sci.* 275, 865-876.
- LAUBSCHER, H., 1991 : The arc of the Western Alps today. *Ecl. geol. Helv.*, 84/3, 631-659.
- LAZARRE, J., TRICART, P. & VILLEMEN, T., 1994 : L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, II* 319, 1415-1421.
- LEMOINE, M., 1960 : Présence de flyschs exotiques liés à la « quatrième écaïlle » près Briançon (Hautes Alpes). *C. R. Acad. Sci.*, 250, 3684-3686.
- LEMOINE, M., 1961a : La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* IV/3, 163-180.
- LEMOINE, M., 1961b : Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (hautes et basses Alpes)(schéma structural). *Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble*, 37, 97-119.
- LEMOINE, M., GIDON, M. & BARFÉTY, 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. Paris, II* 292, 917-920.
- LEMOINE, M., 1984 : La marge continentale de la Téthys ligure. In BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M., BIJU-DUVAL, B. *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, Ed. Masson, Paris, 155-248.
- LEMOINE, M., 1985 : Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. France* I/1, 126-137.

Références bibliographiques

- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., GRACIANSKY, P.-C. DE, RUDKIEWICZ, J.-L., MÉGARD-GALLI, J., TRICART, P., 1986 : The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and petr. Geol.* 3, 179-199.
- LEMOINE, M., BARBIER, B., BARFÉTY, J.-C., BELLAIR, P., BORNUAT, P., BUFFIÈRE, J.-M., BULARD, P., CABY, R., DÉBELMAS, J., FAVRE, J., FEYS, R., GIRAUD, P., GOGUEL, J., PUSZTASZERI, L., REBOUL, J., TISSOT, B., VERNET, J., 1969 : Carte géologique de BRIANÇON au 1/80 000, BRGM, feuille n°189, 3ème édition.
- LEMOINE, M., BARFÉTY, J.C., CIRIO, R., TRICART, P., 1994 : Montagnes du Briançonnais. *Promenades et randonnées, initiation à la géologie*. Ed. BRGM, 136 p.
- LEMOINE M., DARDEAU, G., DELPECH, P. Y., DUMONT, T., GRACIANSKY (DE), C., GRAHAM, R., JOLIVET, L., ROBERTS, D. et TRICART, P., 1989 : Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309/II, 1711-1716.
- LEMOINE, M., MARTHALER, M., CARON, M., SARTORI, M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., DUMONT, T., ESCHER, A., MASSON, H., POLINO, R., 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. Paris*, 299, II/11, 727-732.
- LEMOINE, M & TRÜMPY, R., 1987 : Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305-320.
- LEMOINE, M., TRICART, P., BOILLOT, G., 1987 : Ultramafic and gabbroic ocean floor of the ligurain Tethys (Alps, Corsica, Apennines) In search of a genetic model. *Geology*, 15, 622-625.
- LEPINAY, B. (MERCIER DE), 1981 : Les rapports entre Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- LEREUS, C., 1986 : Les séries mésozoïques subbriançonnaises du massif du morgon ; évolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne (nappe de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises). Thèse Univ. Grenoble, 154 p.
- LE ROY, P., 1997 : Les bassins ouest-marocains ; leur formation et l'évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (marge africaine). Thèse Univ. Brest, 327 p.
- LE ROY, P., PIQUÉ, A., LE GALL, B., AÏT BRAHIM, L., MORABET, A.M., DEMNATI, A., 1997 : Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bull. Soc. géol. France*, 168/5, 637-648.
- LOUP, B., 1992 : Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variations du niveau marin. *Pub. dép. géol. paléonto. Univ. Genève* n° 12, 283 p.
- LUALDI, A., MANARDI NOGUERA, A., MOSNA, S., 1989 : Polyphase hardgrounds from the Aptian-Cenomanian of the Maritime Alps, NW Italy (Ligurian Briançonnais domain, Marguareis-besimaua and Ormea units). *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 41-57.
- MALOD, J. A., 1989 : Ibérides et plaque ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 8/V, 5, 927-934.
- MANATSCHAL, G., FROITZHEIM, N., BERNOULLI, D., 1997 : Passive continental margins in the Alps (Briançonnais and Apulia margins) as compared to present-day margins of the North Atlantic (Newfoundland and Galicia margins). *Abstract of the 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Orôpa-Biella* Sept. 29 - Oct. 1 1997. *Quaterni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, vol.4, 71-73.
- MARCHANT, R.H. & STAMPFLI, G.M., 1997 : Subduction of continental crust in the Western Alps. *Tectonophysics* 269, 217-235.
- MASCLE, J. & BLAREZ E., 1987 : Evidence for transform margin evolution from Ivory Coast-Ghana continental margin. *Nature*, 326, 378-381.
- MASCLE, J. & BASILE, C., 1998 : Marges continentales transformantes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 827-838.
- MAURY, P. & RICOU, L.E., 1983 : Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Géol. Dyn. et Géog. Phys.*, 24/1, 3-22.
- MCKENZIE, D., 1978 : Some remarks on the development of sedimentary Basins. *Earth and planetary Science Letters* 40, 25-32.
- MÉGARD-GALLI, J., 1972 : Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil. *Conséquences tectoniques et paléogéographiques*. *Géologie Alpine* 48, 131-142.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A., 1977 : Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bulletin du B.R.G.M.* (deuxième série), IV/3, 233-250.

Références bibliographiques

- MÉGARD-GALLI, J. & FAURE, J.-L., 1988 : Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone Briançonnaise. *Bull. Soc. géol. France* 4/5, 705-715.
- MÉGEVAND, F., 1997 : Le Trias Briançonnais de la région de Briançon : corrélations graphiques, variations latérales et comparaisons avec d'autres séries alpines. Maîtrise, Univ. Grenoble I, 38p.
- MÉNARD, G., 1988 : Structure et cinématique d'une chaîne de collision, les Alpes occidentales et centrales. Thèse de doctorat, Grenoble I, 268 p.
- MERCIER, D., 1977 : Les modalités de la transgression jurassique dans la zone Briançonnaise (région de Briançon, Hautes Alpes). Étude stratigraphique et sédimentologique. Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- MERLE, O., 1982 : Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Univ. Rennes I, 147p.
- MICHARD, A & HENRY, C., 1988 : Les nappes Briançonnaises en Haute-Ubaye (Alpes franco-italiennes); contribution à la reconstitution paléogéographique du Briançonnais au Mésozoïque. *Bull. Soc. géol. France*, IV/4, 693-701.
- MONTADER L., DE CHARPAL O. ROBERT D., GUENNOG G., SIBUET J.C., 1979 : Northeast Atlantic passive continental margin : rifting and subsidence processes. In : TALWANI, M. *et al.* Eds. *Deep Drilling results in the Atlantic Ocean continental margin and paleoenvironment*. Am. Geophys. Union Ewing M. Ser., 3, 154-186.
- MOSAR, J., STAMPFLI, G.M., GIROD, F., 1996 : Western Préalpes médianes : timing and structure. A review. *Eclogae Geol. Helv.* 89/1, 389-425.
- MUGNIER, J.L., LOUBAT, H. & CANNIC, S., 1993 : Correlation of seismic images and geology at boundary between internal and external domains of the western Alps. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 164/5, 697-708.
- ODIN, S., 1994 : Echelle des temps géologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, II, 59-71.
- OLIVET, J.L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J.M., 1984 : Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapports scientifiques et techniques du CNEXO*, 54, 108p.
- OLIVET, J.L., 1996 : La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20/1, 1-275.
- OLIVET, J.L., BONNIN, J., BEUZART, P., AUZENDE, J.M., 1984 : Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapports scientifiques et techniques du CNEXO*, 54, 108p.
- PEYBERNÈS, B., 1978 : Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénonienne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la " faille nord-pyrénéenne " des auteurs. *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. XX/5, 701-709.
- PIFFNER, O., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER S., STECK, A. (EDS) 1997 : *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel.
- PLATT, J.P., LISTER, G.S., CUNNINGHAM, P., WESTON, P., PEEL, F., BAUDIN, T., DONDEY, H., 1989 : Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. In *Alpine Tectonics* (eds. COWARD M.P., DIETRICH, D., PARK, R.G.) *Geol. Soc.* 45, 135-152.
- PYTHON-DUPASQUIER, C., 1990 : La Formation de l'Intyamon (« Crétacé Moyen ») des Préalpes Médiannes romandes. Thèse Univ. Fribourg (Suisse).
- RICOU, L.E., 1980 : La zone subBriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, n° 13, 835-838.
- RICOU, L.E., 1984 : Les Alpes Occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. soc. Géol. Fr.* (7), XXVI, 5, 861-874.
- RICOU, L.E. & FRIZON DE LAMOTTE, D., 1986 : Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes Maritimes (Alpes occidentales, France). *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 27/3-4, 237-245.
- RICOU, L.E., 1994 : Tethys reconstructed : plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodynamica Acta* 7/4, 169-218.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M., 1995 : Foraminifères planctoniques du Crétacé. Commentaire à la zonation Europe-méditerranée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 166/6, 681-692.
- 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 stalks crinoids) : a reappraisal of eustatism problems during Jurassic. *Bull. Soc. géol. France* 8, 633-641.
- ROYDEN, L. & KEEN, C.E., 1980 : Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Lett.* 20, 1635-1638.
- RUDKIEWICZ, J.L., 1988 : Structure et subsidence de la marge téthysienne entre Grenoble et Briançon au Lias et au Dogger. Thèse Doctorat, Ecole des Mines Paris-IFP.

Références bibliographiques

- RUDKIEWICZ, J.L., 1988 : Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV/4, 623-632.
- SAMEC, P., GRACIANSKY, P.C. DE, RUDKIEWICZ, J.L., 1988 : Tectonique distensive et halocinèse d'âge jurassique : la zone subBriançonnaise en Maurienne (Savoie). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV/4, 659-667.
- SAWYER, D.S., TOKSÖZ, M.N., SCLATER, J.G., SWIFT, B.A., 1982 : Thermal evolution of the Baltimore Canyon trough and Georges Bank basin. In : WATKINS, J.S. & DRAKE, C.L. Eds. *Studies in continental marine geology*. Mem. am. Assoc. Petroleum Geol. 34, 743-764.
- SHMUEL, M. & AMOTZ, A., 1995 : Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology*, 23/8, 695-698.
- SEILACHER, A., 1984 : Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, 55, 1-12.
- SÉNÉCHAL, G. 1991 : Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil ECORS ALP1) : une analyse critique des données vibrosismiques. Thèse Univ. Grenoble, 209p.
- SÉNÉCHAL, G. & THOUVENOT, F., 1991 : Geometrical migration of line-drawing : a simplified method applied to Ecors data. In : MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.J., FRANKE, W., FUSCHS, K. & SEITER, F. Eds : *Continental Lithosphere : Deep Seismic Reflections*. *Geodyn. Ser.* 22, 401-407.
- SEPTFONTAINE, M., 1995 : Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Préalpes S of lake Geneva: interpretation as synsedimentary inversion structures. *Paleotectonic implications*. *Eclogae geol. Helv.*, 88, 553-576.
- SCHMID, S. M., RÜCK, P., SCHREURS, G., 1990 : The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. Soc. Géol. France*, 156, 263-287.
- SCHMID, S. M. & KISSLING, E., 1997 : A step towards a better understanding of the Alpine arc : The transition Central Alps-Western Alps in the light of new geological and geophysical data. *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 4, 110-113.
- SCHMOKER, J.W. & HALLEY, R.B., 1982 : Carbonate porosity versus depth : a predictable relation for South Florida. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 66/12, 2561-2570.
- SCLATER, J.C. & CHRISTIE, P.A., 1980 : Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *J. Geophys. Res.* 85, 3711-3739.
- SOYER, C., 1987 : Inversion structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale : le Jebel Boudinar. Thèse Univ. Grenoble, 280p.
- SOYER, C. & TRICART, P., 1987 : La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de l'axe Nord-Sud. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, 301-305.
- STAMPFLI, G.M. & MARTHALER, M., 1990 : Divergent and convergent margins in the North-Western Alps, confrontation to actualistic models. *Geodynamica Acta* 4, 159-184.
- STAMPFLI, G.M. & PILLEVUIT, A., 1993 : An alternative Permo-Triassic reconstruction of kinematics of the Tethyan realm. In : DERCOURT, J., RICOU L.E., VRIELYNCK, B. (Eds): *Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps*. Explanatory notes. Gauthier-Villars, Paris, 55-62.
- STAMPFLI, G.M., 1993 : Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. *Eclogae geol. Helv.* 86/1, 1-45.
- STAMPFLI, G.M., 1996 : The intra-alpine terrain : a paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae Geol. Helv.* 89/1, 13-43.
- STAMPFLI, G.M. & MARCHANT, R. H., 1997 : Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In : PFIFFNER, O., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER S., STECK, A. (EDS) : *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 223-239.
- STAMPFLI, G. M., MOSAR, J., MARCHANT, R., MARQUER, D., BAUDIN, T., BOREL, G., 1998 : Subduction and obduction processes in the western Alps. In : VAUCHEZ, A. & MEISSNER, R. (EDS) : *Continents and their mantle roots*. *Tectonophysics*, 296 (1-2), 159-204.
- STEINER, C., HOBSON, A., FAVRE, F., STAMPFLI, G.M., HERNANDEZ, J., 1998 : Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *GSA Bull.* 110/10, 1304-1317.
- SUE, C., 1998 : Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approches structurales et sismologique. Thèse Grenoble I.
- SUE, C. & TRICART, P., **Accepté** : Tectonic evidences for a late extension along the penninic front, south-east of the Pelvoux massif, western Alps. *Ecl. geol. Helv.*

Références bibliographiques

- SUE, C., THOUVENOT, F., FRÉCHET, J. & TRICART, P. **Accepté** : Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the western Alps. *J. Geol. Res.*
- TAPPONNIER, P., 1977 : Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, XIX, 3, 437-460.
- TERMIER, P., 1903 : Les Montagnes entre Briançon et Vallouise, *Mém. Carte géol. de la France*, 182 p.
- THOMAS, J.-C., CLAUDEL, M.-E., DUMONT, T., TRICART, P., 1997 : Counterclockwise rotation of the Briançonnais nappes since the Oligocene: paleomagnetic evidence. Abstract of 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Oròpa-Biella (Italy) Sept. 29-Oct. 1 1997. *Quaterni di Geodinamica e Quaternaria*, vol. 4, 132-133.
- TRICART, P., 1975 : Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes, évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 28, 3, 239-259.
- TRICART, P., 1980 : Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Évolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg 1, 407 p.
- TRICART, P., 1984 : From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*, 184, 97-120.
- TRICART, P., BLONDEL, T. & BOUAZIZ, S., 1986 : Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme (Tunisie) : leur utilité pour dépister une extension syn-sédimentaire ou une inversion structurale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 303/10, II, 975-980.
- TRICART, P., BOURBON, M., CHENET, Y., CROS, P., DELORME, M., DUMONT, T., GRACIANSKY (DE), P.-C., LEMOINE, M., MÉGARD-GALLI, J., RICHEZ, M., 1988 : Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans la nappe briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.* 8/IV n°4, 669-680.
- TRICART, P., BOUILLIN, J.P., DICK, P., MOUTIER, L., XING, C., 1996 : Le faisceau de failles de Haute-Durance et le jeu distensif du front briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, IIa, 251-257.
- TRÜMPY, R., 1976 : Du Pèlerin aux Pyrénées. *Ecl. geol. Helv.* 69, 249-264.
- TRÜMPY, R., 1988 : A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 218, 93-109.
- VAN DER BEEK, P., 1995 : Tectonic evolution of continental rifts, inferences from numerical modelling and fission track thermochronology. Thèse, Amsterdam Vrije Universiteit, 232 p.
- VANOSSI, M., 1965 : Le unità stratigrafico-strutturali tra il Pizzo d'Ormea e il Monte Gallero (Alpi Marittime). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 16, 114-184.
- VIAL, P.R., AUDEMARD, F., EISNER, S.A., PEREZ-CRUZ, C., 1991 : The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology. In: EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. EDS, 1991 : *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer verlag, Berlin, 617-665.
- VIALON, P., ROCHETTE, P., MÉNARD, G., 1989 : Indentation and rotation in the western Alpine arc. In *Alpine Tectonics* (COWARD M.P., DIETRICH, D., PARK, R.G. EDS.) *Geol. Soc.* 45, 329-338.
- VIRLOUVET, B., TRICART, P., VILLEMEN, T., 1996 : Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, IIa, 475-481.
- VON RAD, U., EXON, N.F., BOYD, R., HAQ, B.U., 1992 : Mesozoic palaeoenvironment of the rifted margin of NW Australia (ODP Legs 122/123). In : DUNCAN, R.A., REA, D.K., KIDD, R.B., VON RAD, U., WEISSEL, J.K. *Synthesis of results from scientific drilling in the Tethyan Ocean. Geophysical Monograph* 70, AGU.
- VUICHARD, D., 1984 : The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadine window, Switzerland) : The metamorphic and tectonic evolution of a small oceanic basin in the Penninic realm ? *Ophioliti*, 9 (3), 619-632.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C., BAUD, A., 1976 : Réhabilitation de la « Zone Submédiane » des Préalpes. *Ecl. geol. Helv.* 69, 265-277.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D., 1985 : A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rundschau*, 74, 665-679.
- WERNICKE, B., 1985 : Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108-125.
- WILLIAMSOM, P.E., EXON, N.F., HAQ, B.U., VON RAD, U., AND LEG 122 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 1989 : A North West shelf Triassic reef play : results from ODP Leg 122. *APEA Journal*, 29, 328-344.
- WINTERER, E. L. & SARTI, M., 1994 : Neptunian dykes and associated features in Southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology* 41, 1109-1132.