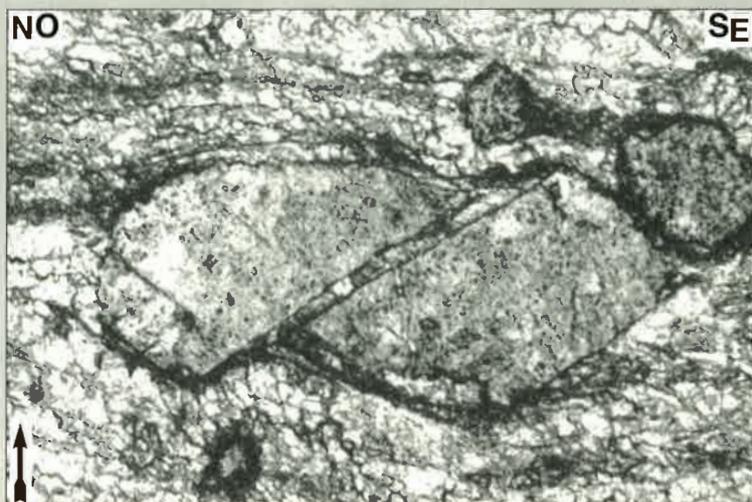
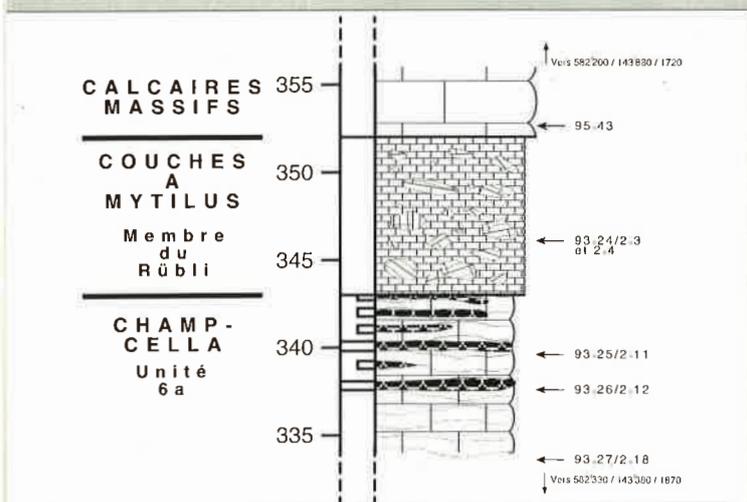
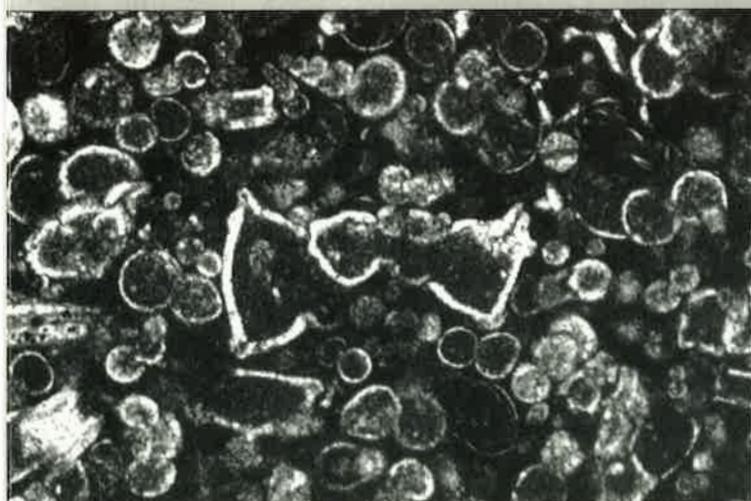


Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'échelle de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes)

par Alex Hürlimann, Aline Besson-Hürlimann et Henri Masson



Mémoires de Géologie (Lausanne)

Section des Sciences de la Terre
Université de Lausanne
BFSH-2, 1015 Lausanne, Suisse



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

28

Mémoires de Géologie (Lausanne)

EDITEUR DE LA SÉRIE

Jean Guex
Institut de Géologie et Paléontologie
BFSH-2 Université de Lausanne
CH-1015, Lausanne SUISSE

COMITÉ EDITORIAL

Clark Blake
U.S. Geological Survey
345 Middlefield Road
94025 Menlo Park, California, U.S.A.

Francis Hirsch
Geological Survey of Israel,
30 Malkhe Israel Street
95501 Jerusalem, ISRAEL

Gilles S. Odin
Géochronologie et Sédimentologie
Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu
75252 Paris Cedex 05 FRANCE

Jean Chaline
Centre des Sciences de la Terre
Université de Bourgogne, 6 bvd. Gabriel
21000 Dijon, FRANCE

Alan R. Lord
Department of Earth Science
University College, Gower Street
WC1E 6BT, London, U.K.

José Sandoval
Dpto. Estratigrafía y Paleontología
Universidad de Granada
18002, Granada, ESPAGNE

Jim T.E. Channell
Department of Geology
University of Florida
Gainesville, FL 32611-2036, U.S.A.

Jean Marcoux
Géologie Paris VII et IPGP
Tour 25/24 1er étage, 2 place Jussieu
75251 Paris Cedex 05 FRANCE

Rudolph Trümpy
Geologisches Institut, ETH-zentrum
Sonneggstrasse 5
CH-8092, Zürich, SUISSE

Giorgio Martinotti
Dipartimento di Scienze della Terra
Università, Via Valperga Caluso 37
10125 Torino ITALIE

Mémoires de Géologie (Lausanne)

Section des Sciences de la Terre
Institut de Géologie et Paléontologie
Université de Lausanne
BFSH-2, CH-1015 Lausanne

HÜRLIMANN, Alex; BESSON-HÜRLIMANN, Aline et MASSON, Henri

Titre: Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'écaille de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes)

Mém. Géol. (Lausanne), n° 28, 1996, 132 p., 62 text-figs., 39 pls., 6 maps.

ISSN: 1015-3578

Page de couverture:

1	2
3	4

- 1) *Dicarinella asymetrica* (SIGAL)
- 2) Vue du terrain vers l'OSO depuis Eggli: massifs des *POINTES DE SUR COMBE* et de *GUMMESEL*
- 3) Limite **Trias-Jurassique** le long de la coupe stratigraphique des *POINTES DE SUR COMBE*
- 4) Grain de dolomite cisailé et "tourné" dans les **Calcaires Variés**

**Stratigraphie et tectonique de la partie orientale
de l'écaïlle de la Gummfluh
(Domaine Briançonnais des Préalpes)**

Alex Hürlimann
Aline Besson-Hürlimann
et
Henri Masson

Mémoires de Géologie (Lausanne), No 28, 1996

A François et Frédéric,
Pour votre intérêt et votre soutien

A nos très chères familles,
Avec amour et reconnaissance.

REMERCIEMENTS

Nous avons eu la grande chance de pouvoir bénéficier des compétences et de l'expérience de trois des meilleurs connaisseurs de la géologie des Préalpes: Aymon Baud (Musée géologique de Lausanne) pour le Trias; Michel Septfontaine (Musée géologique de Lausanne) pour le Jurassique; et Michèle Caron (Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Fribourg) pour le Crétacé. Tous trois nous ont accompagnés sur le terrain, ont examiné nos lames minces, révisant notamment nos déterminations micropaléontologiques, et ont fait profiter notre manuscrit de leurs précieuses critiques. Nous tenons à exprimer à ces maîtres et collègues le plus chaleureux merci.

Notre profonde gratitude s'adresse également à R. Wernli (Département de Géologie et Paléontologie, Genève) qui a aimablement accepté de déterminer les foraminifères tertiaires de nos lames minces et de relire ce travail; à I. Popova pour la détermination des radiolaires tertiaires du flysch, à P. Baumgartner pour d'intéressantes discussions sur l'histoire sédimentaire de notre terrain; à A. Pillevuit pour la réalisation graphique des figures du Chapitre 4; à R. Ansermoz et L. Nicod pour la confection de leurs excellentes lames minces; à A.-M Magnenat pour son aide administrative efficace et son indéfectible contribution à la bonne humeur qui règne dans l'Institut; et à N. Meisser (Musée géologique de Lausanne) pour son aide dans des déterminations minéralogiques.

Nous avons encore à cœur de remercier tous les membres de l'Institut de Géologie et Paléontologie pour leur gentillesse, en particulier J.-L. Epard pour son amitié et pour les nombreuses discussions à tout propos au cours desquelles il nous a tant apporté.

Nous tenons enfin à témoigner notre reconnaissance à R. Besson de l'Atelier Créatec, qui a mis à notre disposition, outre son savoir-faire incomparable, un matériel technique de grande qualité et une plate-forme informatique fort utile.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	XV
-------------	----

ABSTRACT	XVI
----------------	-----

1. INTRODUCTION

1.1 Situation géographique	1
1.2 Problèmes posés	1
1.3 Situation géologique et état des connaissances	2

2. STRATIGRAPHIE

2.1 Méthodes	5
2.2 Unités Cartographiées	6
2.2.1 <i>Trias</i>	6
a) <i>Cornieule</i>	6
b) <i>Dolomies et Pélites inférieures</i>	7
c) <i>Calcaires Vermiculés vrais</i>	7
d) <i>Calcaires Variés</i>	8
e) <i>Niveau d'émersion</i>	9
f) <i>Calcaires Rubanés</i>	10
2.2.2 <i>Sédiments sporadiques non ou mal datés entre le Trias et le Malm</i>	10
a) <i>Remplissages paléokarstiques</i>	10
b) <i>Conglomérat de Grossi Vorschess</i>	11
c) <i>Calcaire à grands Ostracodes</i>	13
2.2.3 <i>Dogger</i>	13
2.2.4 <i>Malm</i>	14
2.2.5 <i>Crétacé</i>	17
a) <i>Formation de l'Intyamon</i>	17
b) <i>Formation de Rote Platte du Groupe des Couches Rouges</i>	19
c) <i>Formation des Forclettes du Groupe des Couches Rouges</i>	21
2.2.6 <i>Tertiaire</i>	22

a)	<i>Formation des Chenaux Rouges du Groupe des Couches Rouges</i>	22
b)	<i>Mégabrèche de Comborsin</i>	24
c)	<i>Flysch des Médiannes</i>	25
2.3	Description des coupes stratigraphiques	26
2.3.1	<i>Coupe des POINTES DE SUR COMBE</i>	26
a)	<i>Trias</i>	27
b)	<i>Sédiments sporadiques non datés entre le Trias et le Malm</i>	28
c)	<i>Dogger</i>	28
d)	<i>Malm</i>	28
e)	<i>Crétacé</i>	30
f)	<i>Tertiaire</i>	31
g)	<i>Conclusion</i>	31
2.3.2	<i>Coupe de GUMMESEL</i>	31
a)	<i>Trias</i>	32
b)	<i>Sédiments sporadiques non datés entre le Trias et le Malm</i>	33
c)	<i>Malm</i>	33
2.3.3	<i>Coupe de MUTTENHUBEL</i>	34
a)	<i>Trias</i>	34
b)	<i>Sédiments sporadiques mal datés entre le Trias et le Malm</i>	35
c)	<i>Malm</i>	35
d)	<i>Crétacé</i>	36
e)	<i>Tertiaire</i>	36
f)	<i>Conclusion</i>	36
2.4	Extension et variations des Unités Cartographiées	36
2.4.1	<i>Cornieule</i>	37
2.4.2	<i>Trias</i>	37
2.4.3	<i>Sédiments sporadiques non ou mal datés entre le Trias et le Malm</i>	38
2.4.4	<i>Dogger</i>	38
2.4.5	<i>Malm</i>	38
2.4.6	<i>Crétacé</i>	39
2.4.7	<i>Tertiaire</i>	39
2.5	Nappe de la Brèche	39
2.6	Dépôts quaternaires	39
2.7	Conclusions	40

3. TECTONIQUE

3.1	Introduction	61
-----	--------------	----

3.2	La tectonique triasique	61
3.3	La tectonique jurassique	63
3.4	Phase de mouvements vers le SE	63
3.4.1	<i>Indices à l'échelle cartographique</i>	64
a)	<i>Pli N° 10 (583'775 / 143'495 / 1700)</i>	64
3.4.2	<i>Indices à l'échelle de l'affleurement</i>	65
a)	<i>Pli N° 5 (581'980 / 143'025 / 2040)</i>	65
b)	<i>Etirement N° 1 (585'015 / 143'550 / 1465), N° 6 (585'325 / 143'685 / 1405) et N° 12 (582'111 / 142'987 / 1975)</i>	65
3.4.3	<i>Indices à l'échelle de la lame mince</i>	66
3.4.4	<i>Conclusions</i>	66
3.5	Superposition de deux phases de mouvements	67
3.5.1	<i>Indices à l'échelle de l'affleurement</i>	67
a)	<i>Pli N° 6 (582'725 / 143'388 / 1725)</i>	67
b)	<i>Pli N° 7 (582'620 / 143'140 / 1905)</i>	68
c)	<i>Schistosité N° 2 (582'147 / 142'975 / 1955)</i>	70
3.5.2	<i>Indices à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince</i>	70
a)	<i>Echantillon N° 93.31 (L.M. 1.5 et 6.14) (584'910 / 144'100 / 1485)</i>	70
3.6	Conclusions sur les mouvements vers le SE	70
3.7	Phase de superposition de la nappe de la Brèche	71
3.8	Phase de mouvements vers le NO	71
3.8.1	<i>Indices à l'échelle cartographique</i>	71
3.8.2	<i>Indices à l'échelle de l'affleurement</i>	72
a)	<i>Pli N°3 (582'172 / 143'011 / 1970)</i>	72
b)	<i>Schistosité N°4 (585'000 / 144'080 / 1540)</i>	72
3.8.3	<i>Conclusions sur les mouvements vers le NO</i>	72
3.9	Cas de déformation intense	73
3.10	Discussion générale des mesures tectoniques	74
3.10.1	<i>Pendages de la Stratification</i>	74
3.10.2	<i>Pendages de la Schistosité</i>	75
3.10.3	<i>Linéations d'intersection et Axes de plis</i>	75
3.10.4	<i>Linéations de mouvement (extension et cisaillement) liées à un "horizon discret de cisaillement"</i>	75
3.11	Tectonique récente	76
3.11.1	<i>Failles</i>	76

3.11.2	<i>Diaclases</i>	76
3.12	Brèche énigmatique du <i>MUTTENHUBEL</i>	78
3.13	Rétablissement des orientations originelles	79
3.14	Coupes et esquisse tectoniques	81
3.15	Conclusions générales sur la tectonique	81

4. INTERPRÉTATION

HISTOIRE GÉOLOGIQUE D'UN SECTEUR DU DOMAINE BRIANÇONNAIS

4.1	Introduction	87
4.2	Trias	87
4.2.1	<i>Complexe marginolittoral</i>	88
4.2.2	<i>Complexe de plaine d'estran</i>	89
4.2.3	<i>Complexe barrière</i>	91
4.2.4	<i>Complexe pré littoral</i>	92
4.2.5	<i>Milieu de dépôt de la Formation de Champcella</i>	92
4.2.6	<i>Conclusions</i>	92
4.3	Lias - Dogger	95
4.3.1	<i>Remplissages paléokarstiques: Milieu continental 1</i>	95
4.3.2	<i>Conglomérat de Grossi Vorschess: Milieu continental 2</i>	97
4.3.3	<i>Calcaire à grands Ostracodes: Milieu continental 3</i>	98
4.3.4	<i>Brèche callovienne</i>	99
4.3.5	<i>Conclusions</i>	99
4.4	Malm	100
4.4.1	<i>Muttenhubel-MF</i>	100
4.4.2	<i>Pfad-MF</i>	102
4.4.3	<i>Gummfluh-MF</i>	102
4.4.4	<i>Gummfluh-MF moyen et Gummfluh-MF fin</i>	103
4.4.5	<i>Conclusions</i>	103
4.5	Crétacé - Eocène	105
4.5.1	<i>Lacune du Crétacé inférieur</i>	105
4.5.2	<i>Formation de l'Intyamon</i>	108
4.5.3	<i>Formation de Rote Platte (Crétacé)</i>	109
4.5.4	<i>Lacune du Campanien - Danien</i>	110

4.5.5	<i>Croûte minéralisée à structure stromatolitique (Paléocène).....</i>	<i>111</i>
4.5.6	<i>Formation des Chenaux Rouges s.str.....</i>	<i>112</i>
4.5.7	<i>Flysch des Médiannes</i>	<i>114</i>
4.5.8	<i>Conclusions: les Couches Rouges et leurs lacunes, témoins d'un haut-fond bathyal balayé par les courants.....</i>	<i>115</i>
4.6	<i>Conclusions générales sur les milieux de dépôt</i>	<i>115</i>
5.	CONCLUSIONS	
	PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS DU CRÉTACÉ À L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR	
5.1	<i>Données nouvelles sur l'échelle de la GUMMFLUH</i>	<i>119</i>
5.2	<i>Le domaine briançonnais du Crétacé à l'Eocène inférieur: Couches Rouges et lacunes</i>	<i>120</i>
5.2.1	<i>Introduction: lacune d'émergence ou lacune sous-marine?</i>	<i>120</i>
5.2.2	<i>Deux lacunes, deux origines</i>	<i>121</i>
5.2.3	<i>Paléokarsts ou filons tectoniques?</i>	<i>121</i>
5.2.4	<i>Hydrodynamisme.....</i>	<i>121</i>
5.2.5	<i>Sous-alimentation et isolement paléobathymétrique.....</i>	<i>122</i>
5.2.6	<i>Stabilité du dispositif paléocéanographique.....</i>	<i>122</i>
5.2.7	<i>Non influence de l'eustatisme</i>	<i>122</i>
5.2.8	<i>Rôle de la tectonique</i>	<i>123</i>
5.2.9	<i>Comparaison du Briançonnais s.str. des Préalpes avec la région type de Briançon.....</i>	<i>123</i>
	INDEX DES FIGURES	125
	RÉFÉRENCES	127
	PLANCHES	I - XXXIII
	PLANCHES TECTONIQUES	PT. 1 - PT. 6
	PLANCHES-ANNEXES	PA. 1 - PA. 6

RÉSUMÉ

L'écaille de la Gummfluh, située dans le lobe romand des Préalpes, appartient à la nappe des Préalpes Médiannes Rigides. Nous en avons étudié la partie orientale. Ses sédiments, d'âge Trias à Eocène, se sont déposés dans la partie interne (SE) du domaine briançonnais, sur la marge NO de la Téthys.

Nous avons levé une carte géologique au 1:10'000, étudié en détail plusieurs coupes stratigraphiques, et analysé les structures tectoniques. L'étude stratigraphique s'est concrétisée par la définition d'Unités Cartographiées, en partie nouvelles pour cette région. Parmi les résultats nouveaux, nous relevons:

- La présence de lentilles de quartzites du Trias inférieur, incorporées dans la cornieule à la base de l'écaille.
- De nombreuses occurrences de sédiments sporadiques et principalement continentaux d'âge Lias à Dogger. D'une part, il s'agit des remplissages de cavités paléokarstiques dans les roches du Trias. D'autre part, nous avons rencontré localement, à l'interface entre le Trias et le Malm:
 - Le Conglomérat de Grossi Vorschess et le Calcaire à grands Ostracodes, deux nouvelles Unités d'âge Dogger.
 - Une brèche callovienne marine, variation latérale bréchique de la Formation des Couches à Mytilus.
- L'omniprésence d'un mince niveau de la Formation de l'Intyamon (Cénomaniens - Turonien).
- L'existence locale d'une mégabrèche (Paléocène sup. - Eocène inf.) définie comme Mégabrèche de Comborsin.

L'étude structurale a mis en évidence quatre périodes d'activité tectonique. La première et la seconde, toutes deux distensives, sont datées respectivement du Trias moyen et du Lias - Dogger. Elles ont créé des failles normales et ont causé de fortes variations d'épaisseur des sédiments du Trias au Dogger. Les deux dernières sont compressives et correspondent à des mouvements de translation de l'écaille d'abord vers le SE (Crétacé supérieur à Eocène inférieur), puis vers le NO (dès l'Eocène moyen). Alors que la phase vers le SE est caractérisée par une forte déformation ductile associée au décollement et au cisaillement basal de l'écaille, la dernière phase n'est que très peu enregistrée par la déformation des roches, bien qu'elle corresponde à la mise-en-place des nappes des Préalpes dans leur position actuelle.

Le très bon enregistrement de la phase tectonique vers le SE révèle trois événements partiellement contemporains:

- Une fissuration du sommet des Calcaires Massifs, d'âge Cénomaniens à Turonien.
- Un jeu de failles inverses chevauchant vers le SE, daté au moins du Maastrichtien à l'Yprésien. Certaines de ces failles inverses réactivent les failles normales préexistantes, d'autres provoquent des redoublements des Calcaires Massifs du Malm. Leurs fronts déterminent des falaises sous-marines mobiles dont l'écroulement alimente la Mégabrèche de Comborsin.
- Le décollement de l'écaille sur sa semelle de cornieule et de calcaires intensément déformés et faiblement métamorphiques.

La datation stratigraphique de ces mouvements par leurs interférences avec la sédimentation est en accord avec les datations radiométriques (80 à 63 Ma) de Cosca et al. [1992] sur le chevauchement principal.

Dans la partie interprétative de cette étude, nous discutons les milieux de sédimentation du Trias au Tertiaire, et leurs relations avec la tectonique. Nous présentons notamment un modèle de sédimentation en milieu pélagique profond pour les Couches Rouges du Crétacé et du Tertiaire. Les trois grandes lacunes stratigraphiques qui caractérisent ces périodes sont expliquées par l'action de courants violents qui balayent le fond d'une mer de profondeur croissante.

L'ensemble des données stratigraphiques et tectoniques mène à proposer une nouvelle reconstitution de l'histoire géologique de cette partie du domaine briançonnais.

Mots-clés: Alpes, Préalpes, Briançonnais, Trias, Jurassique, Crétacé, Tertiaire, sédimentation, paléokarsts, lacune stratigraphique, tectonique.

ABSTRACT

The Gummfluh klippe, in the Swiss part of the Préalpes, belongs to the Préalpes Médiannes Rigides nappe. Its sediments were deposited from the Triassic to the Eocene in the inner (SE) part of the Briançonnais domain, on the NW margin of the Tethys ocean.

We performed a 1:10,000 geological mapping of the eastern part of the Gummfluh klippe, studied in detail several stratigraphic sections, and analysed tectonic structures. This study included the description and definition of mappable stratigraphic units [Unités Cartographiées], partly new for this area. Among the new results, we note:

- The presence of decametric lenses of early Triassic quartzites embedded in the cornieule at the base of the klippe.
- Numerous occurrences of sporadic and mainly continental deposits of Liassic to Dogger age, including infilling of paleokarstic cavities into the Triassic limestones. We also observed locally on the Malm/Triassic interface:
 - The Grossi Vorschess Conglomerate and the Large Ostracodes Limestone, two new units of Dogger age.
 - A marine breccia of Callovian age, a lateral variation of the Mytilus Beds Formation.
- The omnipresence of a thin layer of the Intyamon Formation (Cenomanian - Turonian).
- The local existence of a megabreccia (late Paleocene - early Eocene), defined as the Comborsin Megabreccia.

The structural study revealed four periods of tectonic activity. The first and the second ones are both distensive and date from middle Triassic and Lias - Dogger times. They generated normal faults and caused strong variations in the thickness of the Triassic to Dogger deposits. The last two phases are compressive and correspond to movements of the klippe first toward SE (late Cretaceous to early Eocene), then to the NW (since middle Eocene). Whereas the SE directed movements are clearly recorded by intense ductile deformation associated with the decollement and the basal shear zone of the klippe, the younger NW directed movements are much more poorly recorded although they correspond to the translation of the Préalpes nappes to their present position.

The analysis of the SE directed tectonic movements reveals three partially contemporaneous events:

- Extensional fracturing at the top of the Malm limestones (Cenomanian to Turonian).
- Reverse faulting with overthrusting to the SE, dated at least from Maastrichtian to Ypresian. Some of these reverse faults reactivated the former normal faults. As these thrusts advanced on the bottom of the sea, their fronts determined mobile cliffs which collapsed to generate the Comborsin Megabreccia.
- The decollement of the klippe on a gliding sole of cornieule and highly deformed, weakly metamorphic limestones. The stratigraphic datation of these movements by their interferences with sedimentation is in agreement with the isotopic ages (80 to 63 Ma [Cosca et al., 1992]) of mylonites from the basal shear zone of the klippe.

In the interpretative part of this study, we discuss the sedimentary environments from the Triassic to the Tertiary, and their relationships with tectonics. We present a model of sedimentation in a pelagic and bathyal environment for the Cretaceous - Tertiary Couches Rouges. The three large stratigraphic gaps that characterize these periods are explained by non-deposition due to strong bottom currents in a deepening marine basin.

The whole set of stratigraphic and tectonic data suggests a new reconstruction of the geological history of this part of the Briançonnais domain.

Key-words: Alps, Préalpes, Briançonnais domain, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, sedimentation, paleokarsts, stratigraphic gap, tectonics.

1. INTRODUCTION

1.1 Situation géographique

La région étudiée se situe dans les PRÉALPES, au sud-ouest de GSTAAD, à cheval sur les cantons de VAUD et de BERNE (Figures 1.1 et 1.2). Elle se trouve sur les feuilles N° 1265 et 1266 de l'Atlas topographique suisse au 1:25'000 entre les coordonnées de longitude 581'000 et 587'000 et de latitude 142'000 et 145'000.

1.2 Problèmes posés

Le but originel de ce travail consistait avant tout en la cartographie détaillée de la partie orientale de l'écaïlle de la

GUMMFLUH. Au-delà de l'aspect régional, nous nous sommes efforcés de relever tout indice tectonique et/ou stratigraphique qui permette de progresser dans la compréhension de deux problèmes principaux:

- Quels phénomènes ont régi le dépôt des sédiments pélagiques crétacés-tertiaires groupés sous le nom de "Couches Rouges"? Entre autres, comment expliquer les "lacunes de dépôt importantes" [GUILLAUME, 1986, p. 20] qui apparaissent dans ces roches?
- Quel type de tectonique a dirigé la mise en place de l'écaïlle de la *GUMMFLUH*? Y a-t-il eu ou non des mouvements tectoniques précoces (crétacés ou pa-

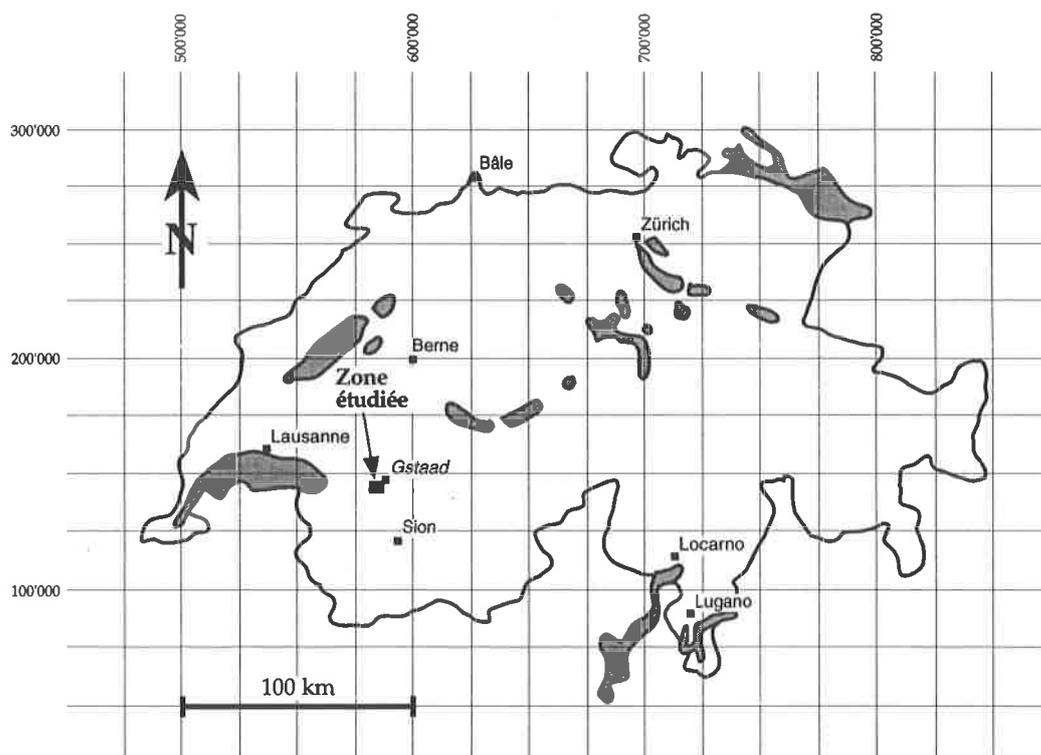


Figure 1.1: Situation générale de la région étudiée.

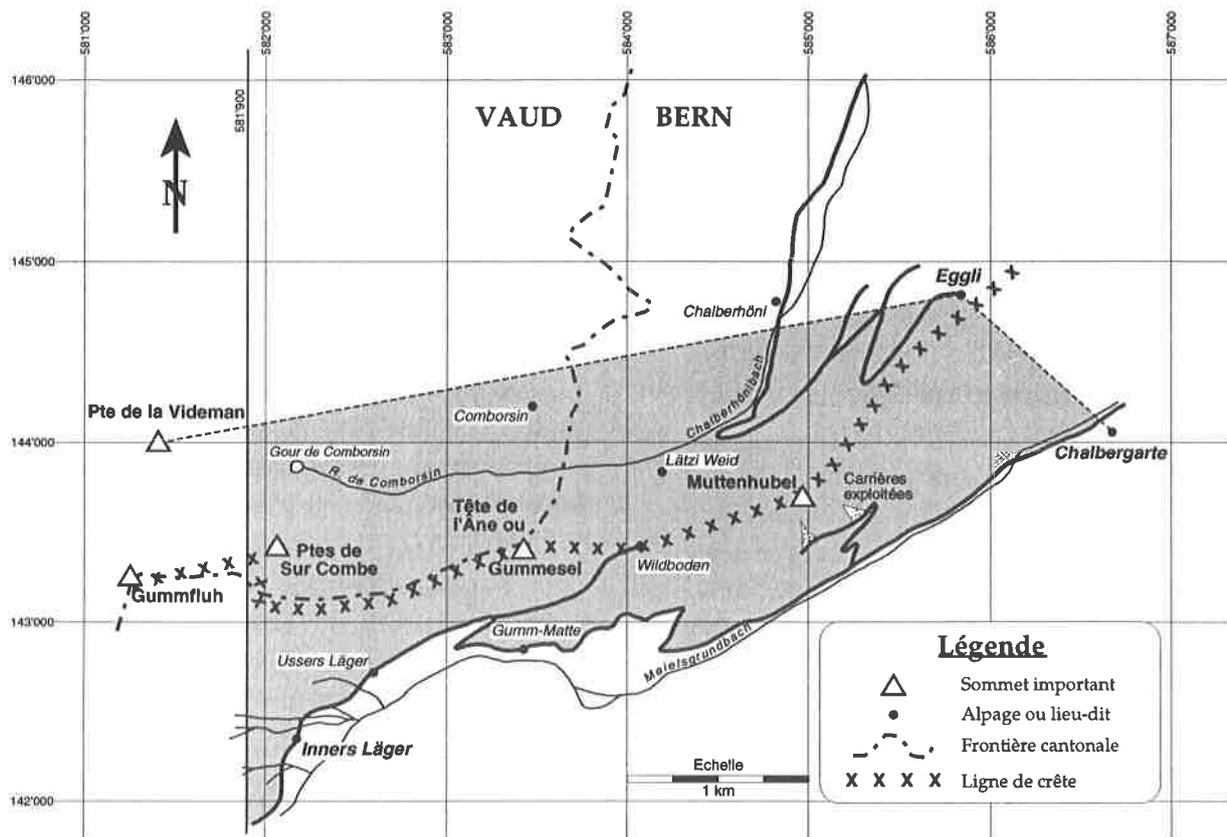


Figure 1.2: Situation détaillée de la région étudiée.

lécènes) avant la grande orogénèse alpine et, le cas échéant, quels en étaient la direction et le sens? [cf. COSCA et al., 1992].

La solution de ces deux problèmes complémentaires exigeait une cartographie extrêmement détaillée, combinée avec une analyse structurale et stratigraphique de la base de l'écaïlle et des roches d'âge crétacé et tertiaire.

1.3 Situation géologique et état des connaissances

Nous ne reviendrons pas sur l'histoire des découvertes géologiques dans les Préalpes, ce sujet ayant déjà été traité précédemment [MASSON, 1976].

Le terrain étudié est entièrement compris dans les Préalpes Médiannes Rigides internes. Les notions de "rigides" et "plastiques", liées originellement au style tectonique, sont dues à LUGEON & GAGNEBIN [1941]. Les Rigides ont ensuite été subdivisées en zones internes et externes

[BAUD, 1972; BAUD & SEPTFONTAINE, 1980] afin de tenir compte de différences majeures au sein des colonnes stratigraphiques. Ces auteurs ont pu lier ces différences à des variations dans les positions paléogéographiques. La reconstitution palinspastique ainsi déduite montre que notre étude s'intéresse à une région située au bord sud-est des Rigides internes, dans un secteur très méridional de la partie connue du *domaine briançonnais*. La largeur totale de ce domaine est inconnue (Figure 1.3).

Sur le terrain étudié, la colonne stratigraphique la plus complète, communément admise jusqu'au présent travail, comprend:

- des roches calcaréo-dolomitiques du **Trias**, dont l'étude détaillée [BAUD, 1987] a révélé l'âge **Anisien inférieur** à **Ladinien inférieur (Trias moyen)** ainsi que les différents milieux de dépôt
- des roches du **Malm**, formées de calcaires massifs reposant en discordance sur celles du **Trias**, par places par l'intermédiaire de dépôts sporadiques du

2. STRATIGRAPHIE

2.1 Méthodes

Les feuilles LES MOSSES N° 1265 [LOMBARD et al., 1974] et LENK N° 1266 [BADOUX et al., 1962] de l'*Atlas géologique suisse au 1:25'000* montrent que la partie orientale de l'écaïlle de la GUMMFLUH est constituée de trois entités (sous-écaïlles) séparées par des failles - les massifs des POINTES DE SUR COMBE, de GUMMESEL et de MUTTENHUBEL. Chacune de ces entités présente fondamentalement une colonne stratigraphique composée de roches du Trias et du Malm, parfois complétée par des roches du Dogger, du Crétacé et du Tertiaire. Lors de l'étude stratigraphique, nous avons considéré ces trois entités séparément. Afin de mettre en évidence des différences significatives entre les colonnes stratigraphiques de chacune d'elles, nous avons

levé une coupe par sous-écaïlle (Figure 2.1).

Au cours du levé de ces coupes, nous avons commencé par identifier des "unités" macroscopiquement distinctes. Après la description à l'œil nu et à la loupe sur le terrain, une étude microscopique a été entreprise. L'ensemble de ces informations a alors permis de corrélérer nos "unités" avec les Membres et Formations définis par les auteurs des études stratigraphiques détaillées présentées au Chapitre 1 (cf. § 1.3).

Le levé cartographique avait pour objet la localisation des limites entre les "unités" les plus remarquables. Celles-ci, nommées "Unités Cartographiées", ne correspondent pas nécessairement aux Membres et Formations de la littérature.

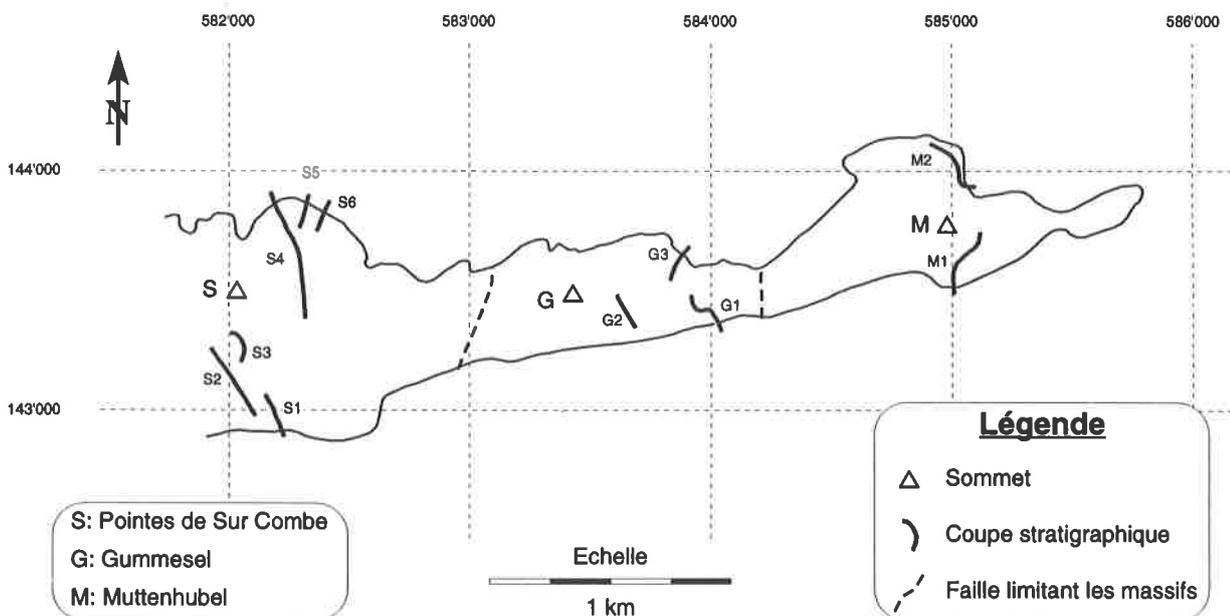


Figure 2.1: Emplacement des divers segments de coupes stratigraphiques.

2.2 Unités Cartographiées

2.2.1 Trias

Dans la région étudiée, nous avons identifié - sur la base des 20 unités, 6 séquences, 4 Membres et 2 Formations définis par BAUD [1987] - six Unités Cartographiées du Trias:

- Cornieule
- Dolomies et Pélites inférieures
- Calcaires Vermiculés vrais
- Calcaires Variés
- Niveau d'émersion
- Calcaires Rubanés

Voyons maintenant quels critères nous ont permis de reconnaître ces Unités sur le terrain.

a) Cornieule

Le contact, jamais observable dans la région étudiée, entre l'écaille de la *GUMMFLUH* et la Zone Submédiane, identifiée par des flyschs ou un sol de flysch, se fait par l'intermédiaire de **Cornieule**. Cette Unité Cartographiée est constituée de deux types de roche distincts, la Microcornieule et la Cornieule s.str.. Leurs descriptions sont respectivement les suivantes:

- Microbrèche à éléments dolomitiques et ciment calcaire, dont la patine est orange et la cassure jaune beige. Elle possède des vacuoles mm, très souvent cimentées par de la calcite, et montre deux types d'éléments non dolomitiques, de taille mm à cm: des quartzites blancs, et des argilites vertes ou noires. La roche altérée montre une dissolution préférentielle des éléments dolomitiques, dont les seuls témoins sont les vacuoles. Il en résulte que cette roche semble, à première vue, de nature calcaire. Au microscope, on observe une sparite vacuolaire dans laquelle se trouvent des clastes d'argilites arrondis et de quartz anguleux de divers types. Cette roche est typique de la Microcornieule [BAUD & MASSON, 1976].
- Brèche à éléments dolomitiques et à ciment calcaire, dont la patine est orange et la cassure jaune beige. Cette roche est également vacuolaire. Une particularité vis-à-vis de la Microcornieule réside dans la taille nettement supérieure des vacuoles (cm) et des éléments de quartzites et d'argilites. Le long de la coupe de *MUTTENHUBEL*, aux coordonnées 585°020/

143°530/1465, on observe dans la **Cornieule** un alignement de lentilles plurimétriques de quartzites blancs (Photo 70, PLANCHE XXV = Ph. 70, PL. XXV), dont le mode de fracturation est bien visible (Ph. 67, PL. XXIII).

Dans la Cornieule s.str., la dissolution préférentielle des éléments dolomitiques n'est que partielle et les éléments bréchiques de dolomie sont parfois observables même sur une surface altérée.

Microscopiquement, on observe une sparite très grossière, à cristaux de calcite fortement déformés, qui contient les mêmes clastes que précédemment.

Cette roche est typique de la Cornieule s.str. [BAUD & MASSON, 1976].

Il importe de distinguer deux types de roches à aspect de cornieule: la "Cornieule reconstituée" et la "vraie Cornieule". La "Cornieule reconstituée" résulte de la cimentation d'une accumulation (éboulis) d'éléments de roches très variables (parmi lesquels de la cornieule) par un matériau jaune faiblement pulvérulent et exempt de vacuole, qui s'apparente à la matrice de la Cornieule s.str. (Ph. 68, PL. XXIII). Cette "Cornieule reconstituée" n'affleure que sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE* aux coordonnées 582°085/142°865/1910, à proximité de l'emplacement supposé du chevauchement basal de l'écaille de la *GUMMFLUH* et du niveau de **Cornieule** associé, dans une pente recouverte d'éboulis. Sa formation est clairement quaternaire; nous ne l'intégrons donc pas dans l'Unité Cartographiée de la **Cornieule**.

La "vraie Cornieule", observée par exemple sur le massif de *MUTTENHUBEL*, aux coordonnées 585°050/143°540/1425, sous un cône d'éboulis exploité, ne présente que des éléments anguleux de dolomie et de quartzites et des éléments arrondis d'argilites; ces roches préexistaient, en position stratigraphique normale, à la formation de la **Cornieule**. La formation de cette "vraie Cornieule" est antérieure à celle des éboulis, puisqu'elle ne les cimente pas et qu'elle est remaniée par eux. C'est elle qui constitue typiquement l'Unité de la **Cornieule**.

La **Cornieule**, que MASSON [1972] a proposé d'expliquer comme le résultat de la fracturation hydraulique d'une roche dolomitique, peut être discordante à la stratification [BAUD, 1972; cette étude, § 2.4.1] (cf. Planche Annexe 6 = PA. 6). Par conséquent, sur le terrain étudié, seuls la nature des éléments inclus dans cette brèche et l'âge des unités sus-jacentes permettent d'identifier l'âge des roches affectées.

tées par la fracturation.

Sur le terrain étudié, la **Cornieule** apparaît toujours en dessous de l'unité 3c de la Formation de Saint-Triphon définie par BAUD [1987]. Les éléments de quartzites et d'argilites proviennent des unités 1a et antérieures. L'âge des roches affectées par la fracturation s'étend donc du **Spathien supérieur** à la base de l'**Anisien**.

Il est clair que la fracturation, menant à la formation de **Cornieule**, s'est produite bien après la sédimentation des roches affectées. Selon COSCA et al. [1992] et les premiers résultats de nouvelles recherches en cours, elle pourrait avoir eu lieu pendant les mouvements tectoniques d'âge **Crétacé supérieur à Paléocène**.

b) Dolomies et Pélites inférieures

Les **Dolomies et Pélites inférieures**, rarement conservées intactes au-dessus de la **Cornieule**, forment la seconde Unité que nous avons pu identifier. Cette dernière est constituée, de bas en haut, de trois types de roche différents, avec des dolomies pulvérulentes, des pélites et, au sommet, des dolomies grises. Leurs descriptions sont respectivement les suivantes:

- Calcaire dolomitique à patine jaune et cassure gris jaune, dont la matrice est fine et homogène. Celle-ci peut être parcourue par de petites veinules de calcite rougeâtre. L'épaisseur des bancs varie de 1 à 10 cm, et la roche peut parfois se débiter en plaquettes. Cette roche est typique des dolomies pulvérulentes, tachetées ou des rythmites dolomitiques de l'unité 1a de la Formation de Saint-Triphon [BAUD, 1987].
- Pélite non carbonatée à patine gris vert ou noire et à toucher savonneux. La cassure est jaune vert ou gris noir et peut présenter des éléments non calcaires, de couleur grise ou beige, et dont la taille varie de quelques mm à quelques cm. Généralement la roche affleure en lits très minces. Lorsqu'elle est fortement déformée, elle peut paraître plus massive. Au microscope, on observe la présence de fins cristaux de quartz et de mica (métamorphique?), dans une matrice cryptocristalline non identifiée. De nombreuses fissures, remplies de calcite parfois fortement déformée, recoupent la roche. Cette roche est typique des pélites vertes, rouges ou noires de l'unité 1a de la Formation de Saint-Triphon [BAUD, 1987].
- Calcaire dolomitique à patine rosâtre et à cassure

jaune ocre. La matrice, très fine, est parcourue de veinules calcitiques rouges. A l'affleurement, cette roche apparaît en bancs dm massifs.

Cette roche doit être un équivalent des dolomies grises de l'unité 1b de la Formation de Saint-Triphon.

Nous constatons que, sur le terrain étudié, nous avons observé des roches très semblables à celles définies par BAUD [1987]. Cependant, la majorité de ces roches sont plus calcaires que ce qu'on attendrait. Ceci peut être lié en partie à de la dédolomitisation tardive, mais également à la présence de petites fissures remplies de calcite. De plus, la proximité du plan de chevauchement implique une forte déformation qui oblitère partiellement ou totalement (pélites) les textures sédimentaires.

Cette Unité des **Dolomies et Pélites inférieures** représente la partie inférieure (Séquence S1) du Membre de Dorchaux de la Formation de Saint-Triphon. Elle est datée du sommet du **Spathien supérieur** à la base de l'**Anisien inférieur** [BAUD, 1987].

c) Calcaires Vermiculés vrais

Les **Calcaires Vermiculés vrais** constituent la troisième Unité Cartographiée, aisément reconnaissable sur le terrain. Ils sont composés de deux types de roche très différents, les dolomies jaunes inférieures et supérieures encadrant les calcaires vermiculés:

- Dolomie à patine jaune et à cassure gris jaune, en bancs peu épais (5 à 10 cm). Par endroits, l'altération différentielle fait ressortir une structure stromatolitique essentiellement planaïre. Au microscope, on observe un mudstone stérile généralement homogène et qui présente rarement une structure stromatolitique. La matrice est parcourue de fines veinules calcitiques, et contient de rares paillettes de mica. Cette roche est typique des dolomies jaunes inférieures et supérieures des unités 2a et 2c de la Formation de Saint-Triphon [BAUD, 1987].
- Calcaire à patine et cassure jaunes, parcouru par des tubes déformés constitués de calcaire à patine et cassure gris clair. Ce second terme représente la masse principale de la roche et possède visiblement une matrice plus fine. Sur le terrain, les bancs sont épais d'environ 30 cm en moyenne. L'observation au microscope confirme la différence de granulométrie entre les deux termes. De plus, dans

la matrice grise, microsparitique, constituant les tubes, nous pouvons observer des restes de petits Bivalves et/ou Ostracodes. Quant à la matrice jaune, elle est constituée d'une sparite à reliques de cristaux automorphes de dolomite, dont on trouve également quelques grains dans la matrice grise. Une épigénie de la dolomite en calcite est très probable.

Cette roche est typique des **Calcaires Vermiculés vrais**. Ceux-ci forment l'ensemble de l'unité 2b de la Formation de Saint-Triphon [BAUD, 1987], mais un tel type de roche apparaît également dans diverses unités des **Calcaires Variés** de cette même Formation.

Les **Calcaires Vermiculés vrais** ne se distinguent des calcaires vermiculés, aussi nommés calcaires pseudovermiculés, appartenant aux **Calcaires Variés**, que par le fait qu'ils sont limités, à la base et au sommet, par les dolomies jaunes stromatolitiques des unités 2a et 2c. Ces mêmes dolomies confèrent à cette Unité son caractère remarquable et aisément reconnaissable sur le terrain. Notons encore que le sommet de cette Unité est formé par quelques fins niveaux de pélites jaunes ou rouges du même type que ceux observés dans l'unité 1a.

Cette Unité des **Calcaires Vermiculés vrais** représente la seconde moitié (Séquence S2) du Membre de Dorchaux de la Formation de Saint-Triphon. Elle est datée de l'**Anisien inférieur** [BAUD, 1987].

d) *Calcaires Variés*

L'Unité des **Calcaires Variés** est formée d'intercalations et de successions diverses de 8 types de roche différents d'épaisseurs variables. BAUD [1987], quant à lui, subdivise les **Calcaires Variés** en 14 unités lithologiques, 3a à 5b, appartenant à 3 séquences et 2 Membres de la Formation de Saint-Triphon. Au cours du présent travail, nous n'avons pas étudié les roches du **Trias** de façon aussi détaillée que l'a fait BAUD [1987], lorsqu'il a défini ces unités. Il en résulte un manque de détail qui donne un caractère artificiel à la subdivision de nos coupes stratigraphiques en ces unités. Ainsi, dans ce qui suit et mis à part les quelques niveaux remarquables telles les unités 3b et 4c, les correspondances entre nos 8 types de roche et les 14 unités de BAUD [1987] doivent être considérées comme des propositions et non comme une attribution stricte.

Les huit types de roche que nous avons observés se décrivent comme suit:

- Dolomie semblable à celle des unités 2a et 2c, mais ne présentant apparemment aucune structure stromatolitique. Par ailleurs, le litage est un peu plus fin. Cette roche correspond probablement aux dolomies plaquetées et brèches dolomitiques intercalées de l'unité 3a. Elle ressemble également aux dolomies jaunes du sommet de l'unité 3f et aux dolomies intercalées de l'unité 4a. Ce type de roche apparaît encore dans les unités 4b, 4c et 4e, mais en bancs plus massifs.
- Calcaire à patine gris clair et à cassure gris brun sombre. La pâte, assez fine et homogène, est parcourue de quelques veines de calcite. A l'affleurement, les bancs, d'une épaisseur dm assez constante, présentent des lentilles pluridm de roche plus résistante à l'érosion. Celle-ci est une dolomie à patine brun beige, à cassure gris beige clair, et dont le grain moyen fait penser à une dolarénite. L'étude microscopique indique l'absence de faune et confirme la différence de granulométrie puisque le terme gris brun apparaît comme une microsparite monotone, alors que le terme brun beige est constitué d'une sparite homogène. Cette roche, que nous nommons calcaire à nodules dolomitiques, est présente à la base de l'unité 3b.
- Calcaire à patine gris moyen et à cassure gris brun sombre constellé de petits points oranges. La matrice est fine et homogène. Sur les surfaces altérées, nous pouvons remarquer de petits tubes mm en relief. Au microscope, il s'agit d'une micrite, partiellement microsparitisée, contenant quelques bioclastes dont:
 - Foraminifères nodosaridés ind.
 - Dasycladacées ind.
 - Ostracodes ind.
 - Bivalves ind.
 Cette roche est typique des calcaires à débris dolomités de manchons de Dasycladacées de l'unité 3b [BAUD, 1987].
- Calcaires vermiculés identiques à ceux rencontrés dans l'unité 2b. Ils forment la grande partie des unités 3c et 3e et sont également présents en faible proportion dans les unités 3d, 4b et 4e [BAUD, 1987].
- Calcaire à patine gris beige constellé de points blancs en relief répartis uniformément. Parfois, les points peuvent s'agencer parallèlement à la stratification en

des niveaux plus ou moins denses, ou se rassembler en lentilles. A la cassure, la roche est gris moyen et les points sont blancs ou jaunes.

Microscopiquement, il s'agit d'une microsparite à granules dolomitiques dans laquelle aucun bioclaste n'a été observé.

Cette roche est typique des calcaires granuleux qui constituent la plus grande part des unités 3d, 3f, 4b, 4d et 4f, mais qui sont également présents en faible proportion dans les unités 3b, 3c, 3e et 4c [BAUD, 1987].

- Calcaire à patine et cassure gris bleu assez foncé et à pâte homogène. On remarque la présence de fins niveaux moins résistants à l'érosion et qui semblent marquer la stratification. Cette roche massive affleure en bancs d'épaisseur m et dégage une odeur de soufre à la cassure.

Cette roche apparaît dans les unités 3e, 4a, 4b, 4c, 4e, 5a et 5b.

- Calcaire à patine gris bleu et à cassure gris foncé. Par endroits, il est possible d'observer, dans la pâte fine et homogène, des nodules subcm à dm, de couleur grise, blanche ou jaune et dont certains sont de nature siliceuse évidente. Cette roche affleure en bancs d'une vingtaine de cm d'épaisseur.

Au microscope, on observe une biomicrorite ou mudstone à rares petits Ostracodes.

Les nodules apparaissent comme des structures concentriques hétérogènes (Ph. 1, PL. I). Du centre jusqu'à la bordure, on observe:

- 1° Sparite calcitique avec très peu de quartz
- 2° Mélange microcristallin de microsparite calcitique et de quartz
- 3° Microsparite calcitique altérée présentant des ombres brunâtres
- 4° Résidu de calcite microsparitique partiellement remplacée par du quartz
- 5° Quartz en cristaux plus grossiers (~0.05 mm)
- 6° Sparite calcitique

Notons que de la silice se trouve également, mais en faible proportion, dans la matrice micritique.

Cette roche est typique du niveau à silex de l'unité 4c [BAUD, 1987].

- Dolomie à patine blanc jaune et à cassure gris beige. A l'affleurement, les bancs ont une épaisseur extrême-

mement variable puisqu'elle va de 10 cm à plus d'1 m. Dans ce dernier cas, la roche est massive.

Cette roche est typique de la base de l'unité 5b [BAUD, 1987].

Notons encore la présence locale - par exemple aux coordonnées 582°070/143°115/2073 - et non stratigraphique de brèches intraformationnelles. Ce terme désigne ici une roche bréchifiée in situ et dont les éléments peu disjoints sont tous de même nature. Diverses roches peuvent présenter cette structure particulière. La ressemblance entre ces brèches et celles décrites par GENGE [1958] confirme qu'il ne s'agit pas ici d'un remplissage de poches paléokarstiques, mais bien de brèches issues d'événements subcontemporains de la sédimentation.

Signalons également l'existence, localement dans les unités 4d et 4e de la coupe de GUMMESEL, de brèches granoclassées relativement grossières (cm à dm), qui apparaissent sous forme de lentilles à base concave et à sommet plan. Ce type de structure se rapproche fortement d'un remplissage de chenal.

En conclusion, l'Unité Cartographiée des **Calcaires Variés** comprend 14 unités lithologiques regroupées en trois séquences: S3, S4 et S5 de BAUD [1987], au sein desquelles nous avons distingué 8 types de roche. Les unités 3a à 3f constituent le Membre de Lessus, alors que les unités 4a à 5b forment le Membre des Andonces de la Formation de Saint-Triphon. Cette Unité est datée de l'**Anisien** [BAUD, 1987].

Le sommet de l'unité 5b constitue une Unité Cartographiée en elle-même que nous détaillons ci-dessous. Ce niveau, appelé **Niveau d'émersion**, correspond au sommet du Membre des Andonces et par là même de la Formation de Saint-Triphon.

e) Niveau d'émersion

Le **Niveau d'émersion** [BAUD, 1972] est une Unité Cartographiée peu épaisse, mais particulièrement remarquable sur le terrain. Cette Unité est constituée de deux types de roche distincts:

- Dolomie à patine gris jaune et à cassure plus sombre. Cette roche à pâte fine se présente en bancs réguliers de 15 à 20 cm avec parfois quelques structures peut-être stromatolitiques. Cette roche est typique des dolomies claires à stromatolites de l'unité 5b [BAUD, 1987].

- Pélite non calcaire du même type que les pélites vertes décrites dans l'unité 1a des **Dolomies et Pélites inférieures**.

Cette roche est typique du dernier banc de pélites vertes de l'unité 5b [BAUD, 1987].

L'Unité Cartographiée du **Niveau d'émergence** forme le sommet de l'unité 5b, du Membre des Andonces et également de la Formation de Saint-Triphon. Elle est datée de l'**Anisien supérieur**.

f) *Calcaires Rubanés*

L'Unité des **Calcaires Rubanés** comprend un seul type de roche très constant, qui lui confère une certaine monotonie.

- Calcaire à patine gris moyen présentant par endroits des passées (mm à cm) plus claires. La cassure est gris très foncé à noire et montre une pâte très fine et homogène.

Au microscope, nous pouvons reconnaître une micrite calcaire avec quelques bioclastes:

- Epines de Brachiopodes ind.
- Bivalves ind.

Cette roche est typique des **Calcaires Rubanés** de l'unité 6a.

L'Unité Cartographiée des **Calcaires Rubanés** se restreint sur notre terrain à la base de l'unité 6a et donc à la base de la Formation de Champcella définie par MÉGARD-GALLI & BAUD [1977]. Nous n'avons donc pas pu observer les intercalations de vrais bancs de dolomie qui confèrent aux calcaires de cette Unité leur rubanement caractéristique [BAUD & MÉGARD-GALLI, 1975].

La Formation de Champcella est datée par BAUD [1987] de l'**Anisien supérieur** au **Ladinien**. Comme sur notre terrain seule sa base est préservée, nous attribuerons à nos **Calcaires Rubanés** un âge **Anisien supérieur** (- **Ladinien inférieur**?).

En conclusion, les roches du **Trias** de la région étudiée comprennent des types de roche très variés. Leur agencement compose les diverses Unités Cartographiées reconnues. Ces dernières ont un âge qui s'étend du **Spathien supérieur** à l'**Anisien supérieur** (- **Ladinien inférieur**?), ce qui signifie que seules les roches du **Trias inférieur sommital** et d'une partie du **Trias moyen** sont conservées dans cette partie des Préalpes Médiannes.

2.2.2 *Sédiments sporadiques non ou mal datés entre le Trias et le Malm*

Entre les roches clairement attribuées au **Trias** et celles typiques du **Malm**, nous avons découvert plusieurs occurrences restreintes de roches non ou mal datables biostratigraphiquement. Ces roches sont suffisamment remarquables pour que nous les séparions en trois "Formations":

- **Remplissages paléokarstiques**
- **Conglomérat de Grossi Vorschess**
- **Calcaire à grands Ostracodes**

La "Formation" des **Remplissages paléokarstiques** constitue en elle-même une Unité Cartographiée, alors que, par souci de simplification, celles du **Conglomérat de Grossi Vorschess** et du **Calcaire à grands Ostracodes** ont été regroupées, sur la carte géologique, en une seule Unité Cartographiée.

Voyons maintenant quelles sont les caractéristiques de ces "Formations".

a) *Remplissages paléokarstiques*

L'Unité Cartographiée des **Remplissages paléokarstiques** ne se trouve pas à un niveau stratigraphique bien défini. En effet, il s'agit de remplissages de cavités karstiques situées en particulier au sommet, mais également à différents niveaux du **Trias**. Ces remplissages affleurent sous forme de poches, de pseudo-couches stratiformes (sills) ou de filons. Sur le terrain étudié, nous avons pu les observer principalement sous quatre types de roche différents:

- Calcaire très dense à patine rouge brique et jaune. La cassure montre des accumulations de matériel à aspect métallique (hématite) dans une pâte homogène. Au microscope, nous observons des concentrations opaques d'oxydes dans une micrite ou dans une sparite calcitique (Ph. 2, PL. I).

Ce type de remplissage a été découvert dans une poche allongée selon la stratification, à la limite entre les unités 4d et 4e des **Calcaires Variés**. D'autres occurrences filoniennes, avec ou sans accumulation d'hématite, sont observables de la base au sommet des **Calcaires Rubanés**.

Nous nommons ce remplissage: Type à hématite.

- Calcaire à patine et cassure rose violet et jaune. On y observe des sortes de petites sphères mm à cm, à pâte

fine et parfois à structure radiaire, séparées les unes des autres par un matériel plus ou moins abondant de couleur jaune ou verte et de nature argileuse. Les petites sphères, ou sphérules, semblent généralement constituées de monocristaux de calcite.

Au microscope, les sphérules apparaissent parfois formées de sparite calcitique à structure radiaire (Ph. 3, PL. I). Dans tous les cas, une forte recristallisation a complètement détruit la microstructure originelle de ces sphérules, ce qui laisse leur origine mystérieuse. Selon une hypothèse, leur cœur pourrait être constitué d'entrocques. Selon une autre explication, mieux en accord avec leur structure grossièrement radiaire et le type de gisement, il pourrait s'agir de pisolites karstiques ("perles des cavernes") dont la texture originellement concentrique aurait été effacée par la recristallisation.

Ce type de remplissage est très fréquent dans les **Calcaires Rubanés** où il se présente en sills stratiformes d'épaisseur dm.

Nous nommons ce remplissage: Type violet à sphérules.

- Dolomie à patine et cassure gris beige clair à jaune, à grain fin. A l'affleurement, cette roche apparaît en léger relief à cause de sa plus grande résistance à l'érosion.

Ce type de remplissage a été découvert sous forme de tubes dm sinueux et obliques à la stratification, mais également sous forme de sills stratiformes principalement dans les **Calcaires Rubanés**.

Nous nommons ce remplissage: Type à tubes dolomitiques.

- Calcaire à patine et cassure gris beige apparaissant sous forme d'éléments plus ou moins arrondis et plus ou moins sphériques de taille cm à dm. Ces éléments sont contenus dans une matrice argileuse rouge ou jaune. A l'affleurement, les éléments, plus résistants à l'érosion que la matrice, forment une sorte de matelas de billes grises (Ph. 72, PL. XXVI).

Au microscope, leur cœur s'avère être une microsparite calcaire. Ces billes pourraient être, comme suggéré pour les sphérules décrites plus haut, des pisolites karstiques. Parfois, ces éléments sont entourés par de la calcite radiaire, en monocristaux, ou même par des encroûtements bactériens, qui apparaissent comme une alternance de fins lits noirâtres et de

zones brun rouge allant jusqu'au gris. L'origine bactérienne de ces structures est trahie par la nature onduleuse et parfois en biseau des lits (Ph. 4, PL. II). La matrice argileuse rouge a un aspect "sidérolitique". Elle peut localement prendre une teinte grise, due peut-être à un lessivage du fer. Elle peut également contenir de petites sphères mm de calcite.

Ce type de remplissage, souvent bréchiq, forme de grandes poches d'extension plurim à pluridécim et d'épaisseur m. Les poches sont plus ou moins stratiformes, ont une base concave et un sommet approximativement plan (Ph. 69, PL. XXIV). On les trouve aussi bien à la base qu'au sommet des **Calcaires Rubanés**.

Nous nommons ce remplissage: Type des argiles et brèches sidérolitiques.

L'Unité Cartographiée des **Remplissages paléokarstiques** remplit donc des paléocavités dans des roches triasiques. Son âge exact n'est pas connu, aucun bioclaste ne permettant une datation même approximative. Les seules limites d'âge que nous pouvons donner sont définies par le fait que nous ne trouvons jamais ces remplissages dans des roches plus jeunes que les **Calcaires Rubanés**. En conséquence, leur formation est postérieure à ces derniers, mais antérieure aux **Couches à Mytilus** ou aux **Calcaires Massifs** sus-jacents. Leur âge se situe donc entre le **Ladinien** et l'**Oxfordien**. Dans le Chapitre INTERPRÉTATION, au § 4.3.1, nous proposerons une datation plus précise basée sur d'autres critères.

On reconnaît sur notre terrain les différents types morphologiques de paléokarsts définis par BAUD et al. [1979]. Ces auteurs ont d'ailleurs déjà illustré plusieurs exemples de roches paléokarstiques de l'échelle de la *GUMMFLUH*.

b) Conglomérat de Grossi Vorschess

Dans les falaises sud du massif de *MUTTENHUBEL*, affleure, sur au moins 250 m de large et ~20 m d'épaisseur, une roche conglomératique très remarquable que nous avons individualisée comme "Formation" du **Conglomérat de Grossi Vorschess**. Celle-ci comprend un seul type de roche:

- Conglomérat à éléments calcaires et dolomitiques. La taille des éléments couvre toute la gamme depuis les sables fins jusqu'aux galets pluridm, et leur couleur est extrêmement variée (Ph. 71, PL. XXV).

Cette roche n'ayant jamais été étudiée en détail

jusqu' alors, nous décrirons chaque type d' élément. Macroscopiquement, neuf types de roches ont été répertoriés:

- Calcaire à cassure gris foncé et à pâte apparemment microsparitique. La couleur peut tendre vers des teintes légèrement plus claires, principalement à proximité des fissures.

Ces éléments montrent parfois des perforations subcm à remplissage sparitique ou parfois géopétale, avec à la base une micrite ou un sable fin identique à la matrice du conglomérat et au-dessus une sparite calcitique (Ph. 73, PL. XXVI).

Ce type d' élément, représentant 30 à 40% du conglomérat, ressemble par certains aspects aux **Calcaires Rubanés** de l' unité 6a.

- Calcaire à cassure beige, jaune voire orangée. Le grain est moyen à fin et quelques fossiles indéterminables peuvent s' observer. Parfois cette roche contient des monocristaux carrés de calcite ou des taches calcitiques plus ou moins ovales.

Ces éléments montrent également parfois des perforations subcm.

Ce type d' élément représente 25 à 30% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Calcaire à cassure gris beige clair. Le grain est très fin, micritique et homogène. Des taches blanches, peut-être des fossiles indéterminables, sont présentes. Cependant, quelques unes, formées de monocristaux de calcite, font penser à des débris d' Echinodermes.

Ces éléments montrent également parfois des perforations subcm.

Ce type d' élément représente 15 à 20% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Calcaire à cassure gris brun clair à beige. Le grain est fin et des petits agrégats pluricristallins de calcite, de forme généralement sphérique et arrondie, créent de petites taches blanches, rosâtres ou jaunâtres.

Ce type d' élément représente ~3% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Calcaire à cassure jaune, beige, grise, orange ou rose et à grain moyen. Des variations de couleur

au sein d' un même élément ne sont pas rares. On note la présence de taches ou éléments calcitiques gris et jaunes, parfois disposés en fins lits.

Ce type d' élément représente ~3% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Calcaire à cassure gris moyen et à grain moyen à fin. Des fossiles sous forme de petites coquilles très fines s' observent en grand nombre.

Ce type d' élément représente ~3% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Calcaire à cassure gris brun sombre. La pâte, homogène et assez fine, présente par endroits de petites taches rouge brique ou jaune ocre, parfois agencées en lits, et qui sont occasionnellement associées à des minéralisations de cristaux à éclat métallique non identifiés. Dans les lits à granules, on peut observer de rares éléments calcitiques de formes variées qui pourraient être des fossiles.

Ces éléments ont la particularité d' avoir une bordure peu nette qui fait penser à des galets mous.

Ce type d' élément représente ~3% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Calcaire à cassure gris translucide et à gros grain. Il s' agit clairement d' un calcaire oolithique.

Ce type d' élément représente ~3% du conglomérat, et ne peut être assimilé à aucune des roches triasiques décrites plus haut.

- Dolomie à cassure gris clair et à pâte fine et homogène.

Ce type d' élément, le seul dolomitique, peut se rattacher aux dolomies du **Niveau d' émerision** ou aux dolomies claires ou cendrées d' âge **Ladinien** (6b) absentes sur le terrain étudié. Il représente ~1% du conglomérat.

En plus de ces divers éléments composés de matrice, nous avons observé un débris, long de 5 cm, d' une coquille épaisse et à texture apparemment agglutinée.

L' étude microscopique - à la loupe binoculaire sur surfaces polies et au microscope en lames minces (Ph. 5, PL. II) - de tous les éléments décrits ci-dessus a révélé leur nature généralement micritique, mais n' a pas permis de lever les incertitudes sur la nature

de la majorité des "taches" ou grains de calcite observés.

Cette étude a malgré tout livré les observations suivantes:

- Confirmation du calcaire oolithique observé macroscopiquement.
- Présence de Bivalves indéterminés dans certains éléments.
- Présence d'éléments mm constitués de pellets.
- Présence, dans un élément micritique, de Foraminifères benthiques attribués à *Glomospira* sp. [Détermination: M. SEPTFONTAINE, comm. orale].
- Présence de nombreux clastes subcm émoussés et plus ou moins recristallisés, entièrement constitués par l'incertae sedis *Cladocoropsis* sp. (Ph. 39, PL. XIII) [Détermination: M. SEPTFONTAINE, comm. orale].

Il est à noter que de nombreux éléments sont perforés. Ces perforations subcm peuvent être remplies, en plus des deux cas décrits pour le premier type d'élément, par de la micrite de couleurs diverses ou être parfois utilisées comme substratum par des organismes. Ceux-ci, de forme hémisphérique et constitués de calcite radiaire (probablement une Algue), encroûtent leur substratum.

Entre les éléments, on peut distinguer un ciment composite qui comprend:

- 1° Un ciment précoce sous forme de grains automorphes de dolomite et d'un minéral orthorhombique ou cubique indéterminable, puisque épigénisé tardivement par un ciment mixte de silice et de calcite [N. MEISSER, comm. orale]
- 2° Un ciment calcitique en dents de chien qui tapisse les éléments
- 3° Une sparite calcitique comblant les derniers pores

Aucun élément n'a pu être attribué avec certitude à l'une des roches du **Trias** de l'échelle de la *GUMMFLUH*. Par contre la présence de *Cladocoropsis* sp. dans la matrice permet d'affirmer que le conglomérat est plus jeune que le **Trias**. De plus, ce type d'organisme ne se développe qu'en milieu récifal, ce qui exclut une attribution du conglomérat au **Lias**, puisqu'un tel milieu n'a jamais été décrit à cette époque dans les Préalpes [M. SEPTFONTAINE, comm. orale].

Ainsi, la "Formation" du **Conglomérat de Grossi Vorschess**, qui se situe, sur le massif de *MUTTENHUBEL*, entre l'unité 4c des **Calcaires Variés** datés de l'**Anisien** et

la "Formation" du **Calcaire à grands Ostracodes** immédiatement sous-jacente aux **Calcaires Massifs** datés de l'**Oxfordien**, s'est déposée au cours du **Dogger**. Aucun critère plus précis ne permet d'attribuer cette "Formation" à un étage particulier du **Dogger**.

c) *Calcaire à grands Ostracodes*

Le troisième type de roche sporadique affleure le long de la coupe de *MUTTENHUBEL*, aux coordonnées 585°160/143°745/1540, immédiatement au-dessus de la "Formation" du **Conglomérat de Grossi Vorschess**, dont il est apparemment indissociable, et juste sous les **Calcaires Massifs**. Son épaisseur est de l'ordre du mètre et ses caractéristiques sont les suivantes:

- Calcaire à patine gris clair et à cassure presque noire. La matrice, fine et homogène, est entrecoupée d'un grand nombre de veines de calcite blanche. Cette roche affleure sous forme de petits bancs d'environ 4 à 5 cm d'épaisseur. Au microscope, il s'agit d'une micrite à rares bioclastes ou d'un mudstone. Le tri, bon à très bon, a disséminé de grands Ostracodes (~0.5 mm) dans la matrice. Un seul et unique débris d'Echinoderme semble ne rien avoir à faire dans ce faciès. La matrice est partiellement recristallisée en microsparite, et quelques pores sont cimentés par du quartz.

Tout comme la "Formation" du **Conglomérat de Grossi Vorschess**, cette roche ne possède pas de faune qui permette de la dater précisément. Nous devons donc nous contenter d'utiliser l'âge déterminé pour le conglomérat sous-jacent.

La "Formation" du **Calcaire à grands Ostracodes** s'est donc déposée pendant un laps de temps indéterminé au cours du **Dogger**. Sur la base des seules indications obtenues par l'étude de ce calcaire, nous ne pouvons pas donner d'âge plus précis.

2.2.3 *Dogger*

Sur le terrain étudié, les roches bien datées biostratigraphiquement du **Dogger** sont représentées par une seule Unité Cartographiée: celle de la **Formation des Couches à Mytilus** [SEPTFONTAINE, 1983]. Cette Unité Cartographiée comprend un seul type de roche restreint à un seul affleurement.

Les roches de la **Formation des Couches à Mytilus** sont ici de nature bréchiq. Elles affleurent le long de la

coupe des *POINTES DE SUR COMBE*, au-dessus des Unités des **Calcaires Rubanés** et des **Remplissages paléokars-tiques**, aux coordonnées: 582°330/143°440/ 1830. Elles ont les caractéristiques suivantes:

- Brèche calcaire à matrice de patine gris clair à gris moyen et de cassure brune. La cassure présente une pâte fine et inhomogène, car parsemée de structures circulaires plurimm et de Foraminifères. Cette brèche contient deux types d'éléments anguleux de toutes tailles (mm à m), non granoclassés et flottant dans la matrice.

Au microscope, la matrice apparaît comme un grainstone à oncoïdes, pelloïdes et bioclastes, ou pelmicrosparite. Le tri, moyen, permet l'association d'oncoïdes ovales généralement plurimm, de pellets (0.25 mm) et de bioclastes de tailles variées (0.25 - >1 mm). Les bioclastes rencontrés sont des Foraminifères, des Bivalves, des Brachiopodes, des Echinodermes et des Algues (Ph. 6, PL. II). Il a été possible de reconnaître en particulier les Foraminifères suivants: (PL. XIV)

(Ph. 40) - *Valvulina lugeoni*

(Ph. 41) - *Chablaisia chablaisensis*

- *Ophthalmidium* sp.

- *Pseudocyclamina* sp. ou

Everticyclamina sp.

- *Pseudoeggerella* sp.

Entre les grains, nous observons un reste de matrice micritique partiellement microsparitisée, un ciment en dents de chien autour des divers clastes, et enfin un ciment sparitique qui comble les derniers pores.

Notons encore que les contacts entre les grains, allongés parallèlement à la stratification, sont ponctuels.

Les deux types d'éléments peuvent se décrire comme suit:

- Calcaire à patine gris moyen, à cassure noire et à pâte fine et homogène.

Au microscope, ces éléments apparaissent comme une microsparite brunâtre à taches incolores dont le ciment est plus grossier.

- Calcaire à patine gris moyen et à cassure gris sombre à noire. On observe également une structure zébrée, où alternent des lignes noires et brun sombre de taille plurimm. La pâte de cette roche est fine et homogène, sans montrer à première vue aucune différence de composition entre les deux

types de lignes (Ph. 74, PL. XXVII).

Au microscope, ces éléments se présentent comme une alternance de lits microsparitisés, dont les plus sombres contiennent de petits pellets partiellement recristallisés, surtout en leur centre. On a donc une succession de microsparite et de pelmicrosparite.

En ce qui concerne la matrice fossilifère, l'assemblage décrit correspond clairement à la cénozone IIB (**Callovien**) de SEPTFONTAINE [1983], alors que du point de vue du microfaciès, il s'agit du Membre du Rübli de la **Formation des Couches à Mytilus**.

La nature des éléments s'apparente à certaines des roches triasiques décrites plus haut (§ 2.2.1 ff). Nous pensons aux **Calcaires Rubanés** de l'unité 6a à la base de la Formation de Champcella.

Notons que notre brèche ne contient pas de quartz détritique, alors qu'il s'agit d'une des caractéristiques habituelles de la **Formation des Couches à Mytilus** [SEPTFONTAINE, 1983].

L'Unité Cartographiée de la **Formation des Couches à Mytilus** observée sur notre terrain est donc uniquement constituée d'un calcaire bréchi que clairement daté du **Callovien**.

2.2.4 *Malm*

Tout comme HEINZ [1985], nous reconnaissons que les roches du **Malm** de la région étudiée ne possèdent pas des aspects suffisamment distincts et remarquables pour que nous puissions les subdiviser en plusieurs Unités Cartographiées. Ainsi, une seule Unité Cartographiée, nommée **Formation des Calcaires Massifs**, a été reconnue.

Cependant, l'étude à l'oeil nu et à la loupe a permis, sur le terrain, de reconnaître trois types de roche principaux:

- Calcaire gris clair à beige, massif, à gros débris de bioclastes mal triés dont les plus gros sont plurimm. Ce type est surtout développé dans la partie sommitale des **Calcaires Massifs**, mais peut aussi s'observer, sur une faible épaisseur, à différents niveaux de la colonne stratigraphique de cette Unité. Nous nommons ce type de roche: Type Grossier.
- Calcaire, généralement massif, gris moyen à brun. La pâte, homogène, contient de nombreux clastes submm. Ce type est surtout développé à la base et

dans la partie médiane des **Calcaires Massifs**.

Nous nommons ce type de roche: Type Moyen.

- Calcaire, généralement massif, gris beige à brun sombre et à pâte très fine et homogène. Ce type est surtout développé dans la partie médiane des **Calcaires Massifs**.

Nous nommons ce type de roche: Type Fin.

D'autre part, l'étude de lames minces au microscope a permis de distinguer 6 microfaciès, dont les caractéristiques sont les suivantes:

- Biosparite à rares oncoïdes ou grainstone à bioclastes et rares oncoïdes. Le tri, extrêmement médiocre, permet l'association de débris de tailles diverses (submm à pluricm) de Coraux, d'Echinodermes, de Bivalves, de Brachiopodes, de Gastéropodes, de Bryozoaires, d'Algues variées et de Foraminifères (Ph. 7, PL. III). Il a été possible de reconnaître en particulier: (PL. XIV et XV)

Les Algues:

- (Ph. 42) - *Clypeina jurassica*
- *Cayeuxia* sp.

Les Foraminifères:

- *Siphovalvulina* sp.
- *Reophax*
- *Valvulina lugeoni*
- *Everticyclammina* sp.
- *Conicospirillina* sp.

- (Ph. 43) - *Protopenneroplis trochangulata*, au sommet des **Calcaires Massifs**

La matrice micritique est rare, et les espaces entre les éléments figurés sont principalement occupés par trois générations de ciment:

- 1° Ciment fibreux
- 2° Encroûtement micritique des éléments
- 3° Sparite calcaire

En présence d'Echinodermes, on observe aussi parfois un ciment syntaxial.

Quelques grands bioclastes, non fracturés, présentent un remplissage géopétale dont le terme sparitique comprend un ciment en "dents de chien". Notons encore que la majorité des bioclastes sont micritisés.

Ce microfaciès est le seul qui corresponde au Type Grossier, décrit plus haut. Nous le nommons Microfaciès G1.

- Biosparite riche en oncoïdes ou grainstone à oncoïdes et bioclastes. Le tri, moyen à bon, regroupe divers débris de bioclastes et des oncoïdes de taille mm. Les bioclastes reconnus sont des Echinodermes, des Gastéropodes, des Brachiopodes, des Coraux, des Bivalves, des Foraminifères et des Algues diverses (Ph. 8, PL. III). Il a été possible de reconnaître en particulier:

Les Algues:

- *Clypeina jurassica*
- *Cayeuxia* sp.

Les Foraminifères:

- *Valvulina lugeoni*
- *Trocholina* sp.
- *Conicospirillina* sp.
- *Siphovalvulina* sp.

Les espaces entre les grains sont remplis par quatre générations de ciment:

- 1° Encroûtement micritique des éléments
- 2° Ciment fibreux
- 3° Sparite calcaire
- 4° Parfois, quartz comblant les derniers pores

Notons encore que les contacts entre les grains sont ponctuels ou inexistant.

Ce microfaciès est un de ceux qui correspondent au Type Moyen décrit plus haut. Nous le nommons Microfaciès M1.

Un échantillon prélevé dans la coupe des **POINTES DE SUR COMBE**, dans une sorte de fissure dans les **Calcaires Rubanés**, présente un aspect identique, mise à part la présence d'une matrice micritique relativement abondante et de quelques grains de zircon.

- Biopelmicrite ou packstone à pellets et Echinodermes. Le tri, bon à excellent, a concentré des pellets (~0.25 mm) et des débris d'Echinodermes (~0.25 mm) dans une matrice maintenant partiellement recristallisée en microsparite voire en sparite. Les seuls bioclastes présents sont des débris anguleux d'Echinodermes (Ph. 9, PL. III).

La sparite, qui remplace plus ou moins la micrite originelle, peut être syntaxiale à proximité des débris d'Echinodermes. Parfois, la recristallisation est telle que même le centre des pellets est remplacé par de la microsparite.

Ce microfaciès est un de ceux qui correspondent au

Type Moyen décrit plus haut. Nous le nommons Microfaciès M2.

- Biopelsparite ou grainstone à pellets et bioclastes. Le tri, moyen à très bon, permet l'association de pellets submm et de divers bioclastes mm parfois brisés. Les bioclastes reconnus sont des Echinodermes, des Foraminifères, des Bivalves, des Brachiopodes, des Coraux et des Algues diverses (Ph. 10, PL. IV). Il a été possible de reconnaître en particulier:

Les Algues:

- *Clypeina jurassica*

Les Foraminifères:

- *Valvulina* sp.
- *Lenticulina* sp.
- *Siphovalvulina* sp.
- *Protopenneroplis trochangulata* au sommet des

Calcaires Massifs.

Tous les bioclastes sont fortement micritisés et présentent parfois un encroûtement. Les espaces entre les grains sont partiellement remplis de micrite, mais surtout par un ciment d'abord microsparitique puis sparitique.

Notons encore que les contacts entre les grains sont principalement ponctuels.

Ce microfaciès est un de ceux qui correspondent aux Types Fin et Moyen décrits plus haut. Nous le nommons Microfaciès FM1.

- Biopelmicrite ou packstone à pellets et rares bioclastes. Le tri, bon à excellent, a concentré des pellets d'environ 0.1 mm, parmi lesquels on trouve quelques bioclastes de taille légèrement supérieure. Les bioclastes reconnus sont des Foraminifères, des Echinodermes, des Crinoïdes et des Bivalves (Ph. 11, PL. IV). Il a été possible de reconnaître en particulier les Foraminifères suivants:

- *Lenticulina* sp.
- *Saccocoma* sp.
- Protoglobigérines

Les espaces entre les grains sont comblés par de la micrite partiellement microsparitisée. Les contacts entre les grains sont de type tangentiel.

Ce microfaciès est un de ceux qui correspondent au Type Fin décrit plus haut. Nous le nommons Microfaciès F1.

- Biomicroite ou wakestone à Echinodermes. Le tri,

médiocre à moyen, a concentré des débris d'Echinodermes de tailles (0.1 à 2 mm) et de formes diverses dans une matrice essentiellement micritique.

Les grains d'Echinodermes flottent dans la matrice (Ph. 12, PL. IV).

Ce microfaciès, qui n'est observé qu'en tant que matrice d'un "conglomérat" monogénique à galets très aplatis de Microfaciès F1 (Ph. 75, PL. XXVII), est un de ceux qui correspondent au Type Moyen. Nous le nommons Microfaciès M3. Sa seule occurrence se trouve le long de la coupe des *POINTES DE SUR COMBE* aux coordonnées 582°060/143°265/2055.

Dans une tentative de corrélation de nos 6 microfaciès avec les trois "Mikrofazies" (=MF) que HEINZ [1985] et HEINZ & ISENSCHMID [1988] ont décrit dans cette région, nous constatons les correspondances suivantes:

- Le microfaciès G1 correspond exactement au Gummfluh-MF.
- Le microfaciès M1 correspond par sa faune et la nature de ses clastes au Gummfluh-MF. Par contre, il est mieux trié que le MF décrit par HEINZ & ISENSCHMID, et la taille moyenne de ses éléments est moindre.
- Le microfaciès M2 correspond exactement au terme à pellets du Muttenthal-MF.
- Le microfaciès FM1 correspond par sa faune et la nature de ses clastes au Gummfluh-MF. Par contre, il est beaucoup mieux trié que le MF décrit par HEINZ & ISENSCHMID, et la taille moyenne de ses éléments est beaucoup plus petite.
- Le microfaciès F1 correspond au Pfad-MF [HEINZ & ISENSCHMID, 1988], équivalent au Niveau IV de HEINZ [1985].
- Le microfaciès M3 correspond exactement au terme sans pellets du Muttenthal-MF.

Ainsi, nous avons pu reconnaître les trois MF décrits par HEINZ [1985] et HEINZ & ISENSCHMID [1988] dans la région étudiée. Dans quatre cas, les ressemblances avec nos microfaciès sont parfaites, hormis les petites variations du Muttenthal-MF déjà admises par les auteurs précités. Par contre, dans deux cas, nous observons une similitude exacte au niveau de la nature des clastes et de leurs proportions relatives, mais une différence notable dans le tri et la taille moyenne des éléments.

En conséquence, nous avons rattaché les microfaciès FM1 et M1 au Gummfluh-MF, mais, par rigueur, nous leur

avons ajouté un suffixe. Nous obtenons alors:

- FM1 = Gummfluh-MF fin (Ph. 10, PL. IV)
- M1 = Gummfluh-MF moyen (Ph. 8, PL. III)

L'Unité Cartographiée des **Calcaires Massifs** comprend donc 6 microfaciès, qui appartiennent à 3 types macroscopiques. Ces microfaciès et types peuvent se présenter en successions variées, il n'y a pas de relation univoque entre ceux-ci et un âge donné. Par contre, la faune observée indique la présence des trois biozones décrites par HEINZ [1985] et HEINZ & ISENSCHMID [1988]. En effet, les Protoglobigérines présentes dans le Microfaciès F1 indiquent la zone à Protoglobigérines (pélagique) correspondant à leur zone 1 (benthique). D'autre part, *Clypeina jurassica* et *Cayeuxia* sp. sont des marqueurs de leur zone benthique 2, alors que *Protopennerolis trochangulata* est limité à leur zone benthique 3.

En conséquence, sur ce terrain, les **Calcaires Massifs** ont un âge qui s'étend de l'**Oxfordien** au **Tithonique supérieur**. Ces résultats sont absolument comparables à ceux obtenus par HEINZ [1985] et HEINZ & ISENSCHMID [1988]. Tout comme eux, nous sommes incapables de donner avec précision la position, dans la colonne stratigraphique, de la base du **Kimméridgien** ou du **Tithonique**. D'autre part, nous n'avons pas non plus observé les Calpionelles, qui, selon HEINZ [1985, p. 162], sont limitées, par exclusion écologique, aux zones de sédimentation plus profondes.

2.2.5 Crétacé

Sur le terrain étudié, les roches d'âge crétacé affleurent peu et souvent mal. Cependant, nous avons pu distinguer trois Unités Cartographiées:

- **Formation de l'Intyamon** [PYTHON-DUPASQUIER, 1990]
- **Formation de Rote Platte** [GUILLAUME, 1986], première des trois Formations du Groupe des Couches Rouges
- **Formation des Forclettes** [GUILLAUME, 1986], seconde Formation du Groupe des Couches Rouges.

Sur le terrain, la différenciation de ces trois Unités Cartographiées n'est rendue possible que par l'étude, à la loupe, de la forme générale des Foraminifères planctoniques, et non pas à l'aide des macrofaciès. En effet, nous avons:

- **Formation de l'Intyamon:** Rares Foraminifères planctoniques monocarénés dans une micrite presque pure, puis dans une calcarénite échinodermique suivie par une micrite à Foraminifères planctoniques monocarénés
- **Formation de Rote Platte:** Abondance de grands Foraminifères planctoniques bicarénés à trochospire plate
- **Formation des Forclettes:** Abondance de Foraminifères planctoniques mono- et bicarénés à trochospire haute.

Ces critères distinctifs ressortent en partie de l'étude détaillée de GUILLAUME [1986] sur le Groupe des Couches Rouges. Par contre, les subdivisions en Membres que cet auteur propose ne sont pas reconnaissables sur le terrain dans les conditions d'affleurement rencontrées.

Dans les descriptions qui suivent, la nomenclature micropaléontologique et l'échelle biostratigraphique sont celles de M. CARON [1985].

Voyons maintenant les caractéristiques de ces diverses Unités:

a) Formation de l'Intyamon

La **Formation de l'Intyamon**, jamais signalée dans la région étudiée jusqu'au présent travail, est principalement composée, sur notre terrain, par la Calcarénite de la Plagersflue, dont l'épaisseur varie entre 1 cm et quelques décimètres. Cependant, à la base de cette Unité, nous avons mis en évidence une roche particulière qui est clairement distincte de la Calcarénite.

Cette première roche, observée sous forme de remplissage de première génération de fissures au sommet de la **Formation des Calcaires Massifs**, peut se décrire comme suit:

- Calcaire à patine et cassure jaunâtres, la pâte fine et homogène lui confère un caractère monotone. Au microscope, il s'agit d'un mudstone à rares Foraminifères planctoniques ou biomicrite. Les Foraminifères sont fortement recristallisés, mais nous avons quand même pu reconnaître en particulier:
- *Rotalipora cushmani*

Ces rares Rotalipores nous permettent de dater cette roche du **Cénomanién supérieur**.

Le second type de roche, immédiatement sus-jacent, est typique de la Calcarénite de la Plagersflue. Celle-ci,

d'abord décrite et attribuée à la **Formation de Rote Platte** par GUILLAUME [1986], a été rattachée à la **Formation de l'Intyamon** par PYTHON-DUPASQUIER [1990]. Ce dernier auteur considère en effet la Calcarénite comme un équivalent latéral des roches typiques du sommet de la **Formation de l'Intyamon**, telle qu'observée dans les Plastiques. Tout comme pour la roche précédente, c'est la première fois que cette unité est signalée dans l'échelle de la *GUMMFLUH*. Pourtant nous l'avons trouvée dans tous les affleurements qui montrent le contact entre les roches du **Crétacé** et celles du **Jurassique**. Ceci s'explique aisément par sa très faible épaisseur, et par le fait que, ne se trouvant qu'en remplissage de seconde génération dans des fissures et au fond de ravines ou en fins plaquages sur les **Calcaires Massifs**, sa patine, peu différente de celle de son substratum, ne permet que difficilement de la distinguer. Malgré tout, cette calcarénite possède les caractéristiques suivantes:

- Calcaire à patine et cassure gris clair, gris moyen ou beige. La pâte, homogène, présente des éléments submm à cm, ce qui lui confère un caractère arénitique. Certains de ces éléments, les plus grossiers généralement, apparaissent plus sombres et se distinguent ainsi du reste de la roche. A la patine, on peut observer, sur la tranche, des laminations parallèles ou obliques.

Au microscope, on observe la succession de trois microfaciès distincts. D'abord, un grainstone (Ph. 14, PL. V) à monocristaux de calcite, sans Foraminifères, ou biosparite. Puis, on trouve un packstone à monocristaux de calcite et rares Foraminifères planctoniques et benthiques ou biomicrite, suivi d'un wakestone à Foraminifères planctoniques ou biomicrite. Le tri est variable selon les niveaux et un granoclassement est parfois visible. La nature exacte des monocristaux de calcite ne peut être déterminée sur la seule base de nos échantillons car aucune microstructure n'a été préservée. Cependant, les descriptions de GUILLAUME [1986] dans d'autres localités nous mènent à penser que ces monocristaux sont des débris fortement recristallisés d'Oursins, de Crinoïdes et de Lamellibranches. Les Foraminifères, généralement rares et brisés, deviennent plus abondants et mieux préservés à proximité du passage packstone-wakestone, puis ils sont abondants et bien préservés dans le wakestone (Ph. 15, PL. V). Nous

avons pu reconnaître en particulier: (PL. XV et XVI)

- Foraminifères benthiques bisériés à test agglutiné dans le grainstone
- (Ph. 44) - *Praeglobotruncana gibba*
- (Ph. 45) - *Helvetoglobotruncana praehelvetica*
- (Ph. 46) - *Whiteinella inornata*
- *Whiteinella archeocretacea*
- (Ph. 47) - *Marginotruncana sigali*

Outre les bioclastes, nous avons également observé des clastes sédimentaires remaniés de taille variée, parmi lesquels nous avons recensé: (Ph. 15, PL. V)

- Calcaire riche en pellets, à débris d'Echinodermes et autres bioclastes indéterminables, peut-être issu des **Calcaires Massifs**. La difficulté d'attribution provient d'une intense déformation de cet élément, marquée par une forte schistosité et par l'aplatissement de tous ses composants. La déformation bien moins intense de la matrice packstone englobant cet élément semble indiquer que la déformation de ce dernier est antérieure à sa mise en place dans la Calcarénite.
- Calcaire à oncoïdes parfois accompagnés de Corail: **Calcaires Massifs G1**
- Micrite azoïque d'origine inconnue
- Petits éléments phosphatés homogènes
- Micrite à Rotalipores, typique de la roche sous-jacente datée du **Cénomanién supérieur**
- Calcarénite à monocristaux de calcite ou grainstone

L'existence des trois termes successifs - grainstone, packstone, wakestone - ainsi que les cycles granoclassés, l'abondance d'Echinodermes, la présence d'extraclastes de **Calcaires Massifs**, et surtout l'association de Foraminifères planctoniques, nous permettent d'affirmer qu'il s'agit de la Calcarénite de la Plagersflue [GUILLAUME, 1986], équivalent latéral du sommet de la **Formation de l'Intyamon** [PYTHON-DUPASQUIER, 1990]. Cette Calcarénite est datée du **Turonien moyen** (Zone à Helvetica).

En conclusion, sur le terrain étudié, la **Formation de l'Intyamon**, omniprésente bien que très mince, comprend deux types de roche bien distincts, clairement reconnus et datés. L'intervalle enregistré par cette Unité Cartographiée couvre donc la période du **Cénomanién supérieur** au **Turonien moyen**.

b) *Formation de Rote Platte du Groupe des Couches Rouges*

Immédiatement au-dessus de la Calcarénite de la Plagersflue se trouve l'Unité Cartographiée de la **Formation de Rote Platte**, dont l'épaisseur va de quelques centimètres à plus d'une dizaine de mètres. Cette Formation, définie par GUILLAUME [1986], est subdivisée par elle en trois Membres, de bas en haut:

- Calcaires de Gérignoz ou latéralement, dans le bassin, le Membre d'Allières
- Membre des Rontins
- Membre du Wildenbach.

Sur notre terrain, il n'est pas possible de reconnaître les Membres. En effet, dans les conditions d'affleurement rencontrés, et du fait que les variations lithologiques au sein d'un Membre sont presque aussi variées que celles apparaissant entre les Membres, il n'a pas été possible de les différencier de manière satisfaisante. De plus, M. CARON [comm. orale] nous signale que, suite au travail de thèse de HABLE [sous presse] sur les Couches Rouges du Chablais, il apparaît que les Membres définis par GUILLAUME [1986] ne possèdent pas une extension latérale importante. Seules les Formations se retrouvent et se distinguent facilement. Malgré tout, un travail détaillé en lames minces et à la loupe binoculaire nous a permis de distinguer des types de roche et des microfaciès que nous essayerons de rattacher à des équivalents des Membres définis par GUILLAUME [1986].

L'Unité Cartographiée de **Rote Platte** n'affleure bien et de façon complète que le long d'une seule coupe, qui se situe sur le flanc nord de *MUTTENHUBEL*, bien qu'elle existe aussi, avec une épaisseur extrêmement réduite, aux *POINTES DE SUR COMBE*. La description qui suit rendra donc compte des caractéristiques principales de cette Unité et de ses variations le long de cette coupe:

- Calcaire à patine et cassure de couleurs identiques, mais variées. De bas en haut, on observe la succession suivante, identique quelle que soit l'épaisseur de la Formation (Ph. 78, PL. XXIX):
 - Gris moyen franc
 - Rose plus ou moins soutenu avec parfois des taches blanc laiteux, voire de fins interlits verdâtres
 - Gris beige parfois légèrement brunâtre

- Rouge pourpre présentant parfois des zones légèrement plus claires.

Dans tous les cas, la pâte est fine et homogène et seuls les Foraminifères, les Inocérames et de nombreux stylolites rompent la monotonie de ce type de roche. Au microscope, on observe une biomicrite ou wakestone-packstone à bioclastes. Les bioclastes présents sont:

- Foraminifères planctoniques de tous types et dont la taille moyenne est d'~0.5 mm
- Débris d'Echinodermes dont la taille moyenne est d'~0.8 mm
- Débris d'Inocérames (Bivalve) dont les tailles s'étendent entre 0.1 mm et 1 cm
- Pithonelles (calcisphères) dont la taille moyenne est d'~0.05 mm.

En plus des bioclastes, on peut relever la présence de grains de pyrite, généralement automorphes, dispersés.

L'étude microscopique a également permis d'observer, de la base au sommet de la coupe, les variations de microfaciès progressives suivantes:

- 1) A la base, nous avons un wakestone très riche en calcisphères (75% des bioclastes) avec de rares Foraminifères planctoniques parfois brisés (10%), des débris échinodermiques (~5%), des Inocérames également brisés et quelques Foraminifères benthiques (Ph. 16, PL. VI). Les Foraminifères planctoniques, fortement déformés, n'ont pas pu être déterminés avec certitude. Il semble quand même y avoir:

- *Marginotruncana sigali*
- *Hedbergella* sp.

- 2) Vient ensuite un wakestone dominé par les Foraminifères planctoniques (90%), auxquels sont associés quelques pithonelles (5%) et des prismes d'Inocérames (Ph. 17, PL. VI). La détermination des Foraminifères planctoniques a livré: (PL. XVI et XVII)

- *Dicarinella hagni*
- *Marginotruncana sigali*

(Ph. 48) - *Marginotruncana schneegansi*

(Ph. 49) - *Marginotruncana marianosi*

(Ph. 50) - *Marginotruncana coronata*

- *Hedbergella* sp.

Ces bioclastes sont accompagnés de grains de pyrite.

- 3) Le troisième microfaciès est caractérisé par un wakestone pauvre en fossiles, mais contenant tout de même des Foraminifères planctoniques (45%), des calcisphères (45%), des prismes d'Inocérames (5%) et des Echinodermes (5%). Des zones plus riches en fossiles et montrant une accumulation de grains de pyrite indiquent une bioturbation assez intense (Ph. 18, PL. VI). Nous avons reconnu les Foraminifères planctoniques suivants: (PL. XVII et XVIII)

- *Marginotruncana sigali*
- *Marginotruncana schneegansi*

(Ph. 51) - *Marginotruncana pseudolinneiana*

(Ph. 52) - *Falsotruncana maslakovae*

(Ph. 53) - *Marginotruncana sinuosa*

- *Marginotruncana coronata*

(Ph. 54) - *Hedbergella* sp.

- 4) Le microfaciès suivant se compose d'un wakestone riche en bioclastes avec en particulier 85% de Foraminifères planctoniques, 10% de calcisphères, 5% d'Echinodermes et prismes d'Inocérames. Des zones bioturbées se marquent par une concentration de débris de Foraminifères menant à une texture grainstone (Ph. 19, PL. VII). Les Foraminifères planctoniques suivants ont été identifiés: (PL. XIX)

- *Marginotruncana sigali*
- *Dicarinella primitiva*

(Ph. 55) - *Marginotruncana pseudolinneiana*

(Ph. 56) - *Dicarinella concavata*

(Ph. 57) - *Marginotruncana sinuosa*

- *Marginotruncana coronata*

- *Hedbergella* sp.

- 5) Le microfaciès sus-jacent est un wakestone pauvre en bioclastes et à dominance de prismes d'Inocérames (70%). Ceux-ci sont accompagnés de Foraminifères planctoniques (20%), de calcisphères (10%) et de quelques Echinodermes. Des zones enrichies en Foraminifères planctoniques à test aminci trahissent une bioturbation (Ph. 20, PL. VII). La détermination des Foraminifères a donné:

- *Globotruncana linneiana*

- *Dicarinella* sp.

- *Hedbergella* sp.

- 6) Vient ensuite un packstone avec 95% de Foraminifères planctoniques, de rares calcisphères, quelques débris de prismes d'Inocérames et quelques Echinodermes. La roche est par endroits fortement bioturbée, ce qui se traduit par des zones où les bioclastes sont brisés et dissous (Ph. 21, PL. VII). Nous avons reconnu les Foraminifères planctoniques suivants: (PL. XX)

- *Globotruncana linneiana*

- *Marginotruncana coronata*

(Ph. 58) - *Dicarinella concavata*

- *Hedbergella* sp.

- 7) Le septième microfaciès est fortement bioturbé. La texture normale est celle d'un wakestone dominé par les prismes d'Inocérames (45%) et les Foraminifères planctoniques (45%); des calcisphères (10%) sont également présentes. Les zones bioturbées, nombreuses, se signalent par une concentration en débris de Foraminifères planctoniques (Ph. 22, PL. VIII). Nous avons recensé: (PL. XX)

- *Marginotruncana sinuosa*

- *Marginotruncana coronata*

- *Dicarinella concavata*

(Ph. 59) - *Dicarinella asymetrica*

- *Globotruncana linneiana*

- *Rosita formicata*

- *Globotruncana lapparenti*

- *Hedbergella* sp.

- 8) Au sommet, nous avons un packstone à Foraminifères planctoniques (95%), rares calcisphères, prismes d'Inocérames et Echinodermes. De nombreuses bioturbations peuvent s'observer (Ph. 23, PL. VIII). Nous avons déterminé les Foraminifères planctoniques suivants: (PL. XX)

- *Globotruncana linneiana*

- *Globotruncana lapparenti*

(Ph. 60) - *Dicarinella asymetrica*

- *Globotruncanita stuartiformis*

- *Hedbergella* sp.

A propos des ces microfaciès observés, il faut remarquer que seule la faune de Foraminifères planctoniques montre une évolution progressive. Les

autres critères distinctifs de ces microfaciès (quantité de bioclastes, % relatifs des différents types de bioclastes, présence de bioturbation) ne sont pas typiques d'un niveau particulier. Ils peuvent apparaître n'importe où dans l'Unité.

De plus, on remarque fréquemment la présence de Foraminifères planctoniques dont le remplissage est différent de la matrice. Des colorations sur surfaces polies montrent également des différences notables dans la composition chimique des tests de certains Foraminifères. Ces deux observations indiquent la présence, dans cette Unité, d'un remaniement important, omniprésent et augmentant vers le sommet.

Les datations fournies par la microfaune montrent un rajeunissement des microfaciès de la base (Zone à Sigali: **Turonien supérieur**) au sommet (Zone à Asymetrica: **Santonien supérieur**) de l'Unité.

De plus, et bien que les observations de terrain ne nous aient pas permis de reconnaître les Membres définis par GUILLAUME [1986], ces datations nous incitent aux regroupements suivants:

- Les microfaciès 1, 2 et 3 font partie du type "Gris moyen franc", qui peut correspondre au Membre des Calcaires de Gérignoz daté de la Zone à Sigali.
- Les microfaciès 4, 5 et 6 font partie du type "Rose plus ou moins soutenu..." qui peut correspondre au Membre des Rontins daté du sommet de la Zone à Sigali à la Zone à Asymetrica.
- Le microfaciès 7 fait partie du type "Gris beige parfois légèrement brunâtre" qui peut correspondre au sommet du Membre des Rontins.
- Le microfaciès 8 fait partie du type "Rouge pourpre", qui peut correspondre au Membre du Wildenbach daté de la Zone à Asymetrica.

En conclusion, sur le terrain étudié, l'Unité Cartographiée de la **Formation de Rote Platte**, omniprésente, a été reconnue dans son intégralité, alors que l'identification des Membres est plus discutable. Rappelons à ce propos que selon M. CARON [comm. orale], la subdivision des Formations des Couches Rouges en Membres est artificielle, car leur texture, composants et extension sont fonction de leur paléoemplacement. L'âge de la **Formation de Rote Platte** s'étend du **Turonien supérieur** au **Santonien sommital** [GUILLAUME, 1986; cette étude].

c) *Formation des Forclettes du Groupe des Couches Rouges*

Dans la région étudiée, cette Formation n'a pas pu être mise en évidence en position stratigraphiquement normale, mais a été reconnue sous forme d'éléments remaniés dans la **Mégabrèche de Comborsin**, dont le cas sera étudié plus loin. Cette Formation définie par GUILLAUME [1986] est subdivisée en trois Membres avec, de bas en haut:

- Membre du Pissot
- Membre du Calcaire des Rayes
- Membre du Conglomérat de Beaumont

Etant donné les conditions de gisement très particulières évoquées ci-dessus, nous n'avons pas reconnu la **Formation des Forclettes** grâce à son aspect ou à sa position stratigraphique. En fait, seuls le microfaciès et l'association de faune particuliers de certains éléments de la **Mégabrèche de Comborsin**, observés en lame mince, nous ont indiqué l'existence de Couches Rouges maastrichtiennes, appartenant donc à la **Formation des Forclettes**. Voici les caractéristiques de ces microfaciès particuliers rencontrés dans la **Mégabrèche de Comborsin**:

- Il s'agit d'une roche granoclassée dont le terme fin est un wakestone et dont le terme grossier est un packstone (Ph. 24, PL. VIII). Le wakestone est riche en Foraminifères planctoniques (80%), et montre également des prismes d'Inocérames (10%) et des débris d'Echinodermes (10%). La majorité des Foraminifères planctoniques sont petits (<0.25 mm), avec:

- *Hedbergella* sp.
- Petits bisériés

Le packstone, quant à lui, est dominé par des débris d'Echinodermes et d'Inocérames (60%) qui sont accompagnés de Foraminifères planctoniques (25%), mais comprend également de petits Foraminifères agglutinés et hyalins, et des débris de Brachiopodes. Ici, les bioclastes sont beaucoup plus gros (~0.75 mm), en particulier les Foraminifères planctoniques parmi lesquels *Hedbergella* sp. est quasi absente (Ph. 25, PL. IX). En revanche, on a déterminé: (PL. XXI et XXII)

- (Ph. 61) - *Rugoglobigerina rugosa*
- (Ph. 62) - *Globotruncanita stuarti*
- (Ph. 63) - *Globotruncana falsostuarti*

(Ph. 64) - *Rosita (contusa ?)*

- *Globo truncana arca*

Macroscopiquement, cette roche est un calcaire, à patine et cassure passant du gris rose au rose pâle. La pâte varie de grossier à fin et homogène. On peut observer des structures obliques et des cycles grano-classés. L'aspect et le microfaciès sont typiques du Membre du Pissot, ce que confirme également la faune.

L'association des Foraminifères de cette roche correspond à la Zone à Gansseri de la base du **Maastrichtien supérieur**.

- Packstone à Foraminifères planctoniques souvent brisés et en partie dissous. La matrice verdâtre s'avère être, au microscope, le résultat d'une forte phosphatisation (Ph. 26, PL. IX). La détermination des Foraminifères planctoniques a donné: (PL. XXII)

(Ph. 65) - *Globo truncana linneiana*

Pour des raisons de gisement, ce type de roche n'a pu être observé que microscopiquement. L'association de faune indique que nous avons probablement affaire à la Zone à Mayaroensis, correspondant au sommet du **Maastrichtien supérieur**. La forte minéralisation verdâtre observée indique qu'il s'agit probablement du Hard Ground de Roter Sattel impliquant le sommet de la **Formation des Forclettes** (Conglomérat de Beaumont ou Calcaires des Rayes).

En conclusion un seul des trois Membres de cette Formation a été reconnu avec certitude, une indétermination subsiste quant à l'attribution du second microfaciès observé. Mais répétons-le, nous n'avons jamais trouvé ces roches sous forme de couches en position stratigraphique normale. Notons encore que cette Formation est limitée au **Maastrichtien supérieur** [GUILLAUME, 1986].

En résumé, dans la région étudiée, le **Crétacé** consiste en une succession de périodes sans trace de sédiments (**Berriasien - Cénomaniens moyen et Campanien - Maastrichtien moyen**) et de périodes dont l'enregistrement sédimentaire est conservé sous forme de trois Unités Cartographiées (**Cénomaniens supérieur - Santonien sommital** pour l'ensemble des deux Unités de la **Formation de l'Intyamon** et de la **Formation de Rote Platte**, et **Maastrichtien supérieur** pour l'Unité de la **Formation des Forclettes**).

2.2.6 Tertiaire

Sur le terrain étudié, les roches d'âge tertiaire se présentent selon quatre types très contrastés, qui sont regroupés sous les trois Unités Cartographiées suivantes:

- **Formation des Chenaux Rouges**, avec à sa base une croûte minéralisée à structure stromatolitique. Elle constitue la dernière Formation du Groupe des Couches Rouges [GUILLAUME, 1986].
- **Mégabèche de Comborsin**
- **Flysch des Médiannes**

Sur le terrain, la distinction entre ces trois Unités Cartographiées est très facile, comme le montrent les descriptions ci-dessous:

a) Formation des Chenaux Rouges du Groupe des Couches Rouges

Cette Unité Cartographiée possède deux types de roche totalement différents. Le premier - une croûte stromatolitique -, toujours limité aux dix cm initiaux, forme la limite évidente entre les roches de la **Formation des Chenaux Rouges** [GUILLAUME, 1986] et les roches antérieures (d'âge **Crétacé**). Le second type ne peut être confondu avec les Unités crétaées du Groupe des Couches Rouges, puisque sa nature à l'affleurement et sa faune sont clairement différentes. Voyons les caractéristiques de ces roches, en commençant par la croûte minéralisée:

- Roche peu calcaire à patine et cassure rouge sombre voire brun noir et présentant fréquemment des teintes métalliques. Des structures en chou-fleur allant jusqu'à 10 cm de large ressortent à l'affleurement à cause de leur grande résistance à l'érosion. L'étude au microscope fait apparaître une structure généralement très complexe, où des organismes constructeurs se développent selon trois modes au moins:
 - 1° Développement de fines laminations quasiment planes et parallèles (Ph. 27, PL. IX et Ph. 28, PL. X)
 - 2° Développement de fines laminations avec structures en colonnettes ou en parois pouvant atteindre une hauteur de 10 cm (Ph. 28, PL. X)
 - 3° Développement de fines laminations avec structure de champignon ou de rosettes de chou-fleur (Ph. 29, PL. X)
 - 4° Une structure arborescente minéralisée pouvant

s'apparenter à *Frutexitis arboriformis* MASLOV (Ph. 30, PL. X)

Ces trois types de structures coexistent généralement, et les divers échantillons étudiés en détail ont montré chacun une histoire différente fort complexe.

Outre les structures construites, se marquant par des alternances de fins lits ondulés calcitiques plus ou moins minéralisés et constituant par là même un boundstone, nous avons relevé la présence de bioclastes. Ces derniers sont de deux types:

1° Rares Foraminifères benthiques encroûtants et perforants

2° Des bioclastes variés - Foraminifères planctoniques et benthiques, débris d'Echinodermes - perforés par des "bactéries" et regroupés dans un fin niveau (~4 mm) à texture calcarénitique intercalé dans les laminations (Ph. 31, PL. XI). La faune de cette calcarénite, qui s'apparente à la Calcarénite de la Hochmatt [GUILLAUME, 1986], est très bien triée, uniquement crétacée et visiblement remaniée. Nous y trouvons également des stromatactis, de 3 à 4 mm de long pour une hauteur de 1 mm, présentant des structures géopétales. En effet, ces stromatactis sont remplis d'abord par une micrite carbonatée à minuscules Foraminifères, puis comblés par un ciment sparitique de calcite (Ph. 32, PL. XI).

Remarquons encore que tous les bioclastes présents dans cette roche sont partiellement dissous et minéralisés. Les structures construites possèdent des directions de croissance de tous types (aussi bien vers le haut, vers le bas que latéralement). Au-delà d'une certaine limite, on observe un mélange entre ces structures construites et minéralisées, de moins en moins compactes, et des packstones à Foraminifères planctoniques et rares benthiques partiellement minéralisés, dont la forme globuleuse et le test épais et perforé trahissent un âge tertiaire. Les Foraminifères reconnus sont:

- *Globigerina* sp.
- *Planorotalites pseudomenardii*
- *Acarinina mckannai*
- *Morozovella* gr. *velascoensis*
- *Morozovella conicotruncata*

En dessus de la croûte stromatolitique minéralisée des Chenaux Rouges, on trouve une roche typique de la

Formation des Chenaux Rouges s.str.:

- Calcaire argileux à patine et cassure rouge bordeaux, lie-de-vin caractéristiques. La pâte fine et homogène est parcourue par des stylolites plus sombres. La roche se débite généralement en fines plaquettes dont la surface présente un aspect lustré, qui trahit la composante argileuse. Cette roche tendre a la particularité de former des pentes herbeuses peu accentuées.

Au microscope, on observe un wakestone riche en Foraminifères planctoniques ou biomicrite. Le tri est bon à très bon et les Foraminifères sont majoritairement globuleux, à test épais et perforé (Ph. 33, PL. XI). De nombreuses sections possèdent un remplissage différent de la matrice:

- Minéralisé et donc plus sombre
- Sparite calcitique

Ceci indique leur remaniement. A côté des formes tertiaires, il n'est pas rare de trouver des Foraminifères planctoniques à carènes, typiques du Crétacé, qui sont, par conséquent, également remaniés. Cependant, les formes tertiaires suivantes ont été identifiées:

- *Acarinina* sp.
- *Morozovella velascoensis*
- *Morozovella conicotruncata*
- *Acarinina* sp.
- *Planorotalites* gr. *chapmani*
- *Planorotalites compressa*
- *Pseudohastigerina wilcoxensis*
- *Acarinina esnaensis*
- *Morozovella kolchidica*
- Bulliminidae
- Radiolaires

En conclusion, l'Unité Cartographiée de la **Formation des Chenaux Rouges** est composée d'une base à structure de croûte stromatolitique minéralisée, qui passe progressivement à un calcaire argileux riche en Foraminifères planctoniques. L'âge de cette Unité n'est limité à sa base, sur notre terrain, que par la Zone à *Asymetrica* de la **Formation de Rote Platte** sous-jacente. Les premières formes tertiaires déterminables dans la zone de transition, entre la croûte minéralisée et le wakestone, correspondent à une association couvrant les Zones P3b et P4 de BLOW [1969] et de BERGGREN & VAN COUVERING [1974]. Plus haut, dans le wakestone à Foraminifères, nous trouvons des associations couvrant les Zones P3b à P6, voire plus jeunes.

Les Foraminifères présents indiquent que la microfaune typique des Zones P3b et P4 est remaniée dans un sédiment plus jeune, à microfaune typique des Zones P5 et P6.

Ainsi, le sommet de la croûte stromatolitique et les roches immédiatement superposées appartiennent aux Zones P3b et P4. Elles datent donc, selon l'échelle de CAVELIER & POMEROL [1986], du **Thanétien (Paléocène supérieur)**. Par contre, sur la base de nos observations, nous n'affirmerons pas que la base de la croûte minéralisée est d'âge **Thanétien**, car d'une part aucune faune ne le confirme et d'autre part, dans la partie orientale de notre terrain, cette croûte repose immédiatement sur des roches d'âge **Santonien**. Le wakestone, dont nous n'avons étudié que la base, s'est sédimenté au cours de l'**Yprésien inférieur**, mais contient également une faune remaniée du **Thanétien** et du **Crétacé**. Nous ne pouvons pas dater la fin de la sédimentation de cette Formation, puisque nous n'avons pas échantillonné son sommet.

Il est intéressant de relever que nos datations diffèrent quelque peu de celles de GUILLAUME [1986]. En effet, cet auteur propose aussi un âge **Paléocène** pour la croûte minéralisée, mais obtient un âge **Eocène inférieur** pour les sédiments immédiatement sus-jacents, que nous datons pour notre part du **Paléocène supérieur**. Quant au wakestone de la **Formation des Chenaux Rouges** s.str., GUILLAUME [1986] en fait, tout comme nous, un sédiment d'âge **Eocène inférieur** remaniant des faunes typiques du **Paléocène**. Par contre, elle attribue à sa base un âge légèrement plus jeune que nous, puisqu'elle restreint le wakestone à "la Zone à Aragonensis qui date de la partie supérieure de l'**Eocène inférieur**" (à peu près équivalente aux Zones P7 et P8 de BLOW [1969] et de BERGGREN & VAN COUVERING [1974]), alors que nous attribuons la base du wakestone aux Zones P5 et P6.

De telles différences peuvent provenir d'une part des difficultés de datation liées à un remaniement constant des sédiments dès leur dépôt, mais peuvent également être dues à un diachronisme de la base de la **Formation des Chenaux Rouges**.

b) *Mégabrèche de Comborsin*

La seconde Unité Cartographiée que nous avons distinguée dans les roches tertiaires peut être considérée comme une variation latérale de l'Unité précédente, mais son caractère exceptionnel et spectaculaire nous a poussés à en faire une Unité particulière. Le nom que nous lui avons at-

tribué a été dicté par sa nature et par l'endroit où nous l'avons découverte (Ph. 76 et 77, PL. XXVIII).

Les études macroscopique et microscopique nous ont livré les observations suivantes:

- Il s'agit d'une roche composite comprenant, sans classement apparent, des éléments anguleux à subarrondis de couleurs diverses et de toutes tailles (mm à plurim) enrobés dans une matrice marnocalcaire lie-de-vin, parfois stratifiée. L'analyse détaillée des éléments a montré qu'ils proviennent de roches d'âges très variés:
 - Calcaire gris, grossièrement détritique, à *Tubiphytes*, Coraux, Echinodermes, etc., de Microfaciès typiquement G1 de la **Formation des Calcaires Massifs** et d'âge **Kimméridgien**
 - Calcaire gris, grossièrement détritique à Coraux, Echinodermes, etc., de Microfaciès typiquement G1 de la **Formation des Calcaires Massifs**, et probablement d'âge **Tithonique**
 - Micrite pure à rares Rotalipores, typique du terme basal de la **Formation de l'Intyamon**
 - Calcarénite à Echinodermes et Foraminifères planctoniques, typique de la Calcarénite de la Plagersflue de la **Formation de l'Intyamon**
 - Calcaire gris, jaune, rose ou rouge à faune typique de la **Formation de Rote Platte** dont toutes les zones sont représentées
 - Calcaire gris ou rose à faune parfois condensée et granoclassée, typique de la **Formation des Forclettes**
 - Calcaire vert ou jaune, phosphaté, typique du Hard Ground de Roter Sattel du sommet de la **Formation des Forclettes**
 - Concrétions noirâtres à aspect métallique typiques de la croûte minéralisée et stromatolitique de la base de la **Formation des Chenaux Rouges**
 - Calcaire mameux rouge lie-de-vin à faune tertiaire. Les Foraminifères planctoniques les plus vieux appartiennent à la Zone P2 de BLOW [1969] et de BERGGREN & VAN COUVERING [1974], mais les associations normalement observées indiquent sans distinction possible les Zones P3b à P6. Ces éléments sont typiques de la **Formation des Chenaux Rouges**.

En plus de ces éléments simples, il existe deux autres sortes d'éléments composites associant plusieurs

types de roches décrits plus haut, selon deux modes:

- 1° Succession stratigraphique, par exemple la **Formation de l'Intyamon** en plaquage sur les **Calcaires Massifs du Malm** ou en remplissage de fissures (Ph. 34 et 35, PL. XII)
- 2° Brèche ou conglomérat dont la matrice appartient à la **Formation des Forclettes** et dont les éléments sont typiques de la **Formation de Rote Platte**, entre autres.

A leur surface, certains éléments de **Calcaires Massifs** présentent un liseré recristallisé en sparite et microsparite, ce qui leur confère une couleur plus claire. Au contact entre le liseré et la matrice, on observe un phénomène de démantèlement du liseré qui semble s'effriter en chargeant la matrice de débris de bioclastes et de grains de sparite issus des **Calcaires Massifs** (Ph. 36, PL. XII).

Quant à la matrice de la **Mégabrèche de Comborsin**, elle est similaire en tout point aux calcaires marneux de la **Formation des Chenaux Rouges** s.str., mise à part la présence, en plus grand nombre, de Foraminifères planctoniques mono- ou bicarénés crétacés, dont le remaniement est trahi par leur remplissage.

Notons encore que sur le terrain, il est parfois difficile de repérer la matrice tertiaire entre les éléments. En effet, lorsqu'on a localement une accumulation de blocs de même nature, séparés uniquement par des films mm de matrice, il s'agit presque d'une roche reconstituée (Ph. 76, PL. XXVIII). Ceci explique certainement pourquoi cette brèche tertiaire a été confondue par les anciens auteurs avec les **Calcaires Massifs du Malm**.

En résumé, cette **Mégabrèche de Comborsin** s'est déposée au **Tertiaire** en remaniant toutes sortes d'éléments dont les plus anciens sont d'âge **Kimméridgien**. La matrice la plus récente observée appartient, sans distinction possible, aux Zones P3b à P6 et est donc antérieure ou contemporaine de l'**Yprésien inférieur**. Bien que la présence d'éléments de brèche à matrice d'âge **Maastrichtien supérieur**, ainsi que d'éléments de croûte minéralisée à éléments anguleux témoigne d'une sédimentation bréchiq ue dès la fin du **Crétacé supérieur**, il n'est pas possible de savoir si cette sédimentation résulte d'événements successifs brutaux ou si elle s'est étalée du **Maastrichtien supérieur** à l'**Yprésien inférieur**. Dans tous les cas, la

Mégabrèche, telle qu'observée à Comborsin, correspond à la dernière phase de sédimentation bréchiq ue.

c) *Flysch des Médiannes*

La troisième et dernière Unité Cartographiée du **Tertiaire** est également la plus jeune de la colonne stratigraphique. Le **Flysch** se superpose à l'Unité de la **Formation des Chenaux Rouges** par l'intermédiaire d'une zone de transition décimétrique, où des marnes rouges alternent en bancs fins avec des argilites verdâtres (seule observation possible de cette transition aux coordonnées: 584'620/144'150/1380).

Le **Flysch des Médiannes** n'a été échantillonné qu'à l'emplacement du meilleur affleurement, près du GOUR DE COMBORSIN (coordonnées: 582'400/143'780/1650). A cet endroit, le sommet de la **Formation des Chenaux Rouges**, la base du **Flysch des Médiannes** et la zone de transition entre ces deux Unités sont recouverts par des dépôts quaternaires. Il n'a donc pas été possible d'étudier cette portion de coupe.

Ce **Flysch des Médiannes** se caractérise comme suit:

- Argilites noires, finement quartzieuses et micacées, non ou faiblement calcaires, formant une masse non ou mal stratifiée de 15 à 20 m d'épaisseur qui emball e de nombreux fragments de taille cm à dm. Ces fragments appartiennent à plusieurs types de roches, parmi lesquels des grès peu calcaires fins à grossiers (avec rares passées cm microbréchiq ues riches en gravillons dolomitiques), des roches siliceuses très fines et compactes, des grès calcaires et des calcaires gréseux. Les surfaces de ces éléments montrent souvent des chondrites.

L'étude microscopique de deux fragments des roches les plus calcaires, prélevés l'un à ~12 m sous la nappe de la Brèche et l'autre à ~2 m, a révélé deux roches bien distinctes:

- La première roche est un packstone très bien trié à extraclastes et bioclastes, de petite taille (~0.25 mm) et souvent brisés (Ph. 37, PL. XIII). Les extraclastes comprennent entre autres des grains de:
 - Quartz anguleux à subarrondis et faible sphéricité, en grande quantité
 - Micas divers
 - Glauconite
 - Opaques (pyrite)

Les bioclastes, quant à eux, comprennent des débris d'Echinodermes, ainsi que des Foraminifères planctoniques et benthiques dont la détermination a donné:

- *Globigerina* sp.
- *Acarinina* sp.
- Anomalinidés

La roche montre des traces cm de bioturbation quasi totalement épigénisées en pyrite.

Cette roche est un grès calcaire d'un type fréquent dans le **Flysch des Médiannes**.

- La seconde roche est également un packstone très bien trié à extraclastes et bioclastes, de petites tailles (~0.25 mm) (Ph. 38, PL. XIII). Les bioclastes sont préservés de manière très inégale, en raison d'une forte recristallisation qui affecte les tests différemment selon leur composition originelle. Les extraclastes comprennent entre autres des grains de:

- Quartz anguleux à subarrondis et faible sphéricité
- Micas divers

Les bioclastes, quant à eux, comprennent des débris d'Echinodermes, des Foraminifères planctoniques globuleux indéterminables, ainsi que des Radiolaires calcifiés souvent fort bien préservés. Selon une détermination en lame mince d'I. POPOVA, ces Radiolaires peuvent être attribués à: (PL. XXII)

(Ph. 66) - *Dictyopora* sp. aff. *D. pirum* EHRENBERG

Ce genre apparaît au début de l'**Eocène inférieur** et disparaît peu après le début de l'**Eocène supérieur**.

Cette seconde roche diffère de la première par la présence de nombreux Radiolaires (signalés pour la première fois dans un flysch des Préalpes Médiannes), par la nettement moins grande quantité de quartz et par l'absence de bioturbation. Cette roche originale est un calcaire gréseux d'un type inhabituel dans le **Flysch des Médiannes**.

L'âge du **Flysch des Médiannes** est mal contraint. D'une part les microfaunes rencontrées sont mal conservées ou peu caractéristiques, d'autre part nous n'avons pas pu dater le sommet de l'Unité sous-jacente (**Formation des Chenaux Rouges**). Rappelons que le **Flysch** n'a encore jamais été daté avec précisions dans les Préalpes Médiannes Rigides. En revanche dans la nappe des Préalpes Médiannes Plastiques, le flysch a été daté en plusieurs points de l'**Eocène moyen** [p. ex. BADOUX & MERCANTON, 1962; C. CARON et al., 1980; GUILLAUME, 1986]. Cet âge est com-

patible avec les Radiolaires que nous avons trouvés. Nous admettons donc que c'est aussi l'âge du **Flysch des Médiannes** à la *GUMMFLUH*, tout en étant conscient qu'il pourrait aussi être légèrement plus ancien.

En conclusion, les roches datées du **Tertiaire** se subdivisent en trois Unités Cartographiées: la **Formation des Chenaux Rouges**, la **Mégabrèche de Comborsin** - qui est une variation latérale de l'Unité précédente - et le **Flysch des Médiannes**, dont la transition avec la **Formation des Chenaux Rouges** sous-jacente est progressive. Le dépôt de l'ensemble de ces Unités s'est produit au moins du **Paléocène supérieur** à l'**Eocène moyen**, mais il est envisageable qu'il ait débuté un peu plus tôt.

2.3 Description des coupes stratigraphiques

Il s'agit ici d'examiner l'agencement des diverses roches et microfaciès le long de chacune des coupes: *POINTES DE SUR COMBE*, *GUMMESEL* et *MUTTENHUBEL* (cf. **Figure 2.1**). Nous passerons en revue chacune des Unités Cartographiées et signalerons les éventuelles particularités des roches par rapport aux descriptions du début de ce chapitre et de la littérature.

Toutes les citations tirées de BAUD [1987] se réfèrent aux pages 32, 34 et 35. Rappelons que cet auteur a étudié des coupes du **Trias moyen** des plus importantes écaillés des Préalpes Médiannes Rigides. La plus proche se situe dans la partie occidentale de l'écaillé de la *GUMMFLUH*, 4 km à l'Ouest des *POINTES DE SUR COMBE*.

2.3.1 Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

La coupe décrite ci-dessous a été levée d'un flanc à l'autre du massif des *POINTES DE SUR COMBE*. Au sud, elle commence sur les hauts de USSERS LÄGER et se poursuit en direction du sommet. Les conditions topographiques et d'affleurement, ainsi que des variations latérales concernant la limite entre les roches d'âge **Trias** et **Malm** et celles d'âge **Malm** et **Crétacé**, nous ont obligés à scinder la coupe en six segments décalés les uns par rapport aux autres. La coupe se termine, au nord, à proximité du GOUR DE COMBORSIN. Les coordonnées des segments, des roches les plus vieilles aux plus jeunes, sont les suivantes:

S1: 582°260/142°890/1860 à 582°160/143°010/1970
S2: 582°120/143°960/1965 à 581°950/143°210/2175

S3: 582'060/143'170/2045 à 582'040/143'270/2065
 S4: 582'330/143'380/1870 à 582'200/143'830/1720
 S5: 582'300/143'730/1740 à 582'340/143'830/1675
 S6: 582'380/143'730/1680 à 582'400/143'800/1655

Les **Figures 2.2 à 2.5, 2.8 et 2.10**, synthèses de tous les segments de coupe, constituent le support visuel de ce qui suit.

a) *Trias*

- La **Cornieule**, dont l'épaisseur totale atteint ~36 m, est subdivisée en deux types de roche, avec respectivement ~22 m pour la Microcornieule, qui constitue la base de la coupe, et ~14 m pour la Cornieule. Ces deux types de roche comprennent des fragments mm à cm de quartzites et de pélites vertes.
- Dans les **Calcaires Variés**, nous avons tenté de reconnaître les subdivisions en unités définies par BAUD [1987]. Cette tâche, peu aisée, a suscité un certain nombre de remarques quant aux différences de contenu et d'épaisseur entre nos unités et celles de cet auteur. En effet, hormis quelques rares niveaux, semble-t-il remarquables - unités 3d, 3f, 4d, 4f et 5b - nos roches ont dû être attribuées à des unités à la description desquelles elles ne correspondaient pas totalement.

Le long de cette coupe, il n'est pas possible d'observer le contact entre les **Calcaires Variés** et la **Cornieule** sous-jacente, puisqu'il est caché par ~26 m de couverture végétale.

- L'unité 3c débute sous la couverture végétale, puisque à ~50 m, deux petits bancs de calcaires granuleux apparaissent. Puis, sur ~34 m on observe une alternance entre de fins bancs de calcaires pseudovermiculés, parfois fortement déformés, voire mylonitisés, et des calcaires granuleux, dont l'étude au microscope a révélé des "ombres de pression" avec parfois cristallisation de quartz autour des granules. Nous avons donc affaire à une base de nappe fortement déformée. Cette unité contient des calcaires granuleux et est beaucoup plus épaisse que décrite par BAUD: "5 à 10 m de calcaires vermiculés". Notons également que pour BAUD, les calcaires granuleux n'apparaissent qu'à partir de l'unité 3d.
- L'unité 3d est caractérisée par une série d'~28 m de calcaires granuleux homogènes. Mise à part l'épaisseur, ceci correspond assez bien à la défini-

tion de BAUD: "... des calcaires granuleux sur 10 à 20 m d'épaisseur".

- La fine unité 3e (~7 m) signe la réapparition des calcaires pseudovermiculés, qui sont intercalés avec des calcaires granuleux. Mise à part la présence de ces derniers, ceci ressemble aux "calcaires vermiculés de 10 à 20 m d'épaisseur" de BAUD.
- La fine unité 3f (~8 m) ne contient que des calcaires granuleux en fins lits. BAUD parle d'une série "... entièrement constituée par des calcaires granuleux, en bancs réguliers sur 20 à 30 m d'épaisseur", ce qui, à part l'épaisseur, s'apparente bien à ce que nous avons décrit. Cette unité est la dernière de la séquence 3, dont le sommet est caractérisé par le passage à des calcaires massifs gris bleu.
- L'unité 4a, épaisse d'~15 m, est constituée uniquement de calcaires massifs gris bleu en bancs d'épaisseur assez constante. Par rapport aux "4 à 10 m de calcaires à Diplopores dans lesquels peuvent s'intercaler de un à plusieurs niveaux de dolomies", nous avons une épaisseur légèrement supérieure, sans trace de bancs de dolomie.
- L'unité 4b (~25 m) est une série comprenant une succession désordonnée de trois types de roche: dolomies, calcaires pseudovermiculés et calcaires massifs gris bleu. Quant à lui, BAUD parle de "calcaires granuleux, en partie oolithiques, d'épaisseur variable (10 à 30 m)".
- L'unité 4c, que BAUD définit comme le "niveau à silex [...], épais de 5 à 10 m en moyenne", fait ici une épaisseur d'~9 m. Par contre, nous n'avons pas trouvé l'ombre d'un silex dans cette coupe. Ici cette unité signe la réapparition des calcaires granuleux, qui s'intercalent avec des calcaires massifs gris bleu et des dolomies.
- L'unité 4d, épaisse d'~17 m, correspond exactement aux "10 à 20 m de calcaires granuleux" de BAUD.
- L'unité 4e est épaisse d'~48 m. A sa base, on observe les premières infiltrations paléokarstiques à hématite, qui affectent un banc calcaire. Cette unité est une alternance entre des dolomies et des calcaires massifs gris bleu qui sont parfois affectés par une brèche intraformationnelle. Nous en avons relevé deux niveaux: à ~207 m et à ~240 m.

Cette description diffère notablement de "l'alternance de calcilutites pseudo-noduleuses et de calcarénites sur 10 à 25 m d'épaisseur" de BAUD.

- L'unité 4f signe la dernière réapparition des calcaires granuleux sur une épaisseur d'~10 m. La correspondance avec "la dernière unité granuleuse de la Formation" est parfaite.
- L'unité 5a, épaisse d'~5 m, est limitée à des calcaires gris bleu en bancs massifs, ce qui ne correspond pas bien aux "10 à 20 m de calcaires vermiculés..." de BAUD.
- Par contre, l'unité 5b est une épaisse série (~52 m) où alternent des dolomies en bancs plus ou moins épais avec des calcaires en fins bancs. Au sommet de l'unité (~290 m), on note la présence d'une poche paléokarstique stratiforme du Type violet à sphérules. Il s'agit là de la première moitié de l'unité 5b de BAUD.
- Le **Niveau d'émersion** est constitué par la seconde moitié de l'unité 5b. C'est une série d'~15 m où alternent dolomies en fins bancs et pélites rouges, vertes ou jaunes. A plusieurs niveaux, on trouve des poches paléokarstiques où deux types prédominent: stratiforme du Type violet à sphérules, et poche dam remplie par le Type argiles et brèches sidérolitiques (Ph. 69, PL. XXIV).
Contrairement à l'épaisseur, le contenu de notre unité 5b coïncide avec les "5 à 8 m de dolomies claires à stromatolites plans et qui se termine par un niveau épais de 0.5 à 1 m d'argilites vertes ou rouges". Notons qu'il s'agit du sommet de la Formation de Saint-Triphon, qui a fait l'objet de l'étude de BAUD [1987].
- Les **Calcaires Rubanés** sont synonymes de l'unité 6a, dont l'épaisseur atteint ~46 m. Ce sont des calcaires massifs très sombres, avec parfois de fins "lits" sinueux plus clairs.
De manière générale, ces **Calcaires Rubanés** contiennent fréquemment de fins sills paléokarstiques stratiformes à remplissage violet à sphérules ou des tubes paléokarstiques remplis par des matériaux dolomitiques jaunes.
Le long de S3, on observe, à la base et au sommet des **Calcaires Rubanés**, des poches dam d'argiles et brèches sidérolitiques dont la matrice est jaune ou rouge lie-de-vin.

b) *Sédiments sporadiques non datés entre le Trias et le Malm*

Les sédiments sporadiques ne sont représentés le long de cette coupe que par des **Remplissages paléokarstiques**:

- Comme nous l'avons vu, ces **Remplissages paléokarstiques** s'expriment selon les 4 types décrits précédemment. Ils affectent jusqu'à l'unité 4d, soit ~150 m en dessous de la limite supérieure des roches attribuées au **Trias**, et deviennent de plus en plus fréquents vers le sommet des **Calcaires Rubanés**.

c) *Dogger*

- Les **Couches à Mytilus** du **Dogger** sont discontinues et n'affleurent que le long de la coupe S4. Elles apparaissent ici sous la forme bréchique décrite plus haut, dont le développement est d'~5 à 7 m (Ph. 6, PL. II et Ph. 74, PL. XXVII).

Notons que cette roche a déjà été mentionnée par MASSON et al. [1980, p. 334] qui y voient "une brèche à éléments de calcaire triasique sous-jacent." Pour sa part, HEINZ [1985, p. 28 et p. 66-68], dont le profil *POINTES DE SUR COMBE* est à peu près confondu avec le nôtre, signale la présence de **Couches à Mytilus** dans lesquelles nagent des galets de roche du **Trias** cm à dm. Il attribue également ces **Couches à Mytilus** au Membre du Rübli.

d) *Malm*

- Avant de discuter des **Calcaires Massifs** eux-mêmes, regardons plus en détail la limite entre les roches triasiques sous-jacentes et cette Formation.
Le long de S2, on observe un passage brusque, sans discordance mesurable, entre les **Calcaires Rubanés** et les **Calcaires Massifs** de Type Moyen et de microfaciès Muttonhubel-MF.
Sur S3, la limite est assez complexe. On observe une poche paléokarstique au-dessus de laquelle se trouvent encore ~1.5 m de **Calcaires Rubanés**. Ceux-ci présentent des fissures remplies par des **Calcaires Massifs** de type Gummfluh-MF moyen. Environ 1 m au-dessus du passage, proprement dit, aux **Calcaires Massifs**, on observe un type de roche particulier où des galets mous dm de Pfad-MF sont contenus dans une matrice de Muttonhubel-MF. C'est la seule occurrence d'un "mélange" entre deux

microfaciès des **Calcaires Massifs** (Ph. 75, PL. XXVII).

Attardons-nous maintenant sur S4 où la totalité du développement des **Calcaires Massifs** a été étudiée en détail. Ceux-ci débutent directement au-dessus de la brèche, à matrice Membre du Rübli des **Couches à Mytilus**, d'abord sous forme de bancs m, qui s'estompent peu à peu. Au bout d'~20 m, les calcaires ne sont plus lités. L'épaisseur totale de cette Unité est d'~240 m. Sur cette valeur, nous ne pouvons pas garantir une grande précision, car l'absence de stratification ne permet pas de vérifier, en tout temps, si la coupe est bien perpendiculaire aux couches. Cependant HEINZ [1985] obtient pour cette même Formation une épaisseur tout à fait comparable (~247 m). Ainsi, cette épaisseur d'~240 m est reproductible et doit donc correspondre à la réalité.

Du point de vue des microfaciès, HEINZ [1985] trouve:

- 1 ~31 m de Muttenhubel-MF
- 2 ~60 m de Pfad-MF
- 3 ~31 m de Gummfluh-MF
- 4 ~16 m de Pfad-MF
- 5 ~28 m de Gummfluh-MF
- 6 ~22 m de Pfad-MF
- 7 ~59 m de Gummfluh-MF

Son tableau récapitulatif [Profiltafel 6 dans ses annexes] permet les déductions suivantes:

- 1 Le Muttenhubel-MF est caractérisé par la présence de pelloïdes, d'ooïdes, de quartz et d'Echinodermes. Par contre, les Algues calcaires et les Foraminifères sont totalement absents de ce microfaciès.
- 2/4 Les deux premières occurrences de Pfad-MF contiennent des intraclastes et des pelloïdes accompagnés d'Echinodermes, de filaments et de quelques Globochaetes. Les seuls représentants des Algues calcaires et des Foraminifères sont de rares *Chypeina* sp. et de tout aussi rares *Protopenroplis* sp.
- 3/5/7 Les trois occurrences de Gummfluh-MF contiennent des pelloïdes et des intraclastes, mais en plus, des Mollusques, du Corail, des Hydro- et Bryozoaires associés à une grande quantité d'Algues calcaires de tout genre et quelques Foraminifères.
- 6 La dernière passée de Pfad-MF est identique aux

microfaciès 2 et 4, mais contient en plus une quantité non négligeable d'Algues calcaires ainsi que du Corail.

Quant aux pourcentages et au type de matrice, la seule remarque que l'on puisse faire est que le Muttenhubel-MF est très riche (>75%) en micrite, sauf au niveau du "Grobdeitritischer Horizont", à ~20 m, où seule de la sparite est observée. Par contre, entre Pfad-MF et Gummfluh-MF, la différence est moins nette, bien qu'en moyenne le Pfad-MF semble contenir plus de micrite que le Gummfluh-MF.

Dans le but de tester l'hypothèse d'un éventuel doublement tectonique des **Calcaires Massifs**, nous avons échantillonné très finement, soit un échantillon tous les 2 m, la portion de coupe concernée par les deux dernières répétitions de Pfad-MF mises en évidence par HEINZ [1985]. En effet, aux *POINTES DE SUR COMBE*, les **Calcaires Massifs** du **Malm** semblent anormalement épais. A titre comparatif, prenons quelques exemples, dont certains sont tirés de HEINZ [1985]:

- MUTTENHUBEL:	~120 m
- RÜBLI:	~150 m
- ROCHER POURRI:	<100 m
- COUMATTA:	~160 m
- AMSLEREGRAT:	~150 m

alors que:

- POINTES DE SUR COMBE:	~240 m
-------------------------	--------

Nous avons donc envisagé l'hypothèse que cette surépaisseur pouvait avoir une cause tectonique, qui semblait appuyée par les répétitions du Pfad-MF.

Voici donc la raison qui nous a poussés à réaliser une coupe détaillée dans ces roches. Nous avons bien entendu également étudié les microfaciès. Nos résultats sont les suivants:

- ~10 m de Type Moyen correspondant au Muttenhubel-MF
- ~15 m de Pfad-MF
- ~70 m d'alternances entre les Types Fin et Moyen (le manque de précision est dû à l'absence de lame mince dans cette portion de coupe)
- ~60 m où alternent les microfaciès Gummfluh-MF fin et Gummfluh-MF moyen. On observe quelques passées de Gummfluh-MF grossier (~460 m, ~468 m et ~480 m).

- ~87 m de Gummfluh-MF grossier avec par endroits des concentrations de récifs coralliens excellentement bien préservés.

De façon générale, nous constatons que nos résultats ne sont pas tout à fait comparables à ceux de HEINZ [1985]. D'une part, il existe une différence notable d'épaisseur pour les sédiments attribués au Muttenthal-MF à la base des **Calcaires Massifs** (10 m au lieu de 31 m). D'autre part, nous observons aussi diverses intercalations de sédiments fins dans ceux grossiers de type Gummfluh-MF, mais n'y reconnaissons pas, comme HEINZ [1985] le fait, le microfaciès Pfad-MF (Niveau IV) qu'il a lui-même défini. Cette seconde différence s'explique par la confusion pouvant survenir au niveau de la définition du Pfad-MF. Macroscopiquement, ce dernier microfaciès se confond facilement avec le Gummfluh-MF fin défini dans le présent travail. La différenciation ne peut se faire que par l'étude de la microfaune, puisque HEINZ & ISENSCHMID [1988] interprètent le Pfad-MF comme dépôt pélagique et le Gummfluh-MF comme dépôt périrécifal. Or il semblerait que les types de roche et les microfaciès observés dans les intercalations ne diffèrent pas de façon significative entre le travail de HEINZ et le nôtre. Seule l'interprétation qui en est faite change, étant donné que nous avons restreint la définition du Pfad-MF aux roches contenant de la faune pélagique. Ainsi, nous avons interprété une partie des roches que HEINZ [1985] a attribuées au Pfad-MF, comme un pôle fin ou moyen du Gummfluh-MF.

Au vu de nos résultats, l'hypothèse d'un dédoublement tectonique au sein des 240 mètres de **Calcaires Massifs** est à écarter. En effet, nous interprétons les répétitions Pfad-MF/Gummfluh-MF, mises en évidence par HEINZ [1985], comme des variations de la granulométrie et de la qualité du tri au sein de dépôts de même composition. De plus, l'étude détaillée de la microfaune indique une succession normale des biozones et des âges au sein de cette colonne stratigraphique.

Le sommet des **Calcaires Massifs** est caractérisé, le long de cette coupe, par des débris de bioclastes extrêmement grossiers, mais également par des fissures fréquentes remplies par deux générations de matériel plus récent daté du **Cénomaniens supérieur** et du

Turonien inférieur à moyen. La profondeur de ces fissures est difficile à déterminer, puisque la roche superposée est une brèche comprenant entre autres des éléments de **Calcaires Massifs (Mégabrèche de Comborsin)**.

e) *Crétacé*

Pour mémoire, rappelons que les roches du **Crétacé** se subdivisent en trois Unités: **Formation de l'Intyamon**, **Formation de Rote Platte** et **Formation des Forclettes**. Signalons d'emblée que ce n'est pas le long de cette coupe des **POINTES DE SUR COMBE** que ces Unités affleurent le mieux, ni qu'elles ont été étudiées le plus en détail.

- La **Formation de l'Intyamon** affleure ici selon trois modes bien distincts:
 - Plaquage fin (quelques cm) de Calcarénite de la Plagersflue en position stratigraphique directement au-dessus des **Calcaires Massifs du Malm**.
 - Remplissage de fissures en deux étapes dans les **Calcaires Massifs**. De nouveau, cette Formation ne dépasse pas quelques cm, et cette situation, extraordinaire semble confinée à S4 (Ph. 13, PL. V).
 - Remplissage de fissures et plaquage mm partiellement préservé sur des galets de **Calcaires Massifs** en éléments dans la **Mégabrèche de Comborsin**, présents seulement le long de S4 et S5 (Ph. 34 et 35, PL. XII).
- La **Formation de Rote Platte** n'affleure aux **POINTES DE SUR COMBE** que dans la **Mégabrèche de Comborsin** et en plaquages extrêmement fins (~2 cm) en position stratigraphique en dessus du terme calcarénitique de la **Formation de l'Intyamon**. Nous ne revenons pas sur sa description, déjà longuement traitée au début de ce chapitre.
- La **Formation des Forclettes** n'a été observée qu'en éléments dans la **Mégabrèche de Comborsin**.

GUILLAUME [1986] indique un recouvrement direct des **Calcaires Massifs** par la Formation tertiaire des **Chenaux Rouges**. Elle n'a donc pas observé les Formations d'âge **Crétacé**.

Étant donné les conditions d'affleurement, la finesse de ces plaquages et leur faible contraste vis-à-vis des **Calcaires Massifs**, il n'est pas étonnant que ces Formations n'aient pas été découvertes jusque-ici.

f) Tertiaire

Les roches tertiaires appartiennent à quatre types caractéristiques:

- La croûte minéralisée à stromatolites formant la base de la **Formation des Chenaux Rouges** n'a été observée que sous forme d'éléments dans la **Mégabrèche de Comborsin**.
- La **Mégabrèche de Comborsin**, dont l'extension latérale atteint ~500 m, présente une épaisseur variable d'~36 m maximum. Rappelons que nous avons identifié les roches suivantes sous forme d'éléments:
 - **Calcaires Massifs** d'âges **Kimméridgien** et **Tithonique**
 - Micrite à Rotalipores et Calcarénite de la Plagersflue du sommet de la **Formation de l'Intyamon**
 - **Formation de Rote Platte**, les trois Membres
 - **Formation des Forclettes**, dont le Hard Ground de Roter Sattel
 - **Formation des Chenaux Rouges**, dont la croûte minéralisée à structure stromatolitique

GUILLAUME [1986] indique également la présence de roches de l'**Albien** que nous n'avons pas eu l'occasion d'observer.

La **Mégabrèche de Comborsin** était restée inaperçue de nos prédécesseurs, à l'exception d'une petite partie qui a été décrite comme "brèche de transgression" ou "brèche de base" [p. ex. LONFAT, 1965; HEINZ, 1985; GUILLAUME, 1986]. Cette méconnaissance résulte sans doute de l'aspect "**Malm** reconstitué" de la plus grande partie de cette **Mégabrèche**.

- La **Formation des Chenaux Rouges** s.str. s'observe sous deux modes:
 - Le wakestone à Foraminifères planctoniques a été observé sous forme d'éléments, généralement petits (mm), dans la **Mégabrèche de Comborsin**, dont il constitue aussi la matrice, en particulier sur S4 et S5. En raison du faible nombre de Foraminifères qu'ils contiennent, les éléments n'ont pu être attribués qu'à une large fourchette d'âge comprenant le **Thanétien** et l'**Yprésien inférieur**.
 - Ce même wakestone existe tel quel, en position stratigraphique, superposé à la **Mégabrèche** ou en équivalent latéral de celle-ci, avec une épaisseur de ~10 m sur S5 et quelques mètres sur S6.

Ces roches ne s'observent pas le long de S4, peut-être à cause de la couverture morainique, ou pour des raisons tectoniques.

- Le **Flysch des Médiannes**, tout comme la **Formation des Chenaux Rouges**, n'est pas présent le long du segment S4. La description de cette Unité, dans la première partie de ce chapitre, est basée sur les observations de l'affleurement appartenant à S5 et S6. Il y a ~17 m de **Flysch** visible. Le contact avec l'Unité sous-jacente est toujours caché par un couvert végétal et/ou des éboulis. D'ailleurs il semblerait que la rivière Comborsin coule au niveau de cette limite. Quant au contact supérieur du **Flysch** avec la cornieule basale de la nappe de la Brèche, signalons qu'il est visible au sommet de cet affleurement sur quelques dizaines de mètres. Pour terminer, notons encore que la coupe S6 correspond approximativement à la limite orientale des affleurements de **Flysch** du massif des **POINTES DE SUR COMBE**.

g) Conclusion

En conclusion, nous avons décrit en détail les différentes coupes stratigraphiques levées au pied du massif des **POINTES DE SUR COMBE**. La coupe totale atteint l'épaisseur considérable de ~675 m, alors qu'à la base, les séquences S1 et S2 de la Formation de Saint-Triphon manquent. De manière générale, nos résultats sont tout à fait comparables à ceux des études antérieures. Dans le détail par contre, des différences importantes apparaissent.

Pour les roches du **Trias**, bien que la reconnaissance des séquences n'ait pas posé de problème, l'épaisseur des unités et la nature de leurs roches diffèrent parfois beaucoup des données de la littérature. Pour les **Calcaires Massifs**, exceptionnellement épais, c'est l'attribution d'un nom de microfaciès prédéfini aux roches étudiées en lames minces qui a posé le plus de difficultés. Pour les roches du **Crétacé** et du **Tertiaire**, les différences résident dans la mise en évidence de la Calcarénite de la Plagersflue et de l'importance de l'Unité bréchiqque à Comborsin.

2.3.2 Coupe de GUMMESEL

La coupe décrite ci-dessous a été levée de part et d'autre en contrebas du sommet de **GUMMESEL**. Au sud, elle débute une centaine de m à l'aval du chalet de Wildboden, et se

poursuit jusque dans la vallée de Comborsin. Les conditions d'affleurement, liées à la topographie douce qui donne naissance à des pentes herbeuses, nous ont obligés à scinder la coupe stratigraphique en trois segments décalés les uns par rapport aux autres. Leurs coordonnées, des roches les plus vieilles aux plus jeunes, sont les suivantes:

G1: 584°100/143°350/1595 à 583°940/143°450/1670

G2: 583°680/143°360/1725 à 583°615/143°465/1750

G3: 583°860/143°550/1690 à 583°890/143°630/1610

Les Figures 2.2, 2.6, et 2.9, synthèse des trois segments de la coupe, constituent le support visuel de ce qui suit.

a) Trias

Au sein de la partie triasique de la coupe, nombre de bancs nous ont échappé puisque seules quelques têtes ressortent, de façon discontinue, du couvert herbeux et du sol. Notons que l'unité 1a affleure grâce à l'entaille d'un chemin carrossable.

- La **Cornieule**, dont l'épaisseur atteint ~105 m, n'a pas pu être subdivisée en Cornieule et Microcornieule. En effet, la qualité d'affleurement ne permet pas de faire la distinction. Il n'en reste pas moins que cette **Cornieule**, qui contient des fragments mm à cm de pélites et de quartzites, a une épaisseur considérable, jamais égalée ailleurs. Cette surépaisseur importante pourrait aussi s'expliquer en partie par des phénomènes récents, en supposant que la partie la plus basse de ce mauvais affleurement soit en fait formée par de la "Cornieule reconstituée" (cf. § 2.2.1 a)), recouvrant localement les flyschs et les lentilles de gypse de la Zone Submédiane.
- Les **Dolomies et Pélites inférieures**, qui constituent la base de la Formation de Saint-Triphon, sont la première Unité à affleurer au-dessus de la **Cornieule**. Nous avons donc tenté de reconnaître les subdivisions établies par BAUD en 1987. De nouveau, le contact n'est pas observable puisque le couvert végétal est omniprésent. Cette Unité, épaisse d'~8 m, est caractérisée par des roches calcaréo-dolomitiques jaunes, suivies de pélites noires, et se termine avec une roche calcaréo-dolomitique à patine rosâtre et à cassure jaune ocre, le tout en fins bancs. Cette Unité correspond à "sur une dizaine de m d'épaisseur, tout d'abord des dolomies pulvérolentes, des dolomies tachetées [...], des rythmites dolomitiques à *Dadocrinus* et des pélites noires,

vertes ou rouges." [BAUD, 1987]. Suite à cet affleurement en bordure de chemin, se trouve un couvert herbeux (~7 m) qui semble coïncider avec l'unité 1b ("3 à 5 m de dolomies grises") et peut-être avec la base de l'unité 2a.

- Les **Calcaires Vermiculés vrais**, épais d'~29 m, sont l'Unité qui affleure ensuite le long du chemin pédestre. Cette Unité apparaît exactement telle que décrite par BAUD [1987]: "1 à 2 m de dolomies jaunes (2a) stromatolitiques" suivies de "20 à 25 m de calcaires vermiculés (2b)" et se terminant par "5 à 10 m de dolomies jaunes stromatolitiques à intercalations argileuses [...] surmontées par des argilites vertes ou rouges (2c) qui forment le toit de cette unité et de la séquence 2". L'Unité Cartographiée des **Calcaires Vermiculés** est celle que nous avons eu le moins de difficultés à reconnaître, mais le long de cette coupe, nous n'avons pas pu observer le niveau d'argiles au sommet de 2c, car il n'affleure pas.
- Tout comme aux *POINTES DE SUR COMBE*, les **Calcaires Variés**, épais d'~42 m, ont posé quelques problèmes quant à la reconnaissance des unités. Nous n'avons d'ailleurs pas pu, à l'intérieur de la séquence 3, faire la distinction entre les unités. De plus, les affleurements présentés par cette Unité sont de mauvaise qualité, vu l'omniprésence d'une couverture herbeuse.
 - La séquence 3 présente l'épaisseur exceptionnellement faible d'~12 m. Elle comprend une succession de calcaires granuleux, calcaires massifs gris bleu, calcaires pseudovermiculés et de calcaires dolomitiques. A une hauteur d'~148 m, on observe un calcaire à nodules dolomitiques. A part la faible épaisseur, les roches rencontrées ici sont tout à fait compatibles avec celles décrites par BAUD pour la même séquence.
 - Quant à la séquence 4, elle a pu être partiellement subdivisée et sa base coïncide avec la disparition temporaire des calcaires granuleux. L'unité 4a présente une alternance irrégulière de calcaires massifs gris bleu et de dolomies, sur ~5 m d'épaisseur. A part le fait que nous n'avons pas reconnu les Diplopores, cela correspond aux "4 à 10 m de calcaires à Diplopores dans lesquels peuvent s'intercaler de un à plusieurs niveaux de dolomies" de BAUD.

- L'unité 4b, en tout point identique à l'unité précédente, s'étend sur ~6 m. Cette unité ne s'apparente pas bien avec celle de BAUD: "calcaires granuleux, en partie oolithiques [...], d'épaisseur variable (10 à 30 m)". Cependant, nous sommes obligés de lui adjoindre ces roches puisque l'unité 4c, très caractéristique, est sus-jacente.
- L'unité 4c, très peu épaisse (~3 m) est typiquement le niveau de calcaires à silex, tel que décrit par BAUD: "épais de 5 à 10 m en moyenne, il comprend des calcaires sombres à faciès pseudo-noduleux,..."
- La fin de la séquence 4, ~5 à 6 m, n'a pas pu être séparée en unités. Elle regroupe majoritairement des calcaires granuleux, interrompus par quelques rares petits bancs de calcaires gris bleu et de dolomies. Localement, nous avons pu observer une "lentille" plurimétrique à base concave et à sommet plan d'une brèche polygénique à galets grossiers (jusqu'à ~7 cm) et à matrice granuleuse. Les galets comprennent entre autres des calcaires gris clair et des dolomies brun jaune. Cette lentille fait immédiatement penser à un paléochenal rempli par le terme très grossier d'une séquence granoclassée. Dans ses unités, BAUD recense "10 à 20 m de calcaires granuleux" pour 4d, "une alternance de calcilutite pseudo-noduleuses et de calcarénites sur 10 à 25 m" pour 4e et finalement, pour 4f "la dernière unité granuleuse de la Formation".
- La fine unité 5a (~4 m) est constituée de calcaires massifs gris bleu uniquement, au lieu des "10 à 20 m de calcaires vermiculés contenant la faune de Brachiopodes..." de la définition de BAUD.
- Par contre, l'unité 5b, ~7 m, correspond au retour des calcaires dolomitiques. Il s'agit de la première partie de cette unité, puisque la seconde, très caractéristique, constitue une Unité Cartographiée indépendante.

Les **Calcaires Variés**, surtout la moitié supérieure, nous ont posé un problème d'épaisseur plutôt que de nature des roches. En effet, ils ne font ici que ~37 m, alors que BAUD annonce un minimum de 110 m, soit environ 3 fois plus.

- Le **Niveau d'émerison** est constitué de la moitié supérieure de l'unité 5b et comprend, sur ~4 m, d'abord

des dolomies massives gris blanc puis des dolomies en fins bancs et des pélites. Notons que ce niveau correspond bien à celui décrit par BAUD: "5 à 8 m de dolomies claires à stromatolites plans et qui se termine par un niveau épais de 0.5 à 1 m d'argilites vertes ou rouges". Ce niveau coïncide avec le sommet de la Formation de Saint-Triphon.

- Enfin, les **Calcaires Rubanés** sont une série monotone, épaisse d'~27 m, au sommet de laquelle, on peut observer, en l'absence de couvert végétal, des remplissages paléokarstiques.

b) *Sédiments sporadiques non datés entre le Trias et le Malm*

Les sédiments sporadiques ne sont représentés le long de cette coupe que par des **Remplissages paléokarstiques**:

- Ces **Remplissages paléokarstiques** affleurent sous forme d'une grande poche à remplissage d'argiles et brèches sidérolitiques, 1 à 2 m en dessous de la limite entre les **Calcaires Rubanés** et les **Calcaires Massifs du Malm**. A noter que ce niveau tendre correspond, dans la topographie, à une combe que l'on peut bien suivre.

c) *Malm*

Les **Calcaires Massifs** forment, comme partout sur le terrain étudié, des falaises infranchissables. Aucune coupe naturelle praticable et plus ou moins perpendiculaire à la stratification n'existe ici.

- Au moins 30 m de **Calcaires Massifs** gris clair beige à pâte fine et homogène. Par endroits, à environ 10 m de la base de cette Unité, nous avons observé un calcaire oolithique gris clair dont l'extension semblait assez restreinte.

Nous en sommes restés là avec cette coupe, d'une épaisseur totale d'au moins 245 m et qui, dans le **Trias**, présente des affleurements médiocres et discontinus. De plus, de manière générale pour les **Calcaires Variés**, les épaisseurs mesurées à *GUMMESEL* sont beaucoup moindres que la somme des épaisseurs minimales fournies par BAUD [1987]. C'est également par manque d'affleurements praticables et présence d'une couverture morainique que les roches d'âge **Crétacé** et **Tertiaire** ne sont pas décrites ici.

2.3.3 Coupe de MUTTENHUBEL

La coupe décrite ci-dessous a été levée d'un flanc à l'autre du massif de MUTTENHUBEL. Au sud, elle commence au niveau des gravières de la vallée de Meiel et se poursuit jusque dans la vallée de Comborsin au lieu-dit Bodenvorsass. Les excellentes conditions d'affleurement nous ont permis de lever une coupe scindée, pour des raisons de pendage et de topographie, en deux segments. Les coordonnées des coupes, des roches les plus vieilles aux plus jeunes, sont les suivantes:

M1: 585°050/143°540/1425 à 585°095/143°710/1612
M2: 584°880/144°100/1475 à 585°050/143°950/1640

Les Figures 2.2, 2.7, 2.9 et 2.10, synthèse des deux segments de la coupe, constituent le support visuel de ce qui suit.

a) Trias

La partie inférieure de la coupe affleure à la faveur d'une gravière, où les éboulis en provenance de la falaise de **Calcaires Massifs** sont exploités depuis une vingtaine d'années seulement, créant ainsi de nouveaux affleurements.

- La **Cornieule** affleure très bien dans une des trois gravières. C'est d'ailleurs le plus bel affleurement de tout le terrain étudié. Il est possible d'observer ~7 m de Microcornieule, suivis par ~37 m de Cornieule, dans laquelle se trouvent des fragments cm de pélites et des lentilles de quartzites atteignant un volume de plusieurs m³, et dont l'agencement stratiforme fait penser à des reliques de stratification (Ph. 70, PL. XXV). A côté de ces "mégalentilles", on trouve des fragments cm qui semblent provenir du morcellement des précédentes (Ph. 67, PL. XXIII).
- Les **Dolomies et Pélites inférieures** affleurent directement au-dessus de la **Cornieule**. Pour une fois, le contact entre ces deux Unités est visible sur le terrain, puisque nous passons brusquement d'une "vraie Cornieule" à un niveau fortement déformé de pélites vertes.
 - L'unité 1a est constituée d'~3 m de pélites vertes, à patine lustrée, et fortement déformées. La stratification n'est plus observable, mais on reconnaît des plis dm. Dans sa définition de l'unité 1a, BAUD indique "sur une dizaine de m d'épaisseur, tout d'abord des dolomies pulvérulentes, des dolomies

tachetées [...], des rythmites dolomitiques à *Dadocrinus* et des pélites noires, vertes ou rouges". Apparemment, nous n'avons reconnu ici que le terme pélitique, mais signalons que les deux autres termes ne sont certainement pas identifiables en présence d'une telle déformation, d'autant plus qu'ils ont probablement participé à la constitution de la **Cornieule**.

- L'unité 1b, avec ces ~13 m de dolomies jaune gris, coïncide, à part l'épaisseur, aux "3 à 5 m de dolomies grises" de BAUD.
- Les **Calcaires Vermiculés**, épais d'~29 m sont, comme toujours, très faciles à identifier sur le terrain. Cette séquence est constituée de trois unités:
 - L'unité 2a est une série de dolomies jaunes à structures stromatolitiques visibles surtout à la patine. Son épaisseur atteint ~6 m. Elle est cependant plus épaisse que les "1 à 2 m de dolomies jaunes stromatolitiques" de BAUD.
 - L'unité 2b, épaisse d'~15 m, est une série monotone de **Calcaires Vermiculés** à laquelle la description de BAUD "20 à 25 m de calcaires vermiculés" correspond exactement.
 - L'unité 2c, similaire à la 2a, est un peu plus épaisse et présente en son sommet un fin niveau de pélites jaunes et rouges. BAUD décrit une série de "5 à 10 m de dolomies jaunes stromatolitiques à intercalations argileuses [...], elle est surmontée par des argilites vertes ou rouges qui forment le toit de cette unité et de la séquence 2".
- Les **Calcaires Variés**, le long de cette coupe, ont été affectés par deux failles au moins, provoquant ainsi des dédoublements.
 - L'unité 3a est une fine série (~2 m) de dolomies plaquetées, un peu plus fine que ce qui est annoncé par BAUD: "5 à 8 m de dolomies plaquetées".
 - L'unité 3b est une série d'~13 m avec des calcaires gris brun sombre à lentilles pluridm de dolarénite, au-dessus desquels affleurent des calcaires à débris dolomités de manchons de *Dasycladacées*. Ce niveau typique a été observé de part et d'autre d'une faille presque perpendiculaire à la stratification, dont le rejet est de l'ordre de la dizaine de mètres. Pour BAUD, "l'unité 3b débute avec le premier niveau calcaire sur les dolomies, calcaire constitué par des rythmites à microgastéropodes;

la plus grande partie, sur une épaisseur de 3 à 10 m, est formée de calcaires à débris dolomités de manchons de *Dasycladacées*".

- L'unité 3c, que l'on trouve à trois reprises est constituée d'~12 m de calcaires vermiculés en bancs réguliers, ce qui s'apparente parfaitement aux "5 à 10 m de calcaires vermiculés", de BAUD.
- L'unité 3d ne comprend que des calcaires granuleux sur 8 à 9 m, ce qui coïncide avec la définition de BAUD: "des sables carbonatés avec des calcaires granuleux sur 10 à 20 m d'épaisseur".
- L'unité 3e est caractérisée par ~3 m de calcaires vermiculés et correspond, en raison de sa nature aux "calcaires vermiculés de 10 à 20 m d'épaisseur".
- L'unité 3f signe la récurrence des calcaires granuleux, épais de presque 9 m, ce en quoi ils diffèrent des "calcaires granuleux, en bancs réguliers sur 20 à 30 m d'épaisseur".
- La séquence 4 n'est représentée que par ses trois premières unités.
L'unité 4a, avec ses ~6 m de calcaires massifs gris bleu en gros bancs peuvent correspondre aux "4 à 10 m de calcaires à Diplopores dans lesquels peuvent s'intercaler de un à plusieurs niveaux de dolomies" décrits par BAUD.
- L'unité 4b affleure sous forme d'~3 m de calcaires granuleux, mais leur épaisseur est moindre que celle annoncée par BAUD (10 à 30 m).
- L'unité 4c, épaisse de 2 à 3 m est un niveau à silex où sur quelques mètres on passe de nodules mm à des nodules dm. BAUD parle de "5 à 10 m en moyenne" pour un niveau semblable.

b) *Sédiments sporadiques mal datés entre le Trias et le Malm*

Les sédiments sporadiques sont représentés ici par deux types de roche superposés et intimement liés.

- La première est le **Conglomérat de Grossi Vorschess**, qui est une roche calcaire, épaisse d'~20 m, déjà décrite dans la première partie de ce chapitre. Rappelons que son âge exact reste indéterminé, mais que, étant donné la présence de *Cladocoropsis* sp. cette roche a dû se déposer au cours du **Dogger**. A cet endroit, HEINZ [1985, p. 27, 29, 70 et 71] mentionne quelques mètres d'une brèche massive

qu'il interprète, sans donner d'explication, comme un niveau d'âge **Carnien**.

- La seconde roche sporadique dans cet intervalle est représentée par ~1 m de calcaire immédiatement superposé au **Conglomérat de Grossi Vorschess**. Il s'agit d'un mudstone à grands Ostracodes, déjà décrit plus haut, ce qui nous a incités à nommer cette "Formation" **Calcaire à grands Ostracodes**. Pour sa part, HEINZ [1985] mentionne, immédiatement en dessus du Conglomérat, 2 à 3 m de pelsparite (ou pelmicrite) quartzique, sans marqueur biostratigraphique, qu'il attribue au Membre du Col de Cordon de la **Formation des Couches à Mytilus**. Nous n'avons pas retrouvé cette roche.

c) *Malm*

Comme dans les deux autres coupes, les **Calcaires Massifs** affleurent ici sous forme de falaises abruptes. Nous n'avons pu échantillonner ces roches qu'à la base et au sommet de cette Formation, soit respectivement au pied des falaises côté Meiel et sur un dip-slope côté Comborsin.

- Les **Calcaires Massifs** ont ici une épaisseur d'~125 m. A la base, il s'agit du microfaciès Muttenthal-MF, défini à cet endroit par HEINZ [1985], alors que le sommet est caractérisé par un calcaire à détritisme grossier typique du Gummfluh-MF. Ces rares pointages sont conformes aux résultats présentés par HEINZ [1985]. Par ailleurs, cet auteur affirme que (p. 70) "...le microfaciès Muttenthal-MF constitue la partie principale des **Calcaires Massifs à MUTTENHUBEL**" bien que, tout comme nous, son échantillonnage ne soit pas exhaustif puisqu'il n'a pas échantillonné les falaises. Ce même auteur décrit la limite supérieure des **Calcaires Massifs**: (p. 72) "Sur le point le plus élevé du **MUTTENHUBEL**, nous observons une relique d'une brèche de transgression des Couches Rouges...". Nous n'avons malheureusement pas retrouvé cet affleurement. De plus, nous avons mis en évidence un certain "vallonnement" de la surface supérieure des **Calcaires Massifs**. Dans les creux, on observe une série d'âge **Crétacé** et **Tertiaire** bien développée, alors que sur les bosses, on ne retrouve qu'une série d'épaisseur nettement moindre bien que complète (Ph. 78, PL. XXIX).

d) Crétacé

C'est le long de cette coupe que les roches d'âge **Crétacé** affleurent le mieux et que nous avons pu les étudier en détail.

- La Calcarénite de la Plagersflue de la **Formation de l'Intyamon**, omniprésente, affleure sous forme d'un plaquage ou de remplissage de ravines dans les **Calcaires Massifs**. Ce second type d'affleurement a été observé à l'ouest de la coupe stratigraphique levée. Dans tous les cas, son épaisseur est généralement réduite à quelques cm. Le terme à Rotalipores de la **Formation de l'Intyamon** n'a été mis en évidence ici que sous forme d'éléments remaniés dans la Calcarénite.
- La **Formation de Rote Platte** dont l'épaisseur varie entre ~20 cm et ~12 m, affleure sous les microfaciès décrits dans la première partie de ce chapitre. Il est à noter que l'on trouve toujours le long de cette coupe nos équivalents des trois Membres définis par GUILLAUME [1986], même lorsque cette Formation ne fait plus que 20 cm d'épaisseur. Vers le sommet de l'Unité, les lames minces ont révélé des fissures ou fractures remplies par du matériel tertiaire et/ou des encroûtements stromatolitiques minéralisés de la base du **Tertiaire**.
- La **Formation des Forclettes** n'est pas présente sous forme stratigraphique, mais est représentée par quelques éléments cm dans un conglomérat-brèche tertiaire décrit plus bas.

Le long de cette coupe, GUILLAUME [1986], se fondant sur les descriptions de DOUSSE [1965], signale, en plus de ce qui est décrit ci-dessus, les divers Membres de la **Formation des Forclettes**, malheureusement sans en indiquer l'épaisseur. Malgré notre acharnement, aussi bien sur le terrain que par l'étude des lames minces, nous n'avons pas pu mettre en évidence un seul cm de roche appartenant à la **Formation des Forclettes**!

e) Tertiaire

- La **Formation des Chenaux Rouges** présente ici trois termes:
 - La croûte minéralisée stromatolitique est omniprésente et son épaisseur n'excède pas 10 cm. En raison de sa résistance à l'érosion, cette roche affleure bien. Signalons qu'elle est souvent associée à un hard ground impliquant le sommet de la

Formation de Rote Platte. Celui-ci est un équivalent probable à la fois du Hard Ground de Pra du Pont - défini, par GUILLAUME [1986], au sommet de la **Formation de Rote Platte** - et du Hard Ground de Roter Sattel - défini, également par GUILLAUME [1986], en dessous de la croûte minéralisée à structure stromatolitique, au sommet de la **Formation des Forclettes**.

- Vient ensuite un conglomérat ou une brèche dont l'épaisseur est d'~20 cm. Les éléments recensés, de forme discoïde, sont de trois âges: **Turonien**, **Maastrichtien**, croûte stromatolitique et wakestone tertiaires. La matrice de cette roche correspond exactement au wakestone de la **Formation des Chenaux Rouges**.
- Wakestone rouge à Foraminifères planctoniques globuleux. Cette unité épaisse d'~20 m affleure en fins bancs et souvent en dip-slope avec un couvert herbeux.
- Le **Flysch des Médiannes** est totalement absent de cette coupe, puisque à part ~50 cm de couvert herbeux, on observe le contact entre l'Unité des **Chenaux Rouges** et la cornieule de la nappe de la Brèche.

Dans sa thèse, GUILLAUME [1986] reconnaît également les roches mentionnées ci-dessus. Le conglomérat ou la brèche est une roche apparemment assez fréquente puisque cet auteur signale (p. 83) "Des passées microbréchiques sont fréquentes à la base de la Formation [**Chenaux Rouges**], à quelques dm au-dessus de la croûte minéralisée dont elles incluent des éléments remaniés".

f) Conclusion

En conclusion, la coupe stratigraphique de *MUTTENHUBEL* présente, de la base au sommet, une épaisseur d'~345 m. Les bons affleurements de **Cornieule** à lentilles de quartzites, la présence des unités les plus inférieures de la Formation de Saint-Triphon, les dépôts sporadiques remarquables du **Dogger**, ainsi que le vallonnement de la surface supérieure des **Calcaires Massifs** et l'absence de **Formation des Forclettes** sont les éléments nouveaux et marquants de cette coupe.

2.4 Extension et variations des Unités Cartographiées

L'extension et les variations des Unités Cartographiées

ressortent de la carte géologique (cf. PA. 1) et des colonnes stratigraphiques (cf. PA. 2).

2.4.1 Cornieule

La **Cornieule** n'affleure que très rarement et c'est justement là où elle affleure que nous avons décidé de lever nos coupes. L'existence de dolines parfois dam fournit des indications indirectes de la présence de **Cornieule** en place sous les dépôts quaternaires.

Sur le terrain il est primordial de distinguer une cornieule en place (résultant probablement de la fracturation hydraulique de roches dolomitiques [MASSON, 1972]) d'une "Cornieule reconstituée" (Ph. 68, PL. XXIII). Cette dernière, formée à partir d'un éboulis de cornieule et autres roches cimenté, montre un mélange d'éléments anguleux issus de diverses Unités, et ne possède plus aucune structure typique de la "vraie Cornieule" en place.

Dans l'écaïlle de la *GUMMFLUH*, la base de la **Cornieule**, qui correspond également à la base de la nappe des Préalpes Médiannes Rigides, est toujours superposée à la Zone Submédiane. Le levé cartographique montre que, de façon générale, la base de la **Cornieule** est discordante à la stratification.

A Wildboden par exemple, elle affecte même des roches du sommet des **Calcaires Vermiculés vrais**, alors que ~150 m à l'ouest, il est encore possible d'observer les **Dolomies et Pélites inférieures**. Cependant, il ne s'agit là que d'un épaissement local important de la **Cornieule** à la faveur d'une zone de fractures.

De même, sur le massif de *MUTTENHUBEL*, à l'est de Wildboden en dessus de Tannigers Vorschess, de nombreuses dolines trahissent la présence de cornieule sous les éboulis, et ce jusqu'à ~1600 m d'altitude, tout près des premiers affleurements de **Calcaires Massifs**. Rappelons, d'autre part, que cette même **Cornieule** se trouve ~150 m en dessous de la base des roches du **Malm**, moins de 600 m à l'est de Tannigers Vorschess au niveau de la coupe de *MUTTENHUBEL*. Cette observation amène deux explications possibles:

- La **Cornieule**, totalement discordante par rapport à la stratification, affecte à l'est les roches de la séquence S1 et à l'ouest celles de la séquence S4 des **Calcaires Variés**, auquel cas le niveau de décollement est lui aussi discordant.
- D'est en ouest, les **Calcaires Massifs** reposent sur des roches triasiques de plus en plus vieilles, et les

Calcaires Variés forment un biseau et disparaissent au niveau de Tannigers Vorschess. Dans ce cas, le niveau de décollement reste confiné à des roches de la partie inférieure du **Trias moyen** et la **Cornieule** est peu discordante à la stratification. Cette hypothèse de biseau stratigraphique local des roches triasiques vers l'ouest est corroborée par l'existence de **Calcaires Rubanés** à 100 mètres de la coupe de *MUTTENHUBEL* et par des observations de ce type sur le massif de *GUMMESEL*.

Lors de la construction des coupes tectoniques (cf. PA. 5) et de l'élaboration de l'esquisse tectonique (cf. PA. 6), nous avons choisi la seconde interprétation qui nous semblait plus plausible, au vu du type de discordance généralement observé à plus grande échelle.

2.4.2 Trias

Les **Dolomies et Pélites inférieures** n'affleurent, en raison de leur nature, que très mal et uniquement là où l'intervention humaine les a mises à jour. Seuls deux affleurements très restreints ont été observés le long des coupes de *GUMMESEL* et de *MUTTENHUBEL*.

Cette Unité étant la première au-dessus du niveau de décollement de la nappe, elle est intégrée de façon plus ou moins importante dans la cornieule. Aucune conclusion sur son épaisseur totale ne peut être tirée, vu que sa base n'est pas conservée. Par contre, si nous considérons le couvert herbeux observé le long de la coupe de *GUMMESEL* comme correspondant à l'unité 1b, alors cette dernière est deux fois plus épaisse à *MUTTENHUBEL*.

Les **Calcaires Vermiculés vrais** sont, répétons-le, une Unité très facile à reconnaître sur le terrain si nous pouvons repérer les niveaux de dolomies jaunes inférieures et supérieures. Cette Unité affleure assez bien et a été observée sur chacun des massifs.

Son épaisseur (25 à 30 m) est comparable entre les massifs de *MUTTENHUBEL* et de *GUMMESEL*. Sa base n'ayant pas été observée aux *POINTES DE SUR COMBE*, aucune comparaison avec ce massif n'est possible.

Les **Calcaires Variés** affleurent bien, principalement sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE*. Les épaisseurs observées, au moins 246 m aux *POINTES DE SUR COMBE*, ~38 m à *GUMMESEL* et au moins 58 m à *MUTTENHUBEL*, présentent des variations considérables, que l'on observe dans

les mêmes proportions au niveau des séquences S3 et S4 de cette Unité. Par contre, nous ne distinguons pas de différences significatives dans la répartition des types de roche sur chacune des coupes.

Le sommet des **Calcaires Variés** ne s'observe plus dans la partie ouest du massif de *GUMMESEL*, ni dans la majeure partie du massif de *MUTTENHUBEL*. Dans ces deux cas, les dépôts post-triasiques reposent avec une lacune stratigraphique importante sur un substratum progressivement plus vieux d'est en ouest.

Le **Niveau d'émersion** n'est présent qu'au massif des *POINTES DE SUR COMBE* et dans les deux tiers est du massif de *GUMMESEL*. Son épaisseur est environ trois fois plus grande dans la première localité que le long de la coupe de *GUMMESEL*.

Les **Calcaires Rubanés** sont omniprésents aux *POINTES DE SUR COMBE*, au sommet de la série attribuée au **Trias**, avec une épaisseur d'~45 m, alors qu'à *GUMMESEL*, ils forment un biseau stratigraphique se refermant vers l'ouest. L'épaisseur maximale observée sur ce dernier massif est d'~30 m.

L'existence du sommet des **Calcaires Variés**, du **Niveau d'émersion** et des **Calcaires Rubanés** sur le massif de *MUTTENHUBEL* est partiellement supposée. En effet, alors qu'au niveau de la coupe stratigraphique levée sur ce massif, les dépôts post-triasiques reposent directement sur l'unité 4c des **Calcaires Variés**, des observations effectuées ~250 m plus à l'est révèlent la présence, dans une brèche énigmatique, d'éléments sombres attribués aux **Calcaires Rubanés**. Cette observation, discutée plus en détail au § 3.12, nous suggère la présence de **Calcaires Rubanés** dans la falaise sus-jacente, et donc également l'existence du **Niveau d'émersion** et du sommet des **Calcaires Variés**.

2.4.3 *Sédiments sporadiques non ou mal datés entre le Trias et le Malm*

Les sédiments déposés entre le sommet des **Calcaires Rubanés** du **Trias** et la base des **Calcaires Massifs** du **Malm** ne sont observables que localement et selon des aspects très variables:

- Chronologiquement, le premier est l'Unité des

Remplissages paléokarstiques qui n'apparaît que sous forme de poches ou de sills paléokarstiques de faible extension. Notons qu'aucune de ces structures n'a été observée sur le massif de *MUTTENHUBEL*, alors qu'aux *POINTES DE SUR COMBE*, il est possible d'en retrouver à ~150 m sous le sommet des **Calcaires Rubanés**. Les poches à remplissage d'argiles et brèches sidérolitiques sont limitées à ~50 m au-dessous du sommet des roches triasiques avec une préférence pour les dix premiers mètres et le **Niveau d'émersion**. Quant aux sills à remplissage violet à sphérules, ils descendent jusqu'à ~60 m au-dessous du sommet des **Calcaires Rubanés**, avec une concentration dans les 20 premiers m. Le remplissage paléokarstique le plus profond, observé à ~150 m du sommet de la limite **Calcaires Rubanés - Calcaires Massifs**, est particulier puisque minéralisé en hématite.

- Le **Conglomérat de Grossi Vorschess**, grossièrement daté du **Dogger**, est la seconde "Formation" de ce groupe. Il a uniquement été observé à *MUTTENHUBEL*, où il possède une épaisseur d'~20 m pour une extension d'au moins 250 m, sans que des limites latérales précises puissent lui être attribuées. En effet, à l'est, il disparaît sous des éboulis, alors qu'à l'ouest il prend fin de façon indéterminée dans les falaises.
- Le **Calcaire à grands Ostracodes** est la troisième "Formation" de ce groupe. Intimement lié au **Conglomérat de Grossi Vorschess**, il affleure sur 1 m d'épaisseur dans les mêmes conditions que ce dernier.

2.4.4 *Dogger*

Les roches précisément attribuées au **Dogger** n'affleurent qu'extrêmement localement, dans une probable paléodépression au pied des *POINTES DE SUR COMBE*, sous forme d'une brèche callovienne à matrice de calcaire typique du Membre du Rübli et à éléments de **Calcaires Rubanés**. Ces roches font donc partie de la **Formation des Couches à Mytilus**.

2.4.5 *Malm*

Là où n'existent ni les sédiments sporadiques, ni les **Couches à Mytilus**, la base des **Calcaires Massifs** repose sur les **Calcaires Rubanés**, parfois fissurés (*POINTES DE*

SUR COMBE), ou encore sur les **Calcaires Variés** (ouest de *GUMMESEL* et ouest de *MUTTENHUBEL*).

Les **Calcaires Massifs** du **Malm** présentent toujours à leur base quelques mètres du type *Muttenhubel-MF*. A *MUTTENHUBEL*, ce microfaciès constitue la plus grande part de la série. Aux *POINTES DE SUR COMBE*, nous avons également trouvé près de la base, un niveau (~15 m) de *Pfad-MF*. Le reste des **Calcaires Massifs** est constitué d'intercalations de *Gummfluh-MF* fin, moyen et s.str.. Le terme grossier devient prédominant vers le sommet de cette Unité.

Quant à l'épaisseur, et comme nous l'avons déjà discuté précédemment, une énorme différence existe entre *MUTTENHUBEL* (~120 m) et *POINTES DE SUR COMBE* (~240 m). A *GUMMESEL*, l'épaisseur déduite de la carte est d'au moins 200 m.

Le sommet des **Calcaires Massifs**, observé aux *POINTES DE SUR COMBE* et à *MUTTENHUBEL*, montre des petites fissures à la première localité et des ravines à la seconde, toutes deux remplies de matériel attribué au **Crétacé**.

2.4.6 Crétacé

Pour la première fois dans l'échelle de la *GUMMFLUH*, il a été possible de démontrer l'existence d'un fin plaquage de **Formation de l'Intyamou**. Celle-ci, présente dans tous les affleurements à l'est du **GOUR DE COMBORSIN**, possède une épaisseur normalement limitée à quelques cm, qui peut augmenter là où elle remplit les fissures et les ravines du sommet des **Calcaires Massifs**.

L'Unité de **Rote Platte** est présente en position stratigraphique à *MUTTENHUBEL* et au **GOUR DE COMBORSIN**, ainsi que sous forme d'éléments associés à ceux de l'Unité des **Forclettes** dans la **Mégabrèche de Comborsin** sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE*.

Sur la carte géologique, nous avons prolongé les **Formations de l'Intyamou et de Rote Platte** à l'ouest du **GOUR DE COMBORSIN**, dans des falaises inaccessibles. Nous nous sommes permis cette extrapolation en raison de la constance de ces roches dans ce secteur.

A l'opposé, sur l'esquisse tectonique, nous avons supposé l'interruption de ces deux Formations dans plusieurs secteurs non affleurants, pour des raisons qui apparaîtront

au Chapitre INTERPRÉTATION.

2.4.7 Tertiaire

La **Formation des Chenaux Rouges** affleure aux *POINTES DE SUR COMBE*, le long de la coupe au nord de *MUTTENHUBEL* et dans le *Chalberhöribach* près de *Bodevorschess*.

Nous considérons que la **Mégabrèche de Comborsin** est une variation latérale de la **Formation des Chenaux Rouges**. Ceci est appuyé par la nature de la matrice de la **Mégabrèche**, et par l'observation de brèches semblables, mais beaucoup moins grossières et de moindre extension à *MUTTENHUBEL*.

Le **Flysch des Médiannes** est discontinu. Il est absent par exemple à proximité du sommet de *MUTTENHUBEL*. Lorsqu'il est présent, il est parfois discordant, puisqu'il repose tantôt sur l'Unité précédente, tantôt (à l'est de *MUTTENHUBEL*) sur les **Calcaires Massifs** du **Malm**.

2.5 Nappe de la Brèche

La nappe de la Brèche est l'unité tectonique qui se superpose ici à la nappe des **Préalpes Médiannes**. Le contact entre ces deux nappes est totalement discordant à la stratification de la seconde. La carte géologique montre, à plusieurs reprises, que ce contact se trouve d'abord sur le **Flysch**, puis sur la **Formation des Chenaux Rouges**, et finalement sur les **Calcaires Massifs**.

2.6 Dépôts quaternaires

Nous avons recensé plusieurs types de dépôts quaternaires:

- Les premiers, issus des périodes de glaciations, se regroupent sous le terme "**glaciaire**". Les responsables de ces dépôts sont clairement connus puisqu'il s'agit des glaciers, qui en plus ont grandement contribué au modelage du paysage. En effet, on observe de nombreux cirques glaciaires (par exemple: **GOUR DE COMBORSIN**, sud des *POINTES DE SUR COMBE*), et de profondes vallées en U entaillées dans les flyschs de la Zone Submédiane (vallon de Meiel) ou le long du contact Brèche/Médiannes (vallon de Comborsin). Ainsi, les roches plus massives et plus résistantes, en particulier les **Calcaires Massifs**, forment des arêtes

et des falaises bien marquées, alors que les roches de résistance intermédiaire, la Formation de Saint-Triphon et les **Calcaires Rubanés** par exemple, déterminent une topographie plus douce (cf. Figure 2.11).

Les dépôts glaciaires sont parfois sans morphologie particulière, comme les moraines de fond, qui tapissent le fond des vallées, et les moraines latérales, qui en tapissent les flancs. D'autre fois, ces dépôts peuvent prendre la forme de vallums, comme les moraines médianes, corps allongé parallèlement à la vallée et situé au lieu de rencontre de deux langues glaciaires (Plan de Comborsin), ou les moraines frontales, témoins en croissant des phases de retrait successives des glaciers (vallée de Comborsin). D'autres témoins des glaciers sont les blocs erratiques.

La composition pétrographique des roches comprises dans les moraines et les blocs erratiques indique qu'il s'agit de dépôts glaciaires locaux. De plus, nous pouvons affirmer que la calotte glaciaire atteignait une altitude d'~2000 m, d'une part parce que les **Calcaires Massifs** sont modelés jusqu'à cette altitude, et d'autre part parce que nous avons trouvé un reste de moraine et des blocs erratiques à proximité du sommet de *GUMMESEL*.

- Un autre dissimulateur d'affleurements de premier ordre est représenté par les **éboulis** en provenance de falaises de **Calcaires Massifs** ou de roches triasiques. Dans les nombreux cônes observés et parcourus, nous avons constaté la présence de blocs de plusieurs m³, mais également une importante activité actuelle. Cette impression est renforcée par le grand nombre de failles et de diaclases ouvertes que nous avons pu observer.
- Le troisième type de dépôts est moins gênant, car généralement peu épais, ce qui permet souvent d'identifier la roche sous-jacente. Nous voulons parler des **sols**.

Ils peuvent prendre pied sur les éboulis colonisés par la végétation ou sur des roches en place. Lorsque l'épaisseur est suffisamment grande pour dissimuler totalement les roches, nous parlons de sol indéterminé.

Parfois, à la faveur de taupinières, des morceaux de la roche sous-jacente sont remontés à la surface. Ce

phénomène, qui affecte particulièrement les roches marneuses comme les flyschs ou les Couches Rouges tertiaires, permet l'identification de l'Unité sous-jacente. Nous parlons alors de sol de flysch ou de sol de Couches Rouges.

- Les autres types de dépôts, tous liés directement à la circulation actuelle de l'eau, sont les **dépôts alluviaux** au fond des torrents et des rivières, les **cônes de déjection** au sortir des torrents, les **marais** dans les replats et les contre-pentes. Ces circulations actuelles créent également des structures résultant de l'érosion régressive des vallées glaciaires, tels les bords de talus.
- Enfin, last but not least, les **glissements de terrain**, très nombreux dans les zones de flysch, sont le phénomène quaternaire qui a le plus d'impact sur les activités humaines. Outre l'énorme glissement de Mülisteine (plusieurs milliers de m³) dont les deux niches d'arrachement se trouvent dans les flyschs de la nappe des Gets, nous recensons de nombreux petits glissements de terrain d'environ 100 m³ qui prennent place dans les deux nappes de flysch (Sub-médiane et Gets).

A propos de ces glissements de terrain, deux remarques sont nécessaires. D'une part, le glissement de Mülisteine, sur lequel se trouvent des habitations, est l'objet d'une érosion active au pied. D'autre part, 1995 semble avoir été une année de forte activité, puisque pas moins de quatre nouveaux glissements importants, interférant immédiatement avec le trafic routier entre Lätzi Weid et USSERS LÄGER, se sont déclenchés.

En conclusion, cette région est fortement exposée à toutes sortes d'instabilités de terrain, que ce soit des chutes de blocs impliquant des volumes importants, ou les glissements de terrain dans les zones de flysch. Sa faible population et son faible attrait économique n'en font malgré tout pas une région à surveiller en priorité, si ce n'est dans le but d'éviter la formation de barrages dans l'une ou l'autre des rivières.

2.7 Conclusions

Dans la partie orientale de l'écaïlle de la *GUMMFLUH*, tout comme dans la majeure partie de la nappe des Préalpes Médiannes Rigides, la colonne stratigraphique comprend

des roches dont l'âge s'étend du sommet du **Trias inférieur** à l'**Eocène moyen** (soit de -240 Ma à -40 Ma selon l'échelle d'ODIN [1994]). La particularité de cette colonne stratigraphique est que, de ces quelque 200 Ma, seuls environ 60 Ma sont enregistrés sous forme de dépôts sédimentaires. Ainsi, les périodes de non-dépôt et d'érosion ont été bien plus longues que les périodes de dépôt (cf. PA. 2).

Cette colonne se scinde en quatre entités:

- La première, immédiatement au-dessus du chevauchement, comprend le sommet du **Trias inférieur** et la moitié inférieure du **Trias moyen**. Plus précisément, il s'agit du **Spathien sommital** et de l'**Anisien**, dont les sédiments représentent à peu près les 50% de l'épaisseur totale de la colonne stratigraphique pour une durée d'~7 Ma. Le reste du **Trias moyen**, ainsi que le **Trias supérieur** et le **Lias** (soit 58 Ma), ne sont pas préservés.
- La seconde entité comprend le **Dogger** et le **Malm**. Pour le **Dogger**, seuls les sédiments datés du **Callovien** (durée: ~6 Ma) sont prouvés, mais ils sont discontinus et de très faible épaisseur. Le reste du **Dogger**, en fait les 15 premiers Ma, est incertain et volumétriquement insignifiant. Pour le **Malm**, nous observons une série complète, vraisemblablement continue et représentant ~40% de l'épaisseur totale de la colonne stratigraphique pour une durée d'~19 Ma.
- La troisième entité comprend le **Crétacé**. Cette période débute par ~42 Ma durant lesquels aucun dépôt

n'est observé. Puis au cours du **Cénomaniens supérieur**, **Turonien**, **Coniacien** et **Santonien**, quelques sédiments fortement condensés (au maximum 20 m pour 10 Ma) et discontinus se déposent. La partie sommitale du **Crétacé supérieur**, soit 18 Ma, n'est jamais observée sous forme de sédiments en place, seules des roches d'âge **Maastrichtien** apparaissent en éléments remaniés dans une brèche.

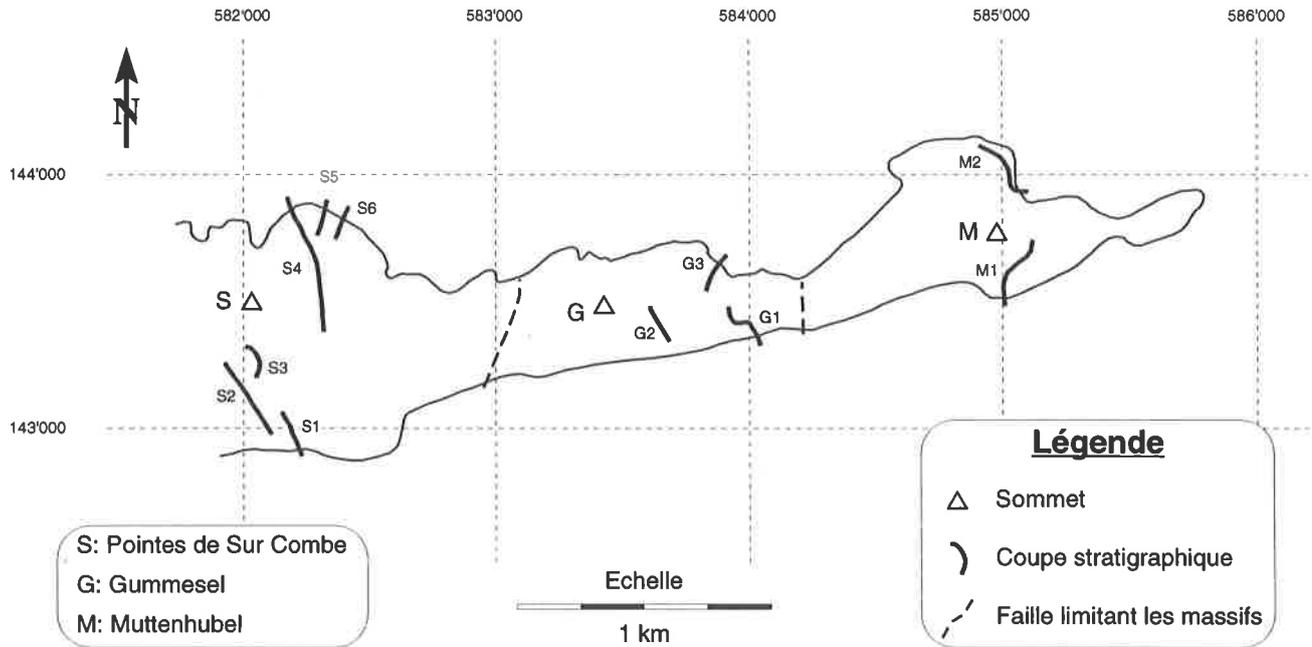
- La quatrième et dernière entité comprend le **Tertiaire**. Les six premiers Ma (le **Danien**) manquent peut-être, mais à partir du **Thanétien** jusqu'à l'**Eocène moyen** on a l'une des deux plus longues périodes de dépôt observées dans l'échelle. Ces sédiments, quelque peu discontinus, représentent au maximum 10% de l'épaisseur totale de la colonne stratigraphique pour un laps de temps de ~20 Ma.

Ainsi sur 200 Ma de temps géologique, au maximum 62 Ma sont enregistrés sous forme de sédiments. Les 50 premiers % de ceux-ci se sont déposés en ~7 Ma, les 40% suivants en 20 à 25 Ma et les 10 derniers % en ~30 Ma.

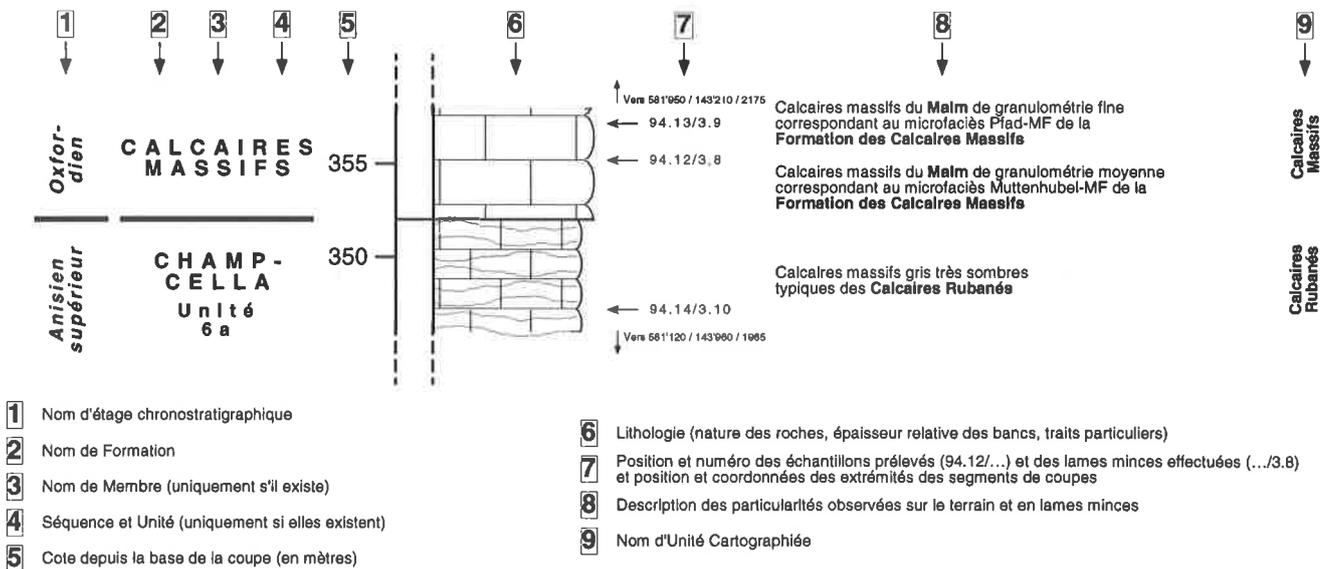
On constate donc d'énormes variations du taux de sédimentation et que la région étudiée a plus souvent été en situation de non-dépôt qu'en situation de dépôt. Cependant, il faudrait idéalement tenir compte des sédiments qui se sont déposés et qui ont été érodés ultérieurement, comme par exemple ceux de la fin du **Trias moyen**, du **Trias supérieur**, et probablement du **Lias inférieur à moyen**, érodés au cours de la fin du **Lias** (?) et du début du **Dogger**.

Figure 2.2: Légende des coupes stratigraphiques

Positions des segments de coupes



Composants des coupes



Récapitulation

des coordonnées

des segments de coupes

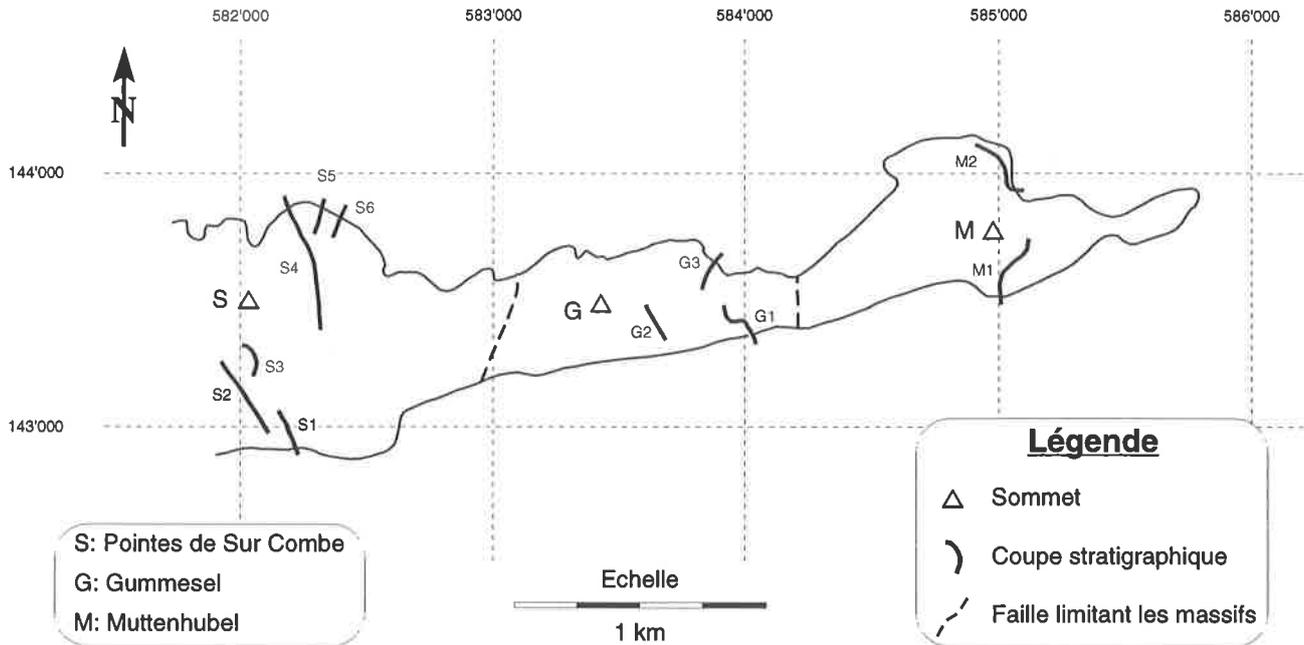
S1	582'260 / 142'890 / 1860	à	582'160 / 143'010 / 1970
S2	582'120 / 143'960 / 1965	à	581'950 / 143'210 / 2175
S3	582'060 / 143'170 / 2045	à	582'040 / 143'270 / 2065
S4	582'330 / 143'380 / 1870	à	582'200 / 143'830 / 1720
S5	582'300 / 143'730 / 1740	à	582'340 / 143'830 / 1675
S6	582'380 / 143'730 / 1680	à	582'400 / 143'800 / 1655
G1	584'100 / 143'350 / 1595	à	583'940 / 143'450 / 1670
G2	583'680 / 143'360 / 1725	à	583'615 / 143'465 / 1750
G3	583'860 / 143'550 / 1690	à	583'890 / 143'630 / 1610
M1	585'050 / 143'540 / 1425	à	585'095 / 143'710 / 1612
M2	584'880 / 144'100 / 1475	à	585'050 / 143'950 / 1640

Signification des figurés

	Grès		Calcaire rubané *
	Pélite, argilite ou mame		Calcaire argileux *
	Dolomie *		Calcarénite
	Calcaire indifférencié *		Remplissage de paléokarst
	Calcaire granuleux *		Cornieule et Microcornieule
	Calcaire vermiculé *		Quartzite

* l'épaisseur des bancs est indicative du caractère plus ou moins massif de la roche

Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

S1	582'260 / 142'890 / 1860	à	582'160 / 143'010 / 1970
S2	582'120 / 143'960 / 1965	à	581'950 / 143'210 / 2175

Positions des segments de coupes sur le terrain
(en noir: partie concernée par la présente coupe)

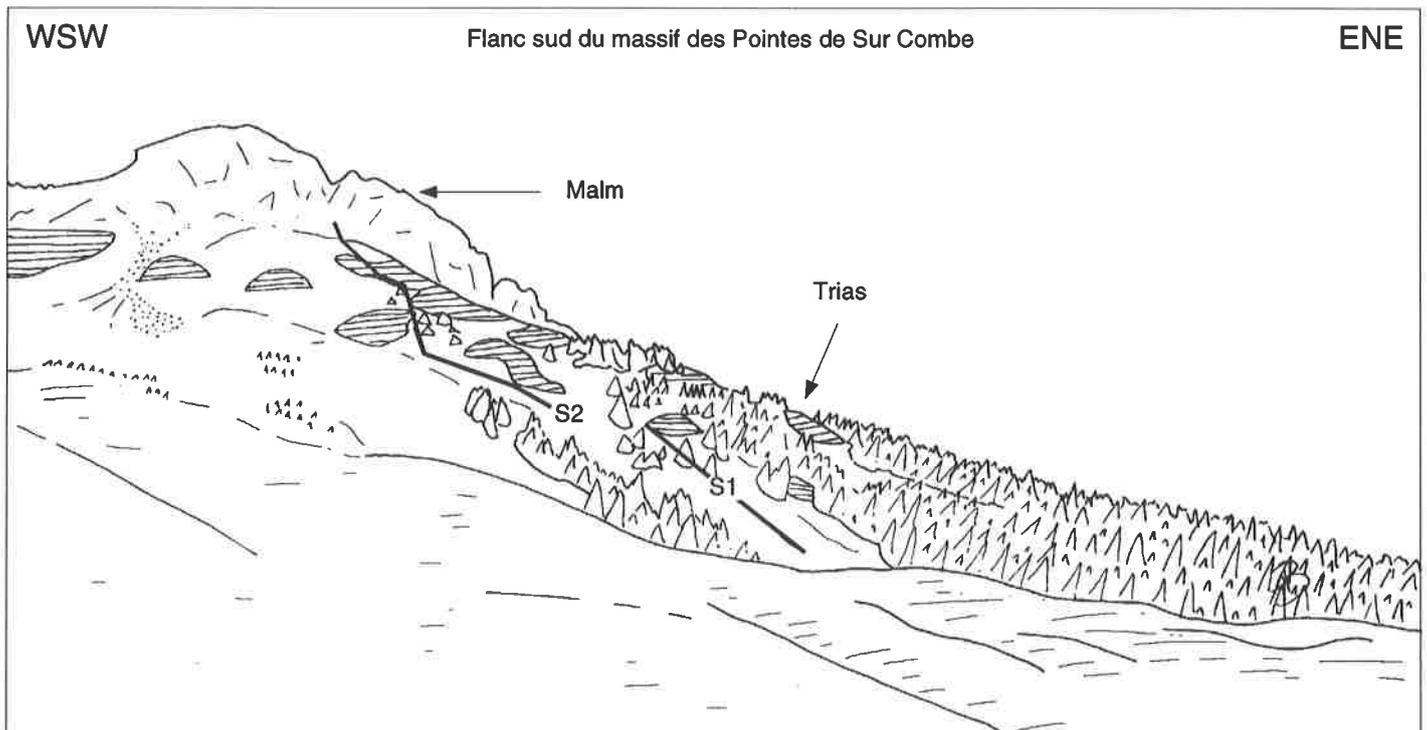
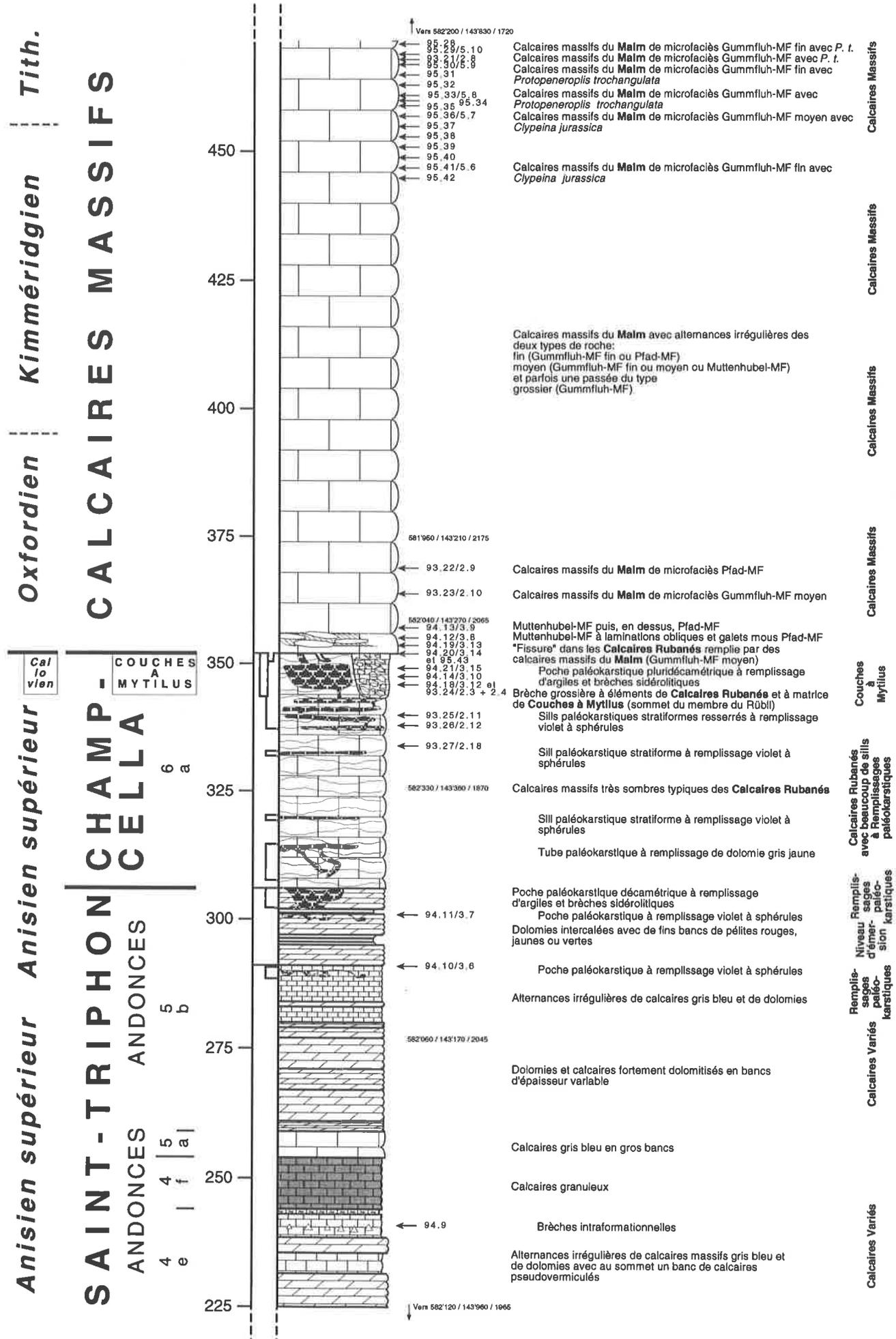
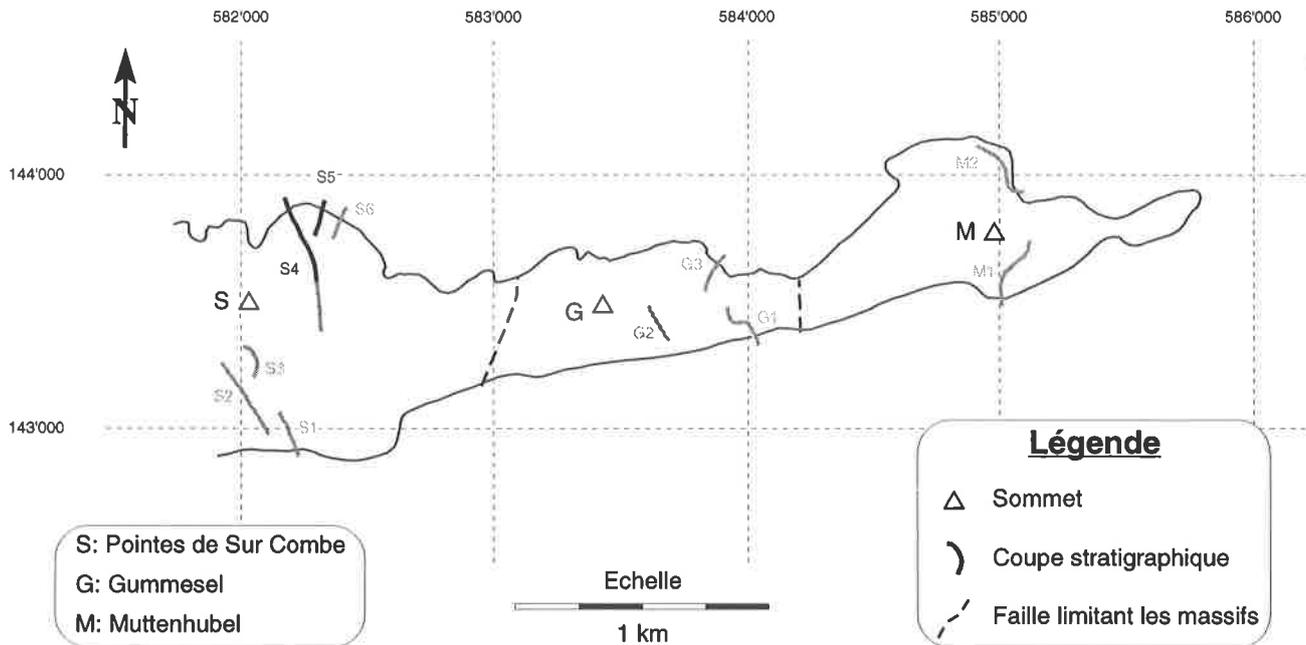


Figure 2.4: Coupe stratigraphique des POINTES DE SUR COMBE: Trias (fin) et Malm (début)



Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

S4	582'330 / 143'380 / 1870	à	582'200 / 143'830 / 1720
S5	582'300 / 143'730 / 1740	à	582'340 / 143'830 / 1675

Positions des segments de coupes sur le terrain
(en noir: partie concernée par la présente coupe)

Ptes de Sur Combe

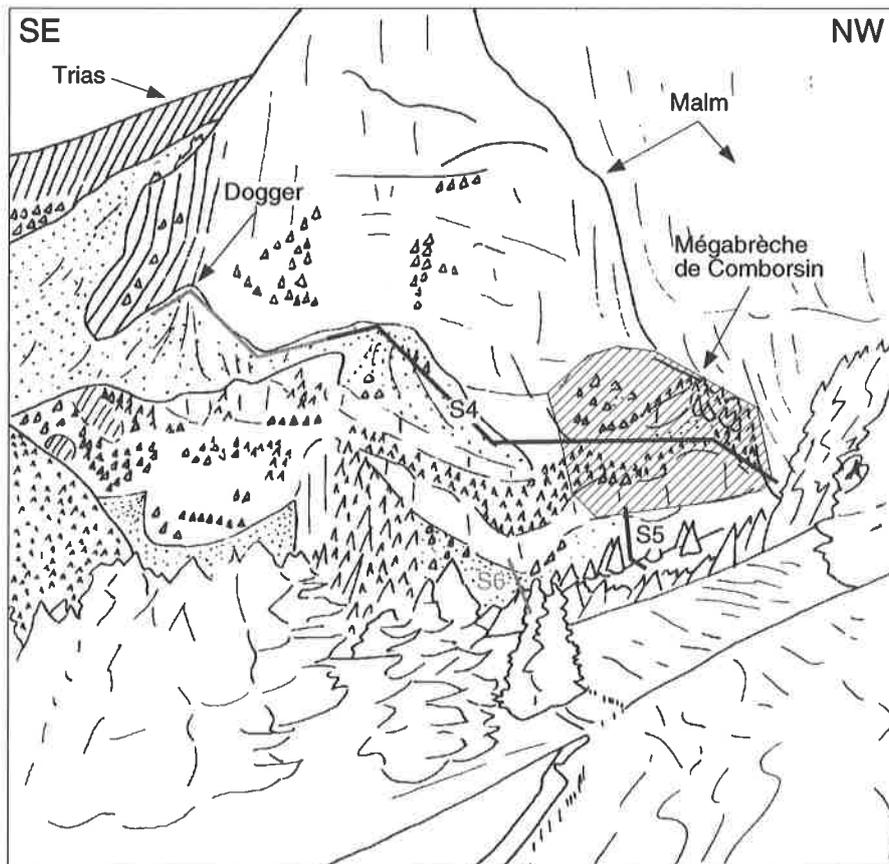
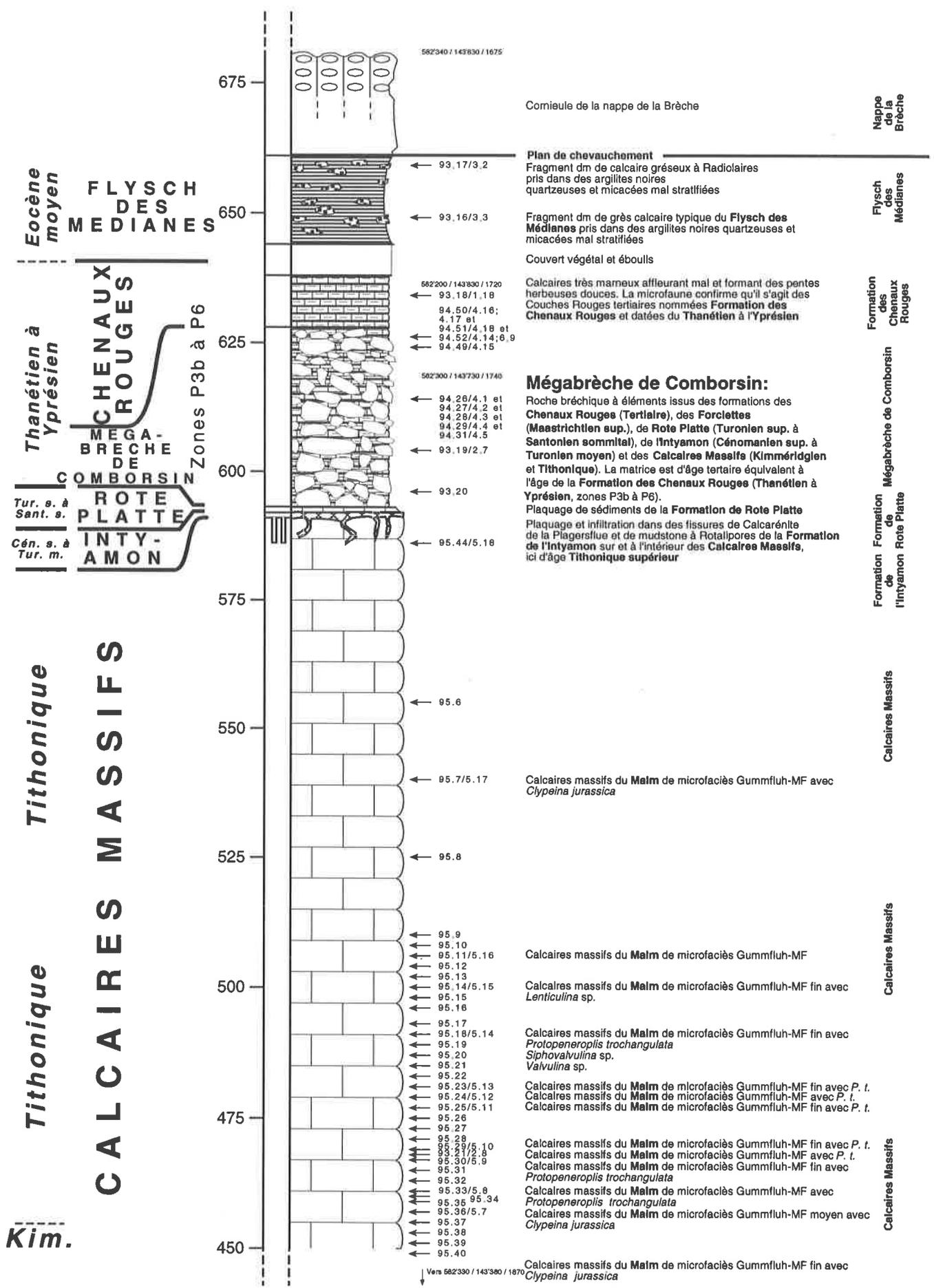
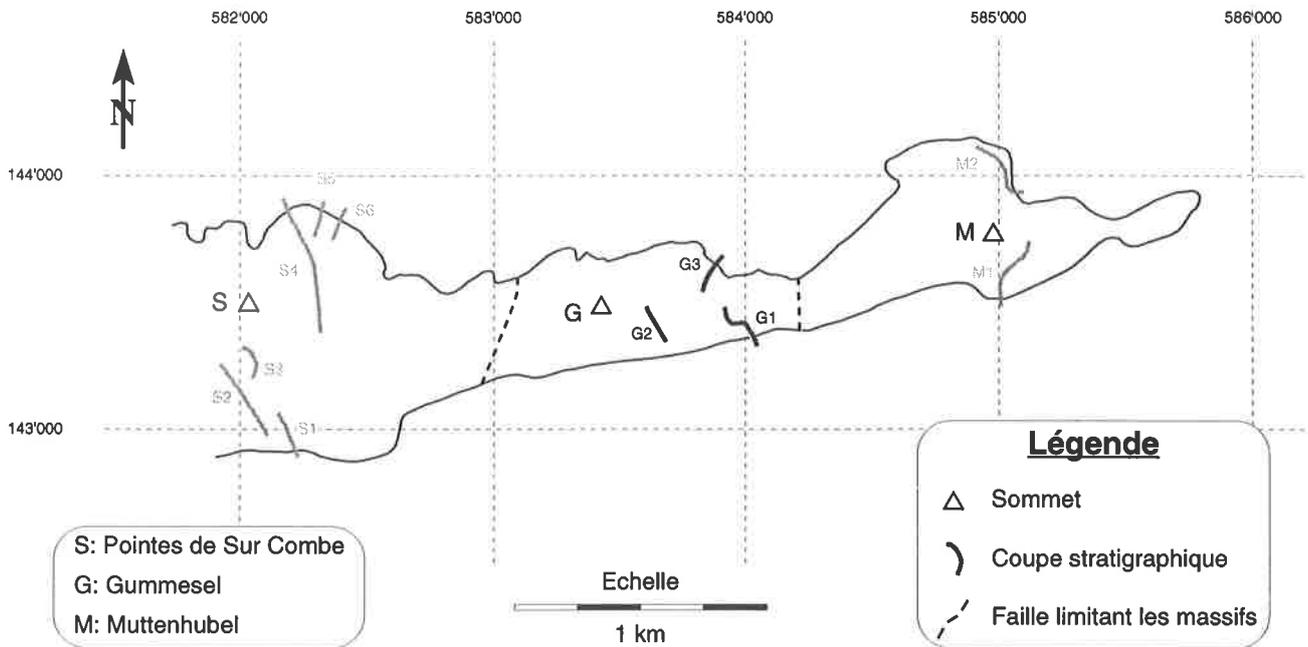


Figure 2.5: Coupe stratigraphique des POINTES DE SUR COMBE: Malm (fin), Crétacé et Tertiaire



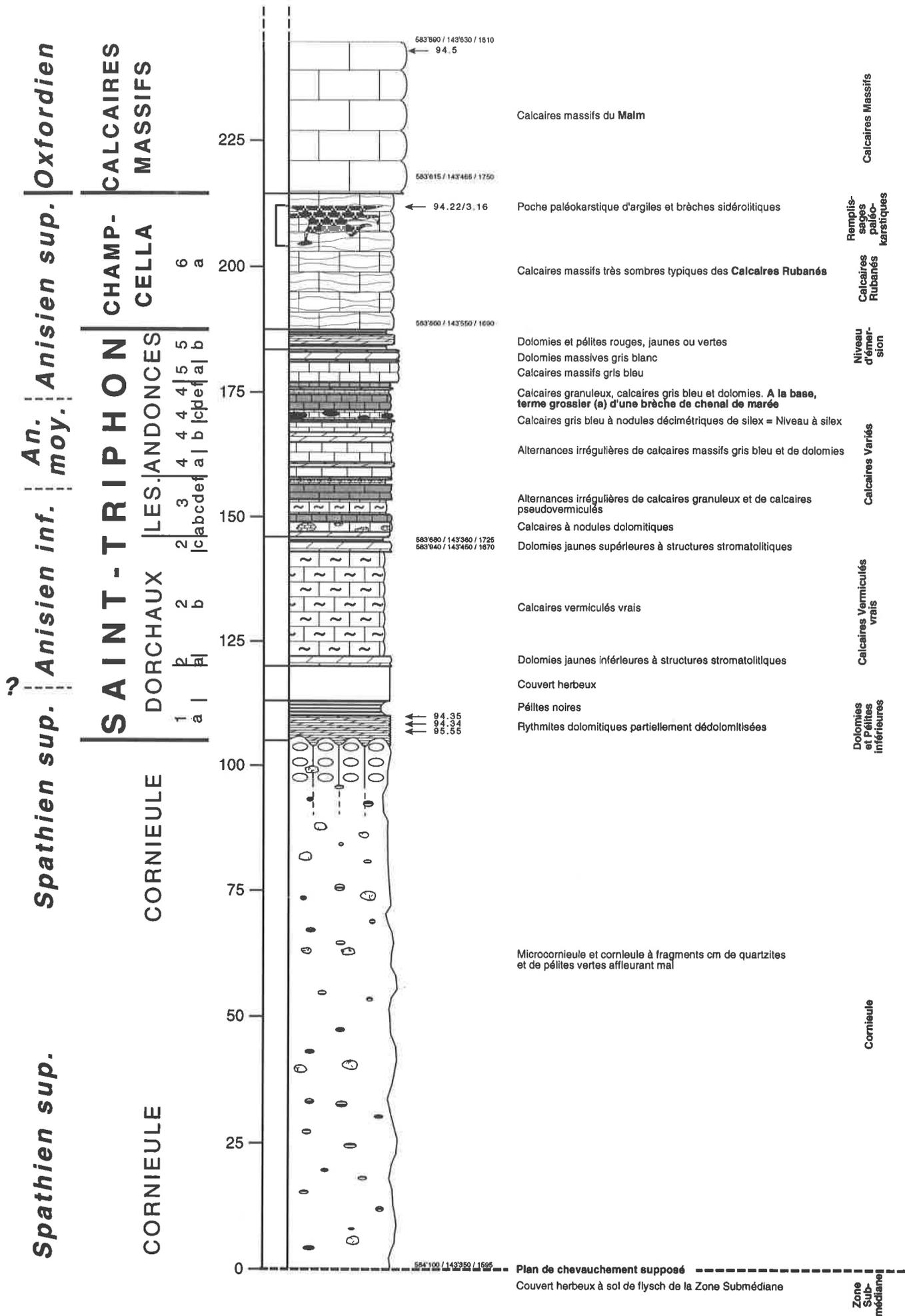
Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



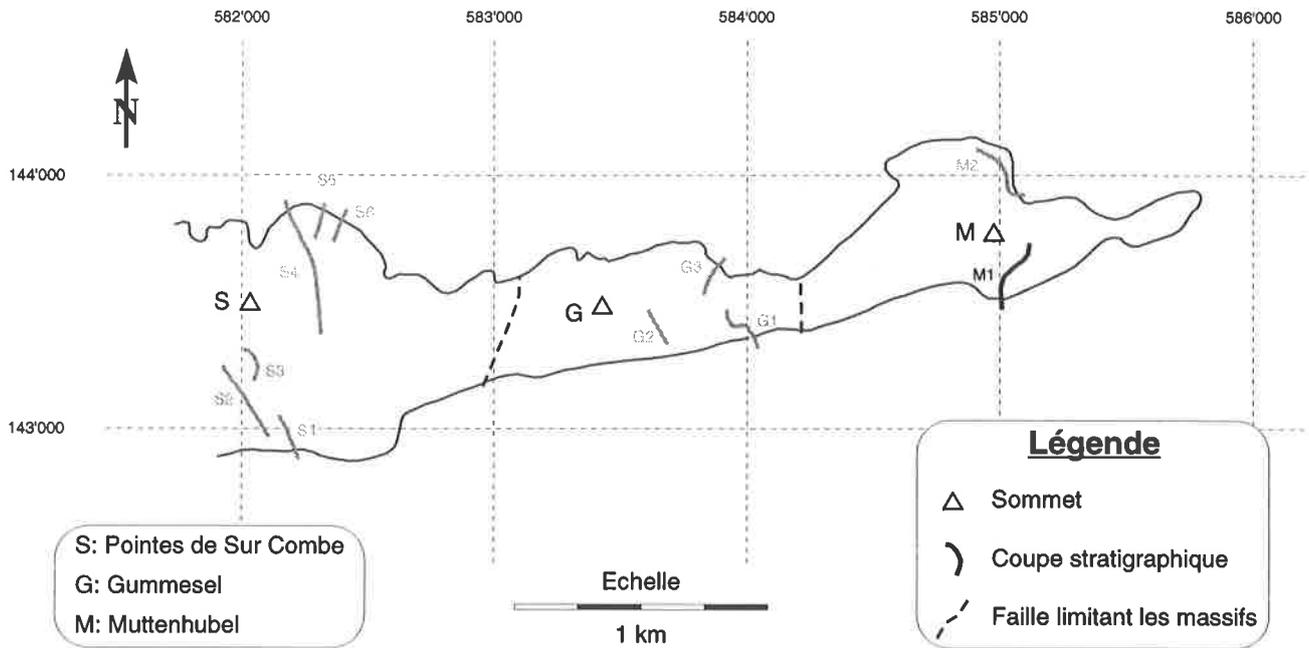
Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

G1	584'100 / 143'350 / 1595	à	583'940 / 143'450 / 1670
G2	583'680 / 143'360 / 1725	à	583'615 / 143'465 / 1750
G3	583'860 / 143'550 / 1690	à	583'890 / 143'630 / 1610

Figure 2.6: Coupe stratigraphique de GUMMESEL: Trias et Malm (début)



Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

M1 585'050 / 143'540 / 1425 à 585'095 / 143'710 / 1612

Positions des segments de coupes sur le terrain
(en noir: partie concernée par la présente coupe)

Flanc sud du massif de Muttenhubel

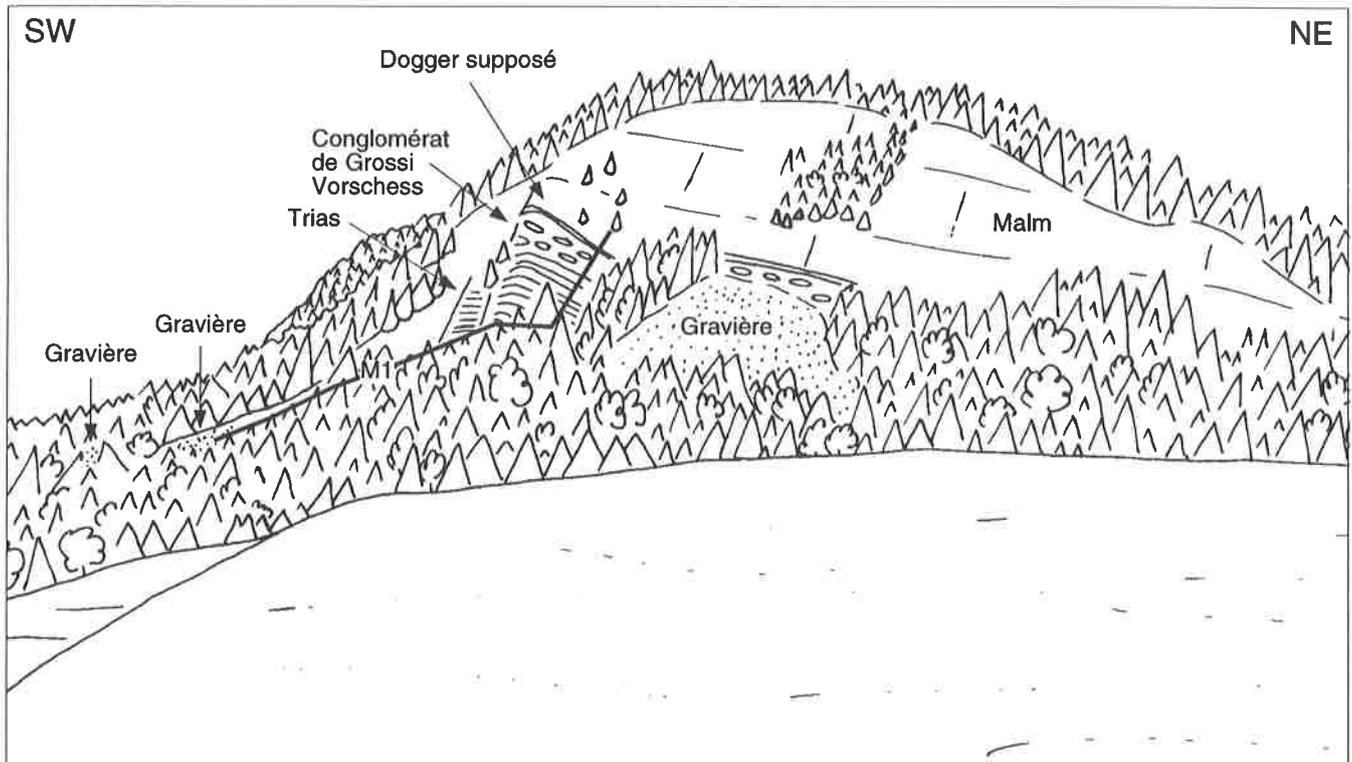
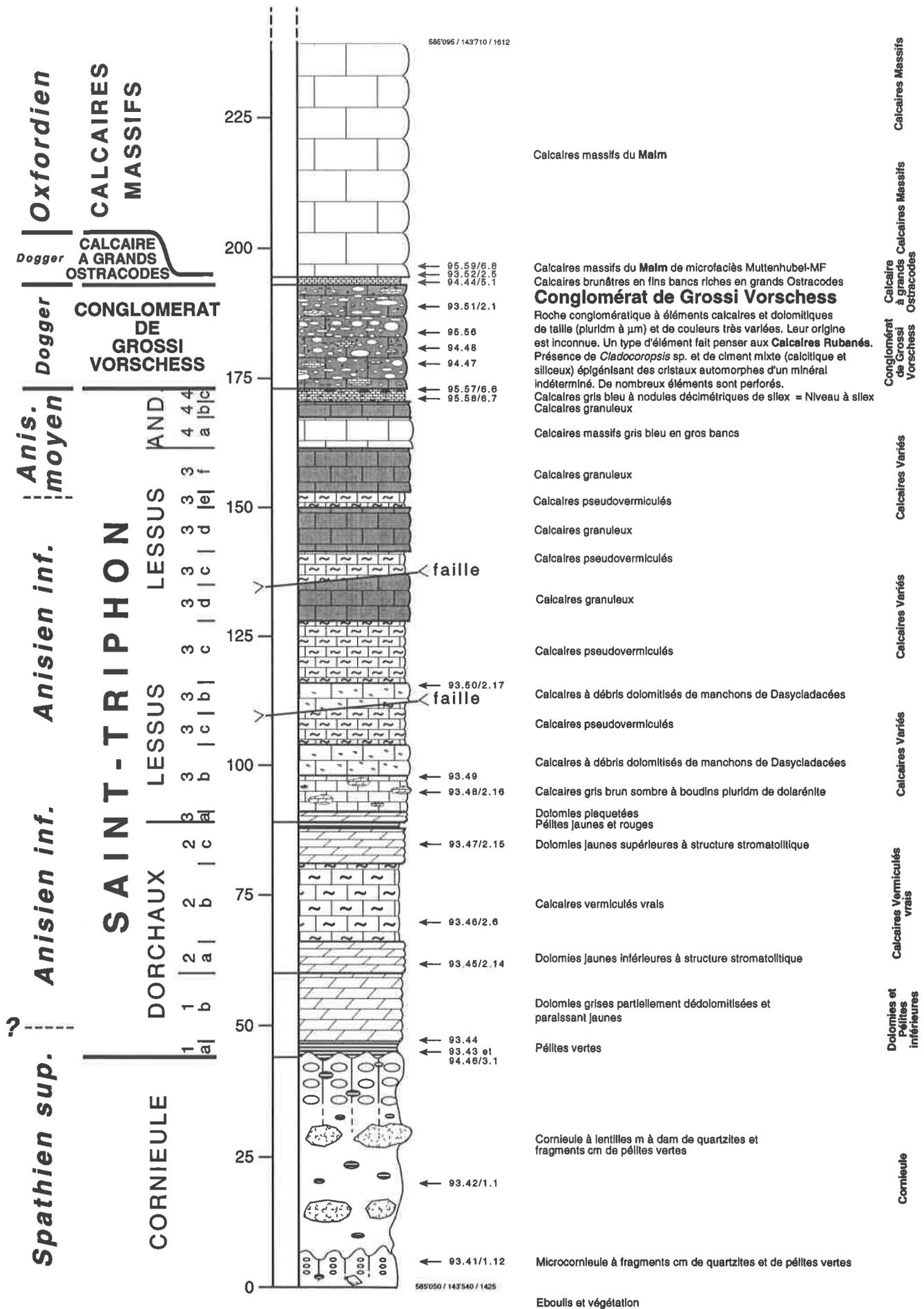
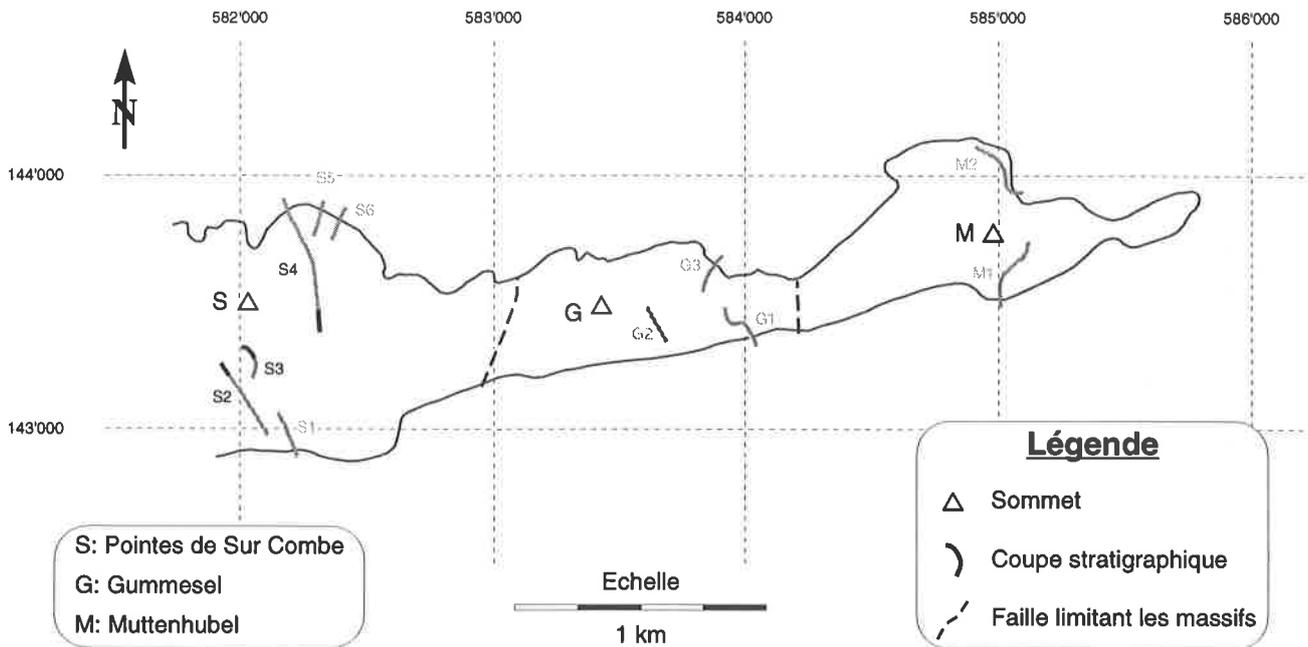


Figure 2.7: Coupe stratigraphique de MUTTENHUBEL: Trias et Malm (début)



Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

S2	582'120 / 143'960 / 1965	à	581'950 / 143'210 / 2175
S3	582'060 / 143'170 / 2045	à	582'040 / 143'270 / 2065
S4	582'330 / 143'380 / 1870	à	582'200 / 143'830 / 1720

Positions des segments de coupes sur le terrain
(en noir: partie concernée par la présente coupe)

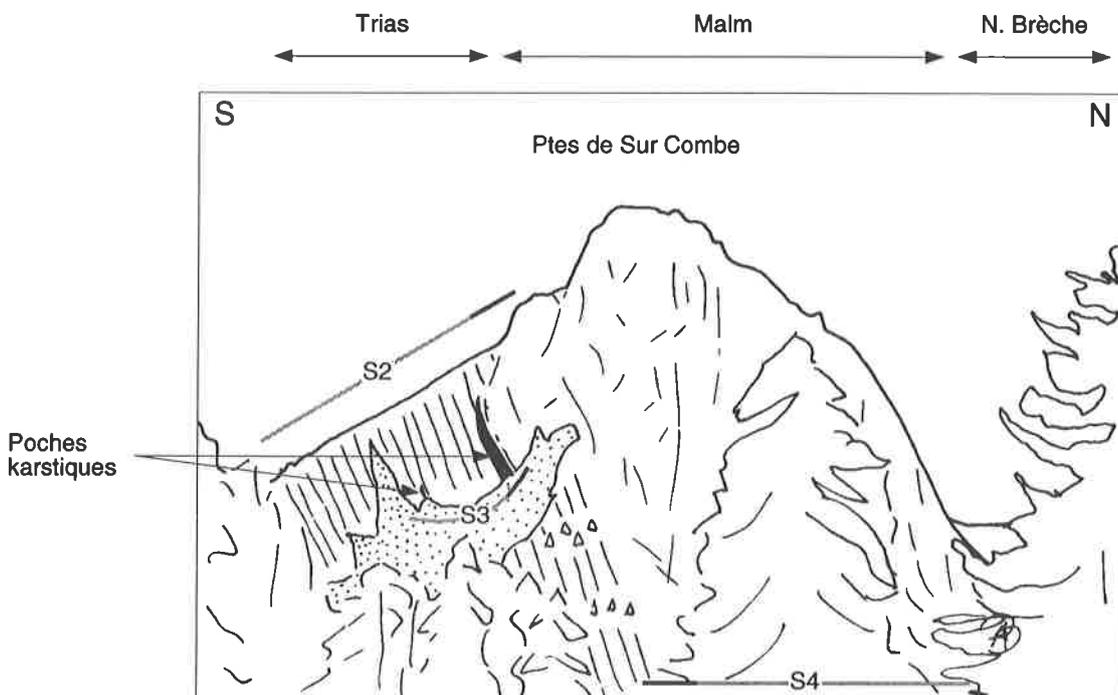
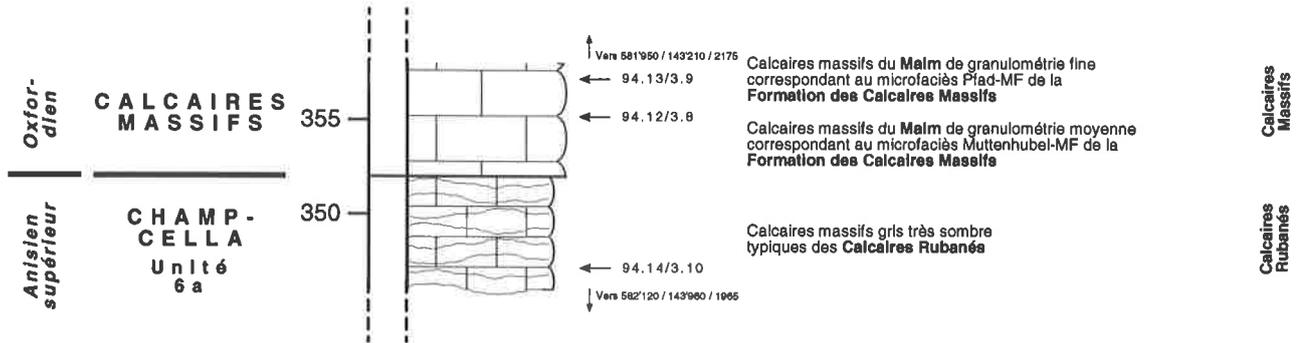
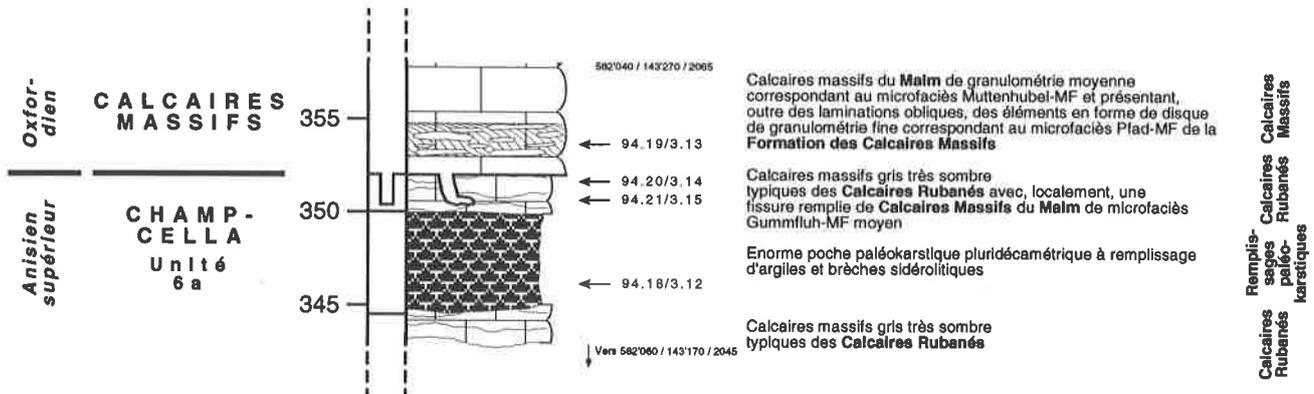


Figure 2.8: Coupe stratigraphique des POINTES DE SUR COMBE détail des limites Trias-Malm

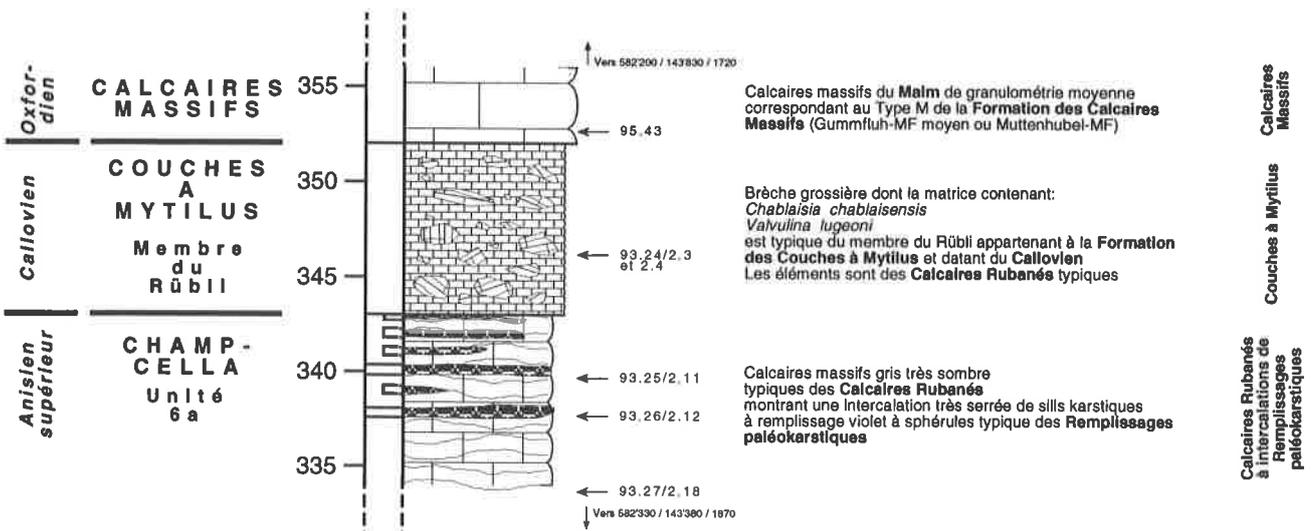
Cas occidental, segment S2 de la coupe



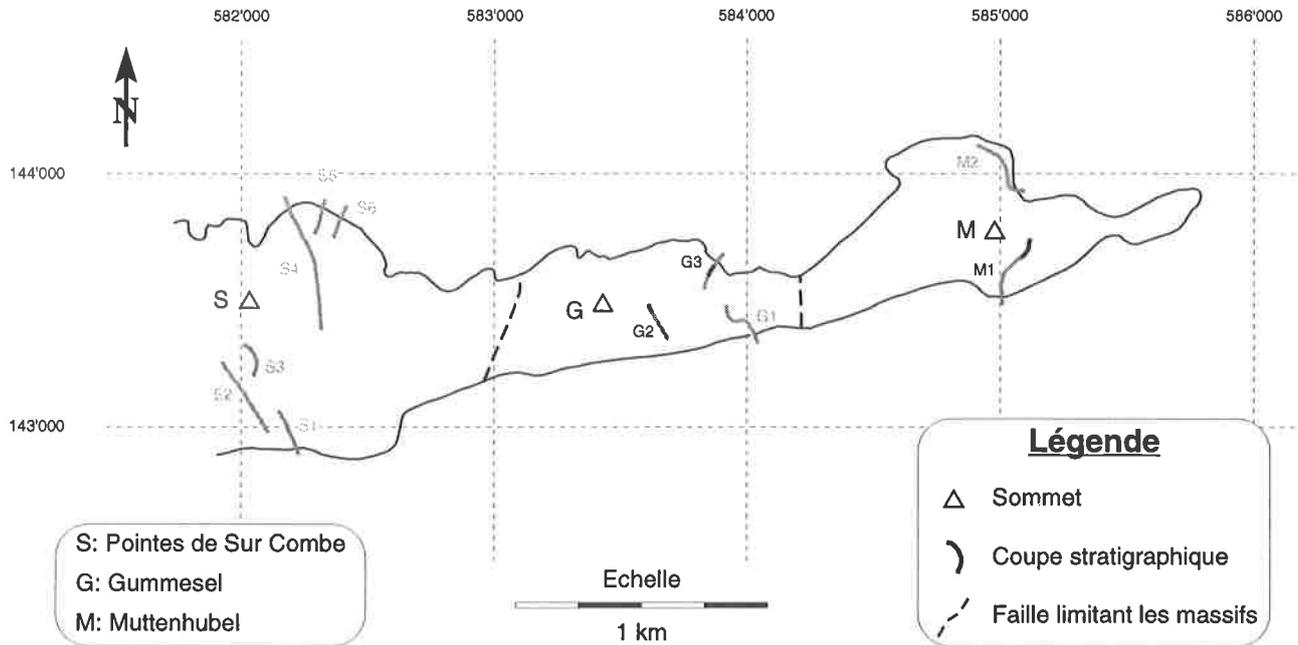
Cas médian, segment S3 de la coupe



Cas oriental, segment S4 de la coupe



Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

G2 583'680 / 143'360 / 1725 à 583'615 / 143'465 / 1750

G3 583'860 / 143'550 / 1690 à 583'890 / 143'630 / 1610

M1 585'050 / 143'540 / 1425 à 585'095 / 143'710 / 1612

Positions des segments de coupes sur le terrain
(en noir: partie concernée par la présente coupe)

Flanc sud du massif de Muttenhubel

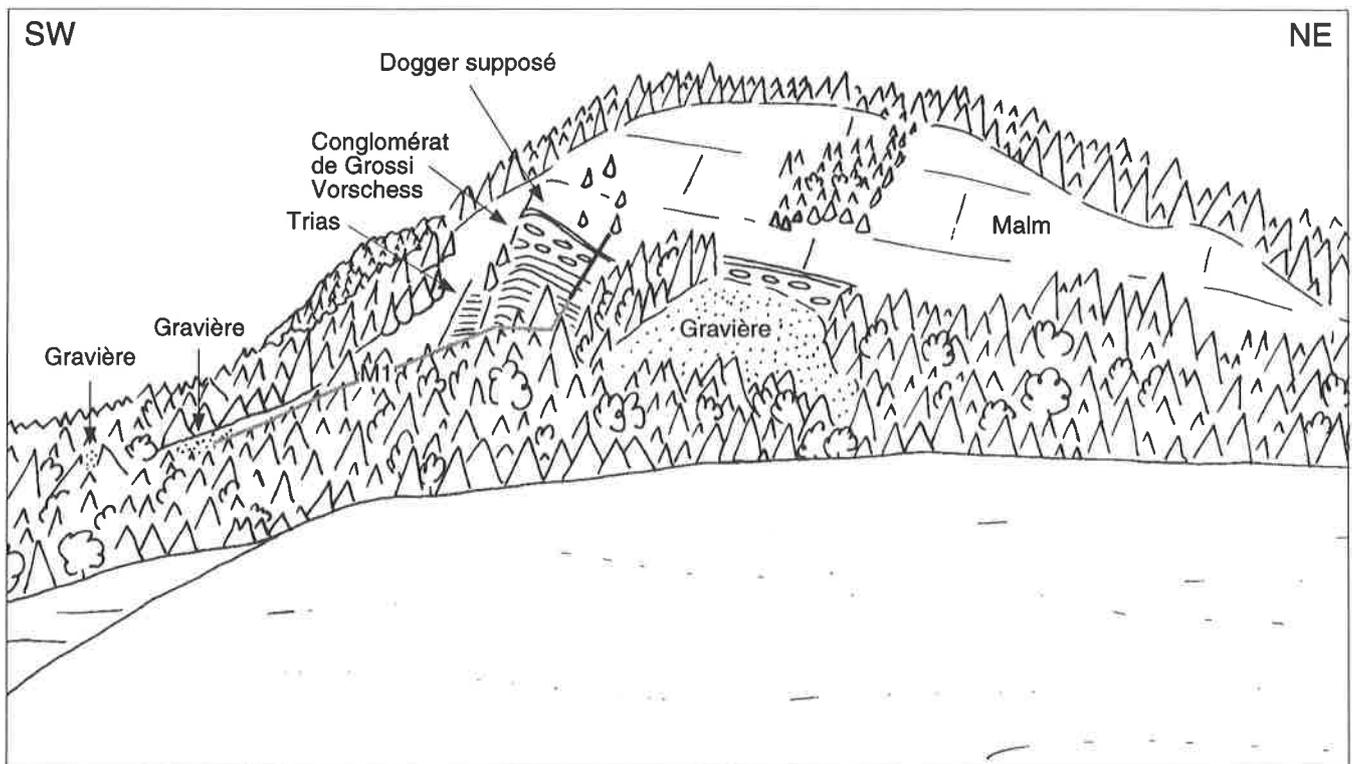
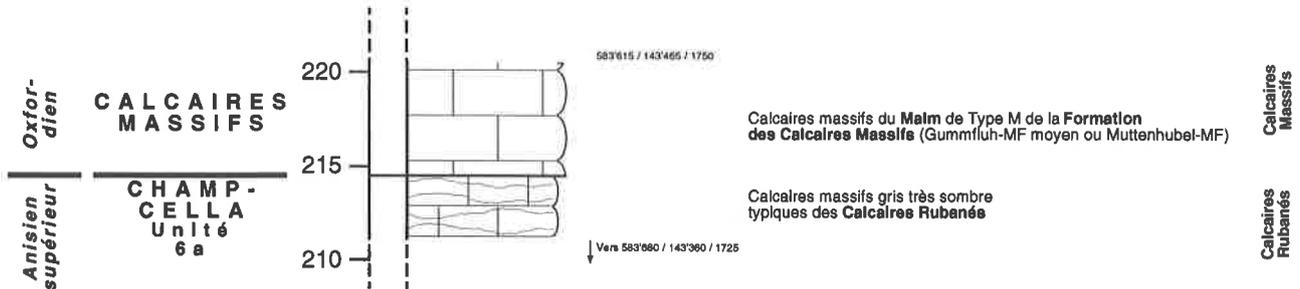
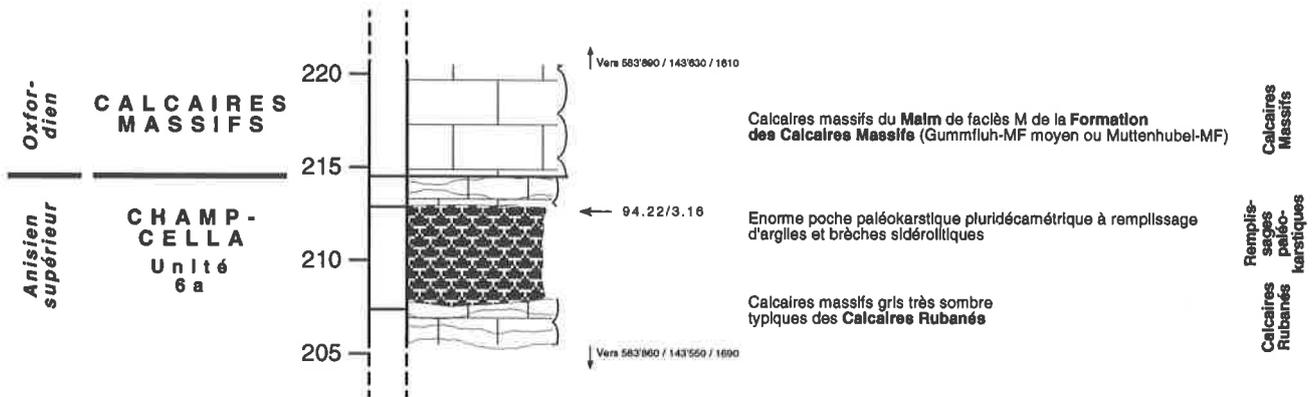


Figure 2.9: Coupes stratigraphiques de GUMMESEL et de MUTTENHUBEL: détail des limites Trias-Malm

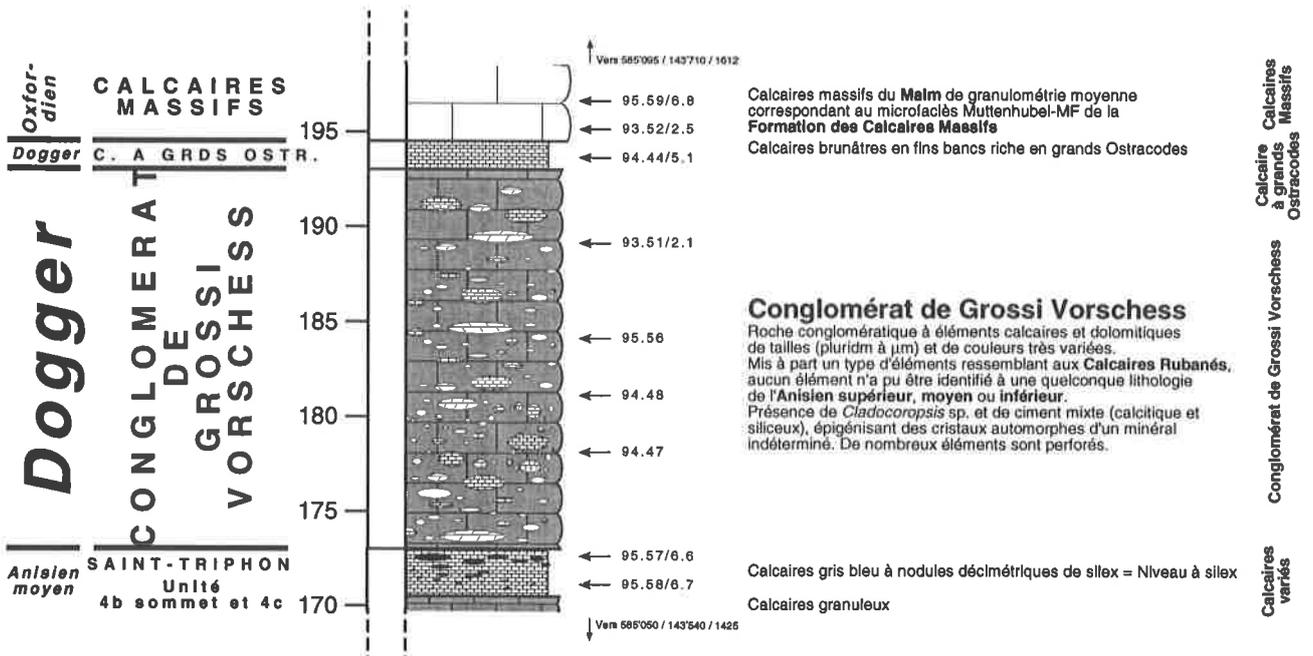
Cas occidental, segment G2 de la coupe de GUMMESEL



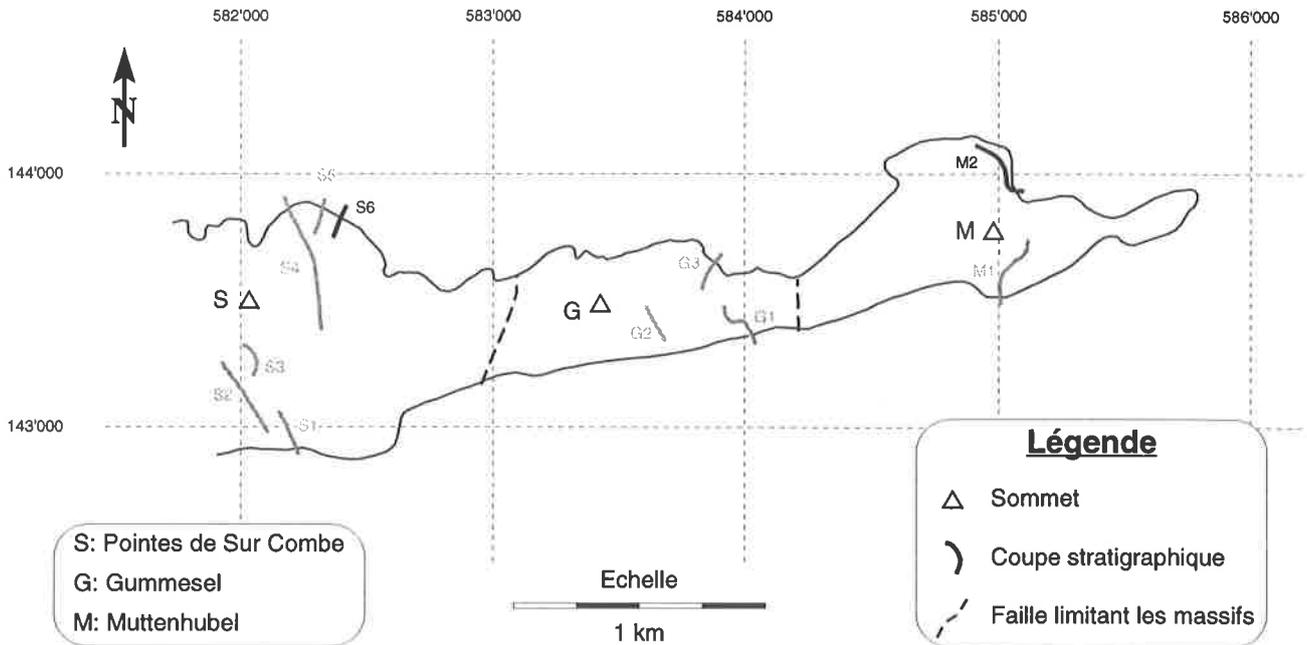
Cas oriental, segment G3 de la coupe de GUMMESEL



Cas unique observé, segment M1 de la coupe de MUTTENHUBEL



Positions des segments de coupes
(en noir: partie concernée par la présente coupe)



Récapitulation des coordonnées des segments de coupes
concernés par la présente coupe

S6 582'380 / 143'730 / 1680 à 582'400 / 143'800 / 1655

M2 584'880 / 144'100 / 1475 à 585'050 / 143'950 / 1640

Positions des segments de coupes sur le terrain
(en noir: partie concernée par la présente coupe)

Ptes de Sur Combe

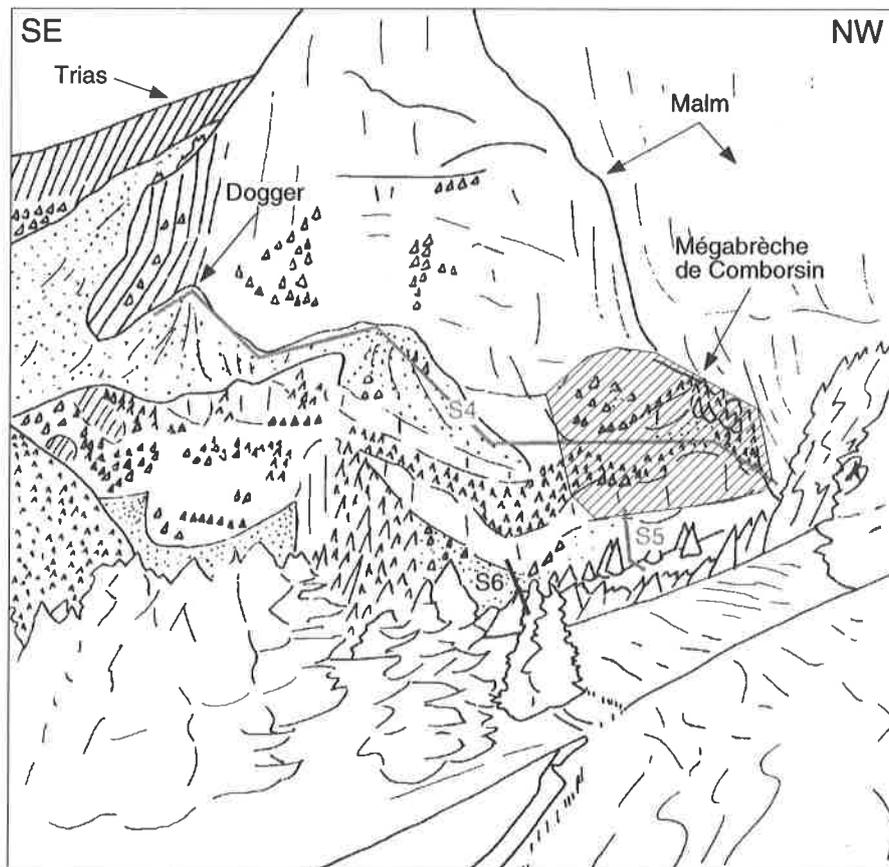
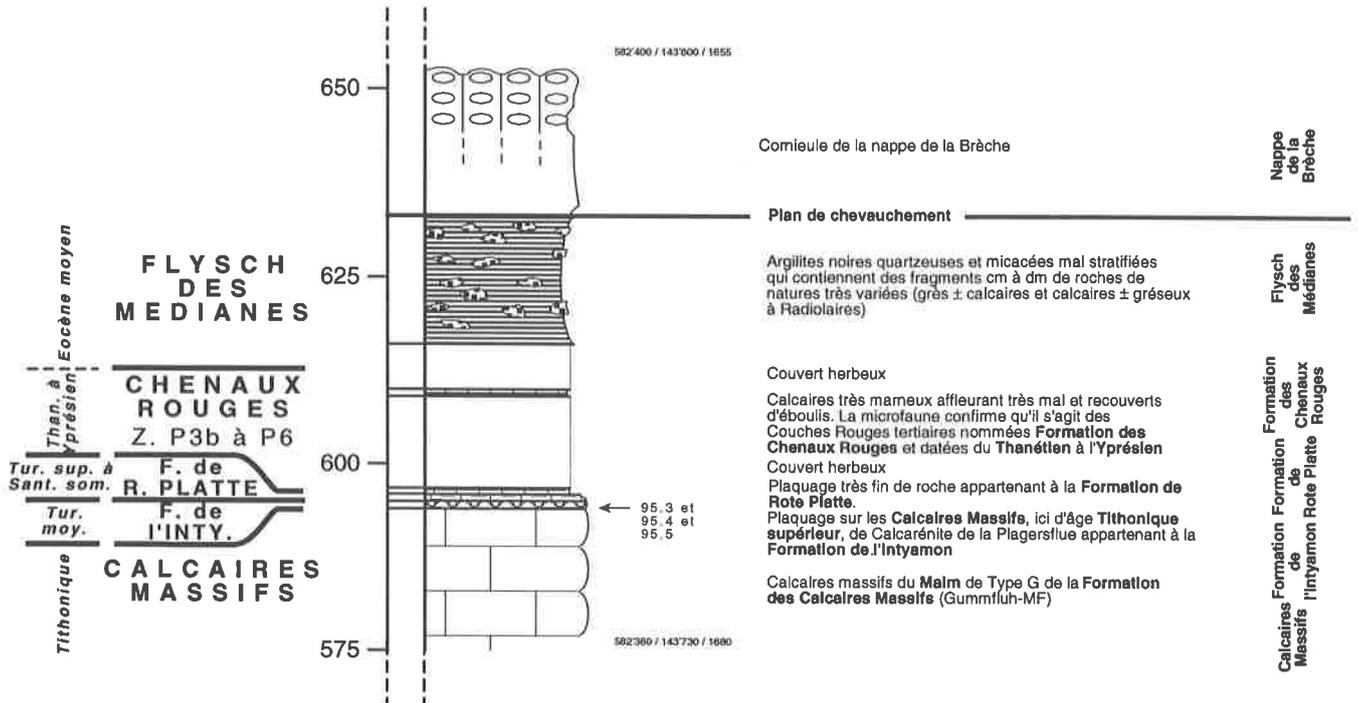


Figure 2.10: Coupes stratigraphiques des POINTES DE SUR COMBE et de MUTTENHUBEL: détail des limites Malm-Crétacé-Tertiaire

Cas particulier, plus à l'Est que la grande coupe, segment S6 de la coupe de POINTES DE SUR COMBE



Segment M2 de la coupe de MUTTENHUBEL

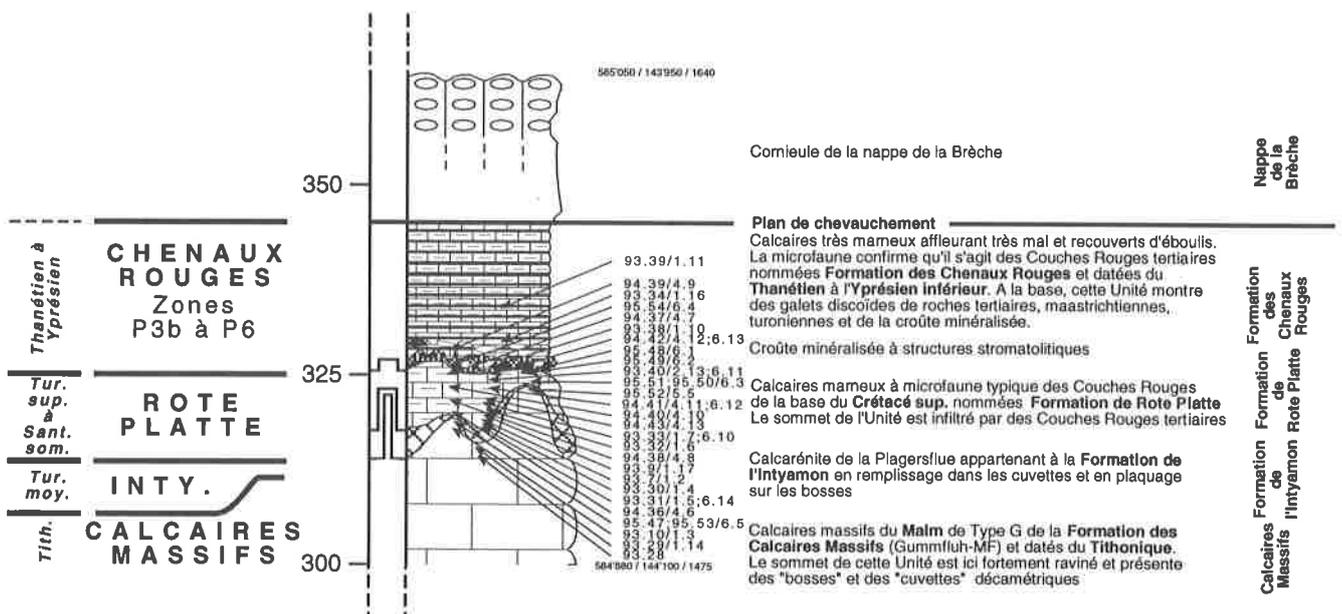
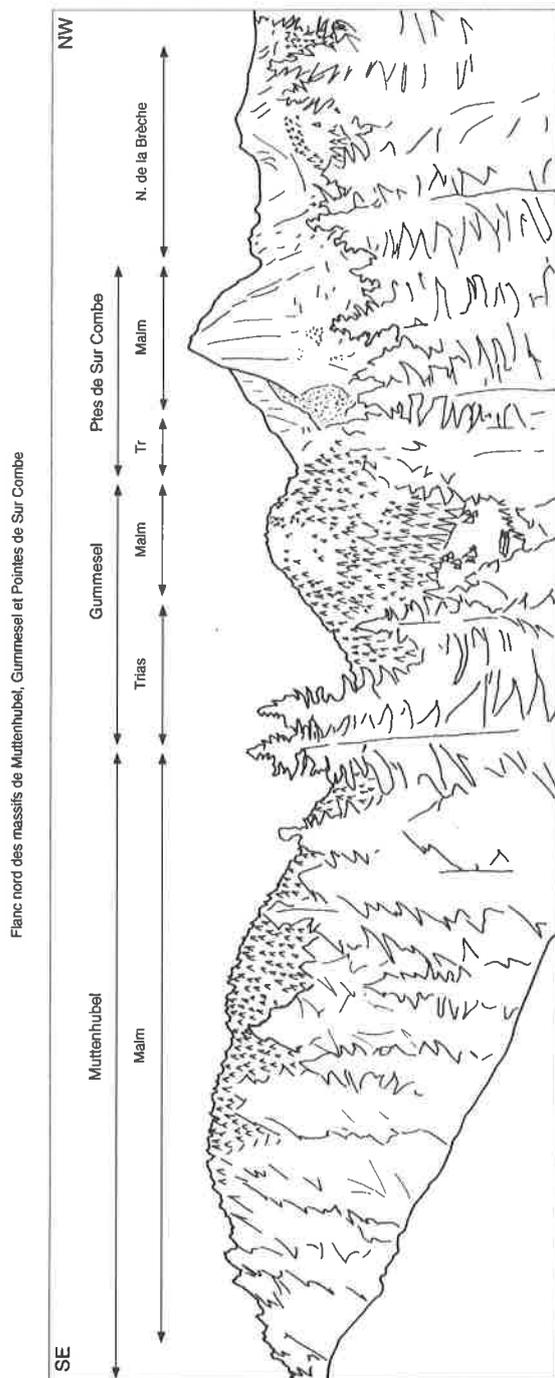
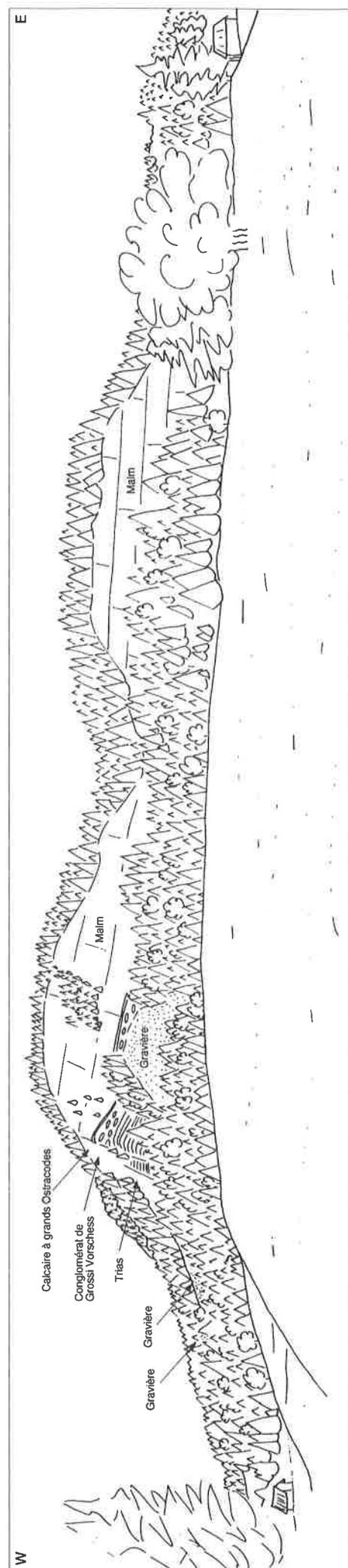


Figure 2.11: Panoramas des flancs nord et sud de la partie orientale de l'écaille de la Gummlfluh



Flanc sud du massif de Mutternhubel



3. TECTONIQUE

3.1 Introduction

L'écaïlle de la *GUMMFLUH* appartient à la nappe des Préalpes Médiannes Rigides. Le terme "Rigide" [LUGEON & GAGNEBIN, 1941] est fondé sur le style tectonique relativement peu plissé qui caractérise les écaïlles de la partie interne des Préalpes Médiannes. Cette caractérisation a, semble-t-il, dissuadé les géologues d'y entreprendre des études tectoniques détaillées, puisque leurs efforts se sont principalement focalisés sur les Plastiques, apparemment plus propices à fournir des indices structuraux facilement exploitables. Ceci explique sans doute le peu de bibliographie qui existe sur la tectonique des Préalpes Médiannes Rigides, et ce malgré les études de BAUD & MASSON [1976], de MASSON et al. [1980], et de COSCA et al. [1992] effectuées justement dans l'écaïlle de la *GUMMFLUH*.

Signalons les études tectoniques plus générales menées ces dernières années par MOSAR [1988, 1989 et 1991] dans l'ensemble des Préalpes Médiannes romandes. Cet auteur a mis en évidence une augmentation du métamorphisme et de la déformation de leur partie externe (diagenèse) à leur partie interne (anchi- à épizone). De plus, l'étude de la déformation des pellets et des macles de la calcite permet à ce même auteur [1989] de constater que le grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie est perpendiculaire à la stratification dans les Plastiques et parallèle à celle-ci dans les Rigides. Tous ces éléments, ainsi que l'étude en cours de JABOYEDOFF sur le faible métamorphisme du domaine briançonnais [JABOYEDOFF & THÉLIN, 1996], témoignent d'une histoire tectonique différente entre les Plastiques et les Rigides.

En raison de la découverte de fortes déformations ductiles et d'un métamorphisme proche de la limite anchi-épizone à la base de l'écaïlle de la *GUMMFLUH* par BAUD & MASSON [1976], la relative méconnaissance de la tectonique des Rigides a éveillé notre curiosité. Celle-ci a été

largement récompensée, puisque cette écaïlle de la *GUMMFLUH* s'est avérée particulièrement riche en indices structuraux variés à toutes les échelles.

Toutes les projections stéréographiques sont construites à l'aide du canevas de Schmidt-Lambert (aires égales) sur l'hémisphère inférieur. Le "sens" de mouvement se réfère au sens du mouvement relatif du compartiment supérieur ou Nord. De plus, pour simplifier la légende des stéréogrammes, nous n'avons conservé, pour l'ensemble des axes et des linéations, que deux noms de sens de mouvement: NO pour tous les mouvements de sens entre 180° et 360°, et SE pour tous les mouvements de sens entre 0° et 180°. Cette simplification a été possible, car la majorité des sens de mouvement sont confinés respectivement entre 270° et 360°, et entre 90° et 180°.

3.2 La tectonique triasique

Les événements tectoniques de cette période ne sont pas directement identifiables sur le terrain par des indices de déformation tectonique au sens strict, mais par leur effet sur les colonnes stratigraphiques.

Un premier événement tectonique est suggéré par les grandes différences d'épaisseur au sein de la Formation de Saint-Triphon, en particulier des **Calcaires Variés** et du **Niveau d'émersion**, entre les massifs des *POINTES DE SUR COMBE*, de *GUMMESEL* et de *MUTTENHUBEL*. En effet, les coupes comparatives (cf. PA. 2) montrent que:

- Sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE*, les **Calcaires Variés** ont une épaisseur d'au moins 250 m, sensiblement plus grande que la normale (~180 m) [BAUD, 1987].
- Sur les massifs de *GUMMESEL* et de *MUTTENHUBEL*, les **Calcaires Variés** ont une épaisseur - effets des failles

Failles normales: Stade 1

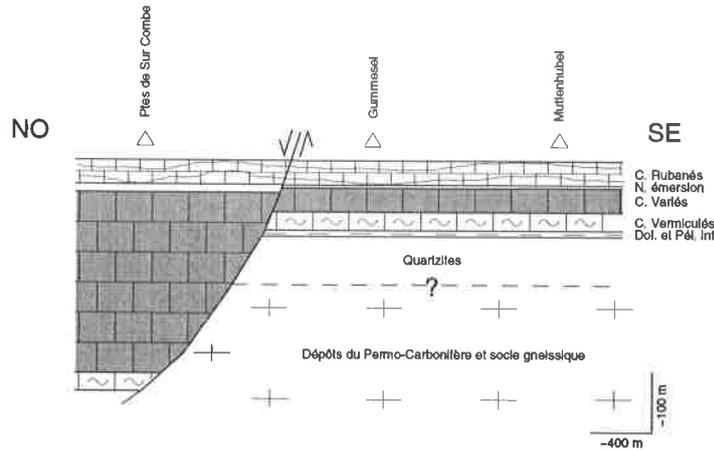


Figure 3.1: Première étape du jeu de la paléofaille principale au Trias.

locales retranchés - d'environ 30 à 35 m. Ceci constitue une valeur extrêmement faible vis-à-vis de l'épaisseur normale.

Cette brusque variation d'épaisseur se produit au passage de la faille principale, qui sépare les massifs des *POINTES DE SUR COMBE* et de *GUMMESEL*. A ces observations, on peut envisager deux explications, l'une tectono-sédimentaire, et l'autre purement tectonique:

- La première hypothèse suppose que cette faille est synsédimentaire, et a fonctionné au cours du **Trias** déjà (Figure 3.1). Un redressement à partir de sa position actuelle et le rétablissement de la continuité des **Calcaires Rubanés** montrent que son rejet originel était celui d'une faille normale de pendage NO. En raison de notre méconnaissance de l'épaisseur des **Calcaires Vermiculés** sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE*, il nous est impossible de préciser l'âge exact à partir duquel cette faille normale a fonctionné. Cependant, cette solution pose un problème sédimentologique. En effet, aucune différence de faciès importante n'est constatée entre les deux compartiments de part et d'autre de la faille. Or, habituellement, dans le cas de milieux de dépôt sensibles, situés sous une faible tranche d'eau, le compartiment le moins subsident devrait être affecté par des accidents sédimentaires caractéristiques, tels que la formation de karsts, des dolomitisations intenses ou le dépôt de pélites. L'absence de différences notables de faciès dans le

cas étudié ici n'implique pas pour autant le rejet de l'hypothèse de la faille synsédimentaire triasique. En effet, le domaine briançonnais est caractérisé, au **Trias**, par une sédimentation qui, constamment, compense presque exactement la subsidence, et ce pour une épaisseur de dépôt de plusieurs centaines de mètres [BAUD, 1987].

Ainsi, il nous semble qu'une productivité en carbonates aussi particulière peut avoir compensé de la même façon la forte subsidence du bloc O et la faible subsidence du bloc E, en maintenant une tranche d'eau comparable de part et d'autre de la faille.

- La seconde hypothèse fait appel uniquement à la tectonique crétacée et tertiaire. La surépaisseur de la Formation de Saint-Triphon sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE* pourrait alors s'expliquer par des dédoublements tectoniques liés à des plis isoclinaux à la base de l'écaille. Et la très faible épaisseur de cette même unité sur le bloc oriental - *GUMMESEL* et *MUTTENTHUBEL* - pourrait avoir pour origine la disparition d'une grande partie de cette Formation par le jeu de failles subparallèles à la stratification. Nous n'accordons que peu de crédit à cette seconde hypothèse, car d'une part, comment expliquer que ces deux phénomènes tectoniques très différents soient confinés chacun de part et d'autre de la faille séparant les massifs des *POINTES DE SUR COMBE* et de *GUMMESEL*? D'autre part, dans le massif des *POINTES DE SUR COMBE*, des plis isoclinaux n'ont été observés qu'à l'échelle décimétrique à métrique et restent très

locaux, puisque aucune limite d'Unité n'est replissée. Enfin, comment expliquer que, dans les massifs de *GUMMESEL* et de *MUTTENHUBEL*, les failles nécessaires au mécanisme d'"escamotage" invoqué n'ont jamais été observées sur le terrain, et qu'elles devraient être, au vu des épaisseurs des autres unités, confinées aux **Calcaires Variés**?

L'ensemble de ces questions montre l'in vraisemblance d'une hypothèse, certes intéressante, mais s'intégrant bien peu aux observations de terrain.

Il paraît donc légitime de considérer la solution d'une faille synsédimentaire triasique comme la plus probable, ce qui implique une première phase tectonique d'âge **Anisien**.

produite au cours du **Dogger** est intervenue sur un substratum formé de blocs individualisés et basculés. Etant donné que cette érosion a été plus intense à l'E qu'à l'O de l'échelle de la *GUMMFLUH*, et qu'au sein de chaque massif l'érosion a mordu plus profondément à l'O qu'à l'E, chaque massif semble correspondre à un paléobloc basculé, séparé par des failles normales plongeant vers le NO (Figure 3.2).

Ainsi, la période du **Trias moyen** au **Dogger** a enregistré deux phases tectoniques d'extension provoquant l'apparition de failles normales à pendage NO. Nous avons également vu que les zones hautes se situaient, à cette époque, dans la partie SE du terrain étudié. La suite de

Failles normales: Stade 2

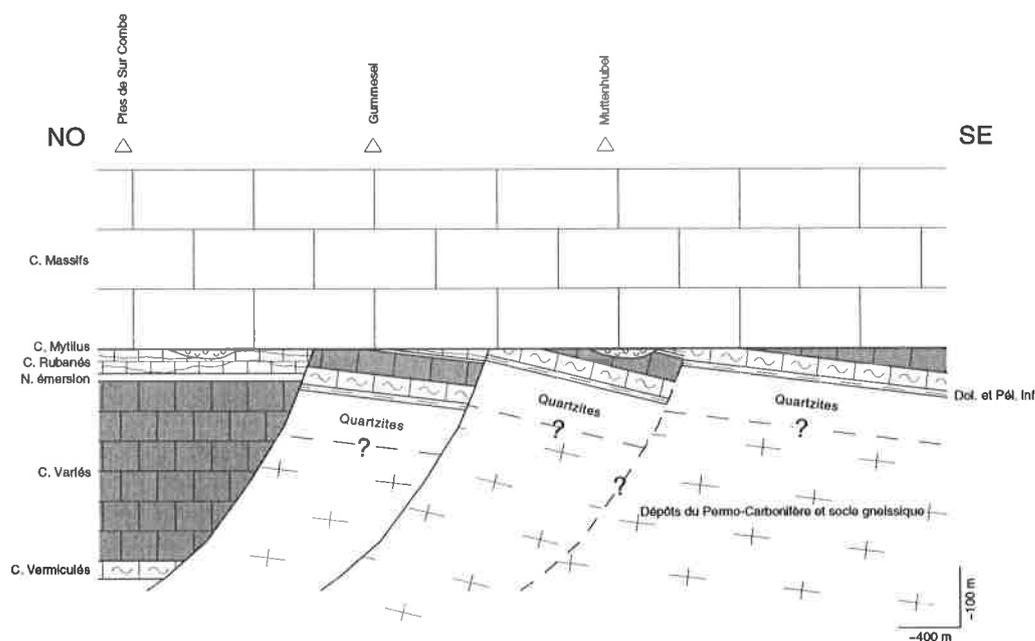


Figure 3.2: Seconde étape du jeu des paléofailles: rotation des blocs au *Dogger*.

3.3 La tectonique jurassique

Le second événement tectonique enregistré par ses effets sur les colonnes stratigraphiques est lié au rejou de cette même faille, associé au jeu d'une nouvelle faille située entre les massifs de *GUMMESEL* et de *MUTTENTHUBEL*. Le biseau des **Calcaires Rubanés** sur le massif de *GUMMESEL*, ainsi que le probable biseau des **Calcaires Variés** sur le massif de *MUTTENTHUBEL*, indiquent que l'érosion qui s'est

l'histoire tectonique montrera l'importance de ces paléofailles pour la structuration de la partie orientale de l'échelle de la *GUMMFLUH*.

3.4 Phase de mouvements vers le SE

Aussi bien à l'échelle de la carte, qu'à celle de l'affleurement ou de la lame mince, nous avons constaté que la

grande majorité des indices structuraux mesurés sont l'enregistrement de mouvements *chevauchants vers le SE*. Le caractère très pénétratif et bien marqué de ces indices montre que la phase tectonique correspondante est la plus importante enregistrée par les roches dans cette partie des Préalpes Médiannes. Notons que, hormis les failles inverses d'âge **Crétacé - Eocène** structurant l'écaïlle en au moins trois sous-écaïlles, l'enregistrement de ces mouvements s'est principalement produit dans les roches du **Trias moyen**, à proximité du chevauchement de base de l'écaïlle, dans "un niveau de cisaillement" d'environ 250 m d'épaisseur.

Ce "niveau de cisaillement" est composé d'un terme inférieur profondément transformé par fracturation et calcitisation (la **Cornieule**), et d'un terme supérieur plus épais où les roches, dont la nature originelle est conservée, sont affectées par une déformation ductile d'abord intense près de la base, puis progressivement plus faible jusqu'aux roches presque intactes.

La déformation ductile des calcaires s'exprime à toutes les échelles par des plis serrés à isoclinaux, ainsi que par la formation d'une linéation d'extension et d'une schistosité bien marquées. Cette dernière est parfois crénelée au cours d'un stade ultérieur de la même phase. Cette déformation peut également prendre la forme d'"horizons discrets de cisaillement", subparallèles à la stratification, qui miment les glissements couche sur couche liés aux plis, mais qui s'en distinguent par la quantité du déplacement associé, par leur

persistance et par l'absence de plis à proximité. Au niveau microscopique, le "niveau de cisaillement" basal de l'écaïlle se marque notamment par la fracturation de grains résistants de dolomite, ainsi que par la formation, autour de ceux-ci, d'ombres de pression et de zones de concentration d'insolubles.

Dans ce qui suit, nous présentons l'ensemble des indices liés à ce "niveau de cisaillement", de l'échelle la plus grande (carte) à la plus petite (microscope).

3.4.1 Indices à l'échelle cartographique

a) Pli N° 10 (583'775 / 143'495 / 1700)

Sur le massif de **GUMMESEL**, nous avons mis en évidence une paire anticlinal - synclinal hectométrique, qui implique les interfaces entre les **Calcaires Variés**, le **Niveau d'émerision**, les **Calcaires Rubanés** et les **Calcaires Massifs**.

Malgré les conditions d'affleurement médiocres, nous avons mesuré un certain nombre de pendages autour du synclinal de **Calcaires Massifs**. L'analyse de ces mesures, ainsi que des observations de terrain et des informations tirées de la carte géologique (cf. PA. 1), nous permettent de conclure que le synclinal de **Calcaires Massifs** est une synforme de pli en fourreau (**Figure 3.3**).

La klippe de **Calcaires Massifs** associée à ce synclinal n'est pas due à un effet topographique, et le fait que la ligne charnière recoupe trois fois la surface du sol implique que

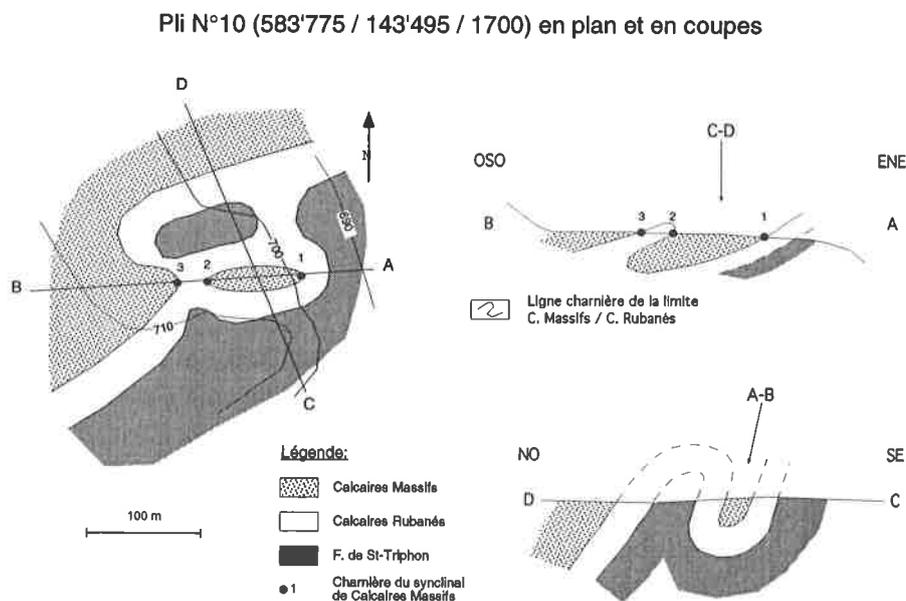


Figure 3.3: Pli N° 10 en plan et en coupe.

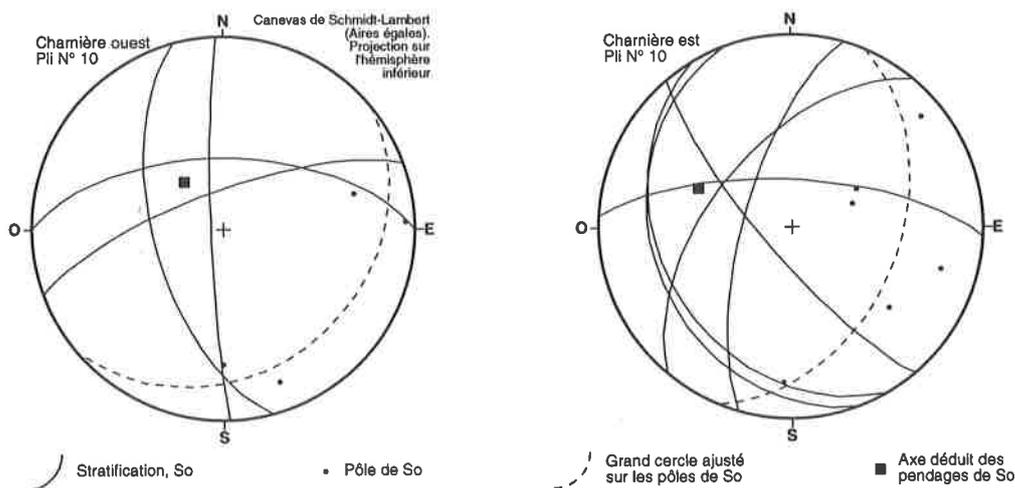


Figure 3.4: Mesures du Pendage de la Stratification aux charnières du Pli N° 10.

cette ligne n'est pas une droite. Sa courbure dans le plan de la surface axiale est importante, puisque pour deux charnières opposées (est (=1) et ouest (=2)), nous observons malgré tout un plongement axial semblable (Figure 3.4).

La nature en synforme du synclinal de **Calcaires Massifs** implique que l'anticlinal associé à coeur de roches du **Trias** est déversé vers le S. Le plissement de la ligne charnière du synclinal dans le plan de la surface axiale, ainsi que son alignement dans une direction NO plongeant d'environ 55°, témoignent de la forte déformation que subissent les plis dans une zone de cisaillement [MALAVIEILLE et al., 1982; PASSCHIER et al., 1990; HANMER & PASSCHIER, 1991]. Ce pli montre l'existence d'un cisaillement ductile de direction NO-SE, lié à un mouvement du compartiment supérieur vers le SE.

3.4.2 Indices à l'échelle de l'affleurement

A l'échelle de l'affleurement, nous avons observé de nombreuses structures tectoniques de divers types - plis, "horizons discrets de cisaillement" et schistosités - qui indiquent un mouvement de l'écaille vers le SE.

La numérotation des indices discutés ci-dessous correspond à celle adoptée sur le terrain.

a) Pli N° 5 (581°980 / 143°025 / 2040)

Dans les **Calcaires Variés** du massif des **POINTES DE SUR COMBE**, à ~220 m du chevauchement de base de l'écaille, nous avons relevé un pli métrique clairement déversé vers l'E. Les mesures de terrain - pendages, surface axiale et axe - sont cohérentes et indiquent un plongement axial d'environ 30° vers le NNO (345°) (Figure 3.5).

b) Etirement N° 1 (585°015 / 143°550 / 1465), N° 6 (585°325 / 143°685 / 1405) et N° 12 (582°111 / 142°987 / 1975)

Dans les **Dolomies et Pérites inférieures** (Etirement N° 1) et les **Calcaires Vermiculés** (N° 6), au bas des falaises S de **MUTTENHUBEL**, ainsi que dans les **Calcaires Variés** (N° 12) sur les pentes S du massif des **POINTES DE SUR COMBE**, nous avons mis en évidence, ~100 m en dessus du plan de chevauchement basal de l'écaille, de nombreux "horizons discrets de cisaillement" (Ph. 80, PL. XXX). Les mesures effectuées sur ces surfaces - pendages et linéations de mouvement (= linéations d'extension) - montrent des directions de mouvement toutes orientées approximativement O-E et de plongement actuel

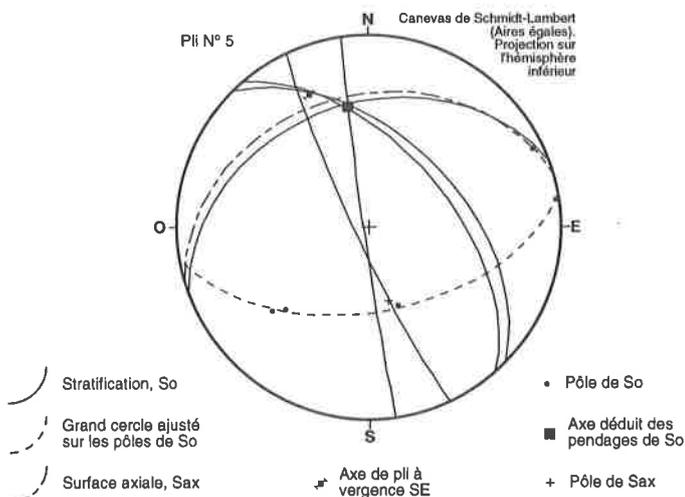


Figure 3.5: Eléments tectoniques du Pli N° 5.

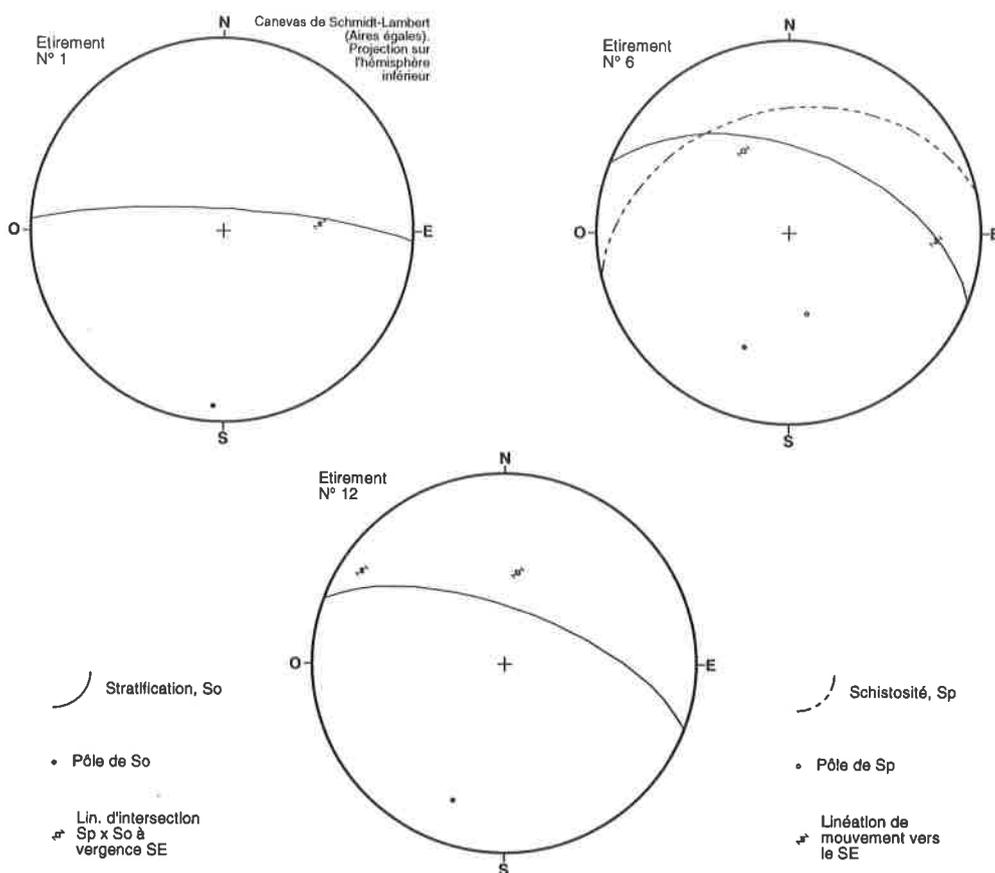


Figure 3.6: *Eléments tectoniques des Etirements N° 1, N°6 et N° 12.*

faible et variable jusqu'à 50° (Figure 3.6).

L'analyse des gradins de calcite (zone de cristallisation) et des gradins de dissolution [cf. p. ex. MATTAUER, 1973, p. 346 suiv.; MERCIER & VERGELY, 1992, p. 71] indique, sans doute possible, des mouvements du compartiment supérieur vers l'E à SE. D'autres indices, telle la relation entre la schistosité principale (Sp) et la stratification (So), ainsi que des fractures en lunules, observés sur l'Etirement N° 6, corroborent les déductions précédentes (Ph. 81, PL. XXX). L'ensemble de ces observations montre donc que le compartiment supérieur (Préalpes Médiannes Rigides) a subi un mouvement vers le SE.

3.4.3 Indices à l'échelle de la lame mince

Nous avons étudié des lames minces orientées (en principe parallèlement à la linéation d'étirement et perpendiculairement à la schistosité) d'échantillons de **Calcaires Variés** (N° 93.54 (Lame Mince 6.17), N° 94.1 (L.M. 3.4 et 6.16) et N° 94.2 (L.M. 6.18)) provenant du flanc S du

massif des *POINTES DE SUR COMBE*, à ~100 m du plan de chevauchement basal de la nappe. Ils contiennent des grains de dolomite "tournés" et boudinés, des traînées de mouvement (sortes de "wings" de HANMER & PASSCHIER [1991]), des concentrations asymétriques de résidus insolubles et des ombres de pression, ainsi que des veines de calcite fracturées. L'analyse de ces indices tectoniques, à l'aide des critères développés entre autres par HANMER & PASSCHIER [1991], révèle un cisaillement où le compartiment supérieur s'est déplacé vers le SE (cf. Photographies Tectoniques 1 = PT. 1, PT. 2 et PT. 3).

3.4.4 Conclusions

L'ensemble des indices décrits ci-dessus fournit des preuves univoques d'un mouvement de l'écaïlle vers le SE. Toutes les orientations, directions et plongements mentionnés sont liés à la position actuelle des indices dans l'édifice alpin, dont la structuration s'est principalement produite par la suite (cf. § 3.5). Pour obtenir les directions

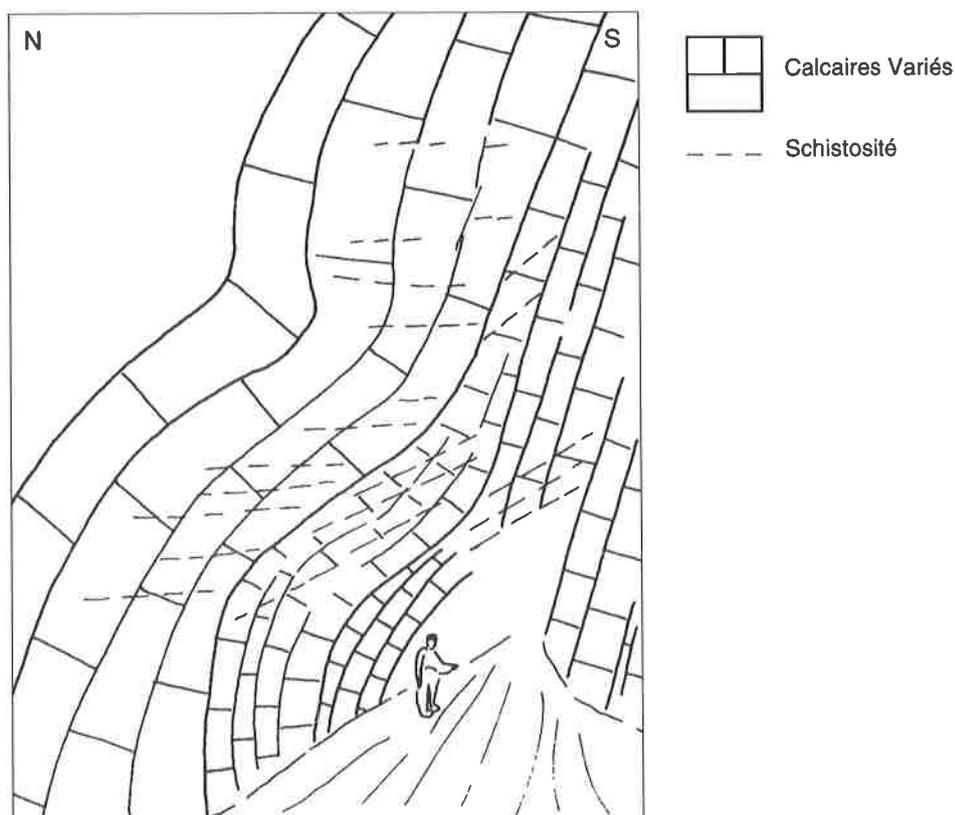


Figure 3.7: Aspect schématique du Pli N° 6 (cf. Ph. 79, PL. XXIX).

originelles exactes de ces mouvements vers le SE, il est nécessaire d'en retrancher les rotations tectoniques plus récentes, telles que le plongement vers l'ENE lié à la dépression du Rawil, ainsi que le basculement de l'écaille vers le NO induit par la mise en place des nappes (cf. § 3.13).

3.5 Superposition de deux phases de mouvements

Outre les structures simples ne présentant que les mouvements vers le SE, nous avons découvert des structures tectoniques plus complexes qui enregistrent la phase vers le SE et une phase ultérieure vers le NO.

3.5.1 Indices à l'échelle de l'affleurement

A l'échelle de l'affleurement, nous avons observé deux types de structures complexes - plis superposés sans figure d'interférence évidente et schistosités superposées. La numérotation des indices discutés ci-dessous correspond à celle adoptée sur le terrain.

a) Pli N° 6 (582'725 / 143'388 / 1725)

Au lieu-dit Sur l'Ane (massif des *POINTES DE SUR COMBE*), les couches de **Calcaires Vermiculés** et de **Calcaires Variés** présentent des pendages aussi bien vers le N que vers le S.

Ces pendages, fortement variables et en partie anormaux, ont conduit nos prédécesseurs (cf. Feuille 1265 - LES MOSSES - de l'Atlas géologique suisse au 1:25'000) à y voir une zone de tassement. Nous n'excluons pas l'existence d'un tassement, mais la découverte des Plis N° 6 et N° 7 nous permet d'affirmer que la majorité des pendages anormaux mesurés dans cette région sont intimement liés à des plis.

Le Pli N° 6, dans les falaises de **Calcaires Variés** au N du lieu-dit Sur l'Ane, à ~200 m du plan de chevauchement basal de l'écaille, n'a pas pu être étudié en détail en raison de sa mauvaise accessibilité. Cependant, d'un point de vue général, il montre la juxtaposition de deux flancs courts opposés (Figure 3.7) (Ph. 79, PL. XXIX). Le flanc court du bas indique une vergence vers le SE, alors que celui du haut

montre une vergence vers le NO.

Nous interprétons cette structure particulière comme une figure d'interférence peu claire de deux phases successives de déversements opposés. La mesure de la schistosité principale indique qu'elle est liée au pli de déversement

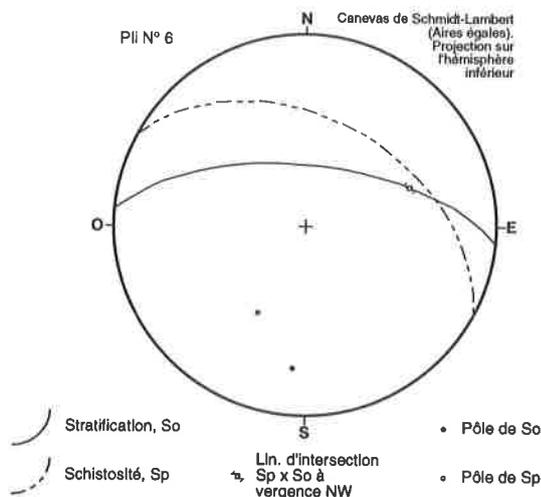


Figure 3.8: Eléments tectoniques du Pli N° 6. (So et Sp sont mesurées au pied de la paroi)

NO (Figure 3.8). En effet, d'une part cette schistosité coupe le pli de déversement SE sans être replissée par lui, et d'autre part la relation entre la stratification et la schistosité, ainsi que la réfraction de cette dernière dans les niveaux plus massifs, sont d'excellents indices du sens de déversement du pli correspondant.

Ainsi, nous proposons une reconstitution (Figure 3.9)

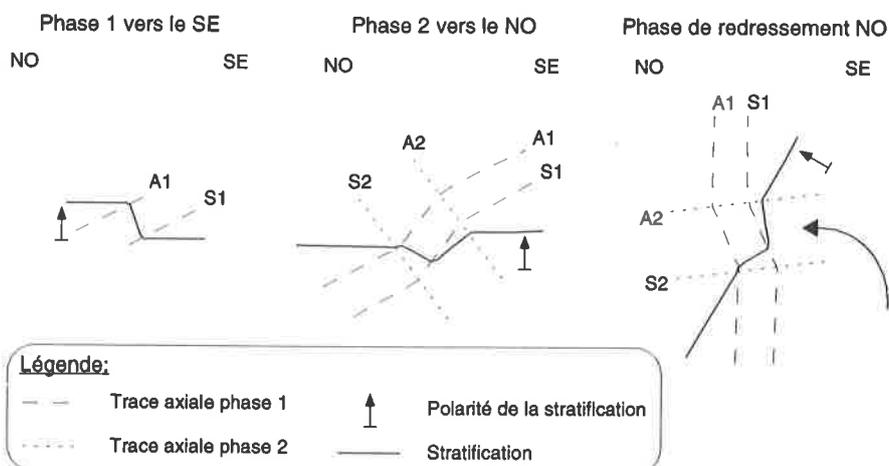


Figure 3.9: Modèle schématique de formation du Pli N° 6.

qui voit une première phase de plissement déversée vers le SE, à laquelle se superpose une phase de déversement NO, accompagnée par la formation d'une schistosité pénétrative bien marquée. Enfin, tardivement, il se produit un redressement général des couches en position actuelle.

b) Pli N° 7 (582'620 / 143'140 / 1905)

La seconde structure nous permettant de résoudre le problème des pendages anormaux du lieu-dit Sur l'Ane est le Pli N° 7.

Celui-ci, découvert dans les falaises de Calcaires Vermiculés au SO du lieu-dit Sur l'Ane et à ~150 m du plan de chevauchement basal de l'écaille, a pu être étudié en détail. Son déversement vers le SE est clair, et de nombreuses mesures attestent d'un axe qui plonge d'~40° vers l'ENE (070°) (Figure 3.10 gauche) (Ph. 82, PL. XXXI). Les projections stéréographiques indiquent une certaine dispersion des axes et des linéations d'intersection. Les mesures de schistosité principale, clairement liée à ces plis de vergence SE, effectuées dans le flanc court (inverse) et dans les flancs longs (normaux) confirment que la formation de ces plis est induite par un mouvement de l'écaille vers le SE (Figure 3.10 droite).

Si le déversement SE de ce pli ne fait aucun doute, le pendage S de ses flancs longs ne s'intègre pas au pendage général (N) de l'écaille. La seule explication possible est d'admettre que ce pli se trouve actuellement dans le flanc inverse d'un plus grand pli. Ce grand pli de deuxième phase ne peut pas être de vergence SE, puisque aucune structure observée sur le terrain n'indique la présence de charnières très aiguës, ni d'un rajeunissement des roches

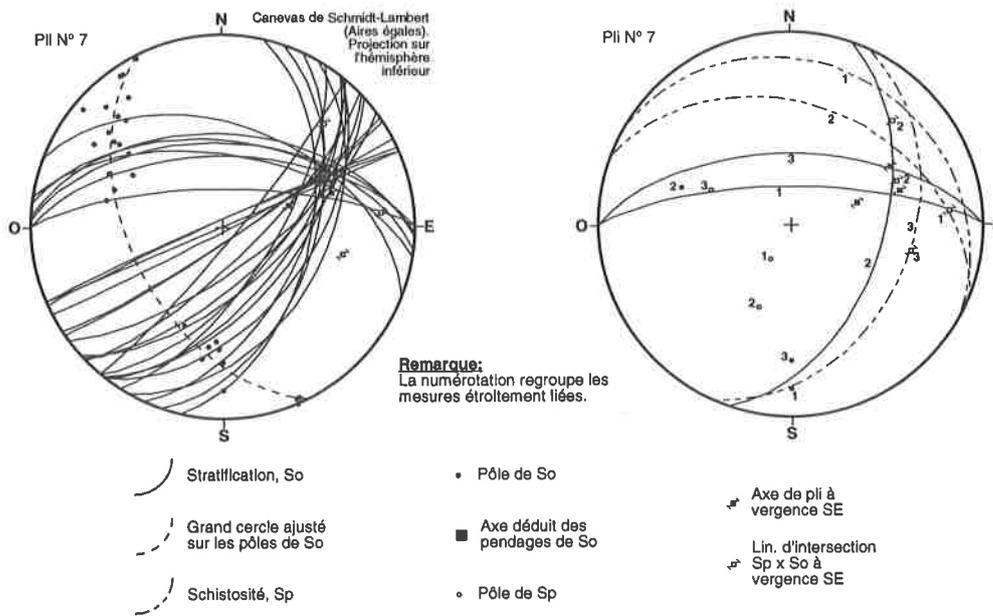


Figure 3.10: Eléments tectoniques du Pli N° 7.

vers le SE, qui serait nécessaire dans un tel cas (Figure 3.11 bas). Par contre, une vergence NO pour ce grand pli de deuxième phase est tout à fait compatible avec les observations effectuées aux alentours de Sur l'Ane et du Pli N° 7 (Figure 3.11 haut).

simple puisque ne faisant appel qu'à une seule phase de plissement vers le SE, est cependant à écarter en raison de l'excellente continuité des affleurements observée jusqu'au flanc long (normal) à pendage vers le N du pli de vergence NO.

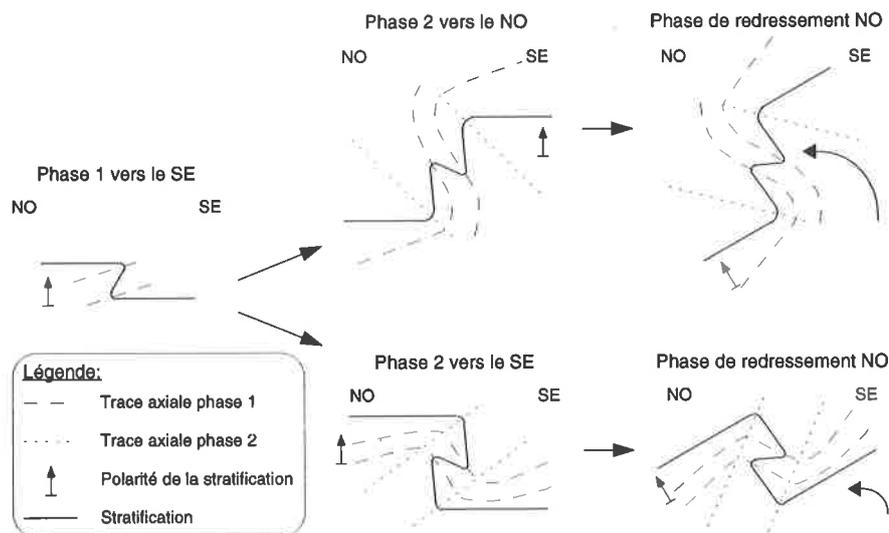


Figure 3.11: Comparaison de deux modèles schématiques de formation du Pli N° 7.

Une rotation de l'ensemble de la structure, par un tassement permettrait également d'expliquer le pendage anormal des flancs longs du Pli N° 7. Cette solution, plus

Ainsi, le Pli N° 7 est le témoin à grande échelle de la superposition, à une première phase vers le SE, d'une phase de mouvement vers le NO, également à l'origine du redres-

sement général des couches en position actuelle.

c) *Schistosité N° 2 (582'147 / 142'975 / 1955)*

Dans les **Calcaires Variés**, sur les pentes S du massif des *POINTES DE SUR COMBE*, nous avons observé, à ~100 m du chevauchement basal de l'écaille, la superposition de deux schistosités. La schistosité principale (Sp), dont la relation avec la stratification (So) indique un sens de mouvement de l'écaille vers le SE, est crénelée par une seconde schistosité moins marquée (Sp+1) dont la relation avec la stratification et la première schistosité (Sp) indique une vergence NO pour la seconde phase de plissement (Figure 3.12).

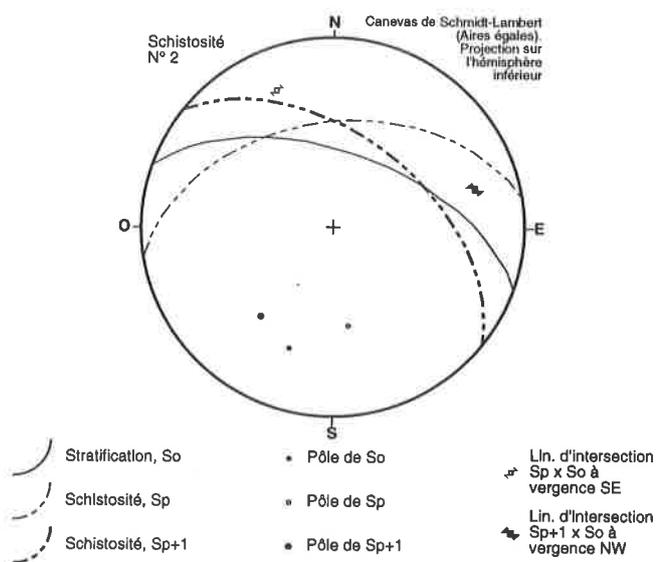


Figure 3.12: Eléments tectoniques de la Schistosité N° 2.

3.5.2 Indices à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince

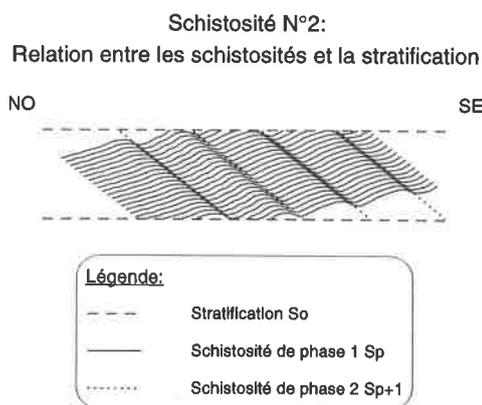
a) *Echantillon N° 93.31 (L.M. 1.5 et 6.14) (584'910 / 144'100 / 1485)*

Dans la **Formation de Rote Platte**, sur le flanc N du massif de *MUTTENHUBEL*, nous avons relevé, dans un échantillon et ses lames minces, des indices de mouvement de deux types. Sur l'échantillon une veine de calcite décalée et présentant un crochon indique un mouvement des couches supérieures vers le N. En lames minces, les nombreux grains de pyrite avec ombres de pression associées indiquent un mouvement vers le S. Nous n'avons trouvé aucun critère pour déterminer la chronologie relative de ces

deux événements (cf. PT. 4). La déformation cisailante vers le S est plus pénétrative que celle vers le N.

3.6 Conclusions sur les mouvements vers le SE

Il semble maintenant clairement établi que l'écaille de la *GUMMFLUH* a subi un *cisaillement lié à un mouvement déversé vers le SE*. Ce cisaillement est probablement enregistré jusqu'au sommet de l'écaille, mais il est de plus en plus marqué vers la base de celle-ci, et ce sont les roches situées à moins de 250 m du plan de décollement qui montrent les indices les plus nombreux et les plus convaincants.



C'est donc ce cisaillement qui a induit la *forte déformation ductile liée au décollement basal*. Celui-ci s'est produit au niveau des **Dolomies et Pélites inférieures**, dont l'âge est à cheval sur la limite **Trias inférieur - Trias moyen**, et a entraîné des lambeaux de quartzites du **Trias inférieur**.

Au moins deux étapes se sont succédées au cours de ces mouvements vers le SE. En effet, la carte géologique (cf. PA. 1) montre que le plan de décollement et chevauchement, matérialisé par le niveau de cornieule, a joué - au moins en partie - après les failles inverses qui ont structuré la partie orientale de l'écaille de la *GUMMFLUH* en au moins trois sous-écailles. *Cette structuration en sous-écailles* ne s'est pas faite par le seul *rejeu en failles inverses des paléo-failles normales* d'âge **Trias à Dogger**, mais également par

le développement, sur le bloc chevauchant et à proximité des paléofailles, de toute une famille de *nouvelles failles inverses* subparallèles (par exemple au lieu-dit Sur l'Ane). Ces nouvelles failles peuvent également avoir favorisé la formation ultérieure de cornieule comme à Wildboden.

Cette chronologie est démontrée par le décalage dextre plurihectométrique de la base des **Calcaires Massifs** de part et d'autre des paléofailles, qui n'existe pas au niveau du plan de chevauchement.

Le raccourcissement provoquant le rejeu des paléofailles en failles inverses induit des chevauchements de deuxième ordre dans les **Calcaires Massifs** et les Couches Rouges crétacées, dont l'expression la plus évidente est la formation de *falaises sous-marines* importantes au début du **Tertiaire**. L'existence de ces falaises est enregistrée par la **Mégabrèche de Comborsin**, dont la position et la diminution d'épaisseur vers l'E indiquent le *chevauchement des terrains du NO sur ceux du SE*. La datation par microfaune de la matrice de la **Mégabrèche** fournit la limite d'âge auquel l'écaillage devait déjà avoir eu lieu. L'âge de la matrice est **Thanétien à Yprésien moyen**, c'est-à-dire 60 à 50 Ma. De plus, l'existence d'éléments complexes à matrice d'âge **Maastrichtien** témoigne que l'écaillage avait certainement déjà commencé au moins aux environs de 70 Ma.

D'autre part, COSCA et al. [1992] ont effectué des datations radiométriques sur des échantillons prélevés dans les calcaires fortement déformés à la base de l'écaillage de la **GUMMFLUH**. Les datations obtenues indiquent un pic du métamorphisme éoalpin entre 63 et 80 Ma.

Nous avons déjà montré que le décollement et les mouvements vers le SE associés sont responsables de l'intense déformation des calcaires échantillonnés pour cette analyse. Ils sont donc également étroitement liés au pic du métamorphisme. Le jeu des failles inverses et la structuration en sous-écailles seraient alors partiellement contemporains du décollement et du cisaillement basal de l'écaillage, dans des conditions "chaudes"; celui-ci se serait ensuite poursuivi à métamorphisme décroissant en se concentrant finalement sur la discontinuité basale - plan de chevauchement principal.

3.7 Phase de superposition de la nappe de la Brèche

La carte géologique (cf. PA. 1) montre que la superpo-

sition de la nappe de la Brèche s'est effectuée après le dépôt du **Flysch**, mais avant le redressement vers le NO. En effet, les pendages de la nappe de la Brèche sont semblables à ceux de la nappe des Préalpes Médiannes. Ces deux entités devaient donc déjà être superposées au moment du basculement vers le NO.

Cette superposition semble avoir eu une conséquence importante sur le sommet de la nappe des Préalpes Médiannes, puisque à plusieurs endroits - E du massif de **MUTTENHUBEL**, par exemple - le chevauchement de la nappe de la Brèche se fait directement sur les **Calcaires Massifs**, sans qu'une quelconque trace de sédiments d'âge **Crétacé** ou **Tertiaire** (Couches Rouges, **Flysch**) ait été conservée.

Bien que nous ne puissions pas écarter l'hypothèse que, à ces endroits-là, ces dépôts aient déjà été absents avant la superposition de la nappe de la Brèche, un rabotage des zones saillantes du fond marin au moment de ce chevauchement semble plus plausible.

3.8 Phase de mouvements vers le NO

Depuis longtemps déjà, divers auteurs [SCHARDT, 1898 et 1899; LUGEON & GAGNEBIN, 1941; MASSON, 1976; MOSAR, 1991; et bien d'autres] ont mentionné que la nappe des Préalpes Médiannes a subi une translation d'au moins 100 km vers le NO, de sa patrie pennique jusqu'à sa position actuelle. Or nous avons montré que le premier mouvement enregistré dans l'écaillage de la **GUMMFLUH** est une translation vers le SE. Par conséquent, l'écaillage a subi ultérieurement un mouvement vers le NO de plus de 100 km pour se retrouver dans sa position actuelle. Ce mouvement est également enregistré dans les roches et, comme nous l'avons déjà décrit, les structures y relatives se superposent aux structures des phases antérieures déversées vers le SE. En plus de ces structures superposées (cf. § 3.5), il existe des structures tectoniques à indices de mouvement exclusivement vers le NO, mais elles sont nettement moins nombreuses et de nature différente de celles à indices de mouvements vers le SE.

3.8.1 Indices à l'échelle cartographique

Sur la carte géologique (cf. PA. 1), l'indice le plus flagrant de ces mouvements vers le NO est le redressement de la stratification dans une position moyenne qui plonge d'environ 50° vers le N (**Figure 3.13**).

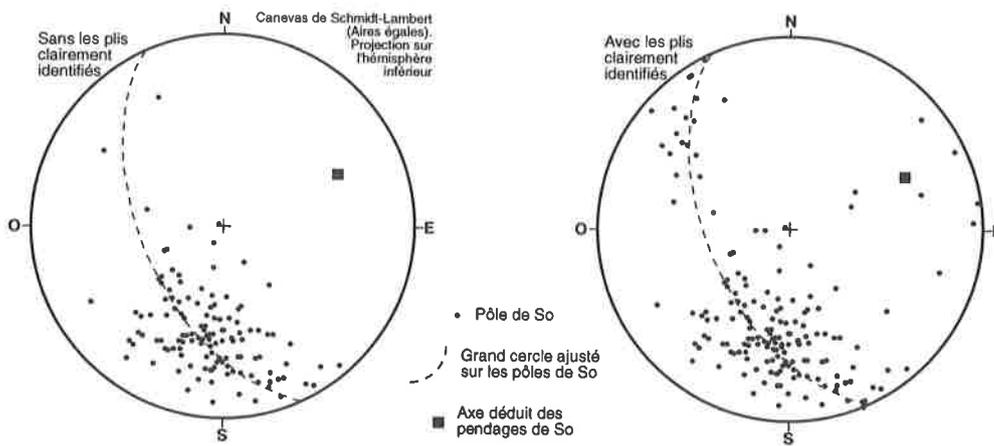


Figure 3.13: Pendages de la Stratification mesurés sur le terrain.

3.8.2 Indices à l'échelle de l'affleurement

a) Pli N°3 (582'172 / 143'011 / 1970)

Dans les **Calcaires Variés**, sur les pentes S du massif des **POINTES DE SUR COMBE**, nous avons observé, à ~150 m du chevauchement basal de l'écaïlle, un certain nombre de plis dm, ouverts à modérés, qui se marquent principalement dans des niveaux plus plaquetés. Leur déversement est clairement NO, et leur axe présente un plongement d'~42° vers l'ENE (058°) (Figure 3.14) (Ph. 83, PL. XXXI).

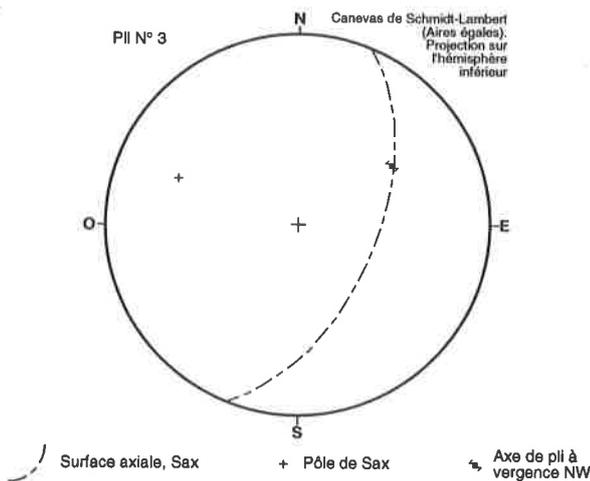


Figure 3.14: Eléments tectoniques du Pli N° 3.

b) Schistosité N°4 (585'000 / 144'080 / 1540)

Dans les **Couches Rouges (Formations de Rote Platte et des Chenaux Rouges)**, sur les pentes N du massif de **MUTTENHUBEL**, nous avons étudié, à ~30 m du chevauchement basal de la nappe de la Brèche, les relations

entre la schistosité et la stratification. De façon générale, la schistosité principale est subparallèle à la stratification, dont elle se distingue mal. Il est parfois possible d'observer une seconde schistosité, mieux individualisée de la stratification et qui crénele la première susmentionnée. La relation habituelle entre les deux schistosités indique un mouvement des couches supérieures vers le NO (Figure 3.15).

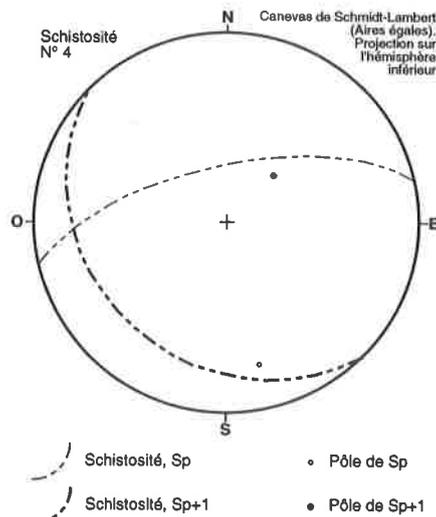


Figure 3.15: Eléments tectoniques de la Schistosité N° 4.

3.8.3 Conclusions sur les mouvements vers le NO

Nous constatons que les indices de mouvements vers le NO, outre le fait qu'ils sont bien moins nombreux que ceux vers le SE, ne montrent aucune gradation de densité ou d'intensité entre la base et le sommet de l'écaïlle. La déformation liée à ces mouvements est en général moins

pénétrative que celle de la phase vers le SE.

Cependant, malgré la faible intensité de cette déformation, nous avons pu montrer que la superposition des phases SE et NO est observable au niveau structural, de la même manière que l'ont décrit COSCA et al. [1992] du point de vue du métamorphisme. Tout comme le concluent ces auteurs, nous mettons en relation le mouvement vers le NO avec le très faible métamorphisme daté de 40 à 15 Ma.

3.9 Cas de déformation intense

L'intensité de la déformation liée aux mouvements vers le SE augmente fortement à proximité du plan de chevauchement de base de l'écaïlle. Les premières roches non cornéifiées en dessus du plan de décollement - les **pélites des Dolomies et Pélites inférieures**, les **Calcaires Vermiculés** ou parfois même les **Calcaires Variés** - ont enregistré une déformation ductile de très forte intensité. Il en résulte des structures extrêmement complexes, dans lesquelles plusieurs étapes successives d'une même grande phase de déformation, voire plusieurs phases, se superposent, et desquelles il est parfois difficile, voire impossible, de tirer des indices utilisables. Une telle complexité est d'ailleurs typique des structures tectoniques observées à la base de nombreuses nappes.

Dans le domaine de la forte déformation ductile, deux cas intéressants méritent une mention:

- La déformation est telle qu'il est difficile d'identifier les roches impliquées, et que nous ne pouvons conclure qu'à l'apparente multiplicité des phases tectoniques, sans en distinguer le nombre ni les sens exacts.

Les **Calcaires Vermiculés**, situés au bas des falaises du flanc S du massif de *MUTTENHUBEL*, à moins de 50 m du plan de chevauchement de l'écaïlle, sont un bon exemple d'un tel cas (Figure 3.16). En effet, nous y observons une roche dont la très forte schistosité présente des kinks à déversements variables - NW, SE, voire NE -, qu'il est difficile d'interpréter.

Les **Calcaires Variés**, situés sur les pentes S du massif des *POINTES DE SUR COMBE*, à ~150 m du plan de chevauchement, et montrant des boudins elliptiques, ainsi que des grains de dolomite "tournés", en sont un autre exemple. Il s'agit d'un cas particulier, puisque ce niveau fortement déformé est anormalement éloigné du plan de chevauchement.

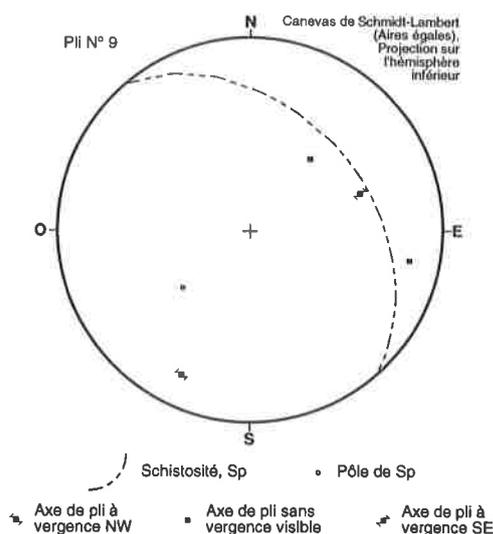


Figure 3.16: Eléments tectoniques du Pli N° 9.

- Plusieurs phases de plissements intenses semblent superposées, sans être identifiables individuellement, mise à part la plus récente, dont on peut déduire le sens de mouvement.

Les calcaires pseudovermiculés des **Calcaires Variés**, situés sur les pentes S du massif des *POINTES DE SUR COMBE*, à ~150 m du plan de chevauchement, et montrant des plissements cm très importants (Ph. 84, PL. XXXII), constituent l'un des exemples de ce type. L'étude en lame mince indique que les plis, clairement déversés vers le SE, replissent en tout cas une schistosité préexistante (cf. PT. 5). Malheureusement, la relation entre cette première schistosité et la stratification ne peut pas être étudiée, puisque dans les calcaires pseudovermiculés, les variations de couleur mimant une stratification ont pour origine des terriers de taille variable obliques à la stratification. Des observations effectuées sur l'échantillon confirment la multiplicité des étapes au sein de la phase à déversement SE, puisque plusieurs plissements successifs, dont les axes ont des orientations différentes, ont été mesurés (Figure 3.17 gauche). Notons cependant qu'une telle variabilité dans l'orientation des axes pourrait également s'expliquer par des plis en fourreau centimétriques. Cette explication n'exclut par contre pas la multiplicité des étapes révélée par les schistosités; et ce cas constitue d'ailleurs un bon exemple d'une schistosité crénelée par une étape ultérieure de la déformation au cours d'une seule et même grande phase tectonique,

lorsque l'intensité du cisaillement devient importante.

Le niveau de pélites vertes des **Dolomies et Pélites inférieures**, au bas des falaises du flanc S du massif de **MUTTENHUBEL** et immédiatement sus-jacent à la **Cornieule**, fournit également un exemple de ce type. Nous y avons observé une matrice à aspect "trituré" dans laquelle est englobé un élément arrondi non carbonaté "tourné" qui montre des "ombres de pression" plissées. Il nous paraît clair que plusieurs étapes de plissement ont été enregistrées dans ce niveau et divers indices relevés à proximité (cf. § 3.4.2 b) *Etirement N° 1*) suggèrent qu'au moins la phase vers le SE a été enregistrée. Par contre, la majorité des petits plis centimétriques observés dans ce niveau sont déversés vers le NO (Figure 3.17 droite).

schistosités, axes de plis et linéations d'intersection ainsi que linéations de mouvement - sous forme de stéréogrammes donne quelques indications intéressantes que nous estimons utile de discuter.

3.10.1 Pendages de la Stratification

Afin de pouvoir discuter de la dispersion effective des pendages, nous avons créé d'une part des stéréogrammes sur lesquels ne sont pas reportées les mesures clairement liées à des plis et d'autre part des stéréogrammes complets. De plus, il nous a semblé intéressant de vérifier s'il existait des différences notables entre chaque massif, ou entre les roches de chaque âge rencontré sur le terrain (cf. PA. 4).

Sur le stéréogramme regroupant la totalité des pendages, hormis ceux liés à des plis, nous remarquons une dispersion relativement faible, autour d'un pendage moyen

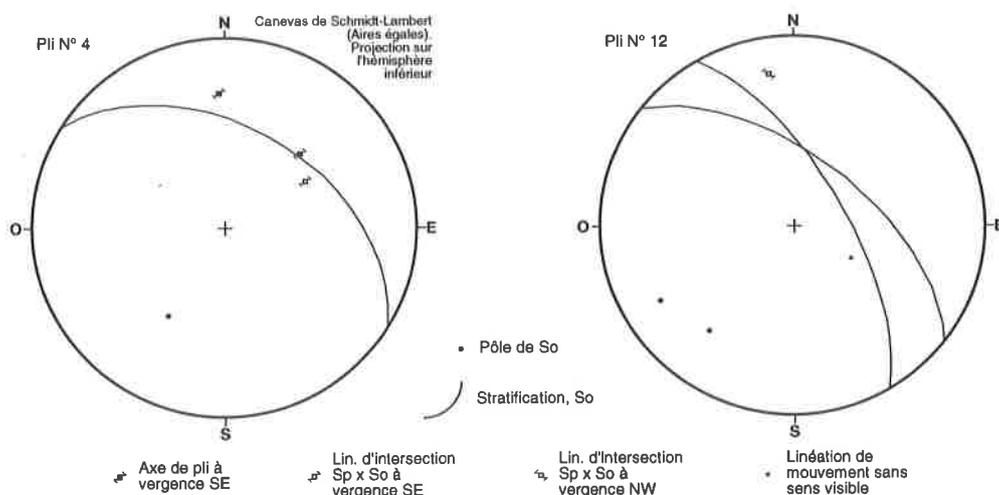


Figure 3.17: Eléments tectoniques du Pli N° 4 et du Pli N° 12.

Il est indispensable de relever que les indices isolés de cisaillement vers le NO, dans la zone basale d'intense déformation du niveau de cisaillement - par exemple, les petits plis à vergence NO -, n'appartiennent pas nécessairement à la phase de transport de l'écaille vers le NO. En effet, il pourrait également s'agir de structures locales de 2^{ème} ou 3^{ème} ordre, par exemple, liées à certaines parties des flancs courts de plis de 1^{er} ordre de la phase vers le SE.

3.10 Discussion générale des mesures tectoniques

L'analyse de l'ensemble des mesures tectoniques regroupées par type - pendages de la stratification, des

d'environ 50° vers le NNE (020°). Cette dispersion est plus importante pour les pendages des roches du **Trias** que pour ceux des roches plus jeunes. Ceci est particulièrement visible sur le stéréogramme, sans les pendages liés à des plis, du massif des **POINTES DE SUR COMBE**. Selon nous, cette différence de dispersion est due à deux phénomènes qui s'additionnent. Le premier est lié aux plis non directement visibles, associés à la déformation éoalpine du "niveau de cisaillement", principalement enregistrée dans la Formation de Saint-Triphon. Ces plis, non détectés sur le terrain, se marquent par une dispersion des pendages des **Calcaires Variés**, du **Niveau d'émerision** et des **Calcaires Rubanés** le long d'un arc de cercle d'axe semblable à l'axe moyen des plis mesurés sur le terrain. Le second phénomè-

ne est lié à l'éventuel tassement du flanc sud de l'écaïlle, mis en évidence lors de la construction des coupes tectoniques (cf. § 3.14), et qui implique principalement les roches du **Trias**. Ce tassement se marque par une dispersion des pendages des roches du **Trias** selon une direction N-S. Ces constatations ne s'appliquent pas aux autres massifs, sans doute en raison du plus faible nombre de mesures de pendage dans les roches de la Formation de Saint-Triphon de ces massifs.

Le basculement des roches triasiques intervenu au **Dogger** est entièrement compris dans la marge de fluctuation due aux causes précédentes. Il ne se marque donc pas spécialement.

L'esquisse du grand cercle qui se dessine sur le stéréogramme général, sans les pendages liés aux plis, est confirmée lorsqu'on intègre les pendages des Plis N° 5, N° 7 et N° 11. Ce grand cercle indique un axe de pli d'~066/35. Les pendages vers l'OSO, qui ne s'intègrent ni dans le grand cercle susmentionné, ni dans un nuage de dispersion acceptable, sont liés au pli en fourreau N° 10. En effet, ces pendages ont été mesurés autour d'une ligne charnière réorientée presque perpendiculairement au plongement axial habituel.

3.10.2 Pendages de la Schistosité

Nous constatons une dispersion des pendages de la schistosité semblable à celle de la stratification, pour un pendage moyen d'~35° vers le N (020) (Figure 3.18). La comparaison des pendages moyens de la stratification et de la schistosité n'est pas significative, car seule la relation directe de recoupement entre une stratification et une schistosité coexistante a un sens. La majorité des grands cercles se recoupent dans une zone correspondant au même plongement axial que celui déduit de la stratification.

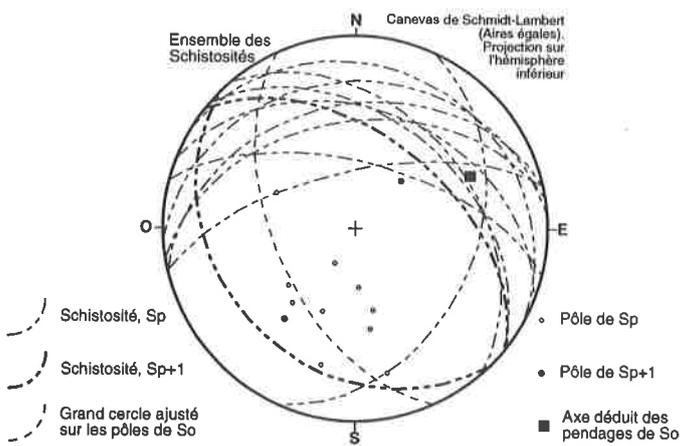


Figure 3.18: Pendages des Schistosités mesurés sur le terrain.

3.10.3 Linéations d'intersection et Axes de plis

Pour ce stéréogramme (Figure 3.19), nous avons adopté un petit signe sous forme de flèches qui permet de visualiser la vergence du pli relativement à l'axe ou à la linéation d'intersection projeté. Ceci confirme que la majorité des indices tectoniques sont liés à un mouvement vers le SE.

Nous constatons une certaine dispersion de ces axes et linéations qui semblent s'agencer selon un petit cercle, dont l'axe plongerait d'~10° dans une direction SO. Cependant, ce phénomène peut être fortuit, car nous observons tout de même une concentration des axes et des linéations autour d'un plongement axial de 066/35, qui correspond exactement au plongement axial déduit de l'intersection des grands cercles des pendages de la stratification (cf. § 3.10.1) ou de la schistosité (cf. § 3.10.2).

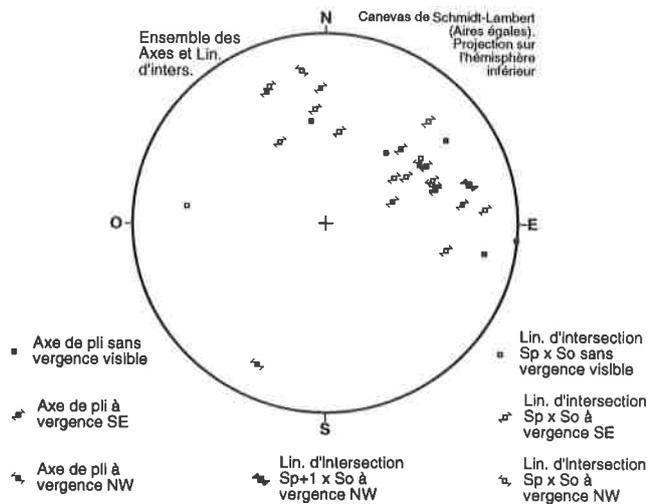


Figure 3.19: Plongements des Axes de plis et des Linéations d'intersection mesurés sur le terrain.

Si la répartition des axes et linéations sur un petit cercle n'est pas fortuite, nous n'avons pas d'explication à proposer à ce phénomène. Remarquons malgré tout que les axes clairement attribués à la phase vers le NO plongent tous, à part un axe de kink mesuré à la base de l'écaïlle, selon le plongement axial moyen. Cet axe de kink particulier se rapproche fortement de l'axe du petit cercle discuté plus haut, sans que ce fait soit exploitable dans l'état actuel des connaissances.

3.10.4 Linéations de mouvement (extension et cisaillement) liées à un "horizon discret de cisaillement"

Cette fois, tous les indices tectoniques présents sur le terrain sont relatifs à un mouvement vers le SE (Figure 3.20).

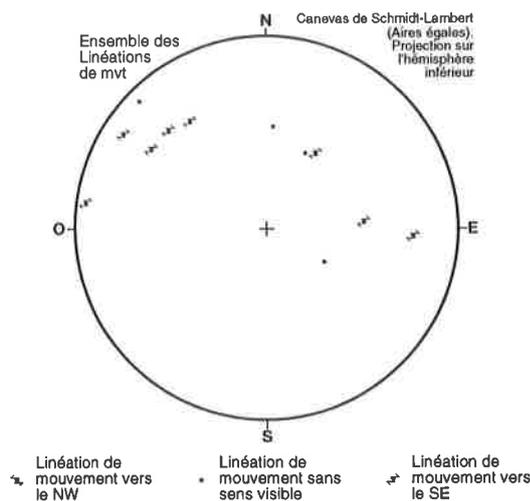


Figure 3.20: Plongements des Linéations de mouvement mesurés sur le terrain.

La dispersion observée n'est pas surprenante et son agencement apparent le long d'un grand cercle n'indique pas une phase de plissement. En effet, au cours de ses mouvements vers le SE, l'écaïlle de la GUMMFLUH n'a certainement pas suivi un tracé rectiligne toujours exactement dans la même direction. Des variations d'au moins 30° dans la direction de mouvement ont vraisemblablement été enregistrées sans que ce phénomène soit exceptionnel.

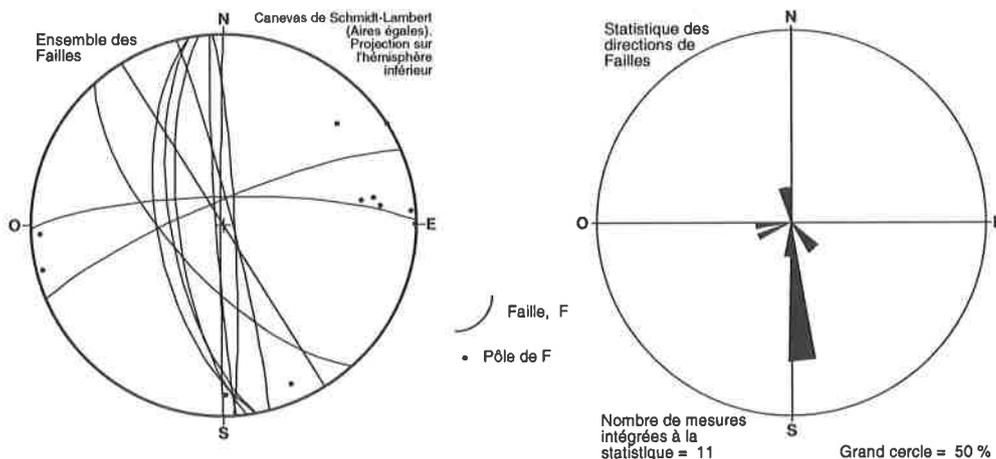


Figure 3.21: Pendages des Failles mesurés sur le terrain.

3.11 Tectonique récente

Outre les failles inverses liées aux mouvements crétacés-paléocènes vers le SE, nous avons relevé de très nombreuses failles probablement récentes, étant donné

qu'elles sont encore ouvertes, qu'elles coupent toutes les autres structures et que rien ne les déforme. Seules les plus importantes ont été mesurées et reportées sur la carte géologique (cf. PA. 1), car, si nous les avons toutes reportées, l'intensité et l'omniprésence de la fracturation auraient oblitéré toute autre information.

3.11.1 Failles

La grande majorité des failles mesurées sur le terrain sont subverticales et possèdent une orientation N-S. Deux autres groupes minoritaires se distinguent, l'un est constitué de failles d'orientation NO-SE, alors que dans le second, elles ont une orientation E-O (Figure 3.21).

Des quatre failles pour lesquelles nous avons mesuré des traces de mouvement et leur sens, trois d'entre elles montrent un mouvement décrochant dextre, la dernière étant senestre (Figure 3.22).

Malgré une attention particulière, nous n'avons jamais observé sur le terrain de grands décrochements senestres, tels ceux décrits par PLANCHEREL [1979] dans les Préalpes Médiannes Plastiques.

3.11.2 Diaclases

Il est possible de distinguer trois familles de diaclases. La première, assez raide, possède une orientation N-S,

alors que la seconde plonge d'une façon assez variable vers le NNO. Outre ces deux groupes, on note encore deux diaclases qui plongent toutes deux de 40° à 50°, l'une vers le SO, et l'autre vers le NO (Figure 3.23).

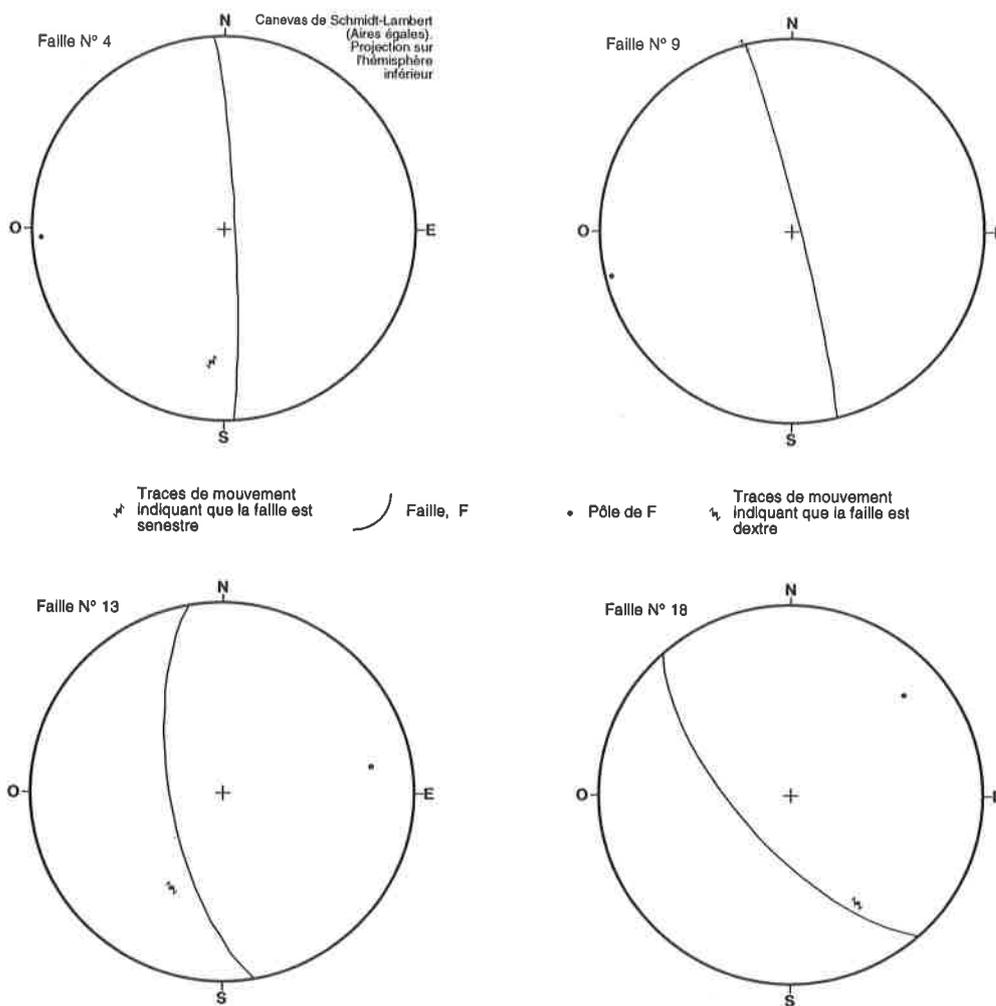


Figure 3.22: Eléments tectoniques des quatre failles dont les indices de mouvement ont été mesurés sur le terrain.

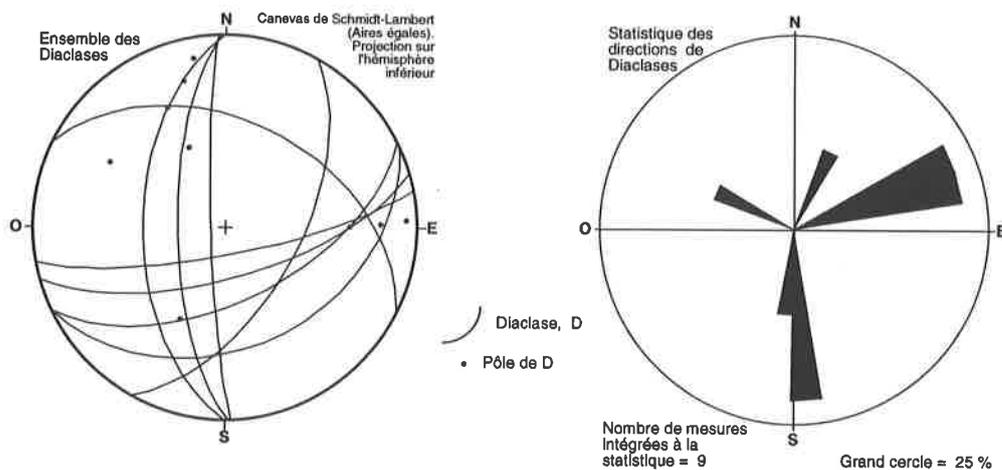


Figure 3.23: Pendages des Diaclases mesurés sur le terrain.

3.12 Brèche énigmatique du

MUTTENHUBEL

Sur toute la hauteur des falaises verticales du flanc S du massif de *MUTTENHUBEL*, affleure une brèche non stratiforme dont les éléments anguleux, non classés, issus majoritairement des **Calcaires Massifs**, ainsi que probablement des **Calcaires Rubanés**, présentent des tailles variables du mm au dm (Ph. 86, PL. XXXIII). Là où nous avons pu l'observer, nous constatons que les éléments ne sont pas désolidarisés les uns des autres. Ils sont agglomérés par une fine poudre calcaire cimentée et parfois colorée en rouge, sans doute de même provenance que les éléments. De plus, nous avons observé à plusieurs reprises des stries indiquant un mouvement des éléments les uns contre les autres.

Cette brèche se trouve au même endroit qu'une autre structure tectonique pas entièrement élucidée, que sont les kinks dont nous avons déjà parlé plus haut (cf. § 3.9 a)). La juxtaposition de ces deux structures n'est peut-être que fortuite, mais il faut noter que ce sont les **Calcaires Vermiculés** qui présentent des kinks et une très forte schistosité, alors que les **Calcaires Rubanés** et les **Calcaires Massifs** sont bréchifiés. Cette relation s'observe sur plusieurs dizaines de mètres le long des falaises de *MUTTENHUBEL*.

L'interprétation de telles structures n'est pas évidente. Nous avons envisagé trois explications, dont aucune n'est totalement satisfaisante.

- La première explication est que cette brèche pourrait être l'expression d'une déformation liée à la proximité (30 à 50 m) du plan de chevauchement basal de l'échelle. Cette déformation s'exprimerait alors de façon ductile dans les **Calcaires Vermiculés**, et cassante dans les roches plus massives que sont les **Calcaires Rubanés** et les **Calcaires Massifs**.

Une telle hypothèse n'explique cependant pas pour quelle raison cette brèche couvre la totalité des falaises de **Calcaires Massifs** hautes de près de 100 m.

- La seconde hypothèse est celle d'une fissure verticale plus ou moins récente, remplie par la brèche, et dont seuls le remplissage et la lèvres nord auraient été épargnées par l'érosion, alors que la lèvre sud aurait disparu. Il s'agirait d'une fissure plus ou moins parallèle à la vallée de Meiel, dans laquelle se seraient accumulés principalement des débris de **Calcaires**

Rubanés et de **Calcaires Massifs**.

Cependant, dans ce cas, il serait étrange qu'il ne reste aucune trace du compartiment aval de la fracture. Et nous voyons mal comment cette fissure s'intégrerait au contexte régional.

- La troisième hypothèse est peut-être celle qui correspond le mieux aux observations. Elle est basée sur l'existence d'une brèche semblable, quoique d'extension apparemment plus réduite, puisque observée par la "tranche". Cette dernière brèche affleure le long du contact entre les **Calcaires Variés** du massif de *GUMMESEL* et les **Calcaires Massifs** du massif de *MUTTENHUBEL* (Ph. 85, PL. XXXII). Elle semble par conséquent intimement liée au rejeu en failles inverses des paléofailles normales d'âge **Trias** à **Dogger** au cours du **Crétacé supérieur**. Ainsi, le massif de *MUTTENHUBEL* comprendrait deux sous-échelles distinctes séparées par une paléofaille normale au **Dogger**, puis inverse au **Crétacé**, et qui, en position actuelle verticale, s'exprimerait par la brèche dont il est question ici.

Cette hypothèse permet d'expliquer la présence, dans la brèche, d'éléments de calcaires presque noirs s'apparentant aux **Calcaires Rubanés**, qui subsisteraient, par conséquent, dans la partie tout à fait orientale de la sous-échelle O de *MUTTENHUBEL*. Ceci confirmerait la discordance des **Calcaires Massifs** sur les roches triasiques pour cette sous-échelle, puisque dans la partie O de celle-ci, les roches du **Malm** transgressent progressivement d'abord sur les **Calcaires Variés**, puis peut-être jusque sur les **Dolomies et Pélites inférieures** (cf. § 2.4.1). Ainsi, le quart oriental du massif de *MUTTENHUBEL* constituerait une sous-échelle en lui-même, ce qui pourrait expliquer sa plus faible épaisseur de **Calcaires Massifs**.

Le problème qui se pose pour cette hypothèse est qu'elle n'explique pas les déformations ductiles intenses observées au bas des falaises, ni pourquoi le compartiment chevauché manque là où affleure la brèche de faille.

Nous le voyons, chacune des trois hypothèses génétiques proposées pour cette brèche comporte des points positifs et des points obscurs. La meilleure solution serait de combiner la première hypothèse, qui explique bien les déformations ductiles dans les **Calcaires**

Vermiculés, et la troisième, qui résout le problème de la présence de la brèche sur toute la hauteur des falaises.

Nous avons observé une brèche d'aspect semblable, et d'origine également mystérieuse, dans l'écaïlle de Dréve-neuse (Préalpes valaisannes), qui appartient aussi aux Rigidés internes et présente par ailleurs beaucoup de similitudes avec l'écaïlle de la *GUMMFLUH*.

cercle et le pôle d'une valeur moyenne du pendage de la stratification (023/50). Dans un premier temps, nous avons soumis tous ces éléments à une rotation antihoraire de 25° selon un axe horizontal N-S (360°), de façon à annuler l'effet de la dépression du Rawil. L'orientation et le plongement de cet axe sont tirées de la notice des coupes géologiques des Alpes [ESCHER et al., 1988] et son angle de

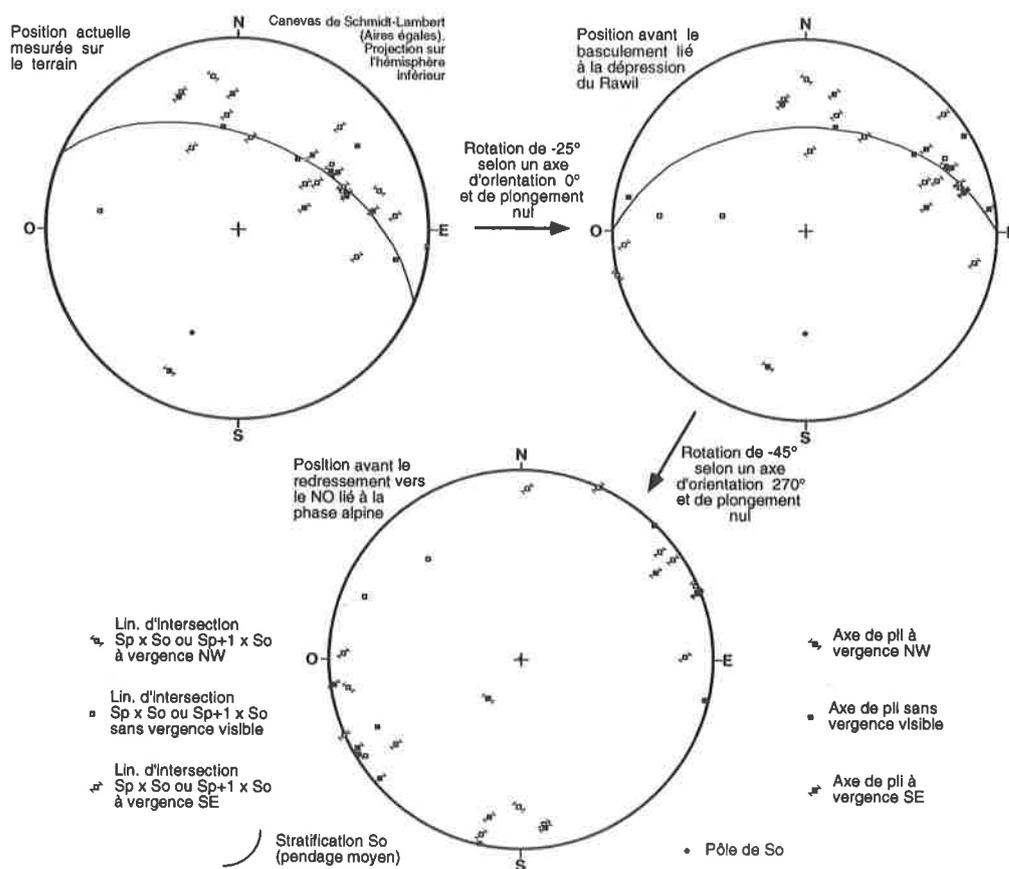


Figure 3.24: Essai de remise en position originelle des Axes de pli et des Linéations d'intersection, par soustraction des rotations dues aux mouvements vers le NO et à la dépression du Rawil.

3.13 Rétablissement des orientations originelles

Nous allons maintenant tenter de rétablir l'orientation originelle des éléments tectoniques (axes de plis et linéations) en soustrayant les effets de la rotation due aux mouvements vers le NO et du basculement ultérieur lié à la dépression du Rawil.

Dans ce but, nous avons choisi des éléments tectoniques linéaires, comme les axes des plis, les linéations d'intersection et de mouvement, mais également le grand

rotation est justifié par la cohérence de la construction. Nous avons ensuite fait subir à l'ensemble de ces mesures une rotation antihoraire de 45° selon un axe horizontal E-O (270°) de façon à retrancher le basculement lié au mouvement vers le NO. L'axe de rotation de cette seconde opération a été choisi de façon à obtenir un pendage de la stratification moyen horizontal.

Le résultat final est présenté sous forme de deux ensembles de stéréogrammes (Figures 3.24 et 3.25) dont le premier concerne les axes de plis et les linéations d'inter-

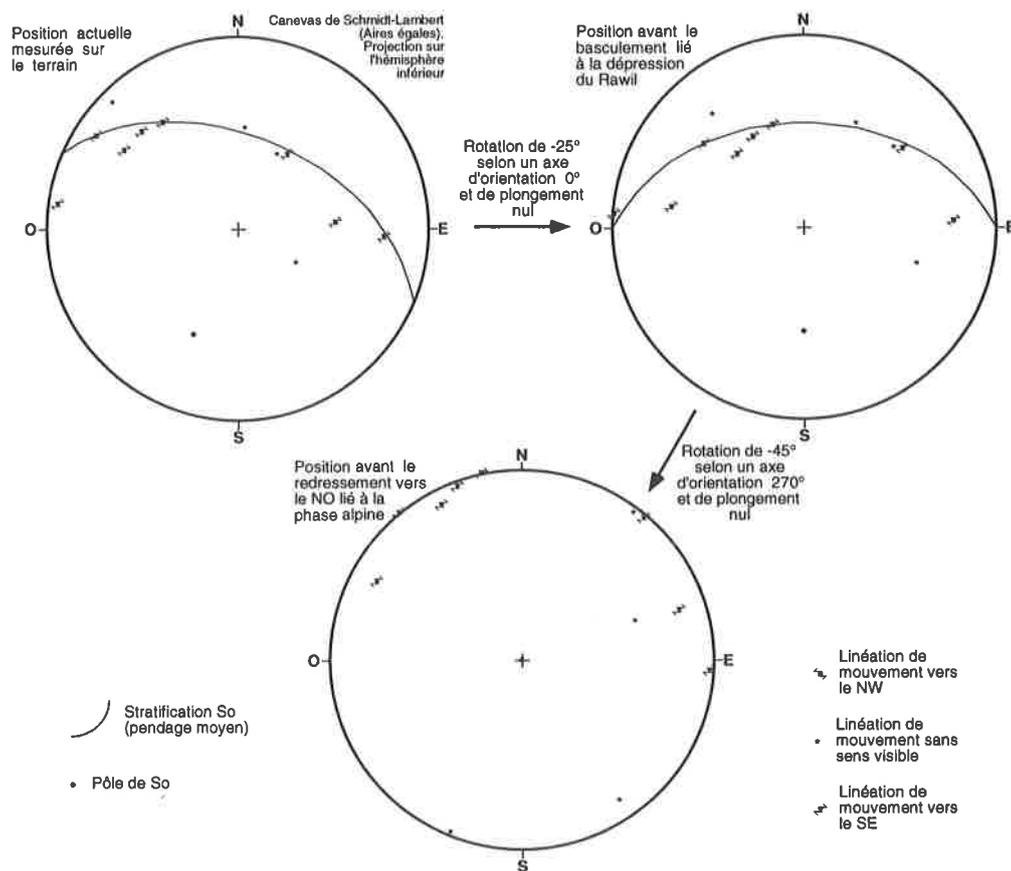


Figure 3.25: Essai de remise en position originelle des Linéations de mouvement, par soustraction des rotations dues aux mouvements vers le NO et à la dépression du Rawil.

section, et le second les linéations de mouvement. Nous constatons que tous les éléments tectoniques ont été bien remis dans une position proche de l'horizontale, avec seulement une faible dispersion.

Nous relevons, sur le stéréogramme des axes et linéations d'intersection, la présence de deux familles:

- La première famille, la plus fournie, est d'orientation NE-SO et présente une majorité de mouvements vers le SE, ainsi que de rares mouvements vers le NO.
- La seconde famille d'axes est d'orientation N-S et présente également une dominance des mouvements vers le SE.

Les deux familles comprennent donc des axes liés à des mouvements de sens opposés. Ceux de vergence SE, dont la formation est précoce, éoalpine, présentent une plus grande dispersion dans le plan horizontal, explicable par l'inhomogénéité du mouvement vers le SE et notamment par l'existence de plis en fourreau.

En ce qui concerne les linéations de mouvement, les deux mêmes familles sont recensées. Elles n'ont évidemment pas les mêmes orientations, puisque contrairement aux axes, les linéations de mouvement sont parallèles au vecteur déplacement. Ainsi, à la famille d'axes N-S, correspond une famille de linéations d'orientation E-O, alors qu'à la famille d'axes NE-SO, correspond une famille de linéations d'orientation NO-SE. Notons que pour ces linéations, les mêmes constatations sur la dispersion que pour les axes sont valables, mais que cette fois, seuls des mouvements en direction du SE sont observés.

En conclusion, cet essai de soustraction des rotations tardives nous a permis de quantifier approximativement le redressement vers le NO et le basculement vers l'E dû à la dépression du Rawil. C'est d'ailleurs ce dernier événement qui a induit un pendage des couches supérieur à 45° en direction du NNE. Nous avons également confirmé que la direction des axes mesurés sur le terrain n'est pas très différente de l'orientation originelle. En conséquence, les

conclusions sur les directions et les sens de mouvement tirées directement des indices restent valables.

3.14 Coupes et esquisse tectoniques

Sur la base de notre carte géologique au 1:10'000 (cf. PA. 1), nous avons construit 12 coupes tectoniques transversales, distantes de 300 mètres (cf. PA. 5). Nous y avons détaillé la nappe des Préalpes Médiannes, alors que seuls les chevauchements de base des nappes de la Brèche et des Gets ont été représentés.

Comme il se doit, nous avons positionné nos coupes perpendiculairement à la direction moyenne des axes de plis généraux. Une telle orientation induit quelques problèmes peu importants, mais dont il faut être conscients lors de la construction de coupes tectoniques. En effet, étant donné que les coupes ne sont pas parallèles à la plus grande pente des pendages des couches (cf. PA. 3), l'épaisseur apparente de ces dernières, sur la coupe, peut varier entre l'épaisseur stratigraphique et une valeur infinie. Nous ne pouvons donc pas nous baser directement sur les épaisseurs de roches mesurées sur le terrain pour la construction de la coupe. En conséquence, pour certaines Unités, nous avons parfois des épaisseurs variables dont la cause n'est ni tectonique, ni sédimentaire.

Lorsque nous avons affaire à des biseaux stratigraphiques ou tectoniques - **Calcaires Rubanés** ou **Calcaires Variés** transgressés par les **Calcaires Massifs**, **Dolomies et Pélites inférieures** ou **Calcaires Vermiculés** partiellement transformés en **Cornieule** - nous nous sommes efforcés dans la mesure du possible de les indiquer en représentant le biseau également sur les figurés. Par contre, lorsqu'il s'agissait d'épaississements liés à l'obliquité de la plus grande pente des couches, nous avons répercuté l'épaississement proportionnellement sur chaque banc figuré.

Les coupes tectoniques (cf. Figures 3.26 à 3.28 et PA. 5) révèlent une particularité du versant S de la chaîne dont l'étude de terrain n'avait pas révélé l'importance. En effet, sur la majorité des coupes, les pendages mesurés nous ont obligés à incurver les couches, parfois fortement, en direction de la vallée de Meiel. La persistance de ce basculement d'une coupe à l'autre et d'une sous-écaille à l'autre, ainsi que son axe apparemment horizontal, indiquent qu'il résulte probablement d'un fauchage important des couches en dessus des flyschs de la Zone Submédiannne. Il est difficile

d'estimer la profondeur jusqu'à laquelle ce phénomène s'exprime effectivement. Nous avons arbitrairement évalué sa profondeur à une centaine de mètres. Sa présence n'affecte en rien les structures importantes mises en évidence dans cette étude.

A partir des coupes tectoniques, nous avons tracé une esquisse tectonique (cf. PA. 6), dont le caractère interprétatif ne doit pas être sous-estimé.

L'analyse des coupes sériées et de l'esquisse tectonique permet de bien comprendre la structure tridimensionnelle de la partie orientale de l'écaille de la *GUMMFLUH*. Celle-ci est constituée de plusieurs sous-écailles se chevauchant en direction du SE. Nous en recensons en tout trois, séparées par des zones de déformation constituées d'un chevauchement principal et de chevauchements secondaires de moindre rejet. Dans la partie tout à fait occidentale de la région étudiée, nous interprétons la surépaisseur des **Calcaires Massifs**, supplémentaire à celle déjà discutée dans le Chapitre STRATIGRAPHIE (400 mètres d'épaisseur à l'O des *POINTES DE SUR COMBE* et 240 mètres à l'E), ainsi que la présence de la **Mégabèche de Comborsin**, comme les résultats de trois chevauchements vers le SE internes aux roches du **Malm**. Ceux-ci sont révélés par les pincées de **Mégabèche de Comborsin** entre des "lames" de **Calcaires Massifs** observables au N des *POINTES DE SUR COMBE*. Enfin, comme nous l'avons déjà mentionné (cf. § 3.12), il est possible que l'extrémité orientale de la sous-écaille de *MUTTENHUBEL* soit en elle-même une quatrième sous-écaille.

L'esquisse tectonique confirme l'antériorité de la structuration en sous-écailles vis-à-vis des mouvements d'ensemble de l'écaille de la *GUMMFLUH*.

3.15 Conclusions générales sur la tectonique

Les données aussi bien stratigraphiques que tectoniques, présentées dans ce travail, permettent de mettre en évidence cinq phases tectoniques majeures qui ont mené à la structuration actuelle de la partie orientale de l'écaille de la *GUMMFLUH*. Les cinq phases recensées sont les suivantes:

- La première et la deuxième phases, au **Trias** et au **Dogger**, sont révélées par les données stratigraphiques - différence d'épaisseur des dépôts du **Trias**, érosion différentielle du soubassement des **Calcaires**

Massifs - et sont interprétées en termes de tectonique d'extension. Les paléofailles normales ainsi créées ont influencé la tectonique ultérieure en jouant en failles inverses.

- La troisième phase comporte une succession complexe d'événements compressifs, tous caractérisés par un déversement et un sens de cisaillement vers le SE. Elle s'étend du **Crétacé supérieur** à l'**Eocène inférieur**. On doit lui attribuer la structuration de l'écaille de la *GUMMFLUH* en sous-écailles chevauchantes vers le SE (incluant le rejeu en failles inverses des paléofailles normales triasiques et dogger), et l'émergence des fronts de ces chevauchements sur le fond marin où ils alimentent la **Mégabèche de Comborsin**. Pendant et à la suite de cette structuration, l'écaille entière s'est décollée de son socle, sur sa semelle de **Cornieule** et de calcaires fortement déformés, et a dû subir une translation d'une amplitude indéterminée vers le SE. Ces événements tectoniques sont contemporains du métamorphisme proche de la limite anchizone - épizone qui caractérise la base de l'écaille [BAUD & MASSON, 1976; JABOYEDOFF & THÉLIN, 1996], dont la datation radiométrique (80 à 63 Ma) [COSCA et al., 1992] est en bon accord avec les données stratigraphiques sur l'âge de cette structuration.
- La quatrième phase, dès l'**Eocène moyen** et dont les seuls indices sont tectoniques, est responsable de la position actuelle de l'écaille de la *GUMMFLUH* dans

l'édifice préalpin. Elle comprend tout d'abord la superposition de la nappe de la Brèche, puis une translation supérieure à 100 km vers le NO, ponctuée par un redressement de 45° vers le N, et enfin un basculement de 25° vers l'E dû à la dépression du Rawil. Bien que la translation de l'écaille de la *GUMMFLUH* vers le NO soit certainement supérieure à celle subie précédemment vers le SE, cette phase NO n'est que faiblement enregistrée par la déformation des roches à la base de l'écaille, beaucoup moins que les mouvements vers le SE. C'est un bon exemple de l'indépendance des concepts de déformation et de translation en tectonique. Cette particularité s'explique probablement d'une part par le fait que le mouvement vers le NO s'est produit dans des conditions plus froides (moindre métamorphisme), d'autre part parce que le plan de chevauchement y relatif était plus éloigné. L'écaille de la *GUMMFLUH* devait donc déjà être solidaire d'une unité tectonique sous-jacente et son transport vers le NO s'est effectué passivement sur le dos de celle-ci.

- La dernière phase tectonique, très évidente sur le terrain, est postérieure à la mise en place des nappes et se poursuit peut-être aujourd'hui. Elle s'exprime par une fracturation intense - diaclases, décrochements dextres ou senestres - de l'ensemble de l'écaille de la *GUMMFLUH*, ainsi que par un fauchage important des couches sur le flanc S de l'écaille.

FIGURE 3.27: COUPES TECTONIQUES DANS LA PARTIE ORIENTALE DE L'ÉCAILLE DE LA GUMMLUH (COUPE N° 1 à 4)
NNO (330°)
SSE (150°)

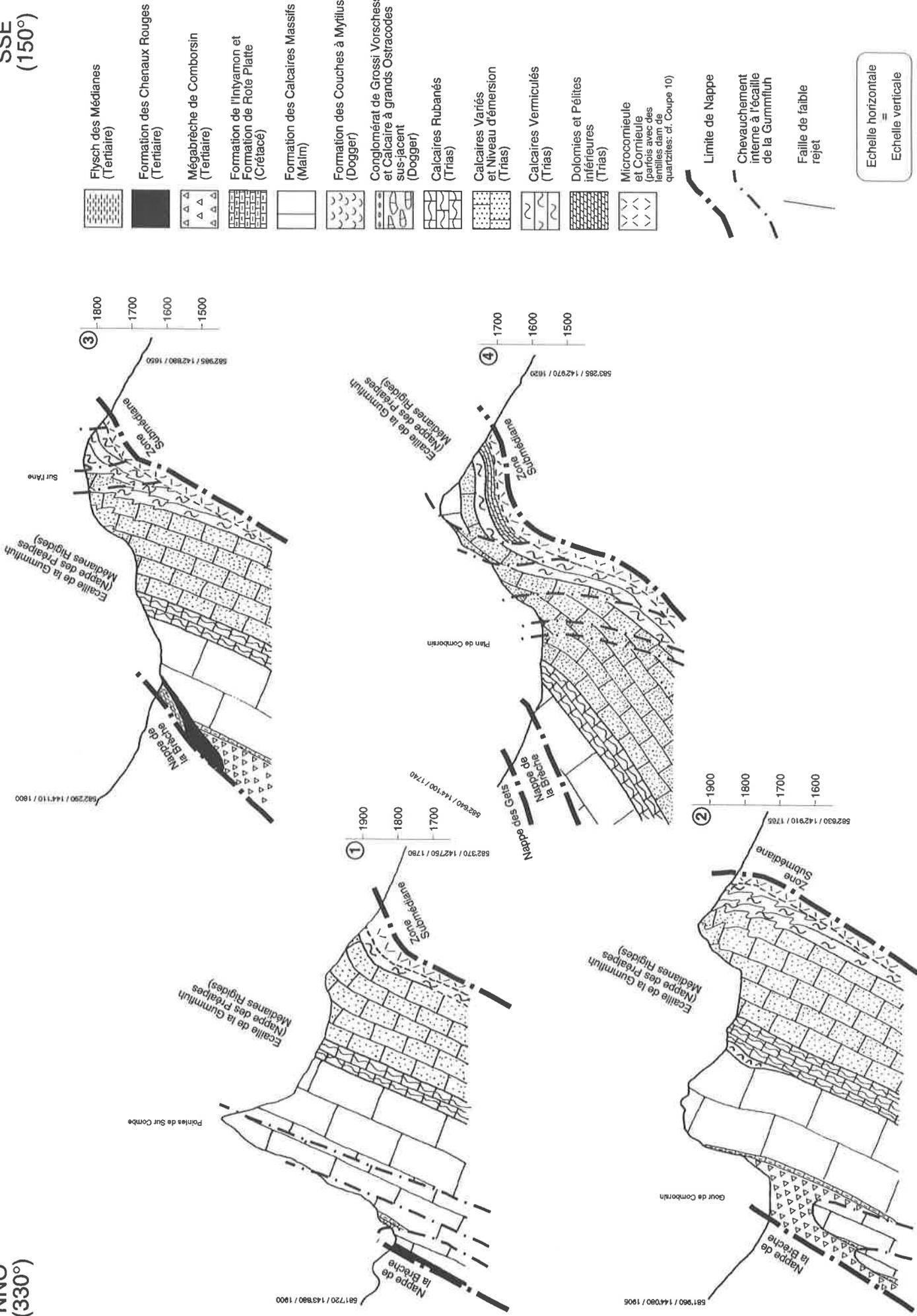


FIGURE 3.28: COUPES TECTONIQUES DANS LA PARTIE ORIENTALE DE L'ÉCAILLE DE LA GUMMFLUH (COUPE N° 5 à 8)
SSE (150°)
NNO (330°)

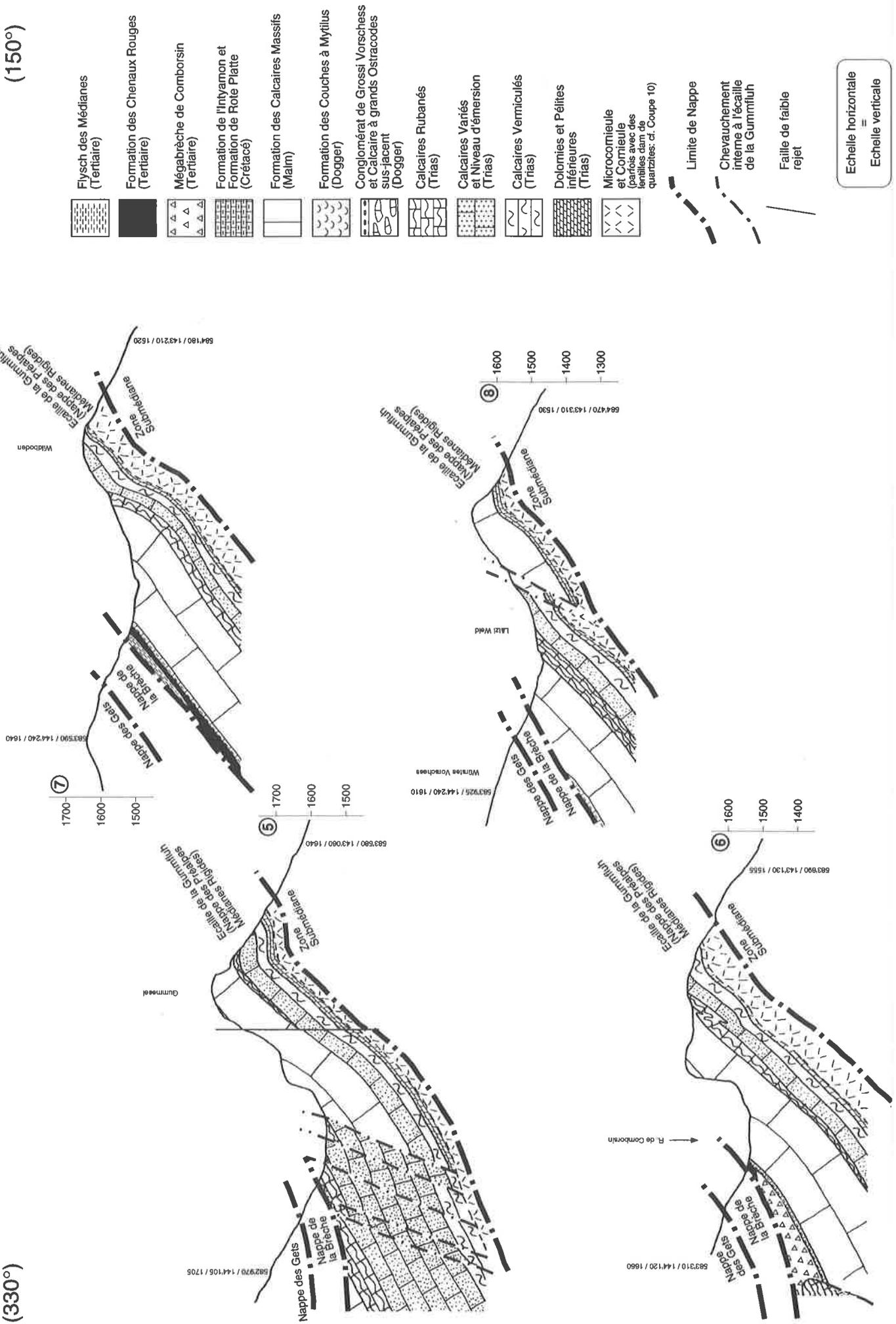
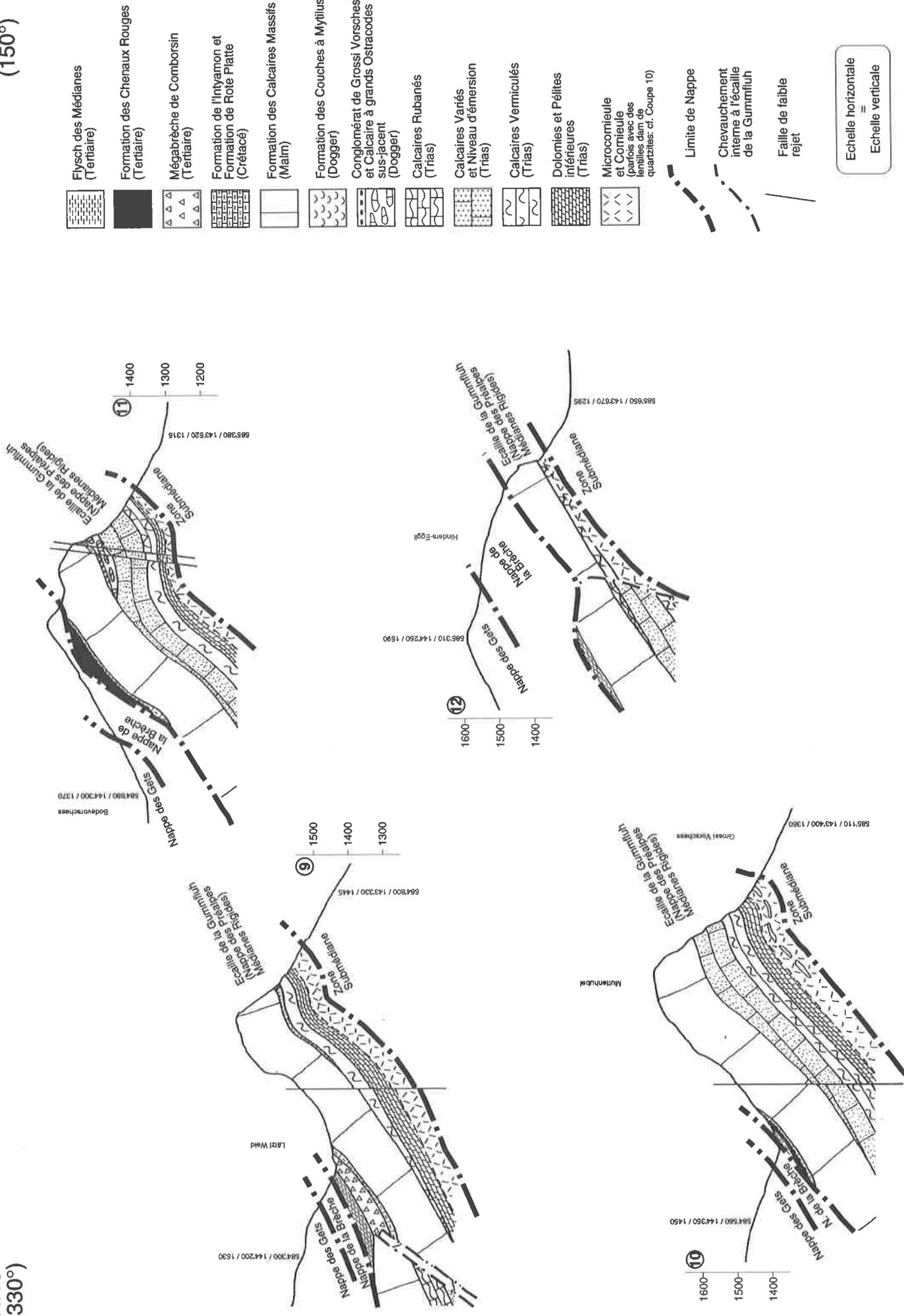


FIGURE 3.29: COUPES TECTONIQUES DANS LA PARTIE ORIENTALE DE L'ÉCAILLE DE LA GUMMFLUH (COUPE N° 9 à 12)
NNO (330°)
SSE (150°)



4. INTERPRÉTATION

HISTOIRE GÉOLOGIQUE D'UN SECTEUR DU DOMAINE BRIANÇONNAIS

4.1 Introduction

Au contraire des deux chapitres précédents, purement descriptifs, le présent chapitre est beaucoup plus interprétatif. Nous avons tenté ici d'intégrer nos observations dans un cadre paléoenvironnemental et géodynamique plus général. Il s'agit aussi de faire part de certaines des réflexions qu'ont suscitées nos nouvelles observations.

Les nouvelles observations d'ordre stratigraphique nous ont, d'une part, permis de préciser l'histoire déjà relativement bien connue du domaine briançonnais au **Trias** et au **Jurassique**. D'autre part, concernant son évolution durant le **Crétacé** et le **Tertiaire**, elles nous ont incité à proposer des modèles paléogéographiques qui prennent le contre-pied de ceux généralement admis jusqu'ici dans les Préalpes.

De plus, l'analyse des nombreuses structures de déformation enregistrées dans les roches de l'écaïlle de la *GUMMFLUH* a révélé une histoire tectonique beaucoup plus complexe qu'on le pensait jusqu'ici. Il s'agira donc, pour le **Crétacé** et le début du **Tertiaire**, d'opérer une synthèse entre les nouveaux schémas tectoniques et les nouveaux modèles paléogéographiques. Nous verrons que cette synthèse s'impose de manière naturelle, les démarches stratigraphiques et tectoniques se révélant parfaitement convergentes. Finalement, nous tenterons brièvement d'intégrer les nouveaux concepts issus de l'étude de la *GUMMFLUH* à un schéma tectonique général du domaine briançonnais.

Les figures de modèle de milieu de sédimentation illustrant ce chapitre ne prétendent qu'à une valeur indicative: elles ne sont pas à l'échelle, leur échelle verticale est généralement exagérée, et la région représentée peut varier d'une figure à l'autre.

4.2 Trias

Les roches les plus anciennes observées dans l'écaïlle de la *GUMMFLUH* sont les quartzites compris en fragments, voire en lentilles dam, dans la **Cornieule**. Ils datent du **Trias inférieur**, vraisemblablement sa partie sommitale [BAUD, 1987].

Les sédiments antérieurs, par contre, sont restés solidaires du socle anté-triasique, qui, selon SARTORI [1990], pourrait être une partie de la nappe de Siviez-Mischabel où manque la couverture sédimentaire plus jeune que le **Trias inférieur**. La nappe des PMR serait par conséquent une nappe de couverture détachée de la nappe de Siviez-Mischabel. Ce détachement s'est produit par l'intermédiaire d'un niveau de décollement, dont le terme basal est constitué actuellement par la **Cornieule**.

Ainsi, dans la partie orientale de l'écaïlle de la *GUMMFLUH*, le décollement a pris place, en général, au sommet des quartzites du **Trias inférieur**. Les premiers sédiments de la colonne stratigraphique sont donc de nature continentale, à influence marine. Ils se sont probablement déposés en milieu d'arrière côte supralittorale.

Le reste des roches triasiques observées dans cette écaïlle date de l'**Anisien** (et peut-être de la base du **Ladinien**?). Il s'agit de la Formation de Saint-Triphon et de la base de la Formation de Champcella. L'étude détaillée de BAUD [1987] sur la Formation de Saint-Triphon constitue le fondement de ce qui suit.

Les sédiments constituant la Formation de Saint-Triphon se sont déposés à faible profondeur, au maximum 100 mètres. BAUD [1987] imagine qu'à l'**Anisien**, la plateforme carbonatée briançonnaise constitue un domaine de sédimentation en forme de vaste golfe de 100 à 150 km de large et d'au moins 600 km de long, présentant des

communications ou des ouvertures épisodiques vers l'océan téthysien.

Les sédiments anisiens étudiés dans ce travail se sont déposés probablement à proximité de la bordure sud (ou sud-est) de ce golfe et la variation des faciès observés indique que quatre milieux de dépôt ou paléoenvironnements ont existé. Le modèle paléoenvironnemental complet est idéalement constitué, selon BAUD [1987, p. 70 et 71], depuis le "... domaine émergé ou à influence continentale jusqu'au domaine marin distal [...] :

- 1) Le complexe marginolittoral: il comprend, répartis sur de vastes aires, l'ensemble des milieux marginolittoraux [LÉVY, 1979], milieux dont la salinité diffère sensiblement du milieu marin franc, et qui peuvent être soit sous-aquatiques, soit temporairement ou en permanence émergés.
- 2) Le complexe de plaine d'estran: c'est l'équivalent du "tidal flat" anglais; il comprend l'ensemble du domaine soumis à l'action des courants de marée. D'après le taux d'exondation des sédiments, il se subdivise en zones supratidales, intertidales et subtidales.
- 3) Le complexe barrière: il est constitué par des accumulations de sable carbonaté et très localement par des faciès construits formant une zone haute et limitant vers le large la plaine d'estran.
- 4) Le complexe pré-littoral est le plus éloigné (distal). Nous le définissons comme une grande vasière ou lagune centrale de la plate-forme carbonatée, avec la rampe qui fait la jonction avec les complexes adjacents. Il correspond à cette partie de l'étage infra-

littoral qui se trouve déjà en dehors de l'influence prépondérante des marées mais qui reste sous l'influence des tempêtes et des ouragans."

Ces quatre milieux, bien qu'ils coexistent latéralement au stade mature de la plate-forme, ne sont pas tous apparus en même temps et nous présenterons plus loin les trois étapes qui se sont succédées.

Dans l'immédiat, il est bon de décrire plus en détail les quatre milieux de dépôt du modèle et de préciser la correspondance des roches que nous avons observées avec ces milieux. Pour simplifier l'entreprise, nous utiliserons les 19 unités lithologiques définies par BAUD [1987] et que nous avons tenté de reconnaître sur le terrain (cf. Figures 2.2 à 2.10).

4.2.1 *Complexe marginolittoral*

Le complexe marginolittoral (Figure 4.1) se retrouve à la fin de chaque cycle régressif et au début de chaque cycle transgressif. Il comprend:

- Des successions "... de dépôts carbonatés autochtones et allochtones d'origine marine à dolomitisation syngénétique, et de dépôts détritiques terrigènes fins à débris de végétaux d'origine continentale..." [BAUD, 1987, p. 74] caractéristiques des vasières littorales paraliques. Trois termes alternent: les dolomies, les marnes dolomitiques et les pélites, alors que parmi les structures sédimentaires se distinguent: les rythmites (structures de dépôt) et les figures de charge (structures de déformation synsédimentaire souple). Ces dépôts ne s'observent "... que dans la phase transgressive à la base du Membre de Dor-

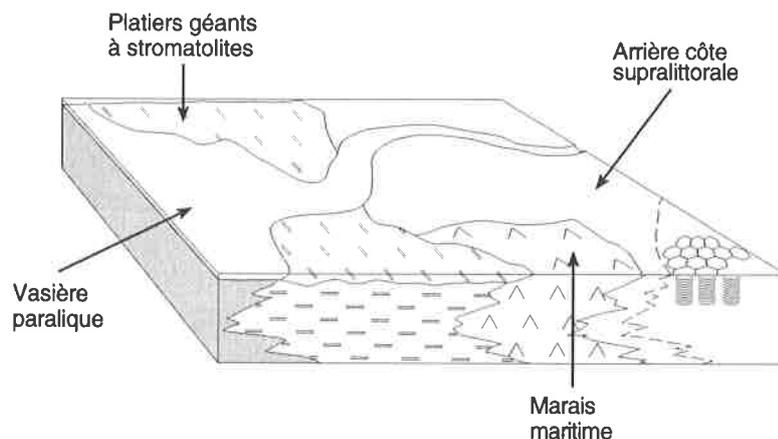


Figure 4.1: Modèle du milieu de complexe marginolittoral [modifié librement d'après BAUD, 1987].

chaux, c'est-à-dire à la base de la série carbonatée du **Trias** briançonnais (unité 1a)." [BAUD, 1987, p. 74]. C'est également là que nous avons pu les observer sur notre terrain.

- Des dolomies vacuolaires et "...des niveaux de calcaire à gros cristaux de calcite spathique et à éléments dolomitiques s'intercalant dans les bancs de dolomies fines..." [BAUD, 1987, p. 80], caractéristiques des marais maritimes subévaporitiques. Ces dépôts s'observent parfois à la base de l'unité 1a, mais nous ne les avons pas mis en évidence sur notre terrain.
- Des dolomies à structures stromatolitiques planes caractéristiques des platiers géants à stromatolites qui forment l'unité 2a, la base de l'unité 2c et la base de l'unité 5b. C'est également dans ces positions que nous les avons observés.
- Des dolomies à pseudomorphoses de nodules ou cristaux d'évaporites, des brèches dolomitiques intraformationnelles, des brèches à galets plats et à cupules ou encore des argilites rouges, vertes ou noires, témoins des grands niveaux d'émersion. Ceux-ci forment le sommet des unités 2c et 5b, et représentent les marqueurs de la fin des séquences transgression - régression. Sur notre terrain, c'est également dans ces unités que nous observons ces dépôts.

On le voit donc, le complexe marginolittoral apparaît quatre fois dans les roches du **Trias** de notre région:

- Tout d'abord à la base de la colonne stratigraphique dans les unités 1a, 1b et 2a. Les unités 1a et 1b forment la première séquence transgression - régression

au-dessus des quartzites; l'unité 1a est le témoin de la phase transgressive et l'unité 1b, celui de la phase régressive. Cette première séquence (S1 de BAUD) est en réalité la seconde, si l'on considère les quartzites sous-jacents comme représentants de la séquence la plus ancienne (Q-S0). La séquence S1 reste confinée au complexe marginolittoral, alors que la séquence précédente (Q-S0) semble restreinte à un milieu encore moins marin: l'arrière côte supralittorale. L'unité 2a, quant à elle, est synonyme de la phase transgressive de la séquence S2.

- Ensuite, dans les unités 2c et 3a, où 2c est le témoin de la phase régressive de la séquence S2, et 3a le signe du début de la phase transgressive de la séquence S3.
- La troisième apparition se fait au sommet de l'unité 3f qui constitue alors le marqueur de la phase régressive de la séquence S3.
- Enfin, il apparaît dans l'unité 5b, au sommet de la Formation de Saint-Triphon.

Le complexe marginolittoral est également le marqueur du début et de la fin des cycles eustatiques de troisième et quatrième ordre.

4.2.2 Complexe de plaine d'estran

Le complexe de plaine d'estran (Figure 4.2) est le milieu de dépôt le plus représenté dans les dépôts triasiques de la colonne stratigraphique des PMR. Il apparaît deux fois: dans les séquences 3 et 4, toujours après une phase transgressive. Lorsqu'il est bien diversifié, ce complexe comprend trois zones:

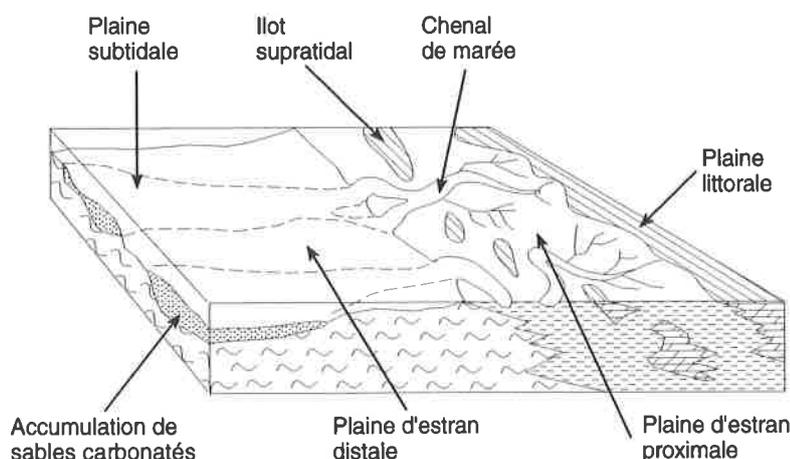


Figure 4.2: Modèle du milieu de complexe de plaine d'estran [modifié librement d'après BAUD, 1987].

- 1° La zone supratidale (supralittorale) à longues périodes d'émersion
- 2° La zone intertidale (médiolittorale) à émerisons temporaires
- 3° La zone subtidale (infralittorale) toujours immergée ou émergée de manière exceptionnelle.

Dans les zones supratidales et intertidales hautes, il peut se produire des émerisons enregistrées sous forme de niveaux d'émersion qu'il faut distinguer des grands niveaux d'émersion. Ces derniers "...peuvent, à certains stades de l'évolution de la plate-forme, border la plaine d'estran vers le continent..." [BAUD, 1987, p. 91], et sont à rattacher, en raison de leur très vaste extension, au complexe marginolittoral. La distinction se fait principalement sur la plus petite extension des niveaux d'émersion appartenant au complexe de plaine d'estran. Leur faible extension implique qu'ils sont souvent érodés ou remaniés avant le dépôt de la séquence suivante. Ces niveaux d'émersion locaux se signalent par une dolomitisation au sommet de certains bancs, par des perforations d'organismes lithophages, par la présence de cavités de dissolution dues à l'activité corrosive des eaux météoriques ou encore par des niveaux de brèche ou de microbrèche à texture nébuleuse. Nous n'avons pas eu l'occasion de mettre clairement en évidence de tels niveaux dans la région étudiée.

La zone intertidale distale et la zone subtidale sont des zones de sédimentation où les indices d'exondation ne sont plus apparents ou sont inexistant. Trois subdivisions sont faites:

- La zone de migration des chenaux de marée, avec ses séquences tidales comprenant de bas en haut (séquence idéale):
 - a) des sables grossiers, mal triés à intraclastes et péloïdes
 - b) des sables triés, à péloïdes, coprolites, oolites superficiels
 - c) des silts à spicules et micropéloïdes avec des laminites de rides puis des laminites planes
 - d) des boues à spicules, puis à terriers
 - e) des dolomicrites.

Les séquences sont rarement complètes et le terme le plus grossier manque fréquemment. Sur notre terrain, les successions de roches observées dans l'unité 4c aux *POINTES DE SUR COMBE* et dans les unités 4d et 4e à *GUMMESEL* pourraient correspondre à des sé-

quences de ce type. A *GUMMESEL*, aux coordonnées 583'670/143'380/1730, il est même possible d'observer le terme le plus grossier (a) de la séquence.

- Les zones abritées, subtidales dans lesquelles se déposent des sédiments à matrice boueuse dominante. Ces zones sont favorables à la colonisation par des organismes divers, tels des Dasycladacées (unités 3b et 4a), les Spongiaires à l'origine des mudstones à spicules et micropéloïdes (unités 4c et 4e), et les Crustacés, grands producteurs de pelotes fécales ou coprolites qui seront soit inclus dans les boues bioturbées, soit dégagés et remaniés pour alimenter les accumulations sableuses décrites plus haut. Les Foraminifères ou les Ostracodes peuvent également s'y développer. Lorsque ces zones abritées se trouvent en milieu confiné, la salinité peut augmenter et les organismes disparaissent, laissant alors une boue azoïque, dans laquelle des cristaux ou des nodules d'évaporites croissent parfois.

Ce dernier cas correspond peut-être aux calcaires gris bleu en bancs massifs que nous avons observés, entre autres dans les unités 4a et 4c. L'unité 3b, identifiée à *MUTTENHUBEL*, correspond bien au mudstone - wakestone à Dasycladacées que l'on trouve dans ces zones abritées.

- Les zones d'épandage et d'accumulation locale de sable carbonaté, qui, au débouché des grands chenaux de marée de la plaine subtidale, présentent des dépôts sableux et granuleux variés. Ceux-ci peuvent contenir divers débris de fossiles et les grains souvent dolomités donnent cette roche, souvent observée, de calcaire à granules dolomitiques. Sur notre terrain, nous ne les avons pas étudiés en détail; nous ne les subdiviserons donc pas en différents microfaciès, mais il est plausible que ce milieu ait dominé lors du dépôt de la majorité des unités 3c, 3d, ainsi que 4b et 4d localement.

Il faut noter que ces zones d'épandage débordent sur le complexe pré littoral lorsque le complexe barrière n'existe pas. Ceci s'observe particulièrement bien dans la séquence 3 où des intercalations de calcaires vermiculés se présentent dans les calcaires à granules dolomitiques.

Ainsi, dans la partie orientale de l'écaïlle de la *GUMMESEL*, le complexe de plaine d'estran n'est apparemment

enregistré que sous forme de sédiments des zones intertidales distales et subtidales. Les sédiments correspondant à tout ou partie des unités 3b à 3d et 4a à 4e semblent s'être déposés dans un des milieux décrits dans ce complexe.

4.2.3 Complexe barrière

Le complexe barrière (Figure 4.3) ne se développe que lors de la phase mature de la plate-forme. Cette barrière "...va se former par accréation verticale de séquences régressives [séquences quercynaises; DELFAUD, 1975] qui peuvent comporter des barres sableuses atteignant jusqu'à 2 mètres ou plus d'épaisseur, des édifices construits à schizophytes et éponges ainsi que des calculites cryptospongiaires sombres, riches en microorganismes." [BAUD, 1987, p. 102]. Lorsqu'elle existe, la barrière sépare le complexe de plaine d'estran du complexe pré littoral.

par un édifice construit nommé monticule de boue ou "mudmound".

Le phénomène primordial, intervenant dans l'édification du complexe barrière, est la diagenèse précoce. C'est elle, en effet, qui détermine la conservation ou non des petits reliefs formés par les sédiments et par les petites bioconstructions. La vigueur de cette diagenèse précoce, par les phénomènes de dissolution - précipitation, de cimentation et de recristallisation, sera prépondérante face à l'action destructrice de la houle et des tempêtes. Les facteurs qui conditionnent cette diagenèse sont, pour la part la plus importante, externes au sédiment et d'autre part internes à celui-ci. Il s'agit respectivement de la variation relative du niveau marin, ainsi que de la richesse en matière organique et des variations du potentiel d'oxydoréduction. Revenons un instant au facteur externe: la variation relative

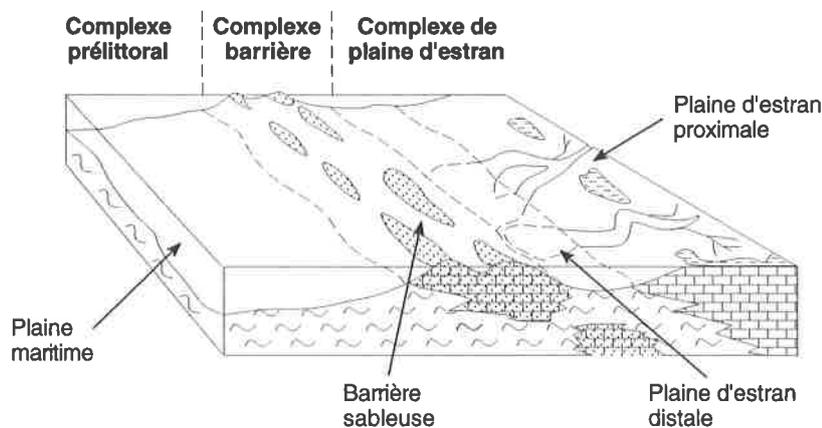


Figure 4.3: Modèle du milieu de complexe barrière [modifié librement d'après BAUD, 1987].

Les dépôts correspondant à ce type de milieu sont dominés par des sables calcaires à stratifications obliques ou en cuillers, liés respectivement à des cordons de plage ou à des dunes sous-marines. La séquence virtuelle complète montre à la base une boue lagunaire sombre à spicules, avec parfois un tapis à Spongiaires et Algues micritisées. Vient ensuite la barre de sables calcaires, et au sommet, soit une croûte calcaire (calcrète) due à une émergence plus ou moins prolongée (séquence proximale), soit une surface durcie riche en terriers branchus, verticaux, dolomités sélectivement (séquence distale). Dans les séquences proximales, la barre sableuse peut parfois être remplacée

du niveau marin. Celle-ci, probablement d'origine eustatique, provoque, lors d'un abaissement, l'exposition des sédiments aux eaux météoriques, ce qui a pour effet d'activer les transformations et la lithification. Nous comprenons donc mieux que ce complexe barrière n'apparaisse que deux fois dans l'histoire de la Formation de Saint-Triphon, lors des phases progrades des séquences 3 et 4, alors que la plate-forme a atteint sa maturité.

Les sédiments que nous avons identifiés comme calcaires granuleux dans les unités 3f et 4f, semblent constituer les deux barres sableuses que nous avons évoquées ci-dessus.

4.2.4 Complexe pré littoral

Ce complexe (Figure 4.4), le plus distal de la plate-forme briançonnaise au Trias, s'est trouvé en contact successivement avec les trois autres complexes, selon le stade d'évolution de cette plate-forme. En effet, lors de la naissance de la plate-forme, il faisait immédiatement suite, vers le large, aux vasières littorales du complexe marginolittoral. Lors de la phase juvénile, il fait suite au complexe de plaine d'estran qui s'est intercalé. Enfin, lors des événements progrades de la phase mature, la constitution d'une barrière entre le complexe de plaine d'estran et le complexe pré littoral implique que ce dernier est adjacent au complexe barrière.

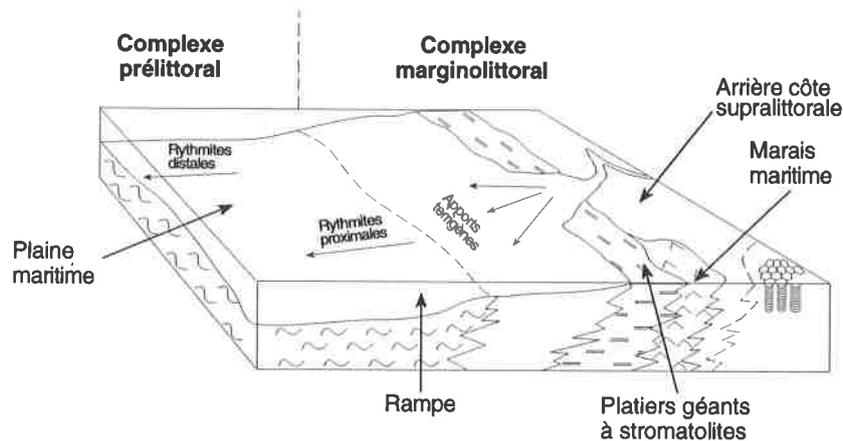


Figure 4.4: Modèle du milieu de complexe pré littoral [modifié librement d'après BAUD, 1987].

La caractéristique principale de ce complexe est que, contrairement aux trois autres, il se trouve généralement en dessous du niveau de battement des marées et de la houle. La sédimentation y est alors plus calme et se produit sous forme de calcilutites: dépôts de basse énergie "autochtones". Parfois, ces dépôts calmes sont interrompus par des dépôts "allochtones" de haute énergie dus à la mise en mouvement d'énormes masses d'eau et de sédiments liée à une tempête ou à un cyclone. La périodicité de ces événements climatiques va conditionner la rythmicité de ces apports brusques, qui montrent certaines analogies avec les turbidites. Ce type de dépôts est connu dans la littérature sous les termes de "tempestites" [AGER, 1973; EINSELE, 1982] ou de "rythmites" [REINECK & SINGH, 1972].

Le type de roche dominant du complexe pré littoral est les calcaires vermiculés. Ceux-ci sont le résultat de diverses transformations biocinématiques, diagénétiques et de

déformations tectoniques qui se sont produites dans les dépôts rythmés décrits précédemment. Nous ne donnerons pas ici le détail de ces phénomènes et renvoyons le lecteur intéressé à l'étude détaillée de BAUD [1987, p. 128 à 139].

Dans les roches du Trias de la région étudiée, le complexe pré littoral apparaît trois fois: il forme l'entier des unités 2b, 3e et 5a.

4.2.5 Milieu de dépôt de la Formation de Champcella

Après la phase régressive de la séquence S5 identifiée par le Niveau d'émerison, la phase transgressive de la séquence suivante (S6) débute avec la base de la Formation

de Champcella. Les sédiments de l'unité 6a, regroupés dans l'Unité Cartographiée des Calcaires Rubanés, bien que formés à faible profondeur d'eau, ne peuvent s'intégrer dans un des quatre complexes présents dans la Formation de Saint-Triphon [BAUD, 1987]. En raison de leur stérilité et de leur couleur sombre, ils semblent être l'enregistrement d'un milieu azoïque riche en matière organique peu dégradée, mais à grande productivité de carbonates. Le milieu de dépôt que nous supposons le plus apte à engendrer de tels sédiments est un lagon confiné mal oxygéné et sans lien direct avec la mer ouverte. Le rubanement caractéristique pourrait être la signature de la fin des séquences de comblement lorsque la subsidence est dépassée par l'énorme productivité en carbonates de ce lagon.

4.2.6 Conclusions

Avant de décrire l'histoire sédimentaire triasique de la

région étudiée, il est primordial d'exprimer quelques interrogations qu'a suscitées l'étude du modèle de milieux de dépôt proposé par BAUD [1987]. En effet, le modèle, inspiré par l'étude de milieux de dépôt actuels comparables, comporte une coexistence latérale des divers complexes présentés ci-dessus. Or, dans les roches du **Trias** des Préalpes Médiannes Rigides, BAUD [1987] ne mentionne que des successions verticales - dans le temps - de ces complexes, sans jamais mettre en évidence une juxtaposition géographique de deux complexes. De plus, même si, dans le détail, les unités définies par BAUD [1987] sont peut-être diachrones, cet auteur admet apparemment un synchronisme pour les grands niveaux d'émersion, ainsi que pour l'apparition des divers complexes. Cela semble indiquer que le domaine de sédimentation des PMR a toujours connu une sédimentation quasi uniforme et que les changements de milieu se produisaient simultanément sur l'ensemble de celui-ci. Il correspondait donc probablement à une partie restreinte d'un domaine de sédimentation bien plus étendu, dont l'extension est encore inconnue, et qui, lui, devait présenter dans son ensemble un aspect comparable au modèle proposé. Dans ce qui suit, les juxtapositions imaginées s'appliquent donc à la totalité de ce domaine et non pas seulement à la partie observable dans les PMR.

L'histoire triasique de la région étudiée peut se diviser en trois étapes principales:

- La première consiste en la naissance de la plate-forme, au cours de laquelle trois grandes transgressions se superposent:
 - 1° Transgression des dolomies de marais maritimes.
Nous restons confinés au complexe marginolitto-

ral. Il s'agit de la séquence de dépôt S1 qui forme l'entier de l'Unité Cartographiée des **Dolomies et Pélites inférieures**.

2° Transgression des calcaires vermiculés de la lagune pré littorale. Au cours de cette séquence S2, nous passons directement du complexe marginolittoral (2a) au complexe pré littoral (2b), le complexe de plaine d'estran n'existant pas encore (cf. Figure 4.4). La phase régressive nous ramènera immédiatement au complexe marginolittoral (2c). Cette séquence constitue la totalité de l'Unité Cartographiée des **Calcaires Vermiculés vrais**.

3° Transgression des calcarénites à Anisoporelles de la plaine d'estran. Cette transgression située au début de la séquence S3 provoque la formation du complexe de plaine d'estran. Il est donc possible d'observer, pour la première fois, le passage du complexe marginolittoral (3a) au complexe de plaine d'estran (3b) peu diversifié. Cette transgression va également former le lien avec l'étape suivante.

- La seconde étape est synonyme du "...stade juvénile de la plate-forme avec l'installation puis la diversification de la plaine d'estran avec ses séquences tidales; cette dernière passe vers le large au bassin de la plaine maritime pré littorale caractérisée par des calcilitites à ichnofaune abondante (calcaires vermiculés) et une sédimentation à l'abri des marées mais rythmée par les dépôts de tempêtes (rythmites)..."
[BAUD, 1987, p. 5] (Figure 4.5).
Cette étape a lieu à la suite de la transgression du début de la séquence S3 et se poursuit jusqu'à la pro-

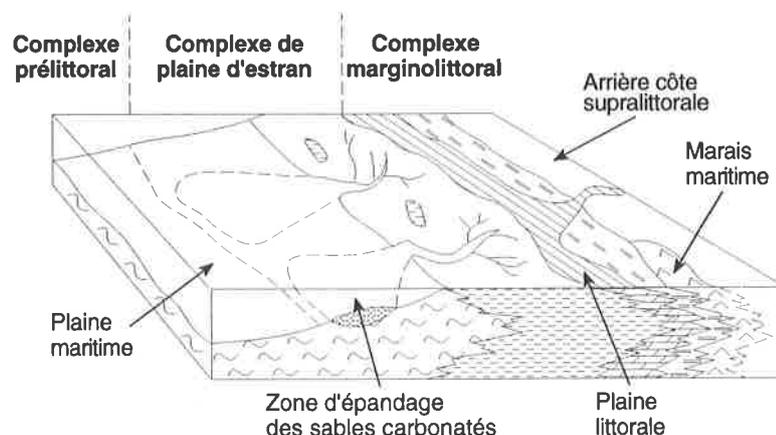


Figure 4.5: Position du complexe pré littoral lors du stade juvénile de la plate-forme.

gradation qui commence à la fin de l'unité 3e et qui entraîne le passage à l'étape suivante. Cette seconde étape couvre donc les unités 3c à 3e et implique le dépôt majoritaire de sables calcaires de remplissage des chenaux de marée et de la zone d'épandage associée. Cette dernière enregistre ces sables sous forme de calcaires granuleux et montre des intercalations de calcilutites de la zone pré littorale, enregistrées sous forme de calcaires vermiculés, qui correspondent à l'inactivité temporaire des chenaux de marée.

Les sédiments déposés au cours de cette seconde étape sont les premiers à présenter une différence d'épaisseur notable entre le massif des *POINTES DE SUR COMBE* d'une part, et ceux de *GUMMSEL* et de *MUTTENHUBEL* d'autre part. La faille normale, proposée et discutée dans le Chapitre TECTONIQUE, était donc déjà active au moment de ces dépôts. Même si l'activité de cette faille n'implique apparemment pas de grandes différences de faciès d'un compartiment à l'autre, diverses observations montrent que les calcaires granuleux des massifs orientaux sont principalement constitués par les termes grossiers des remplissages de chenaux. Par contre, les grandes épaisseurs de calcaires granuleux observées sur le compartiment occidental s'apparentent, quant à elles, à des dépôts sableux des zones d'épandage au sortir des chenaux.

Cette différence peut constituer la signature de l'existence de cette faille au niveau du faciès.

- La dernière étape est considérée comme le stade mature de la plate-forme (Figure 4.6). Il "... est caractérisé par la formation, entre la plaine d'estran et la

plaine pré littorale, d'une barrière formée de calcarénites et de calcirudites à stratifications de dunes sous-marines; cette barrière comprend également de petits édifices construits, biohermes et lithohermes à schizophytes et porifères; [...] des séquences émer-sives (comblement) sont attestées par une altération diagénétique importante et la présence locale de calcrètes." [BAUD, 1987, p. 5].

Cette étape débute avec la progradation de l'unité 3f, premier témoin du complexe barrière. Le début de la séquence 4 est marqué par le retour à la plaine d'estran distale bien différenciée avec des dépôts en zone abritée (unités 4a et 4c), en zone de migration des chenaux de marée (unités 4c, 4d et 4e) et en zone d'épandage (unités 4b et 4d). La progradation de la fin de cette séquence entraîne le développement d'un nouveau complexe barrière (unité 4f) au-dessus de ce complexe de plaine d'estran. Puis, la transgression du début de la séquence 5 provoquera la superposition du complexe pré littoral (unité 5a) sur le complexe barrière. La fin de la séquence 5 (unité 5b) est l'enregistrement de l'interruption de la phase mature "... par confinement et progradation rapide (modèle régressif) des milieux marginolittoraux; il se termine par une grande émer-sion avec laquelle s'achève la sédimentation de la Formation de Saint-Triphon." [BAUD, 1987, p. 5].

La dernière transgression de la première étape et les deux dernières étapes se regroupent en trois séquences: les séquences 3, 4 et 5. Les séquences 3 et 4, ainsi que la base de la séquence 5 forment l'Unité Cartographiée des **Calcaires Variés**, dont le nom est très explicite. Le som-

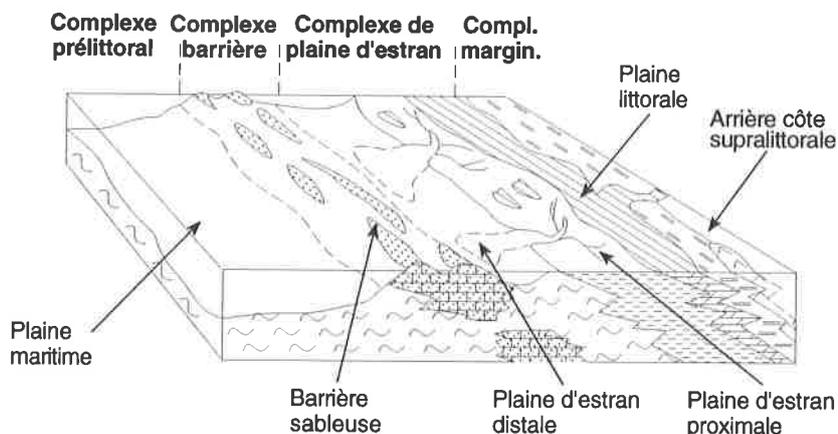


Figure 4.6: Position du complexe pré littoral lors du stade mature de la plate-forme.

met de la séquence 5 forme l'Unité Cartographiée du Niveau d'émerison.

Avec les **Calcaires Rubanés** et leurs sédiments azoïques débute une nouvelle histoire de sédimentation dont seul le prologue est conservé dans la région étudiée.

Ainsi, au cours du **Trias**, du **Spathien supérieur** au sommet de l'**Anisien**, il s'est produit six événements transgression - régression complets et un événement dont on ne connaît que la phase transgressive. Ces événements, correspondant aux séquences Q-0, 1, 2, 3, 4, 5, et 6 sont principalement dirigés par la variation relative du niveau marin. Les variations exprimées sous forme de courbe eustatique indiquent qu'au cours du laps de temps étudié, il existe au moins un cycle de troisième ordre complet regroupant les séquences 3, 4 et 5 et comprenant lui-même deux cycles de quatrième ordre (séquence 3 et séquences 4 et 5). C'est également au cours de cette période que s'est produite la première phase tectonique enregistrée dans les roches de la région étudiée. Cette phase s'exprime sous forme d'une faille normale à pendage NO.

La suite des événements survenus au cours du **Trias**, pendant le **Ladinien**, le **Carnien**, le **Norien** et le **Rhétien** n'est pas enregistrée dans les roches de la région étudiée. Il est presque certain que tout ou partie du **Trias supérieur** et du **Lias** a vu le dépôt de sédiments dans cette région de la plate-forme briançonnaise, mais l'intense érosion, qui s'est produite ultérieurement, et dont les témoins sont les nombreuses poches paléokarstiques que nous avons observées, ne nous en a pas laissé de trace.

4.3 Lias - Dogger

Dans la région étudiée, les rares roches attribuées à la période **Lias - Dogger** sont totalement discontinues. Il s'agit des remplissages de paléokarsts, regroupés dans l'Unité des **Remplissages paléokarstiques**, des roches de la "Formation" du **Conglomérat de Grossi Vorschess**, du **Calcaire à grands Ostracodes** sus-jacent et finalement de la brèche callovienne, attribuée aux **Couches à Mytilus**.

Les datations de ces roches sont de qualité très variable. En effet, la brèche callovienne est datée précisément par Foraminifères, alors que le **Conglomérat de Grossi Vorschess**, qui contient *Cladocoropsis* sp., ainsi que le **Calcaire à grands Ostracodes** sus-jacent, sont attribués grossièrement au **Dogger**. Quant aux **Remplissages paléokarstiques**, leur datation incertaine n'a été suggérée

que par comparaison avec les résultats d'autres auteurs sur d'autres parties de la nappe des Préalpes Médiannes.

Pour la région qui nous intéresse, il semble que quatre milieux de dépôt différents aient existé. Les milieux de dépôt des **Remplissages paléokarstiques**, du **Conglomérat de Grossi Vorschess** et du **Calcaire à grands Ostracodes** sont d'affinité continentale. Celui de la brèche callovienne est marin.

4.3.1 Remplissages paléokarstiques: Milieu continental 1

La datation des **Remplissages paléokarstiques** est suggérée par analogie avec les filons, remplissages de fissures et poches étudiées par BAUD & MASSON [1975] à Saint-Triphon. Dans cette étude, ils écrivaient [ibid., p. 143]:

"La faible valeur stratigraphique des fossiles trouvés dans les remplissages ne permet pas de leur attribuer un âge précis. Nous nous sommes donc basés sur des considérations indirectes:

1. Les remplissages sont post-triasiques, car nous ne connaissons aucune Formation continentale rouge dans les **Trias moyen** et **supérieur** briançonnais qui soit susceptible de les alimenter [cf. BAUD & MÉGARD-GALLI, 1975].
2. Les remplissages, moins évolués chimiquement que les sidérolitiques et latérites antérieurs ou subcontemporains des **Couches à Mytilus**, représentent un stade plus précoce de l'altération continentale.
3. Des filons d'aspect semblable à ceux de Saint-Triphon et scellés par la transgression des **Couches à Mytilus** sont connus dans le **Trias moyen** de la GUMMFLUH [DUBEY, 1960; observations des auteurs] et des Spillgarten [GENGE, 1958].

Nous pouvons donc admettre que l'âge des filons de Saint-Triphon est liasique (probablement moyen à supérieur) ou éventuellement **Dogger inférieur**."

Dans un article plus récent, BAUD et al. [1979] proposent, pour les remplissages dolomitiques, un âge **Dogger**. Ils se fondent sur leur structure sédimentaire et sur un modèle de dolomitisation expliquant celle-ci par une diagenèse provoquée par le mélange d'eaux douces et salées dans les cavités karstiques. Or, c'est pendant la transgression du **Dogger moyen** à **supérieur** sur la terre briançonnaise que ces conditions ont été réalisées. Cet événement

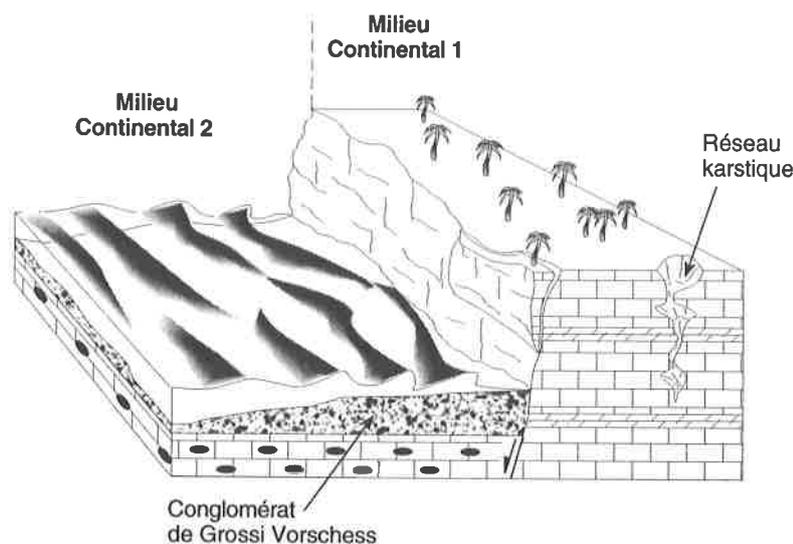


Figure 4.7: Modèle des milieux continentaux 1 et 2 = milieu de formation du réseau paléokarstique et du dépôt du Conglomérat de Grossi Vorschess.

nous donnerait donc l'âge de la partie la plus jeune des **Remplissages paléokarstiques**.

En appliquant le même type de raisonnement à la datation des paléokarsts observés dans la partie orientale de l'échelle de la *GUMMFLUH*, nous constatons que l'indication la plus sûre est l'âge des roches encadrantes. Nous n'avons, en effet, jamais observé de fossiles dans les remplissages et devons donc admettre que la formation et le remplissage des paléokarsts se sont produits tous les deux au cours d'un laps de temps s'étendant du **Lias** au sommet du **Dogger** (**Callovien**). En utilisant le critère de la dolomitisation, nous pouvons préciser que les remplissages du Type à tubes dolomitiques sont contemporains de la transgression des **Couches à Mytilus**, qui survient ici au **Callovien**, uniquement sur l'extrémité ouest de la région étudiée. Pour les autres Types de remplissage, il n'est pas possible de déterminer un âge plus précis que **Lias** à **Dogger**. Néanmoins, il est difficile d'imaginer qu'ils soient beaucoup plus vieux que ceux du Type à tubes dolomitiques. Nous proposons donc un âge **Bajocien** à **Callovien** pour nos **Remplissages paléokarstiques**. Notons que le diachronisme de la transgression des **Couches à Mytilus** d'une partie à l'autre de la plate-forme briarçonnaise implique également un diachronisme de la fin de l'activité des paléokarsts et de leur comblement.

Le milieu de dépôt des **Remplissages paléokarstiques** correspond à un premier milieu continental, qui s'apparente plutôt à un milieu de non-dépôt puisque émer-

gé (Figure 4.7). Cette émergence provoque, si elle est de durée suffisante, une érosion active des sédiments plus anciens. Lorsque l'émergence se poursuit suffisamment et que les apports en eau météorique corrosive sont importants, il peut se produire, là où existent des discontinuités ou des zones de faiblesse dans le substratum, une dissolution préférentielle. Il en résulte, en dessous de la surface émergée, des cavités karstiques dont la forme est déterminée par leur position par rapport au niveau de la nappe phréatique: forme asymétrique avec base en V au-dessus du niveau phréatique, forme symétrique ovoïde au-dessous [BAUD & MASSON, 1975]. C'est dans ces "grottes" paléokarstiques, à l'abri de l'érosion de surface, que se produiront les seuls dépôts liés à ce milieu.

Dans la région étudiée, des filons et des poches paléokarstiques ont été observés dans les massifs des *POINTES DE SUR COMBE* et de *GUMMESEL*. Etant donné les conditions d'affleurement moins bonnes que celles rencontrées par BAUD & MASSON [1975], leur forme et leurs relations avec les structures tectoniques n'ont pas pu être observées aussi en détail. Malgré tout, il est possible de faire les observations générales suivantes:

- Les grandes poches proches de la paléosurface émergée, observées aux *POINTES DE SUR COMBE* et à *GUMMESEL*, semblent avoir une forme asymétrique avec une base en V, ce qui tend à montrer qu'elles se sont retrouvées, au moins temporairement, au-dessus du niveau phréatique.

- Tous les autres filons et poches ont une forme "symétrique" et auraient donc été en permanence au-dessous du niveau phréatique.
- Les sills et certaines poches profitent visiblement des plans de faiblesse que sont les limites de bancs (joints de lithification) pour se former. Les conditions d'affleurement ne nous permettent pas d'observer si certains filons profitent aussi de failles ou de fissures tectoniques pour se former, comme c'est le cas à Saint-Triphon, où BAUD & MASSON [1975] ont pu mettre en évidence la relation entre les paléokarsts et des failles de distension.
- La présence d'hématite, dans des filons proches de la limite entre les roches triasiques et les **Calcaires Massifs du Malm**, peut, si l'on se réfère à D'ARGENIO & MINDSZENTY [1995], être liée à des conditions d'oxydation qui règnent lorsque la nappe phréatique a un niveau bas. De telles conditions permettent un drainage libre. L'existence de cette minéralisation à proximité de la base des **Calcaires Massifs** montre à nouveau que les paléokarsts les plus proches de la paléosurface se sont trouvés en condition vadose pendant un certain temps au cours de leur formation. Cependant les concentrations locales d'hématite dans des poches plus profondes peuvent résulter de l'entraînement de ce matériel dans les profondeurs du karst, voire même de remobilisations plus tardives.

Hormis l'absence de fossiles, les éléments figurés que nous avons répertoriés dans les remplissages de ces paléokarsts sont identiques à ceux décrits par BAUD & MASSON [1975] et BAUD et al. [1979] dans d'autres paléokarsts des Préalpes Médiannes Rigides. Il existe, par contre, un cas isolé aux *POINTES DE SUR COMBE*, où des sédiments fossilifères, très différents et datés de l'**Oxfordien**, remplissent des fissures cm situées dans les **Calcaires Rubanés**. Selon nous, ces fissures ne sont pas d'origine paléokarstique, mais sont liées à un événement ultérieur s'étant produit au début de l'**Oxfordien**. Cette observation montre également que la reprise de la sédimentation marine avait déjà eu lieu à l'**Oxfordien**.

4.3.2 *Conglomérat de Grossi Vorschess:* *Milieu continental 2*

Selon notre interprétation, ce conglomérat, grossièrement daté du **Dogger**, est d'affinité continentale. Une forte

ressemblance existe entre celui-ci et un remplissage de paléodoline décrit par MÉGARD-GALLI et al. [1979], près de Briançon dans les Alpes françaises - au lieu-dit Sous la Gardette. En effet, ils écrivent:

"On observe dans les dolomies du **Ladinien supérieur** une poche décamétrique à remplissage bréchiq, déjà décrite par DEBELMAS [1955, p. 36 et Fig. 3A; 1970, p. 173-174] et mentionnée par MERCIER [1977, p. 120]. Nos observations confirment les conclusions de DEBELMAS. Le contact de la brèche avec le **Trias**, tranché, non déformé, discordant et onduleux, est sédimentaire. Tout indique une ancienne cavité de dissolution superficielle (paléodoline). Comme le note MERCIER, son remplissage est double:

- La partie inférieure est une brèche grossière formée uniquement de clastes de dolomie triasique dans une matrice dolomitique très peu abondante; à notre sens, il n'est pas question qu'elle soit carnienne et nous l'interprétons comme une brèche continentale jurassique.
- Dans le tiers supérieur du remplissage, de nombreux galets bien arrondis de calcaires gris ou roses s'ajoutent aux éléments de dolomie. Ces galets et la matrice contiennent des oncoïdes et des débris de Crinoïdes, Ophiuroïdes, Ostracodes, Lamelli-branches, Bryozoaires et Coelentérés, parmi lesquels *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, forme bien connue dans les **Couches à Mytilus** et particulièrement abondante dans leur biofaciès IIB (**Bathonien supérieur à Callovien** [SEPTFONTAINE, 1978]). Des zones irrégulières de dolomitisation et de silicification traversent la brèche, dans laquelle le microscope révèle par places de nombreux cristaux idiomorphes de quartz autigène.

Nous concluons que cette grande poche bréchiq résulte d'une activité karstique d'âge jurassique, que son remplissage a débuté en milieu continental, puis s'est achevé en milieu marin lors de la transgression du **Dogger supérieur**, en remaniant des éléments des premiers dépôts de cette transgression."

Le **Conglomérat de Grossi Vorschess**, observé à la base des roches du **Jurassique** en dessous du **Calcaire à grands Ostracodes** sur le massif de *MUTTENHUBEL*, ressemble, en raison de sa position et de sa description, assez

bien aux brèches décrites par ces auteurs. Les différences les plus flagrantes sont l'absence du niveau de brèche basal, la séparation des sédiments à *Cladocoropsis* de ceux à Ostracodes, ainsi que le type de gisement, puisque, dans notre cas, l'extension et l'épaisseur du conglomérat semblent trop considérables pour un remplissage de doline.

Pour le **Conglomérat de Grossi Vorschess**, les critères objectifs nécessaires à l'interprétation sédimentologique sont rares; nous relevons malgré tout la grande variété dans la nature et dans la taille des éléments, leur géométrie arrondie et émoussée, ainsi que leurs perforations, l'absence d'un granoclassement et la présence d'une matrice sableuse de même composition que les éléments.

Ces quelques indications permettent, selon les critères diagnostiques de FLÜGEL [1982], d'interpréter ce conglomérat comme le résultat de la désagrégation progressive d'une falaise émergée dont le pied est "léché" par les vagues (cf. Figure 4.7). Les blocs se détachant de cette falaise tombent dans un milieu à haute énergie, où les vagues les émoussent, les arrondissent et génèrent la matrice sableuse. Des organismes lithophages se fixent et perforent certains galets.

De plus, il est très probable que la dépression dans laquelle se sédimentait ce conglomérat a connu une histoire relativement complexe. En effet, en raison de leur émoussé et de leur recristallisation, les galets de *Cladocoropsis* doivent aussi être considérés comme remaniés. Or, *Cladocoropsis* signe un milieu marin franc, ce qui nous incite à admettre que, au contraire des autres, les galets le contenant proviennent du large. Il en résulte que, outre les apports en blocs issus des falaises, la dépression était alimentée par exemple par des tempestites en galets d'origine plus distale. L'existence de ces *Cladocoropsis* pourrait également être la signature d'un événement transgressif qui se serait produit avant ou pendant le dépôt du **Conglomérat de Grossi Vorschess**.

Nous écartons l'interprétation d'un dépôt fluviatile, puisque, outre la présence de *Cladocoropsis*, nous n'avons observé qu'un très mauvais tri et aucun granoclassement. Par contre, l'interprétation supposant l'existence d'une falaise à proximité est partiellement corroborée par la présence probable, moins de 100 m à l'est, d'une paléofaille normale séparant le massif de *MUTTENHUBEL* en deux mini-blocs basculés. En effet, nous avons montré, dans le Chapitre TECTONIQUE, qu'au cours de la période émergée du **Lias supérieur** au **Dogger**, la région étudiée s'est

structurée en massifs individualisés, correspondant à des blocs basculés séparés par des failles normales. Nous pensons que c'est le jeu de l'une de ces failles qui est responsable de la formation de la falaise source du **Conglomérat de Grossi Vorschess**.

4.3.3 Calcaire à grands Ostracodes: Milieu continental 3

Ces roches, immédiatement superposées au **Conglomérat de Grossi Vorschess**, ne contiennent aucun fossile utilisable pour une datation biostratigraphique. Leur position en dessus du conglomérat grossièrement daté du **Dogger** et en dessous de **Calcaires Massifs** datés de l'**Oxfordien** nous incite à lui attribuer également un âge **Dogger**.

Ni le **Calcaire à grands Ostracodes**, ni le **Conglomérat de Grossi Vorschess** ne contient de faune permettant une datation plus précise. Par contre, une telle succession de roches a été signalée en Briançonnais par MERCIER [1977]. En effet, cet auteur décrit une première séquence, formée d'un conglomérat de base et d'un calcaire à Ostracodes, sur laquelle se superpose parfois une séquence 2 constituée de calcaires en plaquettes (équivalent des **Couches à Mytilus**). Cette seconde séquence est datée par Foraminifères du **Bathonien supérieur**. Sur la base de ces considérations, MERCIER [1977] propose un âge **Bathonien** pour le conglomérat et le calcaire à Ostracodes.

Quant à son milieu de dépôt, ce calcaire semble correspondre à la suite du comblement de la paléodépression du **Conglomérat de Grossi Vorschess**. La transition entre ces deux roches est brusque, mais il n'y a pas de discontinuité apparente. Le fin litage et la nature de ces boues, ne contenant que quelques débris de grands Ostracodes, font penser [M. SEPTFONTAINE, comm. orale] à un calcaire d'eau douce. Nous proposons donc un lac ou un lagon d'eau douce comme milieu de dépôt du **Calcaire à grands Ostracodes**, et interprétons le petit débris d'Echinoderme observé comme un extraclaste transporté depuis les zones marines ou remanié à partir du **Conglomérat**.

De manière plus générale, nous imaginons que la falaise source des éléments du conglomérat, formée au cours de la phase tectonique **Lias-Dogger**, a fini par disparaître, d'une part par érosion et d'autre part par comblement progressif de la paléodépression associée. Cette zone constituait alors encore une faible dépression, en régime continental, contenant de l'eau douce ou saumâtre et dans

laquelle se sédimentait un calcaire lacustre.

4.3.4 Brèche callovienne

Cette brèche, décrite en détail au Chapitre STRATIGRAPHIE, comprend une matrice callovienne identique au Membre du Rübli (**Couches à Mytilus**), contenant des éléments, anguleux et de tailles très variables, issus des **Calcaires Rubanés** sous-jacents.

Le Membre du Rübli possède, selon SEPTFONTAINE [1983], des affinités avec les faciès présents dans un lagon à Foraminifères.

L'érosion n'est pas le seul phénomène qui se produit en situation d'émersion. En effet, si celle-ci se prolonge suffisamment, la formation de poches paléokarstiques permet le dépôt, au-dessous de la surface émergée, des divers types de roches que nous avons regroupées dans l'Unité des **Remplissages paléokarstiques**.

De plus, la phase tectonique distensive **Lias - Dogger** a eu une influence prépondérante sur l'enregistrement sédimentaire de cette période dans la région étudiée. Outre son effet sur la profondeur de l'érosion, qui augmente pour chaque bloc de l'est vers l'ouest, la structuration en

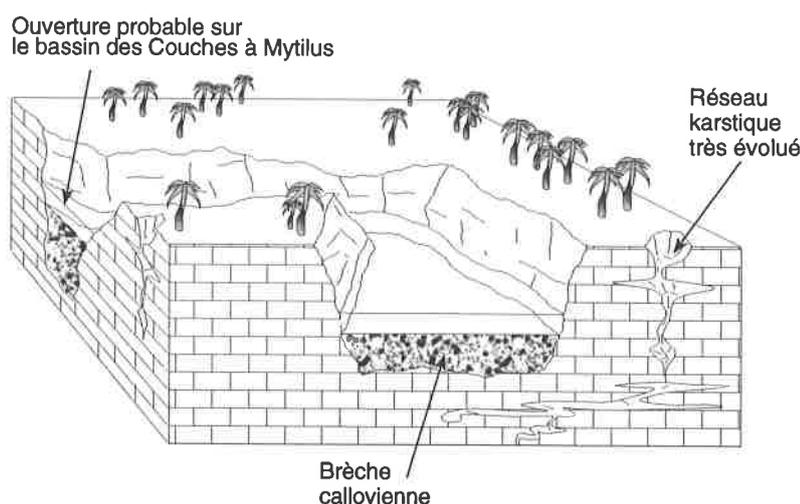


Figure 4.8: Modèle du milieu de dépôt de la brèche callovienne.

La brèche peut donc être interprétée, soit comme une brèche de transgression, soit comme le résultat de la désagrégation partielle d'un relief dans un lagon (milieu de basse énergie) en forme de petit golfe lié au bassin à Mytilus (Figure 4.8). L'occurrence exceptionnelle de cette roche nous pousse à rejeter la solution de la brèche de transgression. La localisation dans un petit golfe explique l'absence d'apport de quartz détritique, habituellement présent dans les **Couches à Mytilus**.

4.3.5 Conclusions

Ainsi, comme nous l'avons déjà souvent répété, la période couvrant le **Lias** et le **Dogger** correspond dans notre région à une longue période émergitive, au cours de laquelle une grande épaisseur de roches déposées dès le sommet du **Trias moyen** a été érodée.

mini-blocs basculés a créé, d'une part, des zones basses ou paléodépressions susceptibles d'être immergées, et d'autre part des reliefs marqués, sources d'éléments de brèches ou de conglomérats. C'est ainsi que, localement, nous avons pu observer un conglomérat déposé en bordure d'un lac, ou encore une brèche sédimentée dans un golfe ouvert sur le bassin à Mytilus. Notons que cette brèche, seul enregistrement de la transgression des **Couches à Mytilus** observable sur notre terrain, est datée par Foraminifères du **Callovien**. Ceci s'intègre parfaitement aux observations de SEPTFONTAINE [1983] qui montrent que la transgression des **Couches à Mytilus** se termine ~100 m à l'ouest de la région étudiée dans le présent travail.

Ainsi, dans cette partie interne du haut-fond briançonnais, le sommet du **Lias** et l'ensemble du **Dogger**, marqués par des événements tectoniques liés à une phase d'extension, correspondent à une longue période émergitive. La

reprise de la sédimentation sous-marine ne se produit qu'au début de l'Oxfordien.

4.4 Malm

Après la longue période émergée dont nous venons de discuter, le début du **Malm** est marqué par un ennoyage rapide de toute la plate-forme briançonnaise. Les dépôts de l'Oxfordien scellent, en effet, l'ensemble des dépôts antérieurs.

4.4.1 Muttenhubel-MF

Ce microfaciès, que nous avons retrouvé à la base des **Calcaires Massifs**, partout où nous les avons étudiés en détail, est relativement pauvre en faune. HEINZ [1985, p. 49] écrit:

"Les biomicrites à Echinodermes de ce microfaciès, qui sont par endroits remplacées par des pelmicrites ou intramicrites, ne donnent à cause de leur pauvreté en faune, que peu de renseignements sur un milieu de dépôt correspondant. De même, il manque également des points

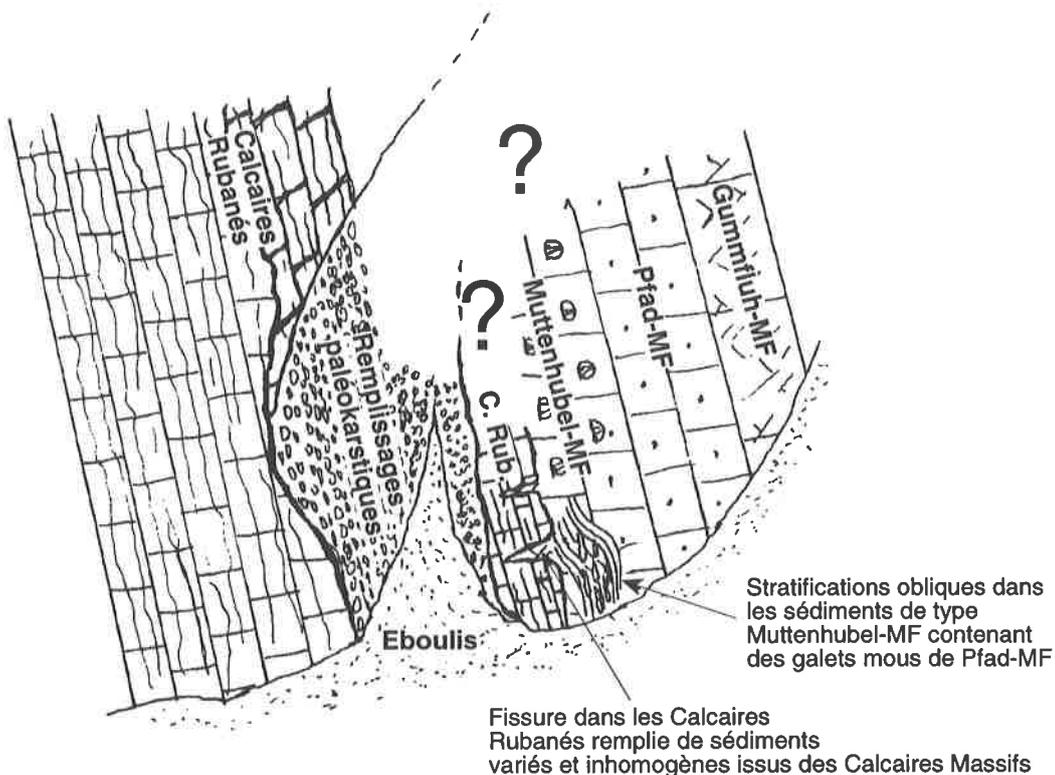


Figure 4.9: Schéma de l'affleurement particulier du contact **Calcaires Rubanés - Calcaires Massifs** aux **POINTES DE SUR COMBE**.

Avant de discuter les milieux de dépôt qui ont existé au cours du **Malm** dans la région étudiée, rappelons que nous avons reconnu trois des microfaciès de HEINZ [1985] et de HEINZ & ISENSCHMID [1988]: **Muttenhubel-MF**, **Pfad-MF** et **Gummfluh-MF s.str.**, mais que nous les avons complétés par deux sous-microfaciès: **Gummfluh-MF fin** et **Gummfluh-MF moyen**. La discussion qui suit est fondée essentiellement sur les interprétations fournies par HEINZ [1985].

d'appui qui auraient permis une détermination de la profondeur de dépôt. Dans les caractérisations de microfaciès de WILSON [1975], nous ne trouvons aucun microfaciès standard comparable. Les conditions de dépôt n'ont été discutées ni par WEISS [1949] ni par ISENSCHMID [1983], et on voit bien que, en raison de la pauvreté en faune, une telle interprétation est difficile. Mais nous supposons, en raison du microfaciès qui se présente dans les profils alentours, une sédimentation tranquille sur une plate-forme protégée..."

Des observations effectuées au bas des falaises des *POINTES DE SUR COMBE* montrent que ces dépôts sont parfois resédimentés. En effet, le long du segment de coupe S3 (cf. Figure 2.8), nous pouvons observer, à proximité du contact entre roches du **Trias** et du **Malm**, un banc qui possède des structures de stratifications entrecroisées, des laminations granoclassées et qui contient des galets d'une autre nature. L'étude microscopique a révélé des sédiments, à affinité de microfaciès Muttonhubel-MF, resédimentés sous forme de coulée et qui ont inclus des galets mous de sédiments de microfaciès Pfad-MF (Figure 4.9). Les sédiments de la "matrice" de cette coulée sont partiellement triés, puisque très riches en Echinodermes et ne présentant plus aucun pellet (Microfaciès M3 de notre classification).

trace de ce type de sédiments en dessous de la turbidite, et le milieu de dépôt du Pfad-MF est, comme nous le verrons plus loin, plus distal et profond que celui du Muttonhubel-MF, présent à la base des **Calcaires Massifs** dans toute la partie orientale du massif des *POINTES DE SUR COMBE*. D'autre part, cette paléodépression, située entre le biseau des **Couches à Mytilus** et l'affleurement de brèche callovienne, n'a pas vu le dépôt de roches d'âge **Dogger**. Elle n'existait donc pas encore au **Callovien**. Expliquer cette coulée de façon classique n'est par conséquent pas satisfaisant.

L'hypothèse que nous privilégions est fondée sur deux observations. D'une part, cette roche particulière n'est observée qu'à cette localité, au-dessus d'une poche paléokarstique pluridécamétrique (Figure 4.9). D'autre part, à

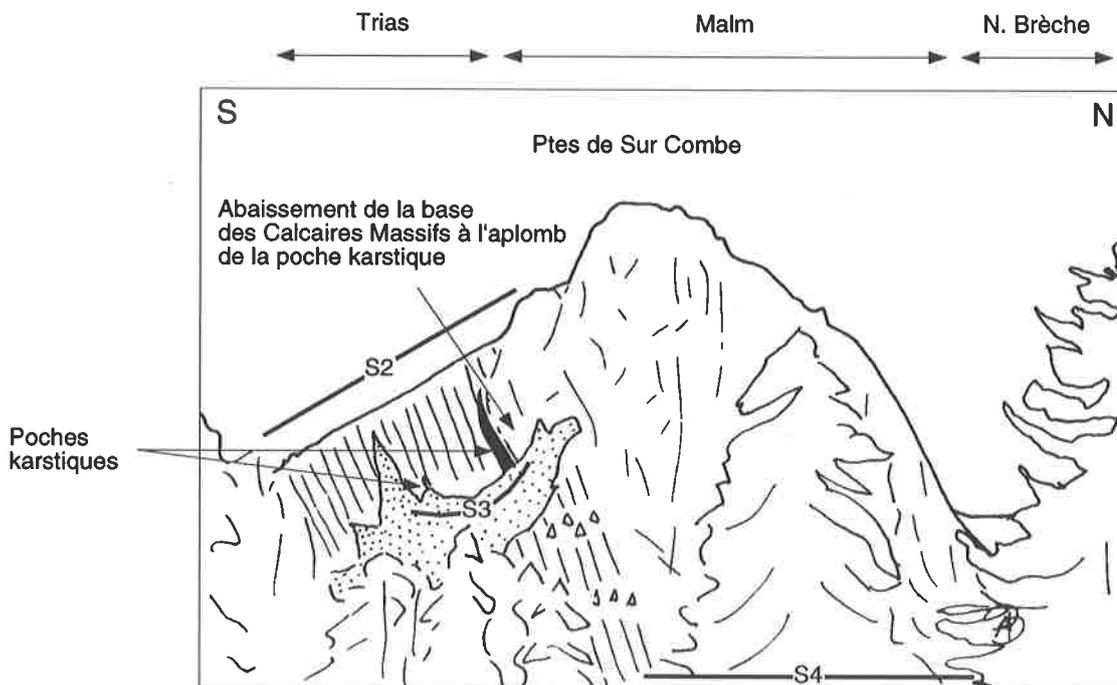


Figure 4.10: Vue du contact **Calcaires Rubanés** - **Calcaires Massifs** aux *POINTES DE SUR COMBE*.

Une interprétation classique de cette coulée nous conduirait à admettre que l'affleurement étudié se situe dans une paléodépression, peut-être héritée de la période d'émergence du **Lias - Dogger**, qui a vu le dépôt d'une coulée turbiditique. Cette hypothèse impliquerait également que des sédiments de type Pfad-MF existaient à la base des **Calcaires Massifs** en dessous de la turbidite, là où nous l'observons, ou en amont. Or nous n'avons pas trouvé de

l'aplomb de cette poche, la base des **Calcaires Massifs** s'abaisse dans les **Calcaires Rubanés** (Figure 4.10). Ces deux observations nous mènent à supposer que la paléodépression ainsi dessinée ne s'est formée qu'au cours de l'**Oxfordien**, par l'effondrement du toit de la poche paléokarstique. Cet événement brutal aurait alors remobilisé et mélangé des sédiments superposés stratigraphiquement - Muttonhubel-MF recouvert par Pfad-MF - partiellement

consolidés, et aurait simultanément ouvert des fissures centimétriques dans le toit effondré, permettant ainsi l'infiltration de sédiments hétérogènes datés de l'**Oxfordien**.

Ainsi, pour toute la partie orientale de l'écaïlle de la *GUMMFLUH*, la reprise de la sédimentation au début de l'**Oxfordien** s'est produite en milieu de basse énergie sur une plate-forme protégée. Ce type de dépôts fut rapidement interrompu à l'ouest de la région étudiée par l'aggradation d'un milieu plus profond enregistré sous forme de sédiments de type Pfad-MF.

4.4.2 Pfad-MF

Nous n'avons retrouvé ce microfaciès que là où nous avons échantillonné en détail les **Calcaires Massifs** du **Malm**: sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE*. Selon nos observations, ce microfaciès est limité, dans cette partie des Préalpes Médiannes, aux 100 premiers mètres des **Calcaires Massifs**. HEINZ [1985] attribue à ce microfaciès également des sédiments situés plus haut dans la colonne stratigraphique. Nous avons déjà montré au Chapitre STRATIGRAPHIE pourquoi nous n'interprétons pas ces dépôts, intercalés dans le Gummfluh-MF, de la même façon que cet auteur, et nous discuterons plus loin nos propositions de milieux de dépôt pour ces sédiments que nous avons regroupés sous les microfaciès Gummfluh-MF moyen et Gummfluh-MF fin.

Au contraire du Mutenhubel-MF, le microfaciès Pfad-MF possède de bons indices pour l'interprétation des milieux de dépôt. HEINZ [1985, p. 36] écrit:

"Ce microfaciès, avec une microfaune composée de Saccocoma, Globochaetes et Lenticulines, ainsi que de quelques fragments d'Ammonites, montre, en raison de la composition faunistique, une influence de mer ouverte. Sur la base des caractéristiques faunistiques, nous supposons le subtidal profond comme milieu de dépôt."

HEINZ note également le peu de ressemblance entre ce microfaciès et les microfaciès standards de WILSON [1975], mais relève une parenté avec le Microfaciès 3 de FLÜGEL [1978]. Il décrit aussi la présence de quelques niveaux grossièrement détritiques qu'il considère comme des sortes de resédiments. Ces niveaux grossiers, que nous avons observés, sont formés de sédiments appartenant à la même famille que ceux que nous avons attribués au Gummfluh-MF moyen et au Gummfluh-MF fin.

Le Pfad-MF n'a jamais été observé sur le massif de

MUTTENHUBEL, où pendant cette période se déposaient toujours des sédiments de type Mutenhubel-MF dans un milieu de plate-forme protégée. De même, nous ne l'avons jamais mis en évidence sur le massif de *GUMMESEL*, où il semble qu'à l'**Oxfordien moyen** se soient déjà déposés des sédiments de type Gummfluh-MF, sans l'intermédiaire de Pfad-MF.

Ainsi, le milieu le plus profond, distal, ayant existé pendant le **Malm** dans cette partie interne du domaine briançonnais, s'est installé au cours de l'**Oxfordien moyen** dans la zone la plus occidentale de cette région: le massif des *POINTES DE SUR COMBE*.

A la suite de ces dépôts, ce massif voit se sédimenter, au **Kimméridgien moyen**, des roches de type Gummfluh-MF, dont le milieu de dépôt est le moins profond ayant existé dans cette région au **Malm**.

4.4.3 Gummfluh-MF

Comme nous l'avons déjà précisé au Chapitre STRATIGRAPHIE, nous n'avons regroupé dans ce microfaciès que les sédiments relativement grossiers et mal triés, possédant l'association de faune caractéristique du Gummfluh-MF défini par HEINZ [1985]. Les sédiments présentant la même association faunistique, mais de granulométrie plus fine et triée ont été séparés dans deux sous-microfaciès: Gummfluh-MF fin et Gummfluh-MF moyen. Au sujet du microfaciès qu'il définit comme Gummfluh-MF, HEINZ [1985, p. 46] écrit:

"La grande proportion de composants bioclastiques gros et mal arrondis, les vacuoles identifiées dans divers niveaux et la forte micritisation des composants attestent tous de conditions de dépôt en milieu marin peu profond à intertidal. Ce microfaciès est, en raison de la composition des bioclastes, comme par exemple les fragments de Corail et d'Hydrozoaire de provenance récifale, probablement peu éloigné des zones de récif. A cause du mauvais arrondi des composants, un faible transport est à supposer."

L'auteur note également que ce microfaciès est comparable au microfaciès standard 5 de WILSON [1975], qui correspond à un faciès de débris de récif dans un domaine d'eau agitée [FLÜGEL, 1978].

L'analyse des ciments permet à HEINZ [1985] de montrer l'existence de niveaux ayant été soumis à une émergence temporaire et rapide. Signalons encore que selon FLÜGEL [1978], la micritisation des grains d'un sédiment, telle que

nous l'avons observée dans nos échantillons, a pour origine l'encroûtement de ceux-ci par un ciment précoce de calcite Mg, phénomène limité aux 100 premiers mètres en dessous du niveau marin.

Ainsi, le microfaciès Gummfluh-MF, qui apparaît de façon diachrone sur les trois massifs étudiés - **Oxfordien moyen** à *GUMMESEL*, **Kiméridgien moyen** aux *POINTES DE SUR COMBE* et **Tithonique moyen** à *MUTTENHUBEL* - indique un changement marqué du milieu de dépôt. En effet, nous passons de milieux calmes, à l'abri des marées et des vagues, à un milieu fortement agité, parfois émergé, constitué en partie d'une "barrière" récifale, que nous imaginons comme étant d'abord un "patch reef" local et limité, se développant ensuite pour envahir les zones adjacentes.

4.4.4 Gummfluh-MF moyen et Gummfluh-MF fin

Les sédiments regroupés dans ces deux microfaciès sont semblables à ceux du Gummfluh-MF s.str.. Seuls la granulométrie, plus fine, et le tri, bien meilleur, les différencient. Ces microfaciès se présentent à différents niveaux dans les dépôts du Gummfluh-MF s.str. et également en intercalations dans les dépôts de type Pfad-MF où ils forment les "Grobdeitritische Horizonte" de HEINZ [1985].

Nous interprétons ces microfaciès comme les témoins de petites coulées turbiditiques (?) formées à partir des résédiments des débris de barrière récifale (Gummfluh-MF s.str.). Les coulées les plus distales se seraient prolongées jusque dans les zones "profondes", subtidales: intercalations dans le Pfad-MF; alors que les coulées proximales

seraient restées confinées au milieu peu profond, intertidal, et formeraient les passées observables dans les dépôts de type Gummfluh-MF s.str..

Ces deux microfaciès ne signent donc pas un milieu de dépôt, mais plutôt des événements locaux, exceptionnels et rapides, provoquant la mise en mouvement des sédiments périrécifaux et leur resédimentation, soit à nouveau en milieu périrécifal, soit en milieu plus profond.

4.4.5 Conclusions

Pour cette partie interne de la plate-forme briançonnaise, le début du **Malm** correspond à la reprise généralisée de la sédimentation marine. L'envoyage généralisé d'au moins la plus grande partie de la plate-forme briançonnaise est démontré par l'absence totale de quartz détritique dans les **Calcaires Massifs**, le seul quartz observé étant d'origine diagenétique.

Dans la partie orientale de l'échelle de la *GUMMFLUH*, les **Calcaires Massifs** transgressent sur une pénéplaine ne présentant plus qu'un faible relief résiduel. En effet, la base des **Calcaires Massifs** semble synchronisée sur toute la région étudiée et l'érosion des terrains sous-jacents est réelle, puisque des roches d'âges et de types divers forment son substratum.

Les premiers sédiments correspondent, pour toute cette partie de la plate-forme briançonnaise, à des dépôts en milieu tranquille, à l'abri des vagues et des marées (**Figure 4.11**). Cette situation durera jusqu'à l'**Oxfordien moyen**, où il se produit une différenciation probablement liée en partie à une petite baisse relative du niveau marin.

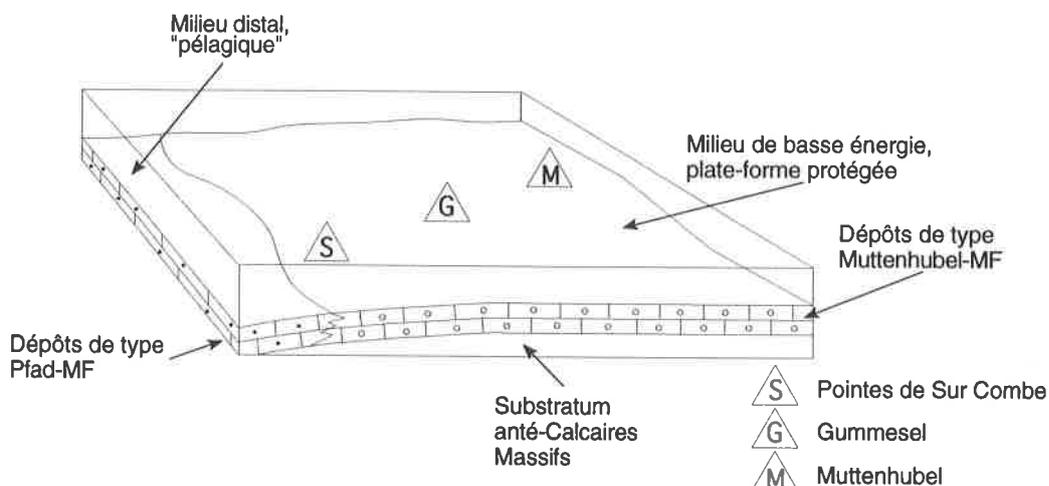


Figure 4.11: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée à l'Oxfordien inférieur.

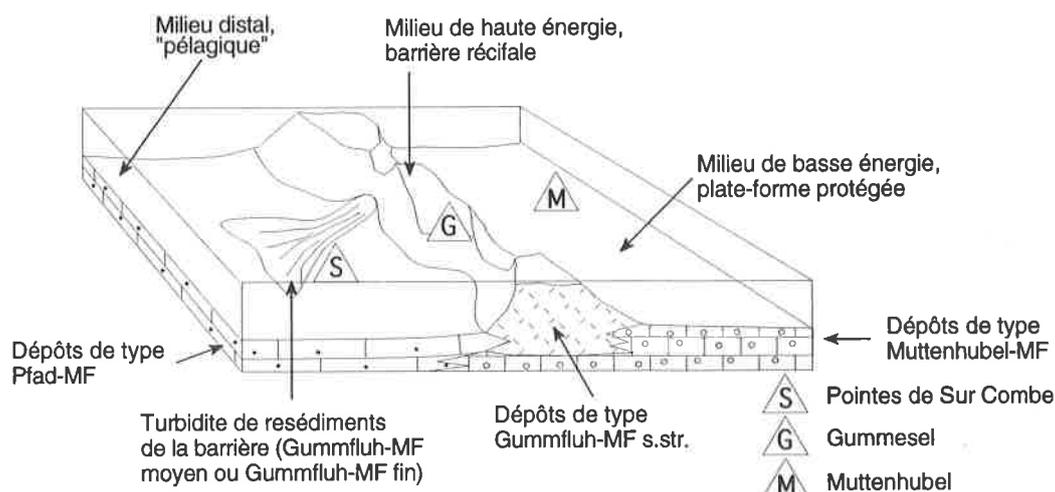


Figure 4.12: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée à l'Oxfordien moyen.

La diversification provoquera l'individualisation dans la région étudiée de trois zones à milieux de dépôt différents (Figure 4.12).

La première zone correspond au massif des *POINTES DE SUR COMBE*, sur lequel l'aggradation se produit normalement avec le passage à des dépôts de type Pfad-MF s'effectuant en milieu relativement profond ("pélagique", à ~100 m de profondeur). La seconde zone est située sur le massif de *GUMMESEL*, où un récif local (patch reef) se développe rapidement et forme une barrière à l'aggradation du Pfad-MF dans les zones plus internes de la plate-forme. La troisième zone, limitée vers le large par cette barrière récifale et par les resédiments adjacents, se situe sur le massif de *MUTTENHUBEL* et correspond à la pérennité du milieu de plate-forme abritée.

La barrière récifale croît rapidement et au **Kimméridgien**, elle s'étend en direction de la mer ouverte (progradation), ce qui entraîne la fin de la sédimentation profonde sur le massif des *POINTES DE SUR COMBE* (Figure 4.13). A partir de ce moment, il n'y aura, dans cette partie de la plate-forme briançonnaise, plus que deux zones, dont la zone de barrière qui croît pour rester dans les eaux superficielles (accrétion verticale). Le taux de sédimentation est donc dirigé par la variation du niveau marin, qui augmente de façon continue au cours du **Malm**, et par la subsidence de la plate-forme. Au cours du **Tithonique inférieur**, l'augmentation absolue du niveau marin ralentit, et au **Tithonique moyen**, il se produit même une baisse importante de celui-ci.

C'est durant ce même laps de temps, que le milieu réci-

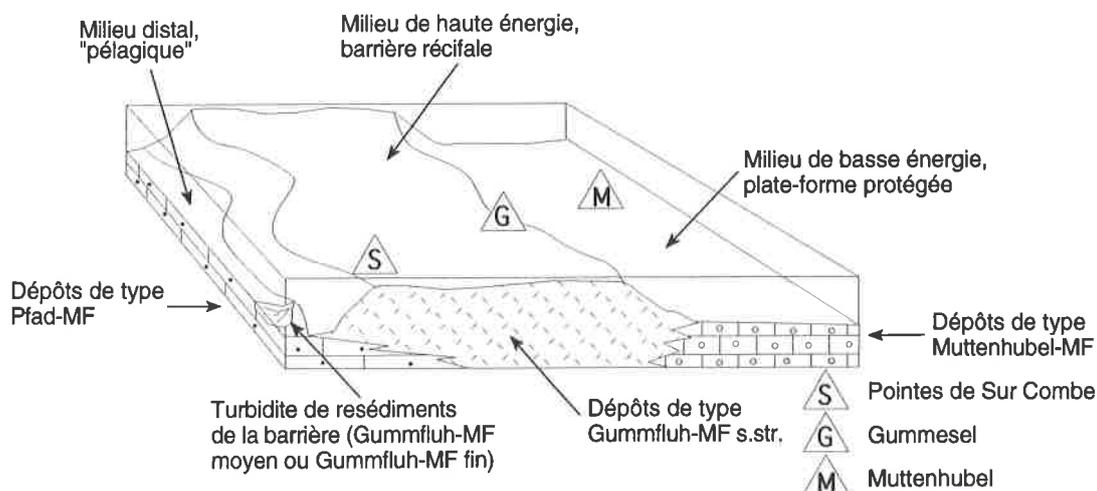


Figure 4.13: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée au Kimméridgien.

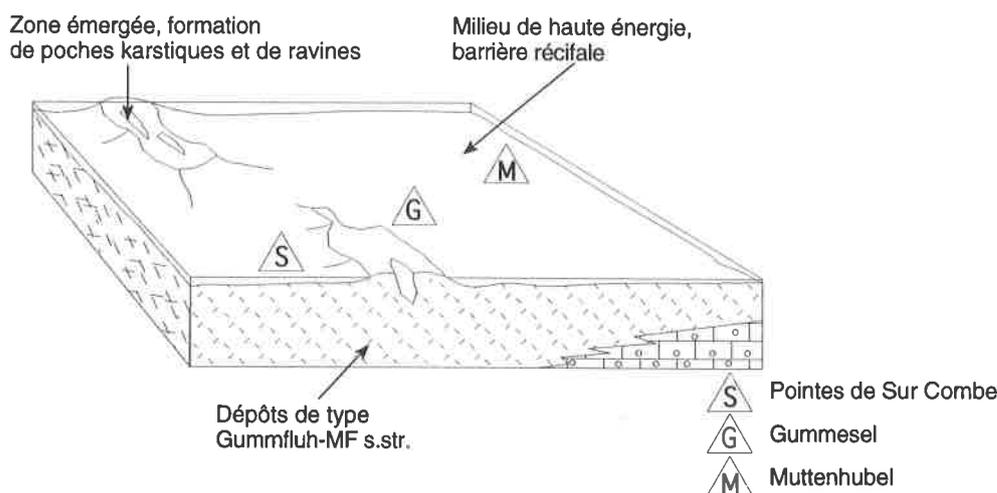


Figure 4.14: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée au Tithonique.

fal et périrécifal envahit la zone de plate-forme protégée qui subsistait sur le massif de *MUTTENHUBEL*. Il n'existera alors, jusqu'à la fin du **Malm**, plus qu'un seul milieu de dépôt lié à un grand complexe récifal produisant de grandes quantités de débris, qui se resédimentent sur place ou subissent un faible transport (Figure 4.14).

La forte et rapide augmentation absolue du niveau marin, suivie d'une forte baisse, qui intervient au sommet du **Malm**, détermine la fin de la sédimentation dans cette partie de la plate-forme et le début d'une période non-enregistrée sous forme de sédiments, qui durera tout le **Crétacé inférieur** et l'extrême base du **Crétacé supérieur**.

4.5 Crétacé - Eocène

Dans cette partie interne du domaine briançonnais, le **Crétacé** peut être subdivisé en quatre périodes:

- La première, qui s'étend de la base du **Berriasien** au **Cénomaniens moyen**, est une longue période dont aucun dépôt n'est conservé.
- La seconde, relativement courte, couvre les étages **Cénomaniens supérieur**, **Turonien**, **Coniacien** et **Santonien**; elle se marque par la reprise temporaire d'une sédimentation très condensée.
- La troisième, formée principalement du **Campaniens**, est caractérisée par un arrêt de la sédimentation.
- Enfin, le sommet du **Maastrichtien** n'est pas préservé en position stratigraphique, mais il est quand même enregistré dans les roches étudiées sous la for-

me particulière d'éléments remaniés dans la **Méga-brèche de Comborsin**.

Le **Tertiaire**, quant à lui, se subdivise en trois périodes:

- La première, qui couvre le **Danien**, est une probable période de non-dépôt.
- La seconde, du **Thanétien** à l'**Yprésien inférieur**, voit le dépôt de sédiments pélagiques et localement bréchiques.
- Et la troisième, qui est représentée par le **Flysch des Médianes**.

4.5.1 Lacune du Crétacé inférieur

Comme nous l'avons déjà dit, nous interprétons l'arrêt de sédimentation au sommet des **Calcaires Massifs** comme le résultat des fluctuations rapides du niveau absolu de la mer à la fin du **Tithonique** [cf. HAQ et al., 1987; et PA. 2]. Ces oscillations provoquent la mort de la barrière récifale. Après cet événement, plus aucun dépôt ne sera enregistré pendant 42 Ma, mis à part le hard ground phosphaté remanié dans la Calcarénite de la Plagersflue. Ceci ne signifie pas qu'aucun dépôt ne s'est produit, mais qu'il n'a pas été conservé par la suite.

Seul un faible modelage du toit des **Calcaires Massifs**, sous forme de petites ravines, se produit. La majeure partie de ce modelage est probablement apparue déjà au cours du **Tithonique** ou du **Berriasien**. En effet, nous sommes sur une barrière récifale très proche de la surface des eaux et des émergences locales et temporaires sont vraisemblables. Il est donc plausible qu'une de ces émergences se soit

prolongée quelque peu lors des baisses du niveau marin survenues au voisinage de la limite **Jurassique - Crétacé**, provoquant ainsi une dissolution, voire une faible érosion, du sommet des **Calcaires Massifs**.

La lacune du **Crétacé inférieur**, qui s'étend sur toute la partie interne (briançonnaise s.str.) des Préalpes Médiannes (**Figure 1.3**), a été diversement interprétée dans la littérature, la majorité des auteurs penchant pour une émergence comme cause de cette absence de dépôt. C'est à vrai dire surprenant, considérant l'absence de toute trace de sédiment continental entre les **Calcaires Massifs** du **Malm** et les Couches Rouges.

La seule exception qu'on pourrait invoquer est l'horizon de calcaire à Characées - "Obere Amslergrat-MF" - qui apparaît au sommet des **Calcaires Massifs** dans certaines écaillés des Rigides internes du Diemtigtal et du Simmental, où il s'est déposé dans un lagon d'eau douce à saumâtre derrière (au sud-est) la barrière récifale du Gummfluh-MF [ISENSCHMID, 1983; HEINZ, 1985; HEINZ & ISENSCHMID, 1988]. Or cet horizon à Characées semble être encore d'âge **Tithonique** [ISENSCHMID, 1983] et il s'intègre bien au modèle paléogéographique de la **Figure 4.14**, qu'il complète vers la droite. Il ne livre aucune indication sur la paléogéographie durant le **Crétacé inférieur**.

Nous reviendrons sur cette importante question de la lacune du **Crétacé inférieur** à l'échelle des Préalpes dans le Chapitre CONCLUSIONS. En nous limitant ici au secteur de la **GUMMFLUH** et des montagnes voisines, nous trouvons dans les travaux récents [GUILLAUME, 1986; HEINZ & ISENSCHMID, 1988] plusieurs observations, au demeurant fort intéressantes, qui ont été avancées comme preuves d'une émergence:

- La présence, en divers lieux, sur la limite **Malm - Crétacé**, de "profondes poches de dissolution karstique" [GUILLAUME, 1986, p. 14; voir aussi HEINZ, 1985, p. 117; HEINZ & ISENSCHMID, 1988, p. 13-14]. Mais, pour en avoir observé un certain nombre, nous pouvons affirmer que ces cavités, au moins dans la plupart des cas, n'ont pas une origine karstique. Leur morphologie et la nature de leurs remplissages sont totalement différents de ceux des paléokarsts du **Dogger** (cf. § 2.2.2 a) et 4.3.1) ou d'autres paléokarsts alpins bien connus (p. ex. le Sidérolitique Tertiaire de l'Helvétique). L'origine des profondes fissures à remplissages de Couches Rouges dans les **Calcaires Massifs** doit être attribuée à la tectonique

syndélimentaire d'âge **Crétacé à Eocène**, ce dont un bon exemple est donné sur notre terrain par les "pincées" de **Mégabrèche de Comborsin** dans les **Calcaires Massifs** des **POINTES DE SUR COMBE** (**Figure 4.18** et 3.27 coupe 2). Et si, parmi les paléocavités que nous n'avons pas encore eu l'occasion d'examiner, il devait s'en révéler qui aient vraiment une origine karstique, elles pourraient s'être formées pendant les émergences temporaires que nous postulons, sur la barrière récifale et ses abords, au voisinage de la limite **Malm - Crétacé** (**Figure 4.14**). Ce pourrait éventuellement être le cas de la "cavité karstique" décrite par DUBEY [1960, cité par GUILLAUME, 1986, p. 13], dont le remplissage contient une faune berriassienne. Ces structures ne sont donc pas une preuve d'émergence pendant le **Crétacé inférieur**.

- La présence locale de "brèches de transgression" à la base des Couches Rouges [p. ex. HEINZ, 1985]. La brèche observable à Comborsin est souvent donnée en exemple. Or nous avons clairement montré plus haut (cf. § 2.2.6 b) et 2.3.1 f) que la **Mégabrèche de Comborsin**, dont l'ampleur a été sous-estimée par nos prédécesseurs, n'est pas une brèche de transgression mais résulte de l'écroulement de falaises sous-marines au front d'un chevauchement syndélimentaire.
- Le léger vieillissement., observé à grande échelle du nord-ouest au sud-est, du toit des **Calcaires Massifs** sous la base de la **Formation de l'Intyamon** ou des Couches Rouges [HEINZ & ISENSCHMID, 1988]. Ce fait suggère à GUILLAUME [1986, p. 14] "une surface d'érosion coupant plus profondément dans les zones les plus internes à la suite d'un basculement tectonique général vers le NW". D'autres auteurs, tel WEISS [1949], avaient déjà exprimé des idées analogues. Or d'autres explications qu'une émergence sont possibles.

D'une part, érosion n'est pas synonyme d'émergence. Les géologues alpins sont confrontés depuis longtemps au problème des érosions sous-marines [HEIM, 1924]. Les travaux récents dans d'autres nappes tentent à confirmer la réalité de ce phénomène, dont les mécanismes sont encore assez mystérieux, mais qui semble néanmoins susceptible de jouer un rôle important.

D'autre part, dans le cas présent, rien ne démontre qu'il se soit produit une érosion importante des **Calcaires Massifs** durant le **Crétacé**. Nous nous rallions volontiers aux conclusions d'ISENSCHMID [1983, p. 80 à 88], qui, dans la région du Diemtigtal au Simmental, donne plusieurs arguments (p. ex. la présence très étendue d'un horizon à Characées bien préservé au toit des **Calcaires Massifs**) tendant à montrer que, si érosion de ces calcaires il y a eu, celle-ci est restée faible.

Il faudrait alors, plutôt qu'à une hypothétique érosion, attribuer le diachronisme du toit des **Calcaires Massifs** à un arrêt plus précoce de la sédimentation au sud-est qu'au nord-ouest. Pour cela, il suffit de considérer que, lors des variations rapides du niveau marin absolu au sommet du **Tithonique**, la sédimentation a cessé progressivement des zones internes (milieu récifal très sensible à de telles variations) aux zones externes plus profondes, moins sensibles à de tels mouvements.

- La présence de calcarénite bioclastique grossière en bordure de la plate-forme briançonnaise s.str.. Ce fait indiquerait selon GUILLAUME [1986, p. 13] "la proximité d'une ancienne côte". Dans le même ordre d'idée, on interprète comme témoin de la transgression du **Crétacé supérieur** la Calcarénite de la Plagersflue (cf. § 2.2.5 a)), premier sédiment déposé et préservé de façon relativement continue au-dessus de la lacune, et dont le milieu de dépôt est donné comme peu profond - moins de 30 à 40 m selon PYTHON-DUPASQUIER [1990].

Nous ne partageons pas cette conclusion. Les structures sédimentaires de ces calcarénites démontrent certes qu'elles se sont déposées en milieu agité, mais ceci ne prouve nullement l'existence d'un rivage et d'une transgression marine sur une surface émergée. En effet, milieu à haute énergie ne signifie pas forcément faible profondeur. NEUMANN et al. [1977] rendent compte des observations effectuées à plus de 600 m de profondeur par le sous-marin Alvin. Ils décrivent des mudmounds lenticulaires, sur lesquels prolifèrent des organismes encroûtants et constructeurs, séparés les uns des autres par des sortes de chenaux dans lesquels se déposent des sables carbonatés boueux. La surface de ces dépôts sableux peut être formée par des dunes sous-marines créées par

des courants violents qui balayent le fond marin. La roche que produiraient de tels dépôts sableux serait une calcarénite à laminations obliques, granoclassements et présentant un mélange d'éléments de natures diverses: une sorte de Calcarénite de la Plagersflue, en somme.

De plus, en dessous de cette Calcarénite, nous avons mis en évidence un mudstone à Rotalipores préservé localement dans des fissures. Un tel microfaciès est plus compatible avec un milieu relativement profond et éloigné des côtes.

En conclusion, rien ne démontre qu'il y ait eu émergence du domaine briançonnais durant le **Crétacé inférieur**. En revanche une série d'arguments militent contre une longue période d'émergence, donc en faveur d'une origine essentiellement sous-marine de cette grande lacune. Résumons-les:

- Absence de tout dépôt continental
- Absence d'une morphologie érosive importante au toit des **Calcaires Massifs**
- Absence (ou grande rareté) des structures de dissolution karstique
- Absence de témoins d'une paléocôte
- L'existence, au sommet des **Calcaires Massifs**, de pores remplis de Couches Rouges [HEINZ, 1985, p. 76-77]. Ces pores, vraisemblablement formés par dissolution lors de brèves émergences pendant ou à la fin de la sédimentation des **Calcaires Massifs** sont donc restés ouverts pendant la longue période jusqu'au dépôt des Couches Rouges. En milieu émergé durable, ils auraient été soit agrandis par la circulation des eaux météoriques, soit colmatés par des ciments ou par des sols résiduels. Le seul milieu dans lequel ces pores ont pu rester aussi longtemps ouverts est un milieu phréatique marin stagnant, c'est-à-dire dans des roches situées sous une certaine profondeur d'eau marine.
- La préservation locale, sous la Calcarénite de la Plagersflue, d'une biomicrorite à Rotalipores qui enregistre des conditions pélagiques au **Cénomanién supérieur** (cf. § 2.2.5 a)). La région étudiée devait alors être immergée dans une tranche d'eau d'une certaine profondeur et loin des côtes.

En définitive, des observations variées indiquent des conditions immergées pour toute ou, au moins, pour la plus

grande partie de la période du **Berriasien** au **Cénomanién**. Nous ne pouvons pas dire exactement à quel moment se produit l'envoyage du haut-fond briançonnais après l'épisode d'émergence enregistré à la fin du **Tithonique**. Il est plausible que l'émergence du **Tithonique supérieur** se soit prolongée au début du **Berriasien**.

Quant à la lacune de dépôt, nous chercherons à l'expliquer, à la suite de BOLLER [1963], GISIGER [1968] et ISENSCHMID [1983], par des phénomènes sous-marins, et notamment par l'action de courants violents balayant le fond de la mer et empêchant toute sédimentation. Ces considérations nous amènent au modèle paléogéographique schématisé sur la **Figure 4.15**.

Nous imaginons, que, pour toute cette durée, le haut-fond briançonnais se trouvait totalement immergé à une profondeur augmentant progressivement de 0 m à la fin du **Tithonique** à plus de 500 mètres au **Cénomanién**. Ce haut-fond, encadré aussi bien au nord-ouest qu'au sud-est par des bassins plus ou moins profonds, devait être balayé par des courants violents. Ceux-ci, s'ils n'empêchaient pas toute sédimentation, érodaient du moins les sédiments déposés pendant des périodes plus calmes. L'effet actuel du Gulf Stream sur le fond de l'océan Atlantique à proximité du Golfe du Mexique est un bon exemple de ce type de phénomène, bien qu'il se produise dans un contexte différent. Le faible taux de sédimentation, permettant une érosion ultérieure complète, peut également s'expliquer par la position du domaine de sédimentation: un haut-fond isolé sur lequel ne peuvent parvenir ni dépôts terrigènes, ni turbidites, ni boues des grands fonds, et sur lequel ne peu-

vent proliférer que rarement des organismes encroûtants ou constructeurs, les conditions physico-chimiques n'y étant pas favorables.

4.5.2 Formation de l'Intyamon

Les premiers dépôts qui sont lithifiés et enregistrés, dans la partie orientale de l'échelle de la **GUMMFLUH**, après la longue période sans dépôt enregistré que nous venons de discuter, sont regroupés dans l'Unité Cartographiée de la **Formation de l'Intyamon** et débutent avec le **Cénomanién supérieur**.

Cette Unité est observée sous les Couches Rouges partout où celles-ci affleurent. Elle se trouve généralement en très fins plaquages sur les **Calcaires Massifs**, mais peut aussi remplir les ravines tithoniques et les fissures cénomaniennes au sommet de cette même Unité. Outre le mudstone à Rotalipores, nous avons identifié tous les termes de la Calcarénite de la Plagersflue: grainstone, packstone et wakestone au sommet.

Les structures sédimentaires de la Calcarénite sont typiques d'un milieu de haute énergie [GUILLAUME, 1986; PYTHON-DUPASQUIER, 1990]. Le "rôle prépondérant" des courants dans la genèse des dépôts condensés du **Crétacé moyen** sur le haut-fond briançonnais a déjà été relevé par M. CARON & DUPASQUIER [1989]. Toutefois, comme nous l'avons dit plus haut, nous ne pensons pas que ces dépôts soient de faible profondeur (cf. § 4.5.4). Aucun argument qui a pu être invoqué dans ce sens n'est déterminant, et l'océanographie moderne révèle des exemples de corps sédimentaires sableux de haute énergie (dunes sous-marines

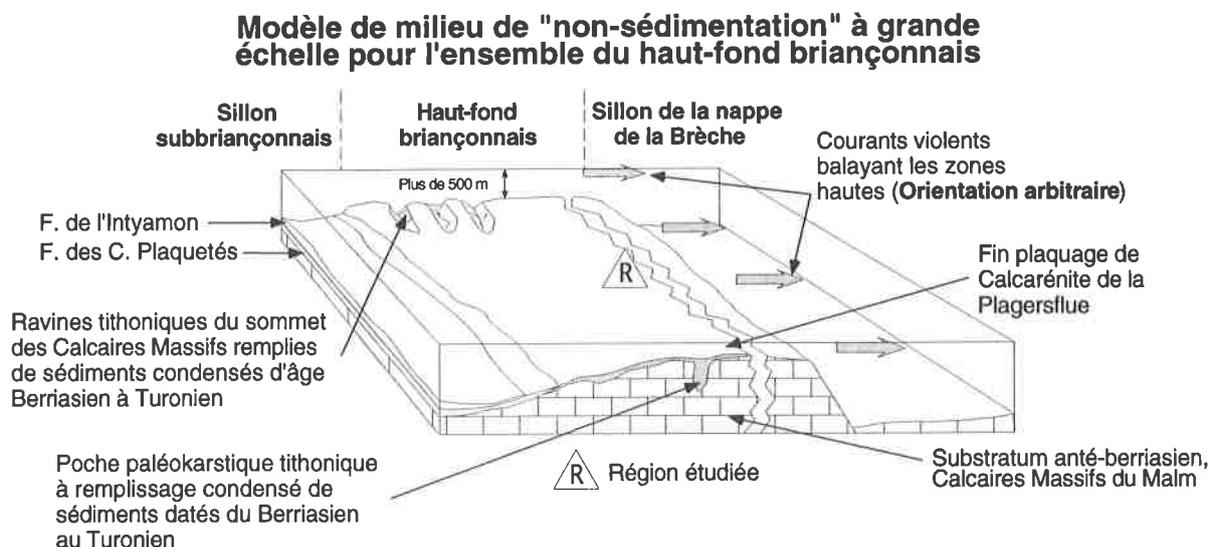


Figure 4.15: *Modèle sédimentaire du haut-fond briançonnais au cours des périodes de non-dépôt du Crétacé et du Tertiaire (sans représentation de l'activité tectonique). Le dessin est basé sur la situation au Turonien inférieur.*

coiffées de surfaces durcies et perforées, analogues structurellement à la Calcarénite de la Plagersflue) formés en milieu profond, sous l'influence de forts courants. L'hypothèse d'une sédimentation profonde est certainement en meilleur accord avec l'ensemble des observations et avec le contexte géologique. Aucun critère ne permet de préciser la valeur de cette profondeur, et c'est avec une grande prudence que nous suggérons un ordre de grandeur de 1000 ± 500 mètres au début du **Crétacé supérieur**.

Nous imaginons donc un fond marin balayé par des courants dont l'intensité varie au cours du temps. Le mudstone à Rotalipores, conservé uniquement dans des fissures et en éléments remaniés dans la Calcarénite, correspond à un épisode de basse énergie permettant une sédimentation boueuse. Par contre, la Calcarénite de la Plagersflue traduit, par la succession de ses microfaciès, d'abord un milieu de haute énergie - le terme grainstone - qui passe progressivement à un milieu de moindre énergie - les termes packstone puis wackestone. Cette Calcarénite étant principalement constituée de monocristaux d'origine incertaine, probablement échinodermique (cf. § 2.2.5 a)), nous imaginons comme source de ces débris une prairie d'Echinodermes dont la localisation est à vrai dire indéterminée, peut-être hors de notre terrain. Durant leur transport, les bioclastes, en déséquilibre physico-chimique avec l'eau des courants, subirent une recristallisation diagénétique précoce qui détruisit leurs microstructures. Outre le démantèlement de cette prairie, les courants sont également responsables de la présence, dans la Calcarénite, de divers lithoclastes arrachés aux Formations sous-jacentes (**Calcaires Massifs**, micrite à Rotalipores, éléments d'un

hard ground phosphaté).

Nous pensons que la conservation de ces dépôts n'est pas due à une modification radicale du milieu par rapport à celui régnant depuis le **Berriasien**, mais plutôt à un changement dans l'intensité et la direction des courants. Cette évolution mène à une diminution de la capacité érosive de ces courants, qui empêcheront encore parfois le dépôt de sédiments, mais n'éroderont plus totalement ceux déposés au cours de périodes plus calmes.

Nous avons déjà décrit (cf. § 2.2.5 a)) les fissures au sommet des **Calcaires Massifs**, qui présentent deux générations de remplissage témoignant de leur réactivation après un premier comblement. Nous liions ces fissures à des mouvements tectoniques au cours du **Cénomanién** et du **Turonien**.

4.5.3 Formation de Rote Platte (Crétacé)

Dès la fin du dépôt de la Calcarénite de la Plagersflue, on passe progressivement au dépôt de sédiments très différents, car beaucoup moins biodétritiques et plus riches en micrite. Ce type de sédimentation va durer du **Turonien moyen** au **Santonien sommital** et représente la première période de dépôts continus depuis le début du **Crétacé**. Les dépôts de cette période sont regroupés dans la **Formation de Rote Platte** [GUILLAUME, 1986].

En nous référant aux descriptions de GUILLAUME [1986] et à nos études détaillées sur la coupe de **MUTTENHUBEL**, nous proposons d'expliquer l'ensemble des caractéristiques sédimentaires de cette Formation par un milieu de dépôt profond (1000 ± 500 mètres), probablement balayé par des courants (Figure 4.16). Ceux-ci sont certainement

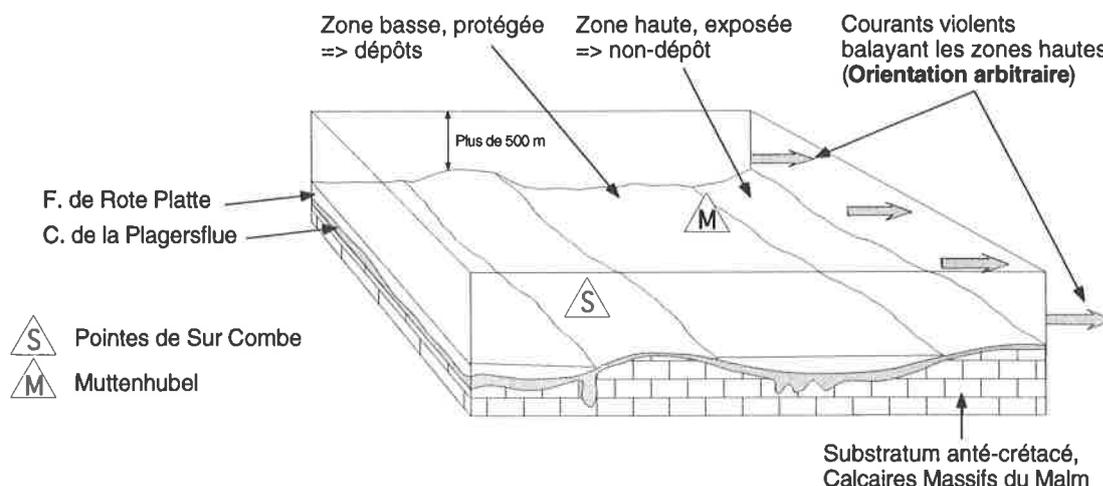


Figure 4.16: Modèle des milieux de dépôt et de non-dépôt de la région étudiée au cours des périodes de sédimentation des Formations de Rote Platte et des Forclettes (sans représentation de l'activité tectonique). Le dessin est basé sur la situation au Santonien.

moins violents que pendant le **Crétacé inférieur**, puisqu'ils permettent, au moins localement, le dépôt de sédiments. Les arguments en faveur de ce milieu sont: la nature des sédiments, très riches en matrice micritique, le rapport entre organismes benthiques et planctoniques largement favorable aux seconds, et le type d'association de ces organismes [FLÜGEL, 1982]. L'influence des courants est indiquée par le remaniement permanent de la microfau-ne [GUILLAUME, 1986], ainsi que par certaines structures qui rappellent les contourites [M. CARON, comm. orale].

Notons qu'il est souvent difficile de distinguer les structures liées aux courants de contour de celles dues à des courants de turbidité. Dans le cas des Couches Rouges la complexité des structures sédimentaires témoigne de la probable coexistence de ces deux phénomènes. Cette co-existence est peut-être due aux mouvements tectoniques (cf. Chapitre 3), qui, dès le **Crétacé supérieur**, ont accentué l'instabilité des sédiments, intensifiant ainsi leur remaniement par courants de turbidité. Le sommet de ces turbidites devait être presque immédiatement vanné et remanié par les courants sous-marins profonds, provoquant ainsi simultanément la formation de contourites [M. CARON, comm. orale].

Les conditions régnant au fond de la mer du **Turonien** au **Santonien** ont visiblement varié. En effet, les variations dans la nature des roches, observées au sein des Membres et plus nettement entre les Membres, enregistrent probablement des changements dans l'intensité et la direction des courants et dans les conditions physico-chimiques. Il est probable que ces changements résultent d'une combinaison de nombreux facteurs, parmi lesquels on peut envisager des modifications générales du régime des courants dans la Téthys, ou des modifications plus locales des reliefs sous-marins dues à la tectonique synsédimentaire active. En revanche, à cette profondeur, le domaine briançonnais devait être relativement épargné par les influences directes de l'eustatisme.

Dans la partie orientale de l'échelle de la **GUMMFLUH**, la **Formation de Rote Platte** n'est observée avec une épaisseur significative que sur le massif de **MUTTENHUBEL**. Aux **POINTES DE SUR COMBE**, cette Formation apparaît sous forme d'un très mince plaquage au-dessus de la Calcarénite de la Plagersflue et en éléments remaniés dans la **Mégabèche de Comborsin**. Par contre nous ne pouvons pas savoir si elle existe sur le massif de **GUMMESEL**, puisque le sommet des **Calcaires Massifs** et les dépôts crétacés et

tertiaires y sont cachés par les éboulis.

Ces dépôts, d'une minceur extrême (max. 5 cm) sur le massif des **POINTES DE SUR COMBE**, n'impliquent pas forcément un milieu de dépôt très différent. En effet, il suffit que ce massif se soit trouvé surélevé à un moment ou à un autre, pour que les courants sous-marins le balayent plus violemment et, soit empêchent une partie du dépôt de la **Formation de Rote Platte**, soit l'érodent.

Là où nous avons pu l'observer, le sommet de la **Formation de Rote Platte** est une surface partiellement durcie, fissurée, peut-être même perforée par des organismes lithophages, et infiltrée par les sédiments sus-jacents. Cette surface résulte de la lacune de dépôt du **Crétacé supérieur** qui, généralement, s'étend de la base du **Campanien** au **Maastrichtien moyen**, mais qui, pour la région étudiée, semble bien se prolonger dans le **Tertiaire** jusqu'à la base du **Thanétien**.

4.5.4 *Lacune du Campanien - Danien*

Pour cette période de non-dépôt, qui s'étend sur notre terrain du **Campanien** au **Danien**, il n'existe aucun argument prouvant une émergence. Les "paléokarsts" signalés çà et là par certains auteurs sont des plus douteux, et les surfaces durcies et leurs bioperforations ne sont pas des indices de faible profondeur. Au contraire, la nature des sédiments encadrant cette lacune, soit les *wakestones* - *packstones* à Foraminifères planctoniques sous-jacents et, pour notre région, la croûte minéralisée tertiaire sus-jacente, indiquent clairement un milieu profond. Nous admettons donc, pour cette période de non-dépôt, une explication semblable à celle de la lacune du **Crétacé inférieur**, c'est-à-dire basée sur l'action de courants violents balayant le fond de la mer, en milieu profond. La différence majeure entre ces deux lacunes réside dans la conservation sur le massif de **MUTTENHUBEL** (cf. § 2.3.3 e)) d'un *hard ground* impliquant le sommet de la **Formation de Rote Platte**, qui prouve au moins localement l'absence totale de sédimentation entre le **Campanien** et le **Danien**.

Dans l'ensemble des Préalpes Médiannes, la période du **Campanien** au **Danien** se subdivise en trois intervalles:

- Le premier, du **Campanien** au **Maastrichtien moyen**, au cours duquel aucun dépôt ne se produit [GUILLAUME, 1986]. Il n'y a donc plus de différence entre la partie interne (briançonnaise s.str.) et la partie externe (subbriançonnaise), contrairement au cas du

Crétacé inférieur à moyen.

- Le second, daté du **Maastrichtien supérieur**, au cours duquel certaines zones basses, protégées des courants, recueillent des dépôts profonds assez semblables à ceux de la **Formation de Rote Platte**: c'est la **Formation des Forclettes** [GUILLAUME, 1986]. Il faut croire que la partie orientale de l'échelle de la **GUMMFLUH** se trouvait alors en zone haute, balayée par des courants, mais que non loin de là existait une zone basse où se sédimentait la **Formation des Forclettes**. Nous la retrouvons, en effet, en éléments remaniés dans la mégabrèche tertiaire sur le massif des **POINTES DE SUR COMBE** et dans celle, plus fine, à la base des roches du **Tertiaire** sur le massif de **MUTTENHUBEL**.
- Enfin, le troisième, au **Danien**, duquel aucun dépôt daté n'est connu. Il n'est cependant pas exclu que la genèse du Hard Ground de Roter Sattel et la base de la croûte stromatolitique qui suit datent partiellement de cet intervalle.

Cette lacune de dépôt générale prend fin dans la région étudiée, comme dans la majeure partie du domaine briançonnais, par la croissance d'une croûte minéralisée à structure stromatolitique, à laquelle succèdent les sédiments tertiaires de la **Formation des Chenaux Rouges** s.str..

Ainsi le passage **Crétacé - Tertiaire** se fait, dans notre région, au sein d'une lacune. Dans d'autres parties du domaine briançonnais, là où la **Formation des Forclettes** s'est déposée, ce passage est marqué par l'arrêt brutal de la sédimentation au sommet du **Maastrichtien** [GUILLAUME, 1986].

Notre étude a révélé l'existence d'une tectonique compressive active au moins dès le **Maastrichtien**, qui implique un mouvement chevauchant vers le SE (cf. § 3.6). Les phases précoces sont mal enregistrées dans les sédiments crétacés en raison de leur rareté. Malgré tout, dans le peu de sédiments du **Maastrichtien** que nous avons trouvé, toujours sous forme d'éléments remaniés dans une mégabrèche à matrice tertiaire, nous avons observé une brèche à matrice maastrichtienne comprenant des éléments de la **Formation de Rote Platte**. Cette brèche de première phase est sans doute liée à la tectonique précitée. En effet, sa matrice a l'âge des premiers sédiments déposés après la lacune du **Campanien - Maastrichtien moyen**, alors que le mouvement de l'échelle vers le SE, dont le début est daté

par COSCA et al. [1992] d'~80 Ma (= **Campanien inférieur**), avait déjà commencé. C'est le premier témoin de la formation de falaises sous-marines mobiles, liées au mouvement des failles chevauchantes.

4.5.5 Croûte minéralisée à structure stromatolitique (Paléocène)

La base du **Tertiaire (Danien)** est caractérisée, dans tout le domaine briançonnais, par un arrêt généralisé de la sédimentation dès la fin du **Maastrichtien supérieur** [GUILLAUME, 1986]. Selon notre modèle, cette lacune traduit un changement de l'intensité et de la direction (?) des courants balayant le fond marin, situé vraisemblablement à une profondeur de 1000 à 2000 mètres au début du **Tertiaire**. La formation d'un hard ground au toit des roches crétacées, avec fissurations et perforations du sommet de la **Formation de Rote Platte** sur le massif de **MUTTENHUBEL**, enregistre l'absence de sédimentation au cours du **Danien**. La période de non-dépôt est interrompue par la croissance d'une croûte minéralisée à structure stromatolitique, dont l'âge complet est inconnu. Nous ne connaissons que l'âge de la fin de sa croissance, grâce à son passage graduel aux biomicrites de la **Formation des Chenaux Rouges** s.str.. L'association de Foraminifères planctoniques piégés dans le premier interlit entre deux "films stromatolitiques" indique la zone P3b datée du **Thanétien inférieur**.

Notre interprétation de cette croûte minéralisée diffère sensiblement de celle proposée par GUILLAUME [1986] qui l'a excellemment étudiée et décrite. Cette différence résulte de la prise en compte des nombreuses découvertes sur les milieux profonds actuels que les expéditions, entre autres du DSDP, ont produites depuis les années '70.

Nous ferons nôtre la remarque de BÖHM & BRACHERT [1993, p. 145] qui, après avoir étudié en détail des sédiments attribués jusqu'alors à un milieu peu profond sur la base de la seule présence de stromatolites, les interprètent comme issus d'un milieu profond et aphotique: "Despite extensive discussions during the last twenty years stromatolites are still used by many geologists as unequivocal indicators of very shallow-water conditions." Les arguments principaux qui nous permettent de proposer un milieu profond et aphotique pour la genèse de la croûte minéralisée à structure stromatolitique sont les suivants:

- Présence d'un substratum formé d'un hard ground

minéralisé (Hard Ground de Roter Sattel) et forte minéralisation de la croûte stromatolitique.

- Croissance multidirectionnelle des stromatolites, donc non dépendante de la lumière.
- Coexistence de stromatolites laminés de formes variées: planaires, en chou-fleur, en colonnettes, en "parois", etc.
- Type de microfaune "associée" et présence d'une microstructure peut-être attribuable au microproblematum *Frutexitis arboriformis* MASLOV [BÖHM & BRACHERT, 1993].
- Présence de vides, s'apparentant à des stromatactis, à remplissage bimodal: micrite à plancton et sparite au sommet.
- Chimisme particulier des minéralisations riches en Fe, Si, P, parfois S, Cu, etc. [GUILLAUME, 1986, p. 72; BERTRAND & WEIDMANN, 1979].

L'ensemble de ces particularités se retrouve dans les descriptions de stromatolites profonds publiées par FISCHER & GARRISON [1967], HOFFMAN [1974], NEUMANN et al. [1977], MONTY [1982], GYGI [1992], BÖHM & BRACHERT [1993] et REITNER et al. [1995].

Nous ferons encore deux remarques sur la genèse des croûtes et des hard grounds:

- On sait que la croissance des colonies de bactéries et cyanophytes construisant les stromatolites d'eaux profondes peut être causée ou stimulée par des venues hydrothermales [FLÜGEL 1982, p. 231; MONTENAT et al., 1978; WALTER et al., 1972]. Ces arrivées hydrothermales sur le fond de la mer apportent des éléments minéraux qui servent de nutriments aux bactéries et induisent certaines des minéralisations rencontrées dans les croûtes. Or COSCA et al. [1992, p. 447] suggèrent que "... warm fluids (280 ± 20°C) were percolating along high crustal level nappe boundaries, including what is now the mylonite zone presently observed at the base of the GUMMFLUH Klippe." Peut-on dès lors envisager un lien entre ces circulations hydrothermales, qui devaient percoler sur le fond de la mer à l'émergence des chevauchements, et le développement de la croûte stromatolitique à la base de la **Formation des Chenaux Rouges**? La question est ouverte, et il paraît difficile d'y répondre sans une étude géochimique approfondie des chevauchements et des sédiments. Remarquons toutefois que la croûte minéralisée des

Chenaux Rouges s'étend bien au-delà des secteurs où nous connaissons actuellement des chevauchements synsédimentaires dans le bassin des Couches Rouges. Cependant la découverte de ces chevauchements d'âge **Crétacé à Paléocène** est très récente [COSCA et al., 1992; et le présent travail], et on ne les connaît probablement pas encore tous.

- REITNER et al. [1995, p. 209] proposent une explication intéressante de la corrosion des carbonates à proximité d'un hard ground étudié au nord de l'Espagne. Ils écrivent: "Le hard ground, qui est resté non-perturbé pendant 3.0 Ma est extrêmement condensé (maximum 30 cm) et montre de nombreux indices de dissolution [...]. La forte dissolution sous-marine est un trait caractéristique de beaucoup de hard grounds, qui n'a jamais été suffisamment expliqué. En lames minces, la pétrographie révèle que la corrosion des carbonates est liée aux croûtes ferrugineuses. Les croûtes métalliques (cathode), l'eau de mer (électrolyte) et les carbonates sous-jacents (anode) agissent comme une cellule électrochimique naturelle. Une dissolution à lieu à l'anode, i.e. les carbonates sont dissous."

A partir de toutes ces considérations, nous proposons un milieu profond (de l'ordre de 1000 à 2000 mètres) pour la formation de la croûte minéralisée des **Chenaux Rouges** et du hard ground sous-jacent. Le fond est toujours balayé par de forts courants qui expliquent aussi les fines intercalations de calcarénite piégée dans la croûte (Ph. 31, PL. XI). GUILLAUME [1986] signale que la calcarénite peut également remplir des chenaux entre deux structures construites de croûte minéralisée, ce qui nous ramène aux lithohermes profonds décrits par NEUMANN et al. [1977].

La présence d'éléments de hard ground remaniés et piégés dans la croûte stromatolitique, ainsi que d'éléments de la croûte elle-même, témoigne de la poursuite du mouvement des falaises initié au **Maastrichtien**.

La "mort" progressive des encroûtements minéralisés, au passage à la **Formation des Chenaux Rouges s.str.**, résulte sans doute de la reprise d'une sédimentation soutenue au cours du **Thanétien**.

4.5.6 *Formation des Chenaux Rouges s.str.*

Nous avons montré que le passage de la croûte minéralisée stromatolitique aux biomicrites de la **Formation des Chenaux Rouges s.str.** est progressif (cf. § 2.2.6 a)). Au

sommet de la zone de transition, les sédiments biomicrobiotiques dominent tellement que la croûte ne se manifeste plus que par de fins films encroûtants fortement minéralisés, avant qu'elle ne disparaisse totalement et ne laisse place au wakestone à Foraminifères planctoniques typique de la **Formation des Chenaux Rouges** s.str..

Les dépôts de la **Formation des Chenaux Rouges** durent du **Thanétien** à l'**Yprésien inférieur**, et se terminent par le passage progressif au **Flysch des Médiannes**.

Au vu de la richesse en micrite, de la nature des bioclastes (Foraminifères en grande majorité planctoniques) et de l'abondance des Radiolaires [GUILLAUME, 1986], nous proposons un milieu de dépôt profond, de 1000 à 2500 mètres, toujours fortement influencé par des courants. Ces courants sont attestés par l'intense remaniement de la microfaune.

Dans la partie orientale de l'échelle de la **GUMMFLUH**, la **Formation des Chenaux Rouges** existe partout où nous pouvons observer le haut de la colonne stratigraphique, sauf à l'extrémité est du massif de **MUTTENHUBEL**, où le **Flysch des Médiannes** semble reposer immédiatement sur les **Calcaires Massifs**.

Dans le massif des **POINTES DE SUR COMBE**, la plus grande partie de la **Formation des Chenaux Rouges** prend la forme très particulière d'une mégabrèche d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Elle est caractérisée par une grande variété dans la nature et la taille des blocs, la fréquente pauvreté en matrice, et le peu d'émoussé et d'arrondi des éléments.

Nous interprétons cette mégabrèche, nommée **Mégabrèche de Comborsin** (cf. § 2.2.6 b) et 2.3.1 f)), comme le résultat de l'effondrement sous-marin, à grande profondeur, d'une falaise de hauteur hectométrique formée des **Calcaires Massifs du Malm**, surmontés des **Formations de l'Intyamon, de Rote Platte, des Forclettes**, de la croûte minéralisée stromatolitique, et même des wakestones à Foraminifères planctoniques de la **Formation des Chenaux Rouges**. La nature très complète de la colonne stratigraphique de cette falaise semble indiquer, selon l'interprétation que nous avons admise jusqu'à présent, qu'elle est issue d'une zone relativement basse et abritée des courants durant le **Crétacé**. L'amincissement de la **Mégabrèche** vers l'est (actuel) indique que cette falaise se trouvait à l'ouest.

Nous attribuons la genèse de cette falaise mobile, comme ci-dessus (cf. § 4.5.4), à la tectonique compressive à déversement SE qui fut active du **Crétacé supérieur** à l'**Eocène inférieur** (cf. § 3.6). La falaise devait représenter le front d'un chevauchement synsédimentaire débouchant sur le fond de la mer (Figure 4.17).

Dans la paroi nord des **POINTES DE SUR COMBE**, on voit la **Mégabrèche** s'enfoncer à l'intérieur des **Calcaires Massifs du Malm** le long de ces chevauchements. Le gisement de la **Mégabrèche** prend alors un aspect filonien, ce que l'on retrouve pour des Couches Rouges de divers âges dans les parties plus occidentales de l'échelle de la **GUMMFLUH**. Ces "filons" de Couches Rouges mettent en évidence les fronts mobiles des chevauchements d'âge

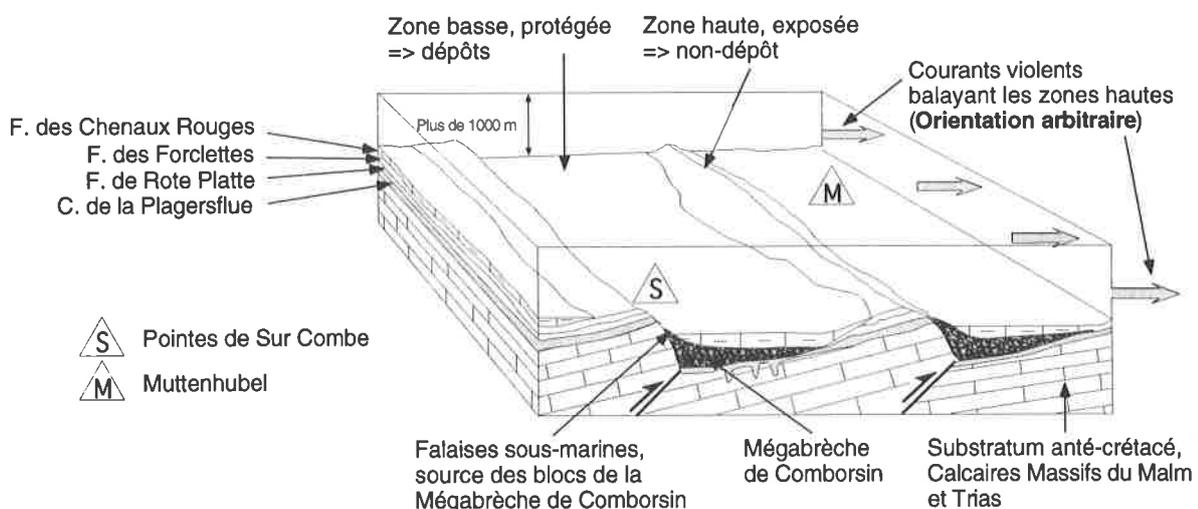


Figure 4.17: Modèle du milieu de dépôt de la région étudiée au cours des périodes de sédimentation de la **Mégabrèche de Comborsin** et de la **Formation des Chenaux Rouges** (Paléocène supérieur - Eocène inférieur).

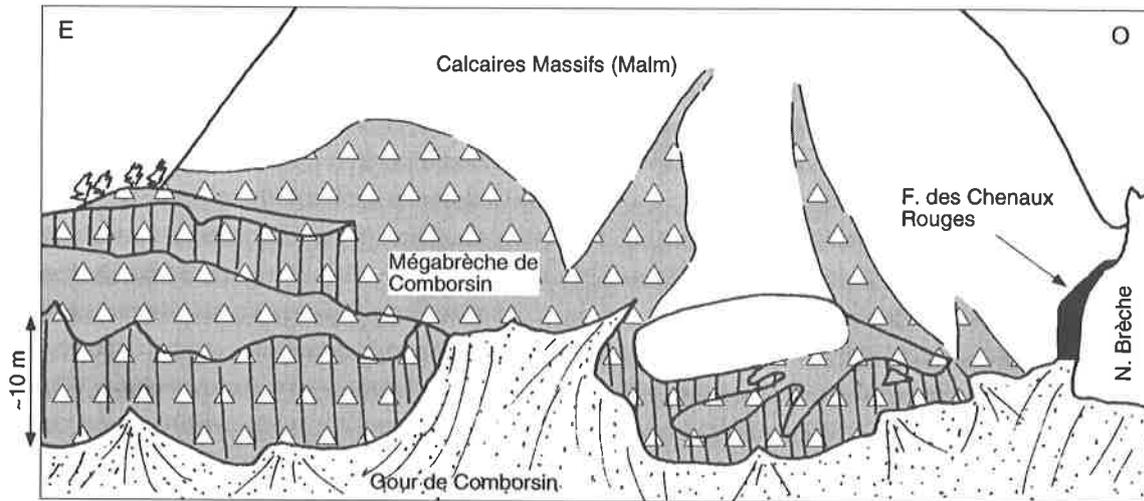


Figure 4.18: Panorama de la paroi nord des POINTES DE SUR COMBE, montrant l'accumulation de Mégabèche devant le front des chevauchements synsédimentaires. Les "filons" de Couches Rouges mégabréchiques dans les Calcaires Massifs marquent l'émergence des chevauchements sur le fond de la mer éocène.

Crétacé à Eocène inférieur sur le fond de la mer (Figures 3.27 coupes 1 et 2, 4.18 et PA. 6).

Nous observons également des éléments remaniés d'âge Maastrichtien et quelques uns d'âge Tertiaire à la base de la Formation des Chenaux Rouges sur le massif de MUTTENHUBEL. Enfin HEINZ [1985] signale une brèche semblable à la Mégabèche de Comborsin, mais beaucoup plus mince, à proximité du sommet de MUTTENHUBEL. Nous les interprétons comme les termes distaux d'autres corps de Mégabèche de Comborsin, d'origine analogue mais provenant de l'effondrement d'autres falaises chevauchantes sous-marines (cf. PA. 6). Au sommet de la Formation des Chenaux Rouges, l'abondance croissante des Radiolaires, leur préservation souvent

meilleure, et un début de corrosion parfois observable sur les tests des Foraminifères, peuvent être interprétées soit comme l'effet d'une remontée de la lysocline, soit plus probablement comme l'indication d'une ultime phase d'approfondissement avant l'arrivée du Flysch.

4.5.7 Flysch des Médianes

Le passage des Couches Rouges au Flysch des Médianes s'effectue par une mince zone de transition qui a été observée en un seul point (cf. § 2.2.6 c).

Le changement de faciès résulte évidemment d'un apport massif de matériel détritique issu de l'érosion des nappes d'origine plus interne qui s'approchaient du bassin de sédimentation des Préalpes Médianes. La présence d'ar-

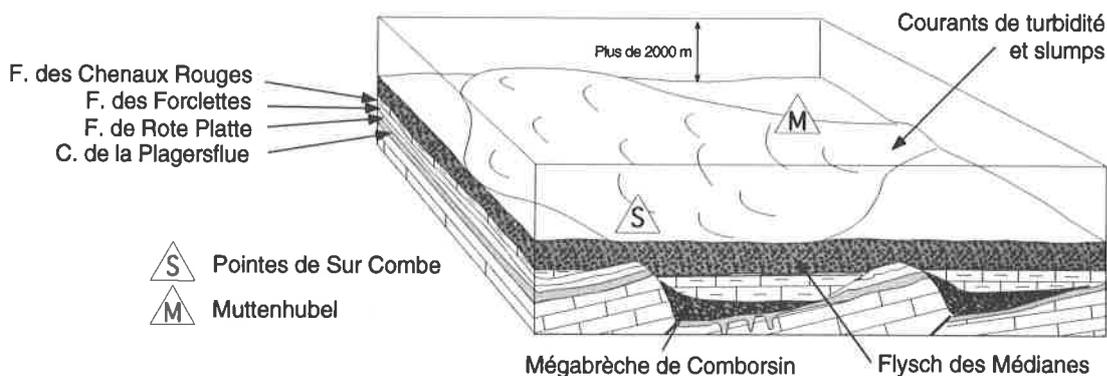


Figure 4.19: Modèle du milieu de dépôt de la région étudiée au cours de la période de sédimentation du Flysch des Médianes [modifié librement d'après GUILLAUME, 1986].

gilités faiblement ou non calcaires suggère qu'à ce moment la profondeur pouvait atteindre 2000 ou 3000 mètres, voire plus (Figure 4.19). La structure souvent mal stratifiée, voire chaotique de ce flysch montre qu'il s'est resédimenté sous forme de coulées boueuses, au sein desquelles les bancs déjà lithifiés se fragmentaient en petits blocs.

Durant l'**Eocène moyen**, l'arrivée de la nappe de la Brèche met fin à l'histoire stratigraphique de cette région.

4.5.8 Conclusions: les Couches Rouges et leurs lacunes, témoins d'un haut-fond bathyal balayé par les courants

Nous interprétons donc l'évolution paléogéographique de l'échelle de la *GUMMFLUH*, durant le **Crétacé** et jusqu'à l'**Eocène moyen**, comme un approfondissement graduel, de 0 mètre au début du **Crétacé** à une profondeur de 1000 à 2000 mètres au début du **Tertiaire**. Cette profondeur est sans doute dépassée ensuite puisque la lysocline semble franchie durant le dépôt de la **Formation des Chenaux Rouges** et la CCD lors de la transition au **Flysch**.

La sédimentation des Couches Rouges et les longs intermédiaires de non-dépôt se déroulent donc en milieu profond, aphotique, sur un haut-fond très éloigné de toute côte et constamment balayé par des courants généralement forts. Par places, cette sédimentation était soumise aux effets de la tectonique chevauchante vers le SE que nous avons décrite plus haut (cf. § 3.6, 4.5.4 et 4.5.6). A l'émergence de ces chevauchements sur le fond de la mer, des falaises mobiles alimentaient de puissantes accumulations locales de brèches très grossières.

Nous discuterons en conclusion (cf. § 5.2) l'extension de cette interprétation à l'ensemble des Préalpes Médiannes et nous la comparerons à celle du Briançonnais de la région type.

4.6 Conclusions générales sur l'évolution sédimentaire et paléogéographique

Dans la partie orientale de l'échelle de la *GUMMFLUH*, les roches ont enregistré une histoire sédimentaire complexe, variée, non uniforme sur l'ensemble de la région étudiée, et qui peut se subdiviser en quatre grandes périodes.

- Au début de cette histoire - **Trias inférieur** -, la région étudiée se trouve au milieu d'une grande péninsule émergée. A la fin de cette époque, une

élévation relative du niveau marin provoque une transgression sur l'ensemble de la plate-forme briançonnaise, toujours bordée de terres émergées, et permet le début de la sédimentation dans un vaste golfe. Cette première période voit notre région rester en zone peu profonde, généralement à moins de 50 mètres, peut-être exceptionnellement plus bas, mais souvent bien moins, puisque de nombreuses émergences temporaires se produisent [BAUD, 1987].

Cette élévation relative du niveau marin est sans doute contrôlée par la tectonique, ce que suggèrent à la fois le caractère nettement subsident du bassin, et la découverte d'une importante faille normale du même âge (cf. § 3.2 et Figure 3.9). Il se pourrait même que cette faille marque précisément la limite sud-est du domaine briançonnais tel que défini au **Trias** - limite dont la position était inconnue jusqu'ici. Des recherches en cours dans les couvertures des nappes penniques devraient aider à tester cette proposition. Quant aux causes géodynamiques possibles de cette subsidence, dans un contexte plus large, le lecteur trouvera d'intéressantes idées chez BAUD [1987] et chez STAMPFLI [1993 et 1996].

Les variations absolues - eustatiques - du niveau marin au cours de l'**Anisien** sont enregistrées en détail. Ceci s'explique d'une part par la faible profondeur de dépôt, et d'autre part par une subsidence relativement régulière, compensée presque exactement par une forte productivité carbonatée [BAUD, 1987].

Cette période débute au **Spathien** et dure au moins jusqu'à l'**Anisien supérieur**, sans que nous puissions préciser le moment auquel elle se termine. En effet, l'érosion qui s'est produite au cours de la seconde période a effacé la suite de l'enregistrement.

- L'enregistrement sédimentaire reprend en plaine émergée avec les **Remplissages paléokarstiques** du **Lias - Dogger**. L'émergence du domaine briançonnais résulte d'une surrection qui débiterait à la fin du **Lias moyen** selon BADOUX & MERCANTON [1977], au **Dogger inférieur** selon SEPTFONTAINE [1983]. Quoi qu'il en soit, l'extension maximale de la terre émergée est atteinte au **Bajocien moyen** [SEPTFONTAINE, 1983]. Pour l'interprétation géodynamique, le point important est l'observation que cette surrection est synchronisée d'une vigoureuse tectonique d'extension (cf. § 3.3): c'est une situation typique des bombe-

ments latéraux (ou épaulements) des grands fossés tectoniques (rifts) en voie d'ouverture [BAUD & MASSON, 1975; STAMPFLI & MARTHALER, 1990]. On peut donc attribuer à la surrection une cause profonde (mantellique) thermique, tout comme à la subsidence qui va suivre. Celle-ci doit débiter dès que la déchirure est consommée et que s'ouvre l'océan. Or la transgression des **Couches à Mytilus** sur l'île briançonnaise débute à la fin du **Bajocien** [p. ex. SEPTFONTAINE, 1983], ce qui correspond exactement (selon l'échelle d'ODIN [1994]) à l'âge des premières ophiolites piémontaises bien datées (166 ± 1 Ma) [BILL et al., sous presse]. Cette coïncidence conforte la cohérence du schéma proposé.

Notre terrain, situé dans une partie relativement interne de la terre briançonnaise, en bordure du bassin des **Couches à Mytilus** (cf. § 4.3), échappe aux premiers assauts de la transgression. L'évolution continentale s'y poursuit sur la plus grande partie jusqu'à la fin du **Dogger**.

Cette période prend fin au début de l'**Oxfordien** avec la transgression des **Calcaires Massifs**.

- L'élévation relative du niveau marin à la base de l'**Oxfordien** signe le début de la troisième période et provoque l'apparition d'un milieu de dépôt calme relativement peu profond (quelques dizaines de mètres), homogène sur l'ensemble de la région étudiée. La fin de l'**Oxfordien** voit l'apparition d'une barrière récifale, qui entraîne la diversification des milieux, avec un milieu profond (~100 à 150 m) au nord-ouest, une barrière récifale peu profonde et parfois émergée (~10 à +1 m) dans la partie médiane, et enfin la pérennité du milieu peu profond (pluridécamétrique) et calme dans la partie la plus interne, au sud-est. Au cours du **Kimméridgien**, la barrière récifale s'étend vers le nord-ouest, alors que l'invasion de la zone interne, sud-est, à sédimentation calme, ne se produit qu'au **Tithonique moyen**. La barrière couvre alors l'ensemble de la région étudiée.

L'évolution de cette partie de la plate-forme, telle que nous venons de la présenter, résulte de l'interaction entre une élévation progressive du niveau eustatique et une subsidence qui reste manifestement modeste. Au cours de cette période, les variations eustatiques ne sont plus négligeables, d'une part grâce au faible taux de subsidence, et d'autre part à cause de la crois-

sance verticale continue de la barrière récifale, qui maintient une profondeur très faible. Au **Tithonique**, des variations eustatiques rapides de grande amplitude provoquent la mort du récif et une émergence vraisemblablement assez brève. L'érosion semble avoir été très modérée, n'entraînant la formation que de modestes ravines (et peut-être, hors de notre terrain, de rares petites poches paléokarstiques).

Une élévation relative du niveau marin se produit au **Berriasien**, ce qui marque le passage à la quatrième et dernière période.

- L'envoyage de la région étudiée peu après le début du **Crétacé**, et son approfondissement continu, résultent de l'addition de la très forte élévation eustatique du niveau absolu de la mer durant le **Crétacé** (cf. PA. 2) et d'une subsidence relativement rapide vraisemblablement d'origine thermique. Ce second facteur est sans doute prépondérant, comme le montre, si l'on accepte nos modèles paléoenvironnementaux, la continuité de l'approfondissement durant tout le **Crétacé** et le début du **Tertiaire**.

Cet approfondissement est trop rapide pour qu'une quelconque production carbonatée puisse le compenser, et la région se retrouve alors à une profondeur telle que même les fortes variations eustatiques qui se produisent plus tard ne provoquent pas de changement important du milieu. La situation du haut-fond briançonnais est alors celle d'un seuil sous-marin séparant deux bassins profonds: le sillon subbriançonnais au nord-ouest, et le sillon de la nappe de la Brèche au sud-est (Figure 4.15).

La tectonique synsédimentaire d'âge **Crétacé supérieur à Eocène inférieur** (cf. § 3.6) a certainement modifié les détails du relief sous-marin. Son influence sur la sédimentation à l'échelle du domaine est difficile à évaluer en se confinant à notre terrain, mais localement elle peut être importante, preuve en est la **Mégabrèche de Comborsin**, qui résulte de l'écroulement des falaises surgies aux fronts des chevauchements.

Plus généralement, on peut penser que la tectonique influençait les taux locaux de sédimentation ou d'érosion par les courants en modifiant la répartition des zones hautes et basses. La présence d'éléments de la **Formation des Forclettes** dans la **Mégabrèche de Comborsin** est un bon indice de ces

changements de disposition des zones hautes et basses au cours du temps. En effet, au **Maastrichtien**, la zone où s'est déposée la **Mégabrèche de Comborsin** était en position haute, puisqu'elle n'a pas vu le dépôt de la **Formation des Forclettes**. Au **Tertiaire** par contre, elle représentait une zone basse, puisque des éléments démantelés de la **Formation des Forclettes**, entre autres, s'y accumulaient.

Finalement à la fin de l'**Eocène inférieur** ou au début de l'**Eocène moyen**, la région de la **GUMMFLUH** est entraînée dans la fosse de subduction. Cet ultime approfondissement, probablement rapide, lui fait franchir la lysocline puis la CCD, immédiatement avant qu'arrivent les turbidites et coulées boueuses du **Flysch**.

De manière générale, nous remarquons que les différences importantes d'épaisseur observées dans la partie orientale de l'échelle de la **GUMMFLUH** (cf. PA. 2) peuvent avoir trois origines:

- Un taux de subsidence différent entre deux compartiments séparés par une faille normale. La zone possédant le taux le plus important voit une plus grande épaisseur de sédiments se déposer, sans pour autant qu'il y ait une grande différence de leur nature. Exemple: les variations d'épaisseur de la Formation de Saint-Triphon.
- Un taux de compaction différent selon le type de sédiments déposés. Ce phénomène se marque très fortement pour les **Calcaires Massifs** du **Malm**, dans lesquels deux types de dépôts dominent:
 - D'une part les dépôts de type récifal (**Gummfluh-MF**), rapidement cimentés, qui constituent la plus

grande partie des **Calcaires Massifs** aux **POINTES DE SUR COMBE** et à **GUMMESEL**.

- D'autre part les dépôts de plate-forme protégée (**Muttenhubel-MF**), formés en majorité de boue à pellets et Echinodermes, qui ne se cimentent que très lentement et qui dominent dans la coupe de **MUTTENHUBEL**.

La différence d'épaisseur des **Calcaires Massifs** entre ces diverses coupes s'explique donc facilement par une compaction très faible des grainstones récifaux et par une forte compaction des boues de plate-forme protégée. Notons que, dans toutes les Préalpes Médiannes, les coupes des **POINTES DE SUR COMBE** et de **GUMMESEL** sont celles qui présentent la plus grande épaisseur de **Calcaires Massifs**. Or, il s'agit également de celles qui sont dominées par des calcaires récifaux [HEINZ, 1985].

- Les variations d'épaisseur de dépôt, voire l'absence totale des roches de certains âges, liées à des phénomènes de non-dépôt, d'érosion sous-marine ou d'émersion. En milieu continental (émersion), ces causes s'appliquent aux roches du **Trias**, du **Lias** et du **Dogger**. En milieu marin elles s'appliquent à celles du **Crétacé** et du **Tertiaire**.

Ainsi, la complexité et la variabilité de l'histoire des dépôts sédimentaires de la partie orientale de l'échelle de la **GUMMFLUH** peut s'expliquer par l'ensemble des données paléoenvironnementales et paléotectoniques. Notons que l'eustatisme joue un rôle secondaire dans cette variabilité, puisqu'il n'y a pas de corrélation entre les épaisseurs - voire l'absence - des dépôts et les variations eustatiques (cf. PA. 2).

5. CONCLUSIONS

PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS DU CRÉTACÉ À L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

5.1 Données nouvelles sur l'écaille de la Gummfluh

L'étude détaillée de la partie orientale de l'écaille de la *GUMMFLUH* a apporté de nombreuses données nouvelles. Du point de vue stratigraphique, nous relevons:

- Présence de roches du **Trias inférieur** à la base de la colonne stratigraphique. Elles se présentent d'une part sous forme de fragments mm à cm de quartzites et de pélites, et même de lentilles dam de quartzites dans la **Cornieule**, et d'autre part en position stratigraphique à la base de l'Unité Cartographiée des **Dolomies et Pélites inférieures**.
- Présence du **Niveau d'émersion** et des **Calcaires Rubanés** formant un biseau sur les massifs de *GUMMESEL* et de *MUTTENHUBEL*.
- Une abondance et une variété insoupçonnées de **Remplissages paléokarstiques** colmatant des paléocavités plus ou moins profondes dans les calcaires du **Trias**. Ils se sont formés durant l'émersion qui caractérise la fin du **Lias** et la plus grande partie du **Dogger**.
- Présence locale de roches datées du **Dogger**. Elles se présentent sous trois termes:
 - Le **Conglomérat de Grossi Vorschess**, nouvelle "Formation" décrite et définie dans cette étude, résultat de la désagrégation d'une falaise en milieu lacustre.
 - Le **Calcaire à grands Ostracodes**, nouvelle "Formation" décrite et définie dans cette étude, résultat de la fin du comblement d'une paléodépression en milieu lacustre.
 - Une brèche callovienne à éléments de **Calcaires**

Rubanés, terme bréchiq des **Couches à Mytilus**, résultat de la désagrégation d'une falaise dans un lagon à Foraminifères.

- Un affinement de la description des microfaciès du **Malm**.
- Omniprésence d'une très faible épaisseur de **Formation de l'Intyamon** en position stratigraphique sur les **Calcaires Massifs**, sous forme de deux types de roche:
 - Mudstone à Rotalipores du **Cénomaniens supérieur**, conservé uniquement dans des fissures.
 - La Calcarénite de la Plagersflue, datée du **Turonien inférieur à moyen**.
- Variation de quelques cm à plus de 10 mètres de l'épaisseur de l'ensemble des dépôts constituant la **Formation de Rote Platte**.
- Absence de la **Formation des Forclettes** en position stratigraphique.
- Découverte d'une mégabrèche sous-marine profonde, d'âge **Paléocène supérieur à Eocène**, définie et décrite sous le nom de **Mégabrèche de Comborsin**.

Du point de vue tectonique, nous relevons les nouvelles données suivantes:

- Mise en évidence d'une phase d'extension datant du **Trias moyen** et révélée par la grande différence d'épaisseur des dépôts de la Formation de Saint-Triphon de part et d'autre d'une faille normale de pendage nord-ouest.
- Mise en évidence d'une phase d'extension datant du **Lias - Dogger** et révélée par le biseau de **Calcaires Rubanés** se fermant vers l'ouest sur le massif de *GUMMESEL*. Ce biseau indique un basculement indi-

viduel de chacun des massifs par des failles normales de pendage nord-ouest.

- Confirmation des mouvements tectoniques chevauchants vers le SE, suggérés par COSCA et al. [1992] qui les ont datés radiométriquement du **Crétacé supérieur** (dès 80 Ma) au **Paléocène** (63 Ma). Cette phase est révélée:
 - Par des petites fissures polyphasées au sommet des **Calcaires Massifs**, remplies par la **Formation de l'Intyamon**.
 - Par la **Mégabrèche de Comborsin** et ses "pinçées" entre plusieurs barres de **Calcaires Massifs**, qui confirme biostratigraphiquement l'âge **Crétacé supérieur à Tertiaire inférieur** de cette phase.
 - Par la description détaillée de nombreuses structures d'intense déformation ductile dans le niveau de cisaillement associé au décollement basal de l'écaille. Déjà signalées par BAUD & MASSON [1976], MASSON et al. [1980] et par COSCA et al. [1992], leur étude nous a révélé des indices clairs, à différentes échelles, d'un cisaillement déversé vers le SE.

Cette phase correspond donc à un mouvement de l'écaille de la *GUMMFLUH* vers le SE et se divise en plusieurs étapes:

- Faible fissuration du sommet des **Calcaires Massifs**, entre le **Cénomaniens supérieur** et le **Turonien moyen**.
- Structuration en sous-écailles chevauchantes, du **Maastrichtien** à l'**Eocène inférieur**. Ces chevauchements réactivent les anciennes failles normales et provoquent également des redoublements au sein des **Calcaires Massifs**. A leur émergence sur le fond de la mer apparaissent des falaises mobiles dont les écroulements engendrent la **Mégabrèche de Comborsin**.
- Plus ou moins en même temps: décollement de l'écaille de son socle et déplacement vers le SE, sur une semelle de cornieules et de calcaires très déformés, rendus vraisemblablement ductiles et faiblement métamorphiques par des circulations de fluides chauds le long du chevauchement [COSCA et al., 1992]. Sans doute ce déplacement d'ensemble s'accroît-il au cours du temps. Relevons la bonne concordance entre la datation radiométrique de ces mouvements [COSCA et al.,

1992] et leur datation stratigraphique par leurs interférences avec la sédimentation.

- Caractérisation de la phase tectonique alpine (dès l'**Eocène moyen**). Son enregistrement par la déformation des roches s'avère à la fois nettement moins intense et plus homogène que celui de la phase vers le SE. Nous y distinguons trois étapes:
 - Translation de l'écaille de la *GUMMFLUH* de plus de 100 km [SCHARDT, 1898 et 1899] en direction du NO, certainement "sur le dos" d'une autre unité tectonique (*Zone Submédiane ?*), à la suite de l'intégration de l'écaille, à l'**Eocène moyen**, dans le prisme d'accrétion lié à la subduction de l'océan Piémontais.
 - Basculement d'~45° vers le nord, par un plissement de la pile des nappes préalpines supra-Wildhorn, à la fin de leur mise en place.
 - Nouveau basculement d'~25° vers l'est, lié à la formation de la dépression du Rawil.

Malgré ces nombreuses nouvelles observations, tant stratigraphiques que tectoniques, il subsiste encore bien des interrogations auxquelles les études futures devront répondre. L'ensemble de ces interrogations rappelle que la structure "intime" des Préalpes n'est encore que peu connue et que bien des études détaillées de terrain seront nécessaires avant que cette "nappe exotique", "morceau de terre étrangère jeté sur la limite des Alpes et du Plateau miocène" [SCHARDT, 1899, p. 17] ne livre tous ses secrets.

5.2 Le domaine briançonnais du Crétacé à l'Eocène inférieur: Couches Rouges et lacunes

5.2.1 Introduction: lacune d'émersion ou lacune sous-marine?

La grande lacune du **Crétacé inférieur** s'étend à tout le domaine briançonnais s.str. des Préalpes Médiannes (Figure 1.3). Au **Crétacé supérieur** et au **Paléocène**, la sédimentation des Couches Rouges est également interrompue par d'importantes lacunes qui s'étendent au moins à toutes les Préalpes Médiannes romandes (Plastiques externes comprises) [GISIGER, 1968; GUILLAUME, 1986], et probablement aussi à celles du Chablais. Quelles en sont les causes?

Cette importante question a reçu des réponses variées. Les auteurs classiques ont généralement opté pour une émergence comme explication de la lacune du **Crétacé inférieur** [p. ex. JEANNET, 1918; WEISS, 1949; GENGE, 1958; BADOUX & MERCANTON, 1962]. Cette explication est toujours défendue dans des travaux récents [GUILLAUME, 1986; HEINZ & ISENSCHMID, 1988]. Le début de la sédimentation des Couches Rouges - ou de la mince **Formation de l'Intyamon** ("**Crétacé moyen**") - dans la partie interne des Préalpes Médiannes est alors interprété comme une transgression de la mer sur la terre ferme. Dans la même logique, les auteurs interprètent la bathymétrie du bassin des Couches Rouges comme faible (quelques centaines de mètres au maximum, voire moins).

Cependant d'autres auteurs ont proposé une solution différente, celle d'un milieu marin, profond (ou en tout cas s'approfondissant rapidement après de possibles émergences au **Tithonique - Berriasien**), et où les lacunes résultent du balayage, voire de l'érosion, du fond de la mer par de puissants courants de fond [p. ex. BOLLER, 1963; GISIGER, 1968; ISENSCHMID, 1983]. L'interprétation profonde est également adoptée dans un modèle récent d'évolution paléobathymétrique fondé sur le calcul de diagrammes de subsidence [BOREL, 1995; MOSAR et al., 1996]. Toutes nos observations militent clairement en faveur de cette seconde explication. Nos conclusions peuvent être étendues sans problème aux sédiments et aux lacunes d'âge **Crétacé** et **Tertiaire** de l'ensemble des Préalpes Médiannes.

Relevons que, pour une large part, nos conclusions sont basées moins sur des observations nouvelles que sur une réinterprétation, à la lumière des acquis de l'océanographie et de la sédimentologie modernes, et de comparaisons avec d'autres situations paléogéographiques alpines, d'observations déjà faites ailleurs par d'autres auteurs. A cet égard, nous espérons avoir suffisamment montré (cf. § 4.5.1 à 4.5.5) que de nombreux faits, tels que lacunes, surfaces perforées, sédiments de haute énergie, paléocavités, croûtes stromatolitiques, invoqués encore récemment comme preuves d'une faible bathymétrie, sont en réalité parfaitement compatibles avec un milieu profond. Sans revenir sur le détail de nos arguments, nous allons maintenant, en guise de conclusion, souligner quelques points importants.

5.2.2 Deux lacunes, deux origines

Le contraste est frappant, tant du point de vue sédimentologique que morphologique, entre la surface de contact

des **Formations de l'Intyamon** ou des Couches Rouges et des **Calcaires Massifs du Malm**, et les grandes paléo-surfaces d'émergence - transgression bien connues dans les Alpes. Il n'est pas besoin de chercher des modèles loin d'ici: un excellent exemple de lacune par émergence est donné, dans le domaine briançonnais s.str. lui-même, au **Jurassique**. Il est établi depuis longtemps, et confirmé par les travaux récents, que la grande lacune du **Trias supérieur** au **Dogger**, sous la transgression du **Dogger supérieur** ou du **Malm**, résulte d'une érosion sur terre ferme: l'émergence y est prouvée par la présence sporadique mais fréquente de sédiments continentaux variés et d'authentiques paléokarsts [p. ex. BAUD et al., 1979; ce travail, § 2.2.2 et 4.3]. On peut aussi donner comme exemple typique de lacune d'émergence la surface de contact **Eocène / Crétacé** dans plusieurs nappes helvétiques, également avec sédiments continentaux sporadiques (sidérolitique, calcaires lacustres, charbons) et paléokarsts. Rien de tel n'est observé sur la lacune briançonnaise du **Crétacé inférieur**.

Le domaine briançonnais s.str. permet donc la confrontation, sur une même coupe, de deux lacunes stratigraphiques majeures (plusieurs dizaines de Ma chacune), d'origine totalement différente: l'une au **Jurassique**, par surrection, émergence et érosion continentale; et la seconde, au **Crétacé**, par subsidence et non-dépôt (avec probablement une faible érosion), en milieu marin de haute énergie et de profondeur croissante.

5.2.3 Paléokarsts ou filons tectoniques?

Les paléocavités de la surface Couches Rouges / **Calcaires Massifs** ne sont, du moins pour les plus grandes et dans leur majorité, pas des paléokarsts. Les "filons" de Couches Rouges plus ou moins bréchiques qui pénètrent parfois profondément dans les calcaires du **Malm** ont une origine tectonique sous-marine. Leur analyse structurale promet de devenir une riche source d'information, inexploitée jusqu'à ce jour, sur le régime tectonique contrôlant l'évolution du domaine briançonnais du **Crétacé** à l'**Eocène inférieur**.

5.2.4 Hydrodynamisme

Un accord général règne parmi les auteurs sur l'hydrodynamisme élevé du milieu pendant la sédimentation de la **Formation de l'Intyamon** et des Couches Rouges (haute énergie, forts courants) [p. ex. GISIGER, 1968; CARON &

DUPASQUIER, 1989]. L'apport de l'exploration océanographique moderne est de montrer que ce milieu peut être profond. Le rôle des courants de fond (ou de contour) semble l'emporter sur celui des courants de turbidité comme mécanisme de redistribution des sédiments. Une des conséquences est le remaniement omniprésent des microfossiles [p. ex. BADOUX & MERCANTON, 1962; GISIGER, 1968; GUILLAUME, 1986; ce travail, § 2.2.5 et 2.2.6 a)]. Il est parfois tel qu'"il arrive même que les espèces remaniées soient localement plus nombreuses que les espèces autochtones" [GUILLAUME, 1986, p. 85].

Une autre conséquence logique, lorsque l'énergie des courants est maximale, est tout simplement le non-dépôt, voire l'érosion, des sédiments; donc la création de lacunes sous-marines profondes. Dans les obscures profondeurs de la mer briançonnaise, les mêmes Foraminifères, les mêmes particules de carbonate ou d'argile étaient inlassablement transportées et retransportées pendant des millions d'années, jusqu'à ce qu'enfin elles soient piégées à la faveur d'un affaiblissement local ou temporaire de l'hydrodynamisme, ou expulsées hors du domaine.

L'élucidation de ce chapitre de l'histoire briançonnaise aidera sans doute à comprendre d'autres lacunes et d'autres remaniements qui se produisaient à la même époque dans les Alpes; ainsi dans le bassin Sud-helvétique (nappe ultrahelvétique du Sex-Mort) où la lacune stratigraphique sans aucun indice d'émersion peut s'étendre du sommet du **Malm** au **Paléocène (Eocène inférieur ?)**, et qui présente des cas extrêmes de remaniement avec des calcaires paléocènes dans lesquels plus de 99% de la microfaune est d'âge **Crétacé supérieur** [LEMPICKA-MÜNCH et al., 1993].

5.2.5 *Sous-alimentation et isolement paléobathymétrique*

Un autre point d'accord parmi les auteurs est la sous-alimentation du bassin des Couches Rouges [p. ex. GUILLAUME, 1986]. Ce fait, ainsi que l'origine essentiellement pélagique du carbonate, ainsi que la faible abondance et la taille toujours très fine des détritiques terrigènes (argiles, quartz et plagioclases), impliquent l'éloignement de toute côte et l'isolement paléobathymétrique du haut-fond briançonnais pendant toute la période considérée.

Cet isolement des sources de détritiques est d'autant plus frappant qu'au **Crétacé supérieur** celles-ci étaient abondantes dans les Alpes. C'est en effet à cette époque

que se déposent, au nord (flysch du Niesen, flyschs valaisans de la zone de Sion-Courmayeur) comme au sud (flyschs à Helminthoïdes, schistes lustrés de la nappe de Tsaté), d'épaisses séries turbiditiques siliciclastiques. Même leurs extensions les plus distales n'effleuraient pas le domaine briançonnais, abrité par son isolement bathymétrique et par le jeu des courants de fond.

Au **Paléocène supérieur - Eocène inférieur (Formation des Chenaux Rouges)**, la proportion des détritiques augmente, mais ils restent encore très fins. Ce n'est qu'à l'**Eocène moyen**, avec l'arrivée massive des turbidites et coulées argilo-sableuses du **Flysch**, que le domaine briançonnais sort de son long isolement et que sa sédimentation est placée sous l'influence directe des sources liées au système des nappes en marche vers le NO.

5.2.6 *Stabilité du dispositif paléocéanographique*

Un des traits les plus frappants du domaine briançonnais, du **Crétacé** à l'**Eocène**, est la stabilité, pendant 90 Ma, de ce dispositif paléocéanographique.

L'approfondissement croissant, les variations d'intensité (et de direction?) des courants, qui déterminaient le dépôt ou le non-dépôt des maigres sédiments, ainsi que les effets de l'activité tectonique locale, pourtant plus importants qu'on l'a parfois dit, apparaissent comme des facteurs de deuxième ordre parmi les paramètres influençant l'enregistrement sédimentaire. Il faut sans doute y voir, de nouveau, un effet de l'isolement paléobathymétrique du domaine, de sa coupure des sources de sédiments lointaines, et de la relativement faible influence de la profondeur et des détails du relief en milieu bathyal de fort hydrodynamisme.

5.2.7 *Non influence de l'eustatisme*

Nous n'observons aucune corrélation entre la sédimentation et l'eustatisme (cf. PA. 2).

A ces profondeurs et dans un système isolé, une influence directe de l'eustatisme sur la sédimentation serait d'ailleurs invraisemblable. On ne pourrait envisager qu'une influence indirecte, par exemple si le régime des courants était affecté par des régressions et transgressions lointaines, ou par les fluctuations climatiques qui en résultent, ou encore si l'eustatisme et d'importants changements du relief sous-marin étaient des conséquences synchrones d'une même pulsation géodynamique. Mais en l'état de nos connaissances on ne constate rien de tel.

5.2.8 Rôle de la tectonique

Les opinions sur la nature de la tectonique et son influence sur la sédimentation des Couches Rouges varient d'un auteur à l'autre: ondulations souples du fond, failles normales avec blocs surélevés, coulissages avec basculements, voire calme tectonique, toutes ces suppositions ont été proposées sans avoir jamais été étayées par une véritable analyse structurale des déformations observables. Il faut plutôt y voir l'expression d'une tendance à l'adoption du modèle à la mode à un moment donné.

Notre travail à la *GUMMFLUH* démontre une tectonique d'âge **Crétacé supérieur** à **Eocène inférieur** totalement différente de tout ce qui avait été supposé. On observe spectaculairement des *chevauchements synsédimentaires en mouvement vers le SE* (cf. § 3.6 et Figure 4.17). Leur influence sur la sédimentation, apparemment non essentielle à l'échelle du bassin, peut être importante localement. Leurs fronts constituaient des falaises mobiles, d'où se détachaient les écroulements qui engendraient des dépôts de type **Mégabèche de Comborsin**. Leurs crêtes, pas très hautes mais exposées aux courants, étaient balayées en permanence.

5.2.9 Comparaison du Briançonnais s.str. des Préalpes avec la région type de Briançon

Depuis plus de 40 ans, une sérieuse divergence d'interprétation apparaissait entre les géologues des Préalpes, majoritairement en faveur d'une explication des grandes lacunes crétacées par émergence (à l'exception des quelques auteurs cités plus haut), et ceux qui travaillaient dans le Briançonnais de la région type près de Briançon, qui, dès le début des années 50, préconisaient le modèle des sédimentations condensées et des lacunes sous-marines [p. ex. LEMOINE, 1953; DEBELMAS, 1955; BOURBON, 1980].

Les arguments avancés par LEMOINE [1953] étaient (déjà) très proches des nôtres, et lui permettaient de conclure que "les calcschistes planctoniques [=Couches Rouges] sont venus se déposer sur le **Tithonique** après un très long intervalle [...] durant lequel n'ont eu lieu ni dépôt ni érosion [...]. Dans ces conditions, il est peu probable qu'une émergence ait eu lieu [...]. Ces crêtes n'étaient que des hauts-fonds sans relief accusé, balayés par des courants empêchant le dépôt des boues fines pélagiques". DEBELMAS [1955, p. 75] insiste sur le fait que les marbres en plaquettes [=Couches Rouges] ont "un aspect transgressif, mais il n'y

a pas eu *transgression* au sens habituel du terme, qui implique une régression préalable, ce qui n'a pas été le cas ici. Les lacunes constatées par places sont le fait de courants sous-marins. Le caractère transgressif des marbres en plaquettes est au fond synonyme ici de renouvellement de la sédimentation". Enfin BOURBON [1980] donne une démonstration paléogéographique fondée notamment sur l'analyse sédimentaire et géochimique des croûtes minéralisées.

On constate que nos conclusions sur l'évolution sédimentaire du domaine briançonnais des Préalpes au **Crétacé** et au début du **Tertiaire**, confirmant pour l'essentiel les idées émises par certains devanciers [BOLLER, 1963; GISIGER, 1968; ISENSCHMID, 1983], rejoignent les modèles préconisés dès les années 50 dans les Alpes de la région de Briançon par LEMOINE, DEBELMAS et leurs élèves. On se référera aussi à la monumentale étude d'ELLENBERGER [1958] sur le Briançonnais de la Vanoise; parlant du repos des Marbres chloriteux (=Couches Rouges) sur le **Malm**, il conclut lui aussi que "de longues *lacunes sous-marines, sans émergence*, paraissent ici la règle". Ainsi se trouve éliminée la divergence mentionnée plus haut.

Il est intéressant de noter que ces auteurs mentionnent aussi des filons sédimentaires de Couches Rouges dans les calcaires du **Malm**, ainsi que la présence locale et bien délimitée de puissantes brèches à blocs parfois énormes, dont la description rappelle singulièrement la **Mégabèche de Comborsin**. De futurs travaux devront montrer si ces similitudes résultent de mécanismes tectoniques identiques à ceux que nous avons mis en évidence à la *GUMMFLUH*, qui, eux, sont tout à fait originaux et n'ont encore été décrits nulle part ailleurs.

Ainsi apparaît une fois de plus la profonde ressemblance entre l'évolution du domaine qualifié à juste titre de *Briançonnais s.str.* (selon la définition du "Briançonnais proper" de TRÜMPY [1960], légèrement modifiée par BAUD [1972]) dans les *Préalpes Médiannes* (Plastiques internes et Rigides), et celles du *Briançonnais de la région type*.

Analysée en grand détail par MÉGARD-GALLI & BAUD [1977] au **Trias**, très frappante jusqu'au milieu du **Jurassique** [p. ex. FAURE & MÉGARD-GALLI, 1988], cette similitude est partiellement rompue au **Malm**. Le Briançonnais de la région type subit alors une subsidence rapide, encore que différenciée, certaines parties recevant dès l'**Oxfordien** une sédimentation radiolaritique [BOURBON,

1980]. Or c'est pendant le **Malm** que s'édifie à la *GUMMFLUH* (et dans d'autres Rigides internes) une barrière récifale à fleur d'eau. Cette évolution contrastée au **Malm** constitue la plus importante divergence dans l'histoire sédimentaire des domaines briançonnais des deux régions. Mais au **Crétacé** la similitude reprend le dessus: le Briançonnais des **Préalpes** s'enfonce à son tour et rattrape bientôt

son retard dans la descente aux abysses. Dès lors les deux régions sont à nouveau fédérées dans une évolution commune et vivent ensemble leur destinée briançonnaise. Les **Préalpes Médiannes** ne s'échapperont qu'à l'**Eocène supérieur** à la faveur de la grande translation des nappes vers le nord.

INDEX DES FIGURES

Figure 1.1:	Situation générale de la région étudiée.....	1
Figure 1.2:	Situation détaillée de la région étudiée.....	2
Figure 1.3:	Profil palinspastique schématique à travers les Préalpes Médiannes [BAUD & SEPTFONTAINE, 1980].....	3
Figure 1.4:	Extrait de la coupe structurale des Alpes occidentales suisses [ESCHER et al., sous presse].....	4
Figure 2.1:	Emplacement des divers segments de coupes stratigraphiques.....	5
Figure 2.2:	Légende des coupes stratigraphiques.....	43
Figure 2.3:	Coupe stratigraphique des <i>POINTES DE SUR COMBE</i> : Trias (début).....	44 - 45
Figure 2.4:	Coupe stratigraphique des <i>POINTES DE SUR COMBE</i> : Trias (fin) et Malm (début).....	46 - 47
Figure 2.5:	Coupe stratigraphique des <i>POINTES DE SUR COMBE</i> : Malm (fin), Crétacé et Tertiaire.....	48 - 49
Figure 2.6:	Coupe stratigraphique de <i>GUMMESEL</i> : Trias et Malm (début).....	50 - 51
Figure 2.7:	Coupe stratigraphique de <i>MUTTENHUBEL</i> : Trias et Malm (début).....	52 - 53
Figure 2.8:	Coupe stratigraphique des <i>POINTES DE SUR COMBE</i> : détail des limites Trias-Malm.....	54 - 55
Figure 2.9:	Coupes stratigraphiques de <i>GUMMESEL</i> et de <i>MUTTENHUBEL</i> : détail des limites Trias-Malm.....	56 - 57
Figure 2.10:	Coupes stratigraphiques des <i>POINTES DE SUR COMBE</i> et de <i>MUTTENHUBEL</i> : détail des limites Malm-Crétacé-Tertiaire.....	58 - 59
Figure 2.11:	Panoramas des flancs nord et sud de la partie orientale de l'échelle de la <i>GUMMFLUH</i>	60
Figure 3.1:	Première étape du jeu de la paléofaille principale au Trias.....	62
Figure 3.2:	Seconde étape du jeu des paléofailles: rotation des blocs au Dogger.....	63
Figure 3.3:	Pli N° 10 en plan et en coupe.....	64
Figure 3.4:	Mesures du Pendage de la Stratification aux charnières du Pli N° 10.....	65
Figure 3.5:	Eléments tectoniques du Pli N° 5.....	65
Figure 3.6:	Eléments tectoniques des Etirements N° 1, N° 6 et N° 12.....	66
Figure 3.7:	Aspect schématique du Pli N° 6 (cf. Ph. 79, PL. XXIX).....	67
Figure 3.8:	Eléments tectoniques du Pli N° 6. (So et Sp sont mesurées au pied de la paroi).....	68
Figure 3.9:	Modèle schématique de formation du Pli N° 6.....	68
Figure 3.10:	Eléments tectoniques du Pli N° 7.....	69
Figure 3.11:	Comparaison de deux modèles schématiques de formation du Pli N° 7.....	69
Figure 3.12:	Eléments tectoniques de la Schistosité N° 2.....	70
Figure 3.13:	Pendages de la Stratification mesurés sur le terrain.....	72
Figure 3.14:	Eléments tectoniques du Pli N° 3.....	72
Figure 3.15:	Eléments tectoniques de la Schistosité N° 4.....	72
Figure 3.16:	Eléments tectoniques du Pli N° 9.....	73
Figure 3.17:	Eléments tectoniques du Pli N° 4 et du Pli N° 12.....	74
Figure 3.18:	Pendages des Schistosités mesurés sur le terrain.....	75

Figure 3.19: Plongements des Axes de plis et des Linéations d'intersection mesurés sur le terrain.	75
Figure 3.20: Plongements des Linéations de mouvement mesurés sur le terrain.	76
Figure 3.21: Pendages des Failles mesurés sur le terrain.	76
Figure 3.22: Eléments tectoniques des quatre failles dont les indices de mouvement ont été mesurés sur le terrain.	77
Figure 3.23: Pendages des Diaclases mesurés sur le terrain.	77
Figure 3.24: Essai de remise en position originelle des Axes de plis et des Linéations d'intersection, par soustraction des rotations dues aux mouvements vers le NO et à la dépression du Rawil.	79
Figure 3.25: Essai de remise en position originelle des Linéations de mouvement, par soustraction des rotations dues aux mouvements vers le NO et à la dépression du Rawil.	80
Figure 3.26: Coupes tectoniques dans la partie orientale de l'écaille de la <i>GUMMFLUH</i> (Coupe N° 1 à 4).	83
Figure 3.27: Coupes tectoniques dans la partie orientale de l'écaille de la <i>GUMMFLUH</i> (Coupe N° 5 à 8).	84
Figure 3.28: Coupes tectoniques dans la partie orientale de l'écaille de la <i>GUMMFLUH</i> (Coupe N° 9 à 12).	85
Figure 4.1: Modèle du milieu de complexe marginolittoral [modifié librement d'après BAUD, 1987].	88
Figure 4.2: Modèle du milieu de complexe de plaine d'estran [modifié librement d'après BAUD, 1987].	89
Figure 4.3: Modèle du milieu de complexe barrière [modifié librement d'après BAUD, 1987].	91
Figure 4.4: Modèle du milieu de complexe pré littoral [modifié librement d'après BAUD, 1987].	92
Figure 4.5: Position du complexe pré littoral lors du stade juvénile de la plate-forme.	93
Figure 4.6: Position du complexe pré littoral lors du stade mature de la plate-forme.	94
Figure 4.7: Modèle des milieux continentaux 1 et 2 = milieu de formation du réseau paléokarstique et du dépôt du Conglomérat de Grossi Vorschess.	96
Figure 4.8: Modèle du milieu de dépôt de la brèche callovienne.	99
Figure 4.9: Schéma de l'affleurement particulier du contact Calcaires Rubanés - Calcaires Massifs, aux <i>POINTES DE SUR COMBE</i>	100
Figure 4.10: Vue du contact Calcaires Rubanés - Calcaires Massifs aux <i>POINTES DE SUR COMBE</i>	101
Figure 4.11: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée à l'Oxfordien inférieur.	103
Figure 4.12: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée à l'Oxfordien moyen.	104
Figure 4.13: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée au Kimméridgien.	104
Figure 4.14: Modèle des milieux de dépôt de la région étudiée au Tithonique.	105
Figure 4.15: Modèle sédimentaire du haut-fond briançonnais au cours des périodes de non-dépôt du Crétacé et du Tertiaire (sans représentation de l'activité tectonique). Le dessin est basé sur la situation au Turonien inférieur.	108
Figure 4.16: Modèle des milieux de dépôt et de non-dépôt de la région étudiée au cours des périodes de sédimentation des Formations de Rote Platte et des Forclettes (sans représentation de l'activité tectonique). Le dessin est basé sur la situation au Santonien.	109
Figure 4.17: Modèle du milieu de dépôt de la région étudiée au cours des périodes de sédimentation de la Mégabèche de Comborsin et de la Formation des Chenaux Rouges (Paléocène supérieur - Eocène inférieur).	113
Figure 4.18: Panorama de la paroi nord des <i>POINTES DE SUR COMBE</i> , montrant l'accumulation de mégabèche devant le front des chevauchements synsédimentaires. Les "filons" de Couches Rouges mégabréchiques dans les Calcaires Massifs marquent l'émergence des chevauchements sur le fond de la mer éocène.	114
Figure 4.19: Modèle du milieu de dépôt de la région étudiée au cours de la période de sédimentation du Flysch des Médiannes [modifié librement d'après GUILLAUME, 1986].	114

RÉFÉRENCES

- AGER D.V. (1974): Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. and Palaeoecol.* 15, 83-93.
- BADOUX H., GAGNEBIN E., LOMBARD A., MCCONNELL R.B., DE RAAF M., SCHAUB H.P. & VISCHER A. (1962): Feuille Lenk. Atlas géol. Suisse 1:25'000. - *Comm. géol. Suisse.*
- BADOUX H. & MERCANTON C.-H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. - *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 135-188.
- BAUD A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. - *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 43-55.
- BAUD A. (1987): Histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon (Anisien, Préalpes et Alpes occidentales). - *Mém. Géol. (Lausanne)* 1.
- BAUD A. & MASSON H. (1975): Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarsts à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 131-145.
- BAUD A. & MASSON H. (1976): Déformation ductile et bréchification le long du plan de chevauchement de l'écaille de la Gummfluh. Résumé. - *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 171-172.
- BAUD A., MASSON H. & SEPTFONTAINE M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. - *Symp. sédimentation jurassique W-europ., Paris 1977, A.S.F. Publ. spéc. 1*, 441-452.
- BAUD A. & MÉGARD-GALLI J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et rythmes dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. - *IX^e Congr. intern. Sédimentol. (Nice), sect. 5*, 47-50.
- BAUD A. & SEPTFONTAINE M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BERGGREN W.A. & VAN COUVERING J.A. (1974): The Late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 16/1-2, 1-215.
- BERTRAND J. & WEIDMANN M. (1979): Les nodules minéralisés de la jointe vallée de l'Hongrin, Crétacé inférieur de la nappe des Préalpes Médiannes. - *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 241, et *Arch. Sc. Genève* 32/1, 43-66.

- BILL M., BUSSY F., COSCA M., MASSON H. & HUNZIKER J.C.** (sous presse): High-precision U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). - *Eclogae geol. Helv.* 90.
- BLOW W.H.** (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. - *Proceedings First International Conference on Planctonic Microfossils Geneva (1967)* 1, 199-422.
- BÖHM F. & BRACHERT T.C.** (1993): Deep-water Stromatolites and *Frutexites* MASLOV from the Early Jurassic of S-Germany and Austria. - *Facies* 28, 145-168.
- BOLLER K.** (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neokom der Klippendecke (östlich des Rhône). - *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 16-96.
- BOREL G.** (1995): Préalpes médianes romandes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. - *Bull. Géologie (Lausanne)* 331, et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 83/4, 293-315.
- 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. Strasbourg.
- CARON C., HOMEWOOD P., MOREL R. & VAN STUIJVENBERG J.** (1980): Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. - *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 69/1, 64-79.
- CARON M.** (1985): Cretaceous planktic foraminifera. In H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN, eds.: *Plankton stratigraphy*. - Cambridge Univ. Press, 17-86.
- CARON M. & DUPASQUIER C.** (1989): Litho- et biostratigraphie des dépôts du "Crétacé moyen" dans les Préalpes Médiannes. - *Geobios, Mém. spéc.* 11, 49-58.
- CAVELIER C. & POMEROL C.** (1986): Stratigraphy of the Paleogene. - *Bull. Soc. géol. France* (8) 2/2, 155-265.
- COSCA A., HUNZIKER J.C., HUON S. & MASSON H.** (1992): Radiometric age constraints on mineral growth, metamorphism, and tectonism of the Gummfluh Klippe, Briançonnais domain of the Préalpes, Switzerland. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 439-449.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A.** (1995): Bauxites and related paleokarsts: Tectonic and climatic event markers at regional unconformities. - *Eclogae geol. Helv.* 88/3, 453-499.
- DEBELMAS J.** (1955): Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). - *Mémoires Carte Géol. détaillée France*. Paris.
- DEBELMAS J.** (1970): Alpes (Savoie et Dauphiné). - *Guides géol. régionaux*, Masson, Paris.
- DELFAUD J.** (1975): Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. - *Bull. Soc. géol. France* (7) 16/6, 643-652.
- DOUSSE B.** (1965): Géologie des Rochers de Château-d'Oex (Partie orientale). - *Mat. Carte géol. Suisse [N.S.]* 119.

- DUBEY R.** (1960): Géologie des Rochers de Château-d'Oex (partie occidentale). - Thèse inédite Univ. Fribourg.
- EINSELE G.** (1982): General remarks about the Nature, Occurrence and Recognition of Cyclic Sequences (Periodites).
In EINSELE & SEILACHER, eds.: Cyclic and Event Stratification, 3-7. - Springer, Berlin.
- ELLENBERGER F.** (1958): Etude géologique du pays de la Vanoise. - Mémoires Carte Géol. détaillée France. Paris.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK A.** (1988): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. - Mém. Géol. (Lausanne) 2.
- ESCHER A., HUNZIKER J.C., MARTHALER M., MASSON H., SARTORI M. & STECK A.** (sous presse): Geologic Framework and Structural Evolution of the Western Swiss-Italian Alps. - Final Report of the PNR-20 project.
- FAURE J.-L. & MÉGARD-GALLI J.** (1988): L'émersion jurassique en Briançonnais: sédimentation continentale et fracturation distensive. - Bull. Soc. géol. France (8) 4/4, 681-692.
- FISCHER A.G. & GARRISON R.E.** (1967): Carbonate lithification on the sea floor. - Journal Geology 75, 488-496.
- FLÜCK W.** (1973): Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.S.] 146.
- FLÜGEL E.** (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - Springer, Berlin.
- FLÜGEL E.** (1982): Microfacies Analysis of Limestones. - Springer, Berlin.
- GENGE E. JUN.** (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie des südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten Seehorn (Berner Oberland). - Eclogae geol. Helv. 51/1, 151-212.
- GISIGER M.** (1968): Erosions dans le Crétacé des Préalpes fribourgeoises. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 35/86, 8-18.
- GUILLAUME M.** (1986): Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. - Thèse Univ. Fribourg.
- GYGI R.A.** (1992): Structure, pattern of distribution and paleobathymetry of Late Jurassic microbialites (stromatolites and onchoids) in northern Switzerland. - Eclogae geol. Helv. 85/3, 799-824.
- HABLE R.** (sous presse): Etude litho- et biostratigraphique des dépôts pélagiques du "Crétacé moyen" et des "Couches Rouges" (Turonien sup. à Eocène inf.) en Chablais. - Thèse Univ. Fribourg.
- HANMER S. & PASSCHIER C.** (1991): Shear-Sense Indicators: A Review. - Geological Survey of Canada, Paper 90-17.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R.** (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science 235, 1156-1167.
- HEIM A.** (1924): Über submarine Denudation und chemische Sedimente. - Geol. Rundschau 15, 1-47.

- HEINZ R. (1985): Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes médianes im Querschnitt Moléson-Rübli/Gummfluh. - Diss. Univ. Bern.
- HEINZ R. & ISENSCHMID C. (1988): Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. - *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 1-62.
- HOFFMAN P. (1974): Shallow and Deepwater Stromatolites in Lower Proterozoic Platform-to-Bassin Facies Change, Great Slave Lake, Canada. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 58, 856-867.
- ISENSCHMID C. (1983): Der Malm im Mittelabschnitt des Préalpes Médianes zwischen Thuner- und Genfersee. - Diss. Univ. Bern.
- JABOYEDOFF M. & THÉLIN P. (1996): New data on low-grade metamorphism in the Briançonnais domain of the Prealps, Western Switzerland. - *Europ. J. Mineral.* 8, 577-592.
- JEANNET A. (1918): Monographie géologique des Tours d' Ai II. - *Mat. Carte géol. Suisse [N.S.]* 34.
- LEMOINE M. (1953): Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. - *C. R. Ac. Sci. (Paris)* 236, 1056-1058.
- LEMPICKA-MÜNCH A., MASSON H. & BAUMGARTNER P. (1993): Dépôts d' âge tertiaire de la nappe ultrahelvétique du Sex Mort entre la Simme et Adelboden (Préalpes). - *Bull. Géologie (Lausanne)* 325, et *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 82/4, 369-389.
- LÉVY A. (1979): Signification des milieux marginolittoraux. - 7^e Réunion ann. Sci. Terre Lyon, 297.
- LOMBARD A., AEPLI A., ANDRAU E.W.K., BAUD A., BOTTERON G., CARON C., DOUSSE B., DUBÉY R., FAVRE G., FLÜCK W., JEANNET A., LAZREG H., LONFAT F., MCCONNELL R.B., PLANCHEREL R., WEIDMANN M., & WIDMER A. (1974): Feuille Les Mosses. Atlas géol. Suisse 1:25'000. - *Comm. géol. Suisse.*
- LONFAT F. (1965): Géologie de la partie centrale des Rochers de Château-d'Oex: Rübli-Gummfluh. - *Mat. Carte géol. Suisse [N.S.]* 120.
- LUGEON M. & GAGNEBIN E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. - *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 7/1, et *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 72.
- MALAVIELLE J., ETCHECOPAR A. & BURG J.-P. (1982): Analyse de la géométrie des zones abritées: simulation et application à des exemples naturels. - *C. R. Ac. Sci. (Paris)* 294/II, 279-284.
- MASSON H. (1972): Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. - *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 27-41.
- MASSON H. (1976): Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. - *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 527-575.
- MASSON H., BAUD A., ESCHER A., GABUS J. & MARTHALER M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 331-349.

- MATTAUER M. (1973): Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. - Hermann, Collection Méthodes, Paris.
- 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. (2), IV/3, 233-250.
- MÉGARD-GALLI J., BAUD A. & MASSON H. (1979): Paléokarsts jurassiques en Briançonnais (Alpes françaises).- Manuscrit inédit.
- MERCIER D. (1977): Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. - Thèse Univ. Paris 6.
- MERCIER J. & VERGELY P. (1992): Tectonique. - Dunod, Paris.
- MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P. & VACHARD D. (1978): Stromatolites silico-métalliques du Messinien d'Espagne méridionale. - Bull. Soc. géol. France (7), 20/5, 773-777.
- MONTY C. (1982): Cavity or Fissure Dwelling Stromatolites (Endostromatolites) from Belgian Devonian Mud Mounds (extended abstract). - Ann. Soc. géol. Belgique 105, 343-344.
- MOSAR J. (1988): Métamorphisme transporté dans les Préalpes.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 77-94.
- MOSAR J. (1989): Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse).- Eclogae geol. Helv. 82/3, 765-793.
- MOSAR J. (1991): Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse).- Eclogae geol. Helv. 84/2, 689-725.
- MOSAR J., STAMPFLI G.M. & GIROD F. (1996): Western Préalpes Médiannes Romandes: timing and structure. A review.- Eclogae geol. Helv. 89/1, 389-425.
- NEUMANN A.C., KOFOED J.W. & KELLER G.H. (1977): Lithoherms in the Straits of Florida. - Geology 5, 4-10.
- ODIN G.-S. (1994): Geological Time scale. - C. R. Ac. Sci. (Paris) 318/II, 59-71.
- ODIN G.-S. & ODIN C. (1990): Echelle numérique des temps géologiques. - Géochronique 35, 12-21.
- PASSCHIER C.W., MYERS J.S. & KRÖNER A. (1990): Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains. - Springer, Berlin.
- PLANCHEREL R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar: implications cinématiques et dynamiques. - Eclogae geol. Helv. 72/1, 145-214.
- PYTHON-DUPASQUIER C. (1990): La formation de l'Intyamon ("Crétacé moyen") des Préalpes médianes romandes. - Thèse Univ. Fribourg.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1973): Depositional sedimentary environments - Springer, Berlin.
- REITNER J., WILMSEN M & NEUWEILER F. (1995): Cenomanian/Turonian Sponge Microbialite Deep-Water Hard ground Community (Liencre, Northern Spain). - Facies 32, 203-212.

- SARTORI M.** (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). Un lien entre les Préalpes Médiannes rigides et leur socle paléozoïque. - *Mém. Géol. (Lausanne)* 6.
- SCHARDT H.** (1898): Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 34, 114-219.
- SCHARDT H.** (1899): Les Préalpes romandes. - *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 11, 5-26.
- SEPTFONTAINE M.** (1978): Les genres *Pfenderina* Henson 1948 et *Lituonella* Schlumberger 1905 (foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes. - *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 321-345.
- SEPTFONTAINE M.** (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises: Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. - *Mém. Soc. Helv. Sc. Nat.* 97.
- 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, 13-42.
- STAMPFLI G.M. & MARTHALER M.** (1990): Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualistic models. - *Geodynamica Acta*, 4/3, 159-184.
- TRÜMPY R.** (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, 843-908.
- WALTER M.R., BAULT J. & BROCK T.D.** (1972): Siliceous algal and bacterial stromatolites in hot springs and geyser effluents of Yellowstone National Park. - *Science* 178, 402-505.
- WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C. & BAUD A.** (1976): Réhabilitation de la "Zone Submédiane" des Préalpes. - *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 265-277.
- WEISS H.** (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm - Diss. Univ. Zürich.
- WILSON J.L.** (1975): Calcareous algae. Developments in palaeontology and stratigraphy. - Elsevier, Amsterdam.

PLANCHES

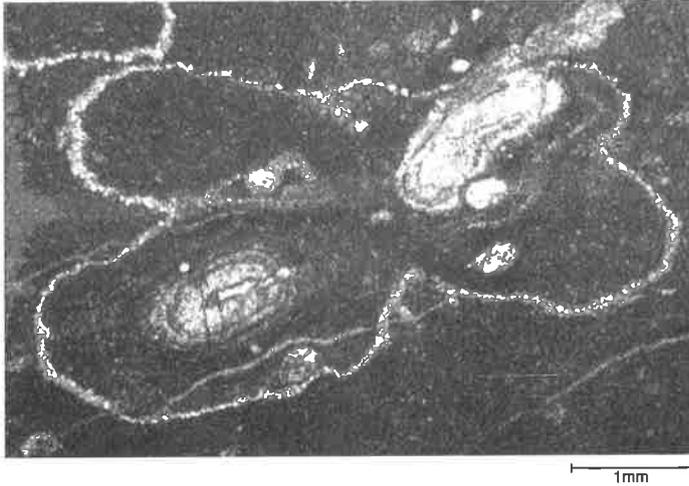


Photo 1:

Nodules de silex hétérogènes à structure concentrique de l'unité 4c:
Niveau à silex.

U.C.: **Calcaires Variés**
(Anisien moyen)

Coupe de MUTTENHUBEL

Ech.: 95.58; L.M.: 6.7

Coo: 585'095 / 143'710 / 1550

Photo 2:

Veine d'hématite et de calcite sparitique remplissant une fissure paléokarstique dans les Calcaires Rubanés (E).

U.C.: **Remplissages paléokarstiques**
(Lias - Dogger)

Coupe des POINTES DE SUR COMBE

Ech.: 94.14; L.M.: 3.10

Coo: 581'965 / 143'180 / 2152

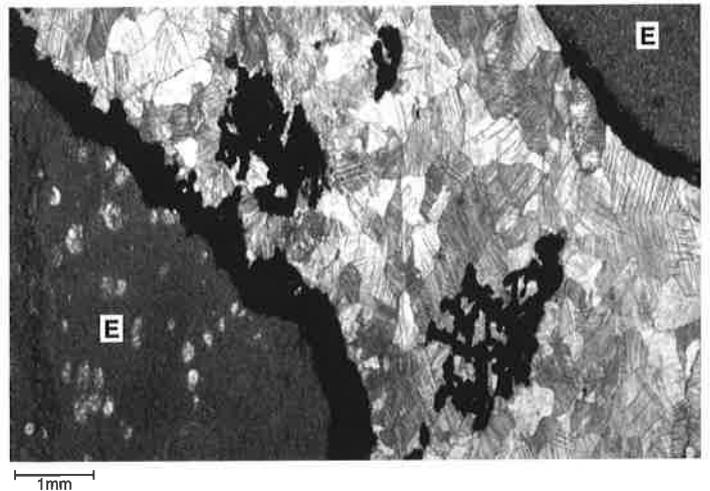


Photo 3:

"Billes" de calcite sparitique à structure radiaire caractéristiques du Type violet à sphérules.

U.C.: **Remplissages paléokarstiques**
(Lias - Dogger)

Coupe des POINTES DE SUR COMBE

Ech.: 94.11; L.M.: 3.7

Coo: 581'965 / 143'135 / 2125

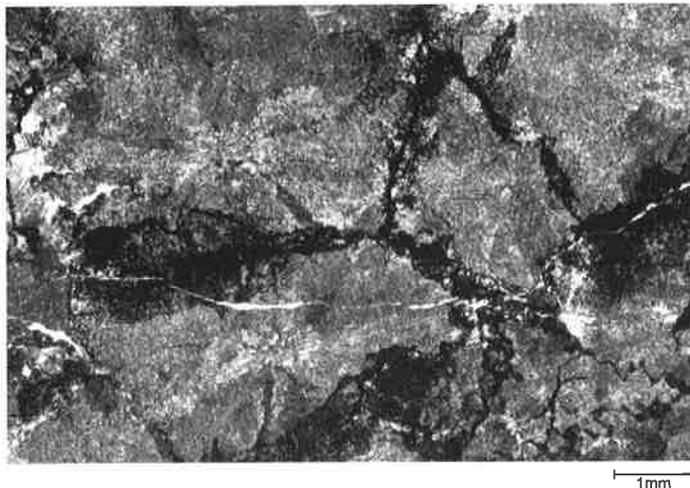


PLANCHE II

Photo 4:

Encroûtement stromatolitique d'une fissure paléokarstique dans les Calcaires Rubanés.

U.C.: Remplissages paléokarstiques
(Lias - Dogger)

Coupe de GUMMESEL

Ech.: 94.22; L.M.: 3.16

Coo: 583'885 / 143'585 / 1645

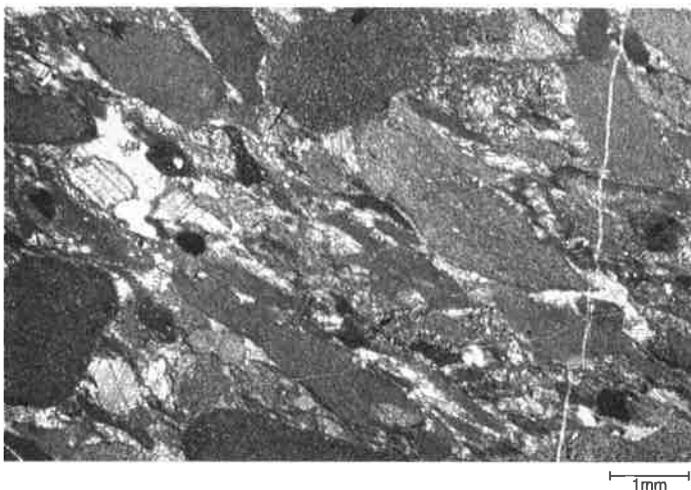


Photo 5:

Microfaciès du Conglomérat de Grossi
Vorschess
(Voir également Ph. 39, PL. XIII).

U.C.: Conglomérat de Grossi
Vorschess (Dogger)

Coupe de MUTTENHUBEL

Ech.: 93.51; L.M.: 2.1

Coo: 585'090 / 143'715 / 1590

Photo 6:

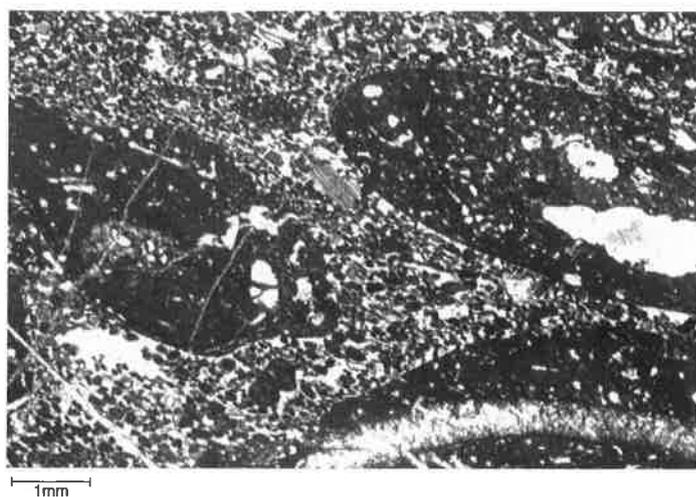
Microfaciès de la matrice de type
Membre du Rübli de la Brèche callovienne
(Voir également Ph. 40 et 41, PL. XIV).

U.C.: Couches à *Mytilus*
(Callovien)

Coupe des POINTES DE SUR COMBE

Ech.: 93.24; L.M.: 2.4

Coo: 582'330 / 143'440 / 1830



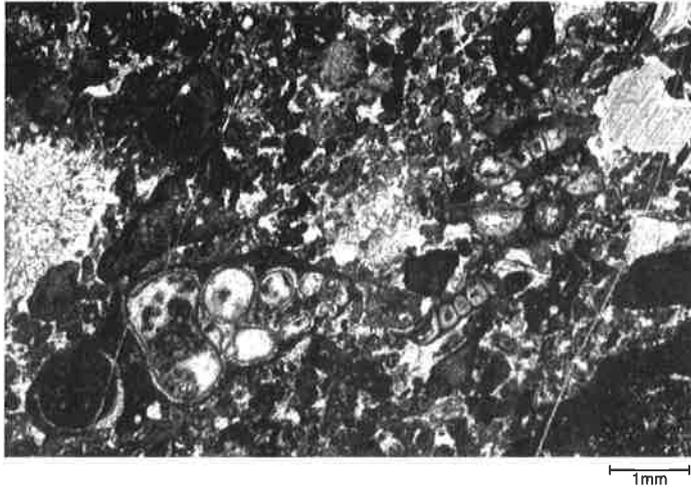


Photo 7:

Microfaciès G1 correspondant au Gummfluh-MF s.str.
(Voir également Ph. 42, PL. XIV).

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Kimméridgien - Tithonique)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 93.21; L.M.: 2.8

Coo: 582'370 / 143'600 / 1770

Photo 8:

Microfaciès M1 correspondant au Gummfluh-MF moyen.

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Oxfordien)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 93.23; L.M.: 2.10

Coo: 582'335 / 143'460 / 1830

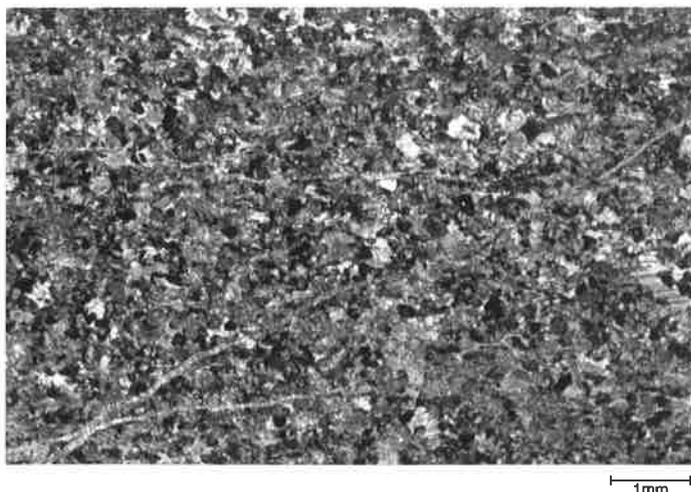
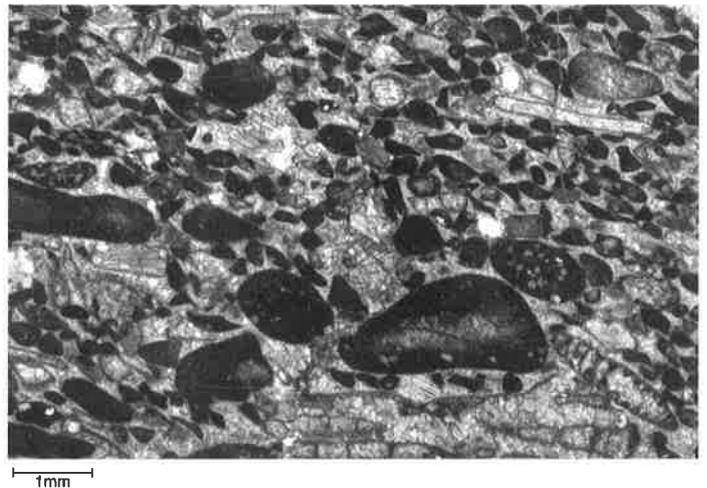


Photo 9:

Microfaciès M2 correspondant au terme à pellets du Muttonhubel-MF.

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Oxfordien)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.12; L.M.: 3.8

Coo: 581'970 / 143'210 / 2175

PLANCHE IV

Photo 10:

Microfaciès FM1 correspondant au Gummfluh-MF fin.

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Kimméridgien - Tithonique)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 95.30; L.M.: 5.9

Coo: 582'360 / 143'514 / 1790

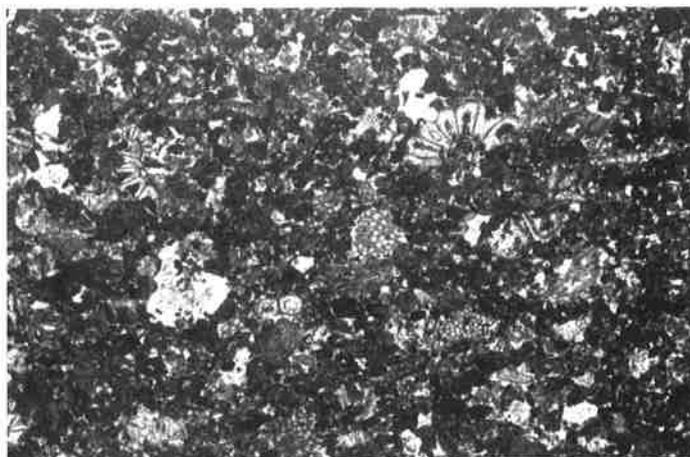


Photo 11:

Microfaciès F1 correspondant au Pfad-MF.

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Oxfordien)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.13; L.M.: 3.9

Coo: 581'965 / 143'215 / 2180

Photo 12:

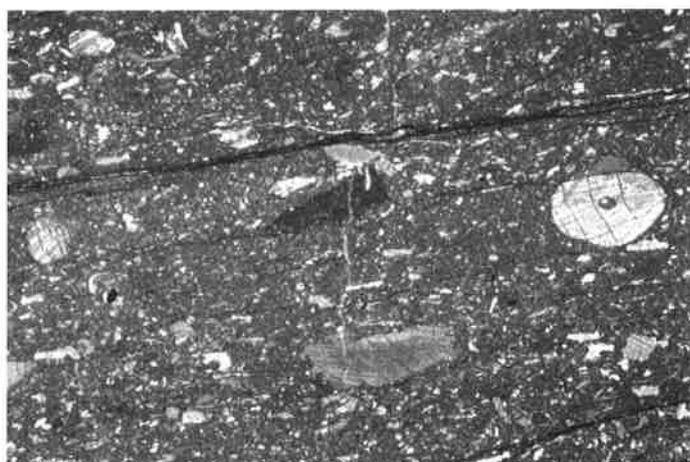
Microfaciès M3 correspondant au terme sans pellet du Muttenthal-MF.

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Oxfordien)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.19; L.M.: 3.13

Coo: 582'060 / 143'265 / 2055



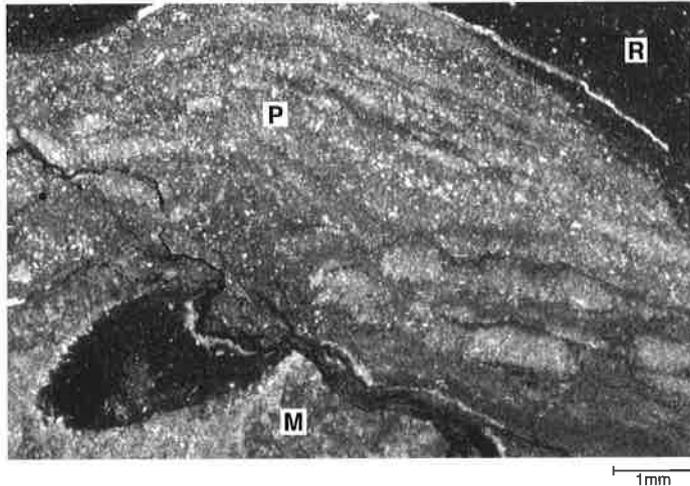


Photo 13:

Double remplissage de fissures dans les **Calcaires Massifs (M)**: mudstone à rares Rotalipores (R), puis Calcarénite de la Plagersflue (P).

U.C.: **Formation de l'Intyamon**
(Cénomaniens sup. - Turonien moy.)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 95.44; L.M.: 5.18

Coo: 582'325 / 143'695 / 1740

Photo 14:

Microfaciès du grainstone à monocristaux de calcite (Echinodermes?) de la Calcarénite de la Plagersflue.

U.C.: **Formation de l'Intyamon**
(Turonien moyen)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.46; L.M.: 5.4

Coo: 584'730 / 143'130 / 1410

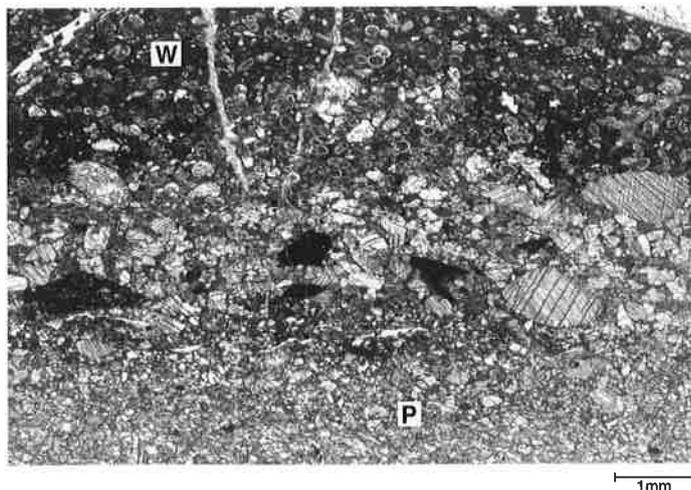


Photo 15:

Passage progressif du packstone (P) à monocristaux de calcite (Echinodermes?) au wackestone (W) à Foraminifères de la Calcarénite de la Plagersflue.

U.C.: **Formation de l'Intyamon**
(Turonien moyen)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.2; L.M.: 5.3

PLANCHE VI

Photo 16:

Microfaciès 1 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Calcaires de Gèrignoz).

U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à Sigali)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 94.38; L.M.: 4.8

Coo: 585'001 / 144'022 / 1580

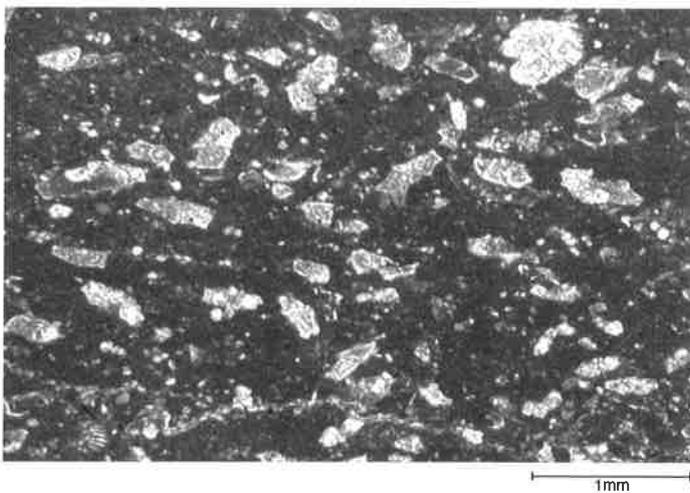
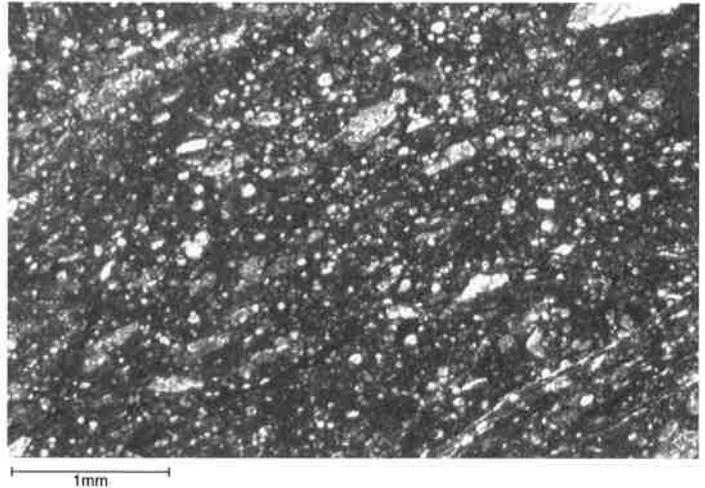


Photo 17:

Microfaciès 2 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Calcaires de Gèrignoz).

U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à Sigali)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.31; L.M.: 1.5

Coo: 584'910 / 144'100 / 1485

Photo 18:

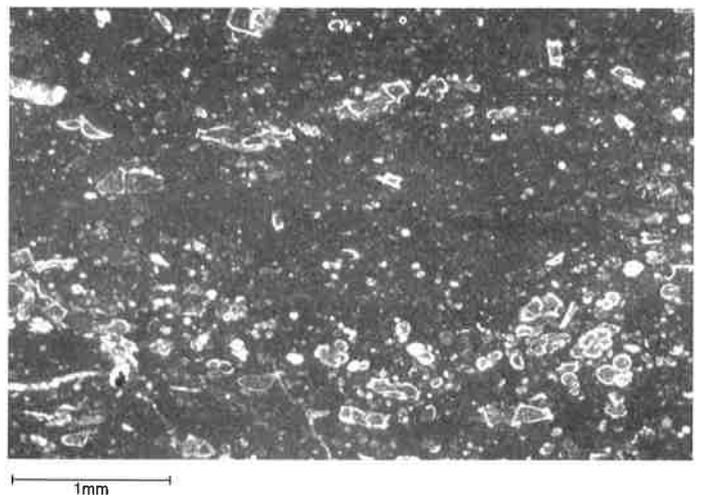
Microfaciès 3 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Calcaires de Gèrignoz).

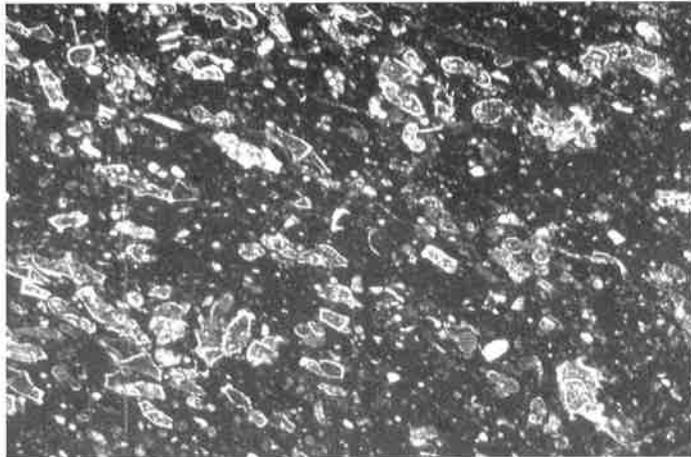
U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à Sigali)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.30; L.M.: 1.4

Coo: 584'915 / 144'105 / 1480





1mm

Photo 19:

Microfaciès 4 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Ron-tins).

U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à Sigali - Zone à Asymetrica)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 94.40; L.M.: 4.10

Coo: 585'001 / 144'022 / 1580

Photo 20:

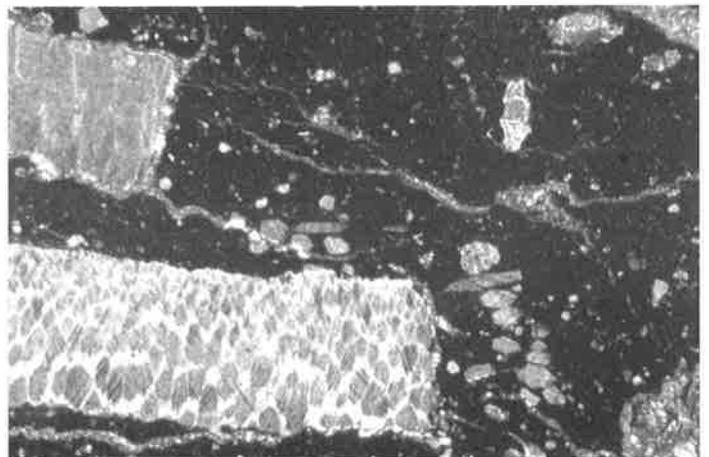
Microfaciès 5 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Ron-tins).

U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à Sigali - Zone à Asymetrica)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.9; L.M.: 1.17

Coo: 584'925 / 144'095 / 1495



1mm

Photo 21:

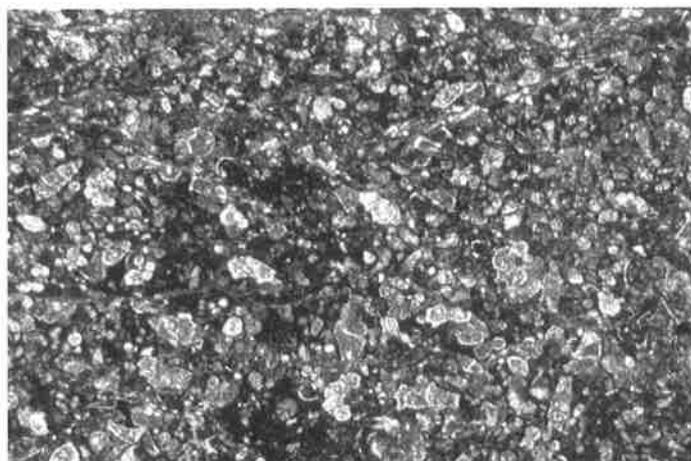
Microfaciès 6 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Ron-tins).

U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à Sigali - Zone à Asymetrica)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.33; L.M.: 1.7

Coo: 584'980 / 144'064 / 1550



1mm

PLANCHE VIII

Photo 22:

Microfaciès 7 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre des Ron-tins).

U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à *Asymetrica*)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.32; L.M.: 1.6

Coo: 584'955 / 144'079 / 1530

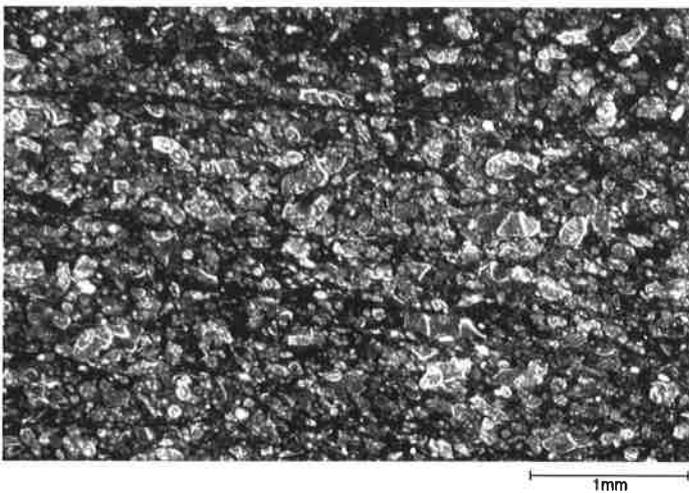
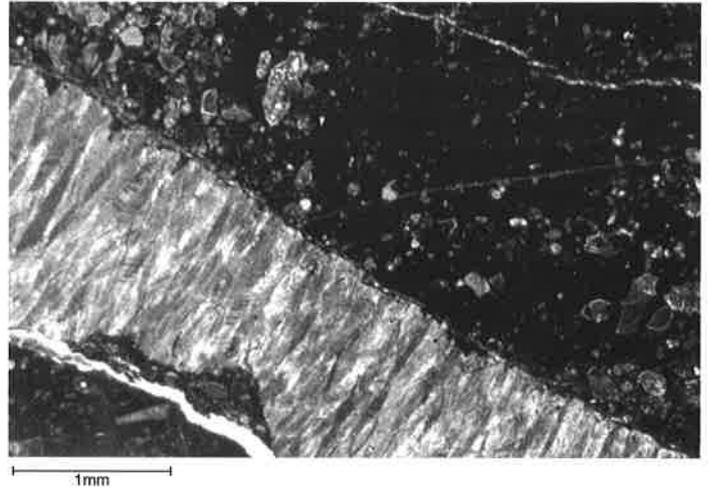


Photo 23:

Microfaciès 8 de la **Formation de Rote Platte** (Equivalent du Membre de Wil-denbach).

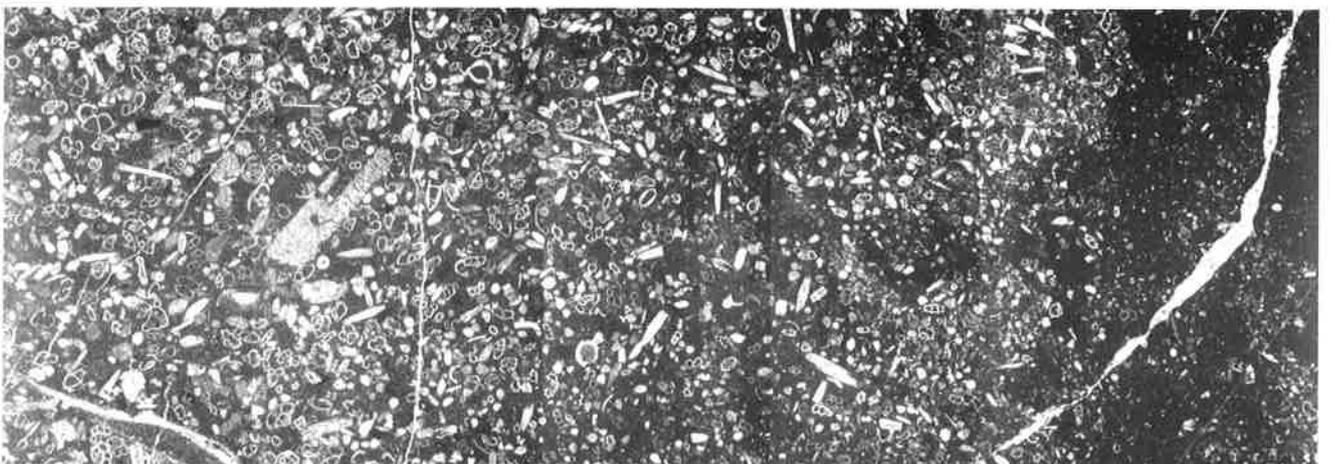
U.C.: **Formation de Rote Platte**
(Zone à *Asymetrica*)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.48; L.M.: 6.1

Coo: 585'025 / 144'020 / 1580

Photo 24:



Granoclasement typique d'un équivalent du Membre du Pissot de la **Formation des Forclettes** (Zone à *Gansseri*).

Provenance = **Photo 25;**

Ech.: 94.31;

L.M.: 4.5;

Coo: = **Photo 25**

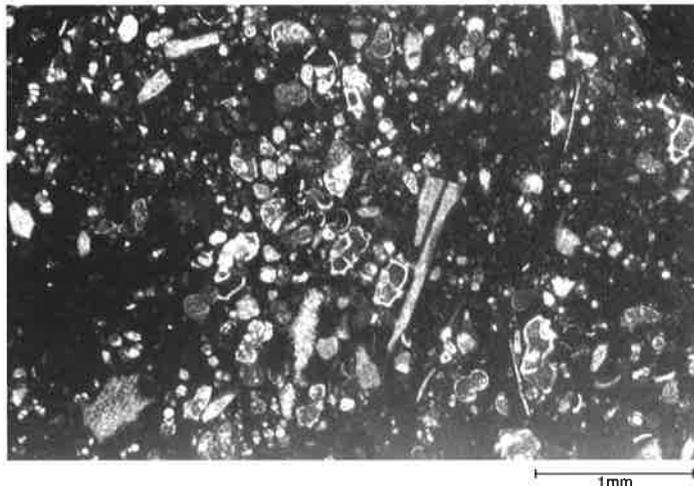


Photo 25:

Microfaciès caractéristique d'un équivalent du Membre du Pissot de la **Formation des Forclettes (Zone à Gansseri)**.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.27; L.M.: 4.2

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

Photo 26:

Microfaciès caractéristique du Hard Ground de Roter Sattel phosphaté du sommet de la **Formation des Forclettes (Zone à Mayoensis)**.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.49; L.M.: 4.15

Coo: 582'170 / 143'740 / 1775

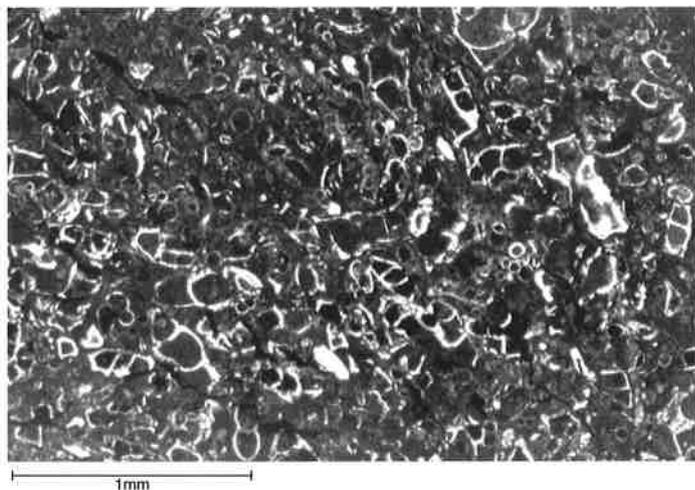


Photo 27:

Stromatolites plans à fines laminations, dans la croûte minéralisée à structure stromatolitique.

U.C.: **Formation des Chenaux Rouges (Thanétien - Yprésien inférieur)**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.38; L.M.: 1.10

Coo: 585'022 / 144'022 / 1580

PLANCHE X

Photo 28:

Coexistence de stromatolites plans et de petits stromatolites en colonnette dans la croûte minéralisée à structure stromatolitique.

U.C.: **Formation des Chenaux Rouges**
(Thanétien - Yprésien inférieur)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 94.39; L.M.: 4.9

Coo: 585'001 / 144'022 / 1580

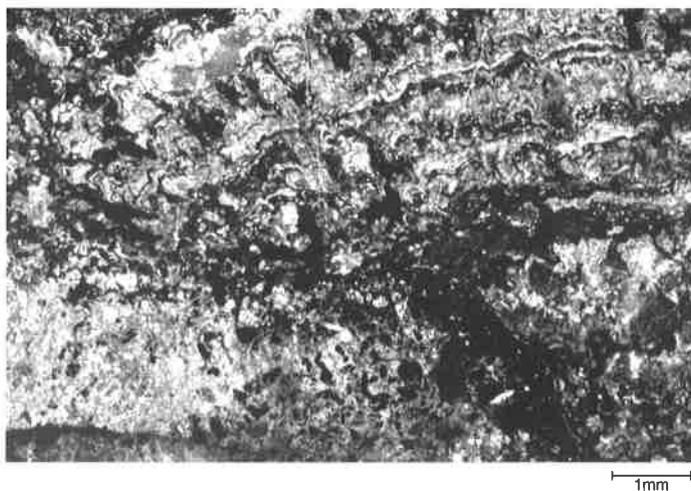
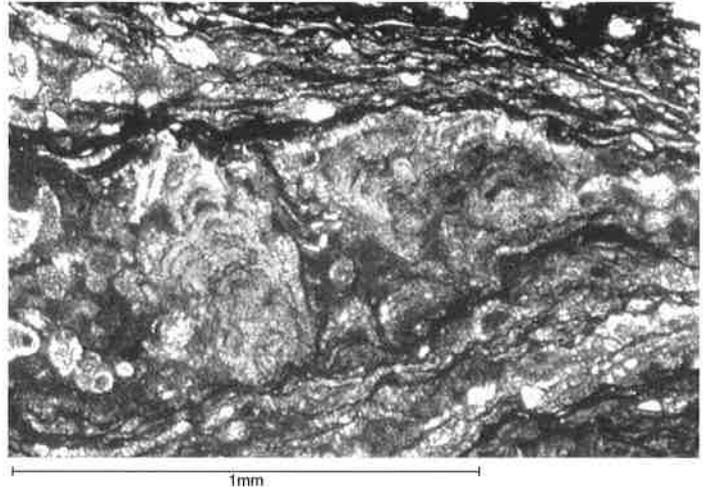


Photo 29:

Moitié gauche d'un stromatolite en chou-fleur de la croûte minéralisée à structure stromatolitique.

U.C.: **Formation des Chenaux Rouges**
(Thanétien - Yprésien inférieur)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.38; L.M.: 1.10

Coo: 585'022 / 144'022 / 1580

Photo 30:

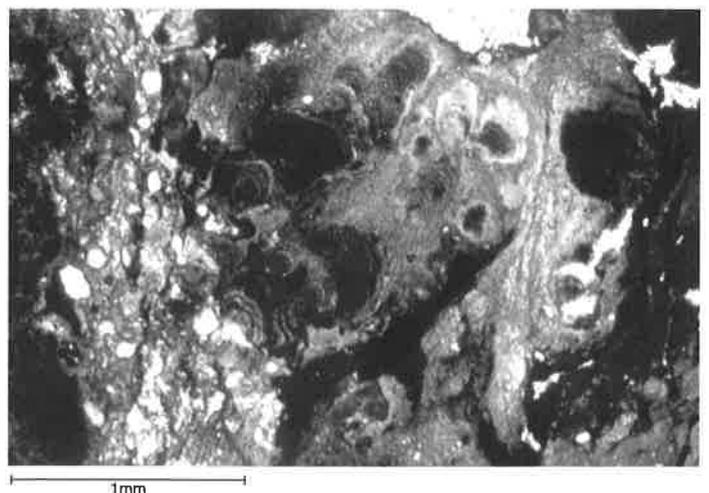
Frutexites arboriformis MASLOV ?
dans la croûte minéralisée à structure stromatolitique.

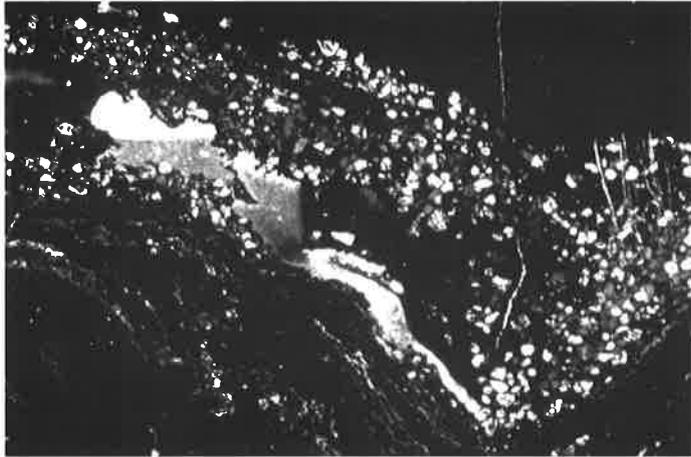
U.C.: **Formation des Chenaux Rouges**
(Thanétien - Yprésien inférieur)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 94.39; L.M.: 4.9

Coo: 585'001 / 144'022 / 1580





1mm

Photo 31:

Passée calcarénitique avec stromatactis intercalée dans la croûte minéralisée à structure stromatolitique.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin** (Thanétien - Yprés. inf.)
Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.49; L.M.: 4.15

Coo: 582'170 / 143'740 / 1775

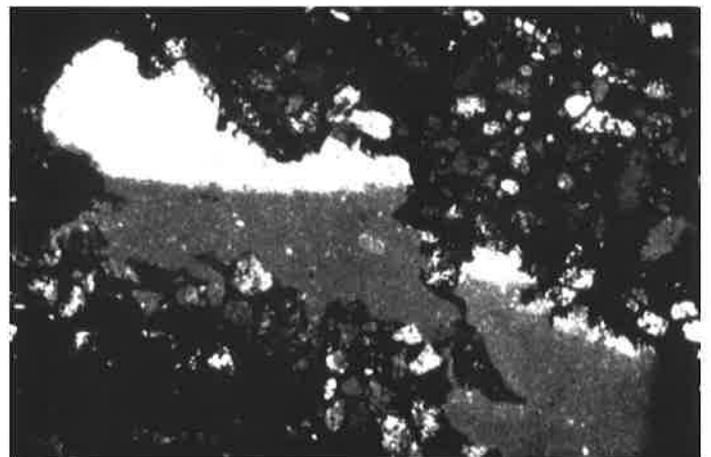
Photo 32:

Détail d'un stromatactis avec remplissage géopétal (micrite avec un Foraminifère planctonique et sparite).

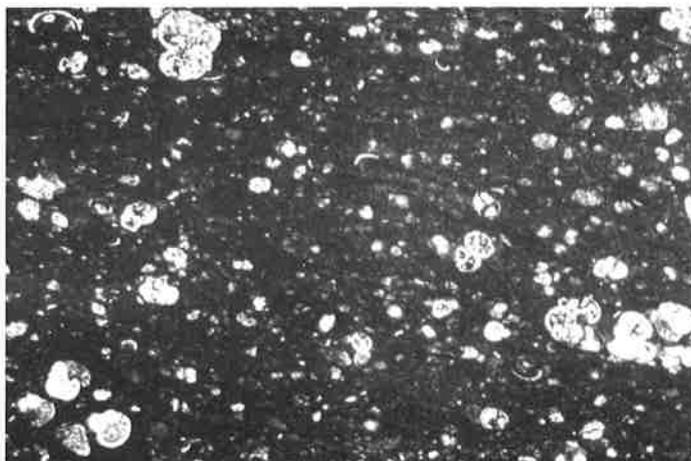
U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin** (Thanétien - Yprés. inf.)
Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.49; L.M.: 4.15

Coo: 582'170 / 143'740 / 1775



1mm



1mm

Photo 33:

Microfaciès caractéristique de la **Formation des Chenaux Rouges**.

U.C.: **Formation des Chenaux Rouges** (Thanétien - Yprésien inférieur)
Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 93.18; L.M.: 1.18

Coo: 582'335 / 143'755 / 1675

Photo 34:

Plaquage du terme wakestone de la Calcarénite de la Plagersflue (P) sur un élément de **Calcaires Massifs** (M).

(C = Matrice type **Chenaux Rouges**).

U.C.: **Mégabrèche de Comborsin**
(Thanétien - Yprésien inférieur)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.28; L.M.: 4.3

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

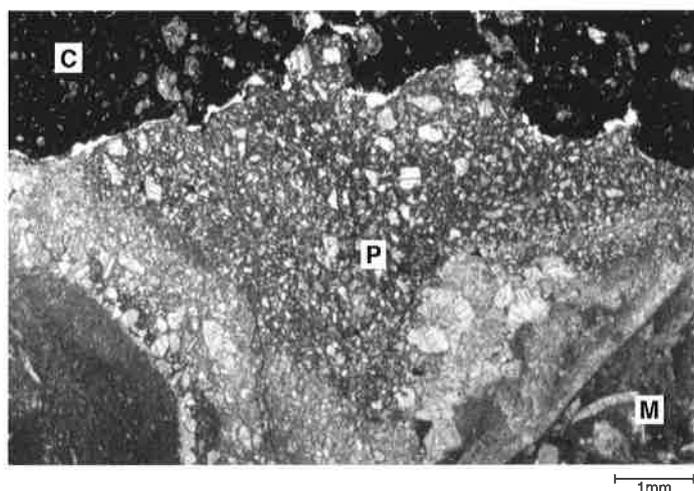
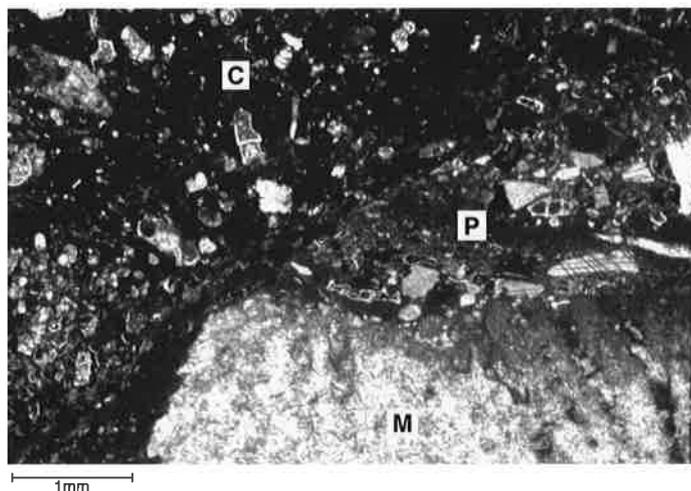


Photo 35:

Remplissage d'une fissure d'un élément de **Calcaires Massifs** (M) par le terme grainstone de la Calcarénite de la Plagersflue (P). (C = Matrice type **Ch. R.**).

U.C.: **Mégabrèche de Comborsin**
(Thanétien - Yprésien inférieur)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.28; L.M.: 4.3

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

Photo 36:

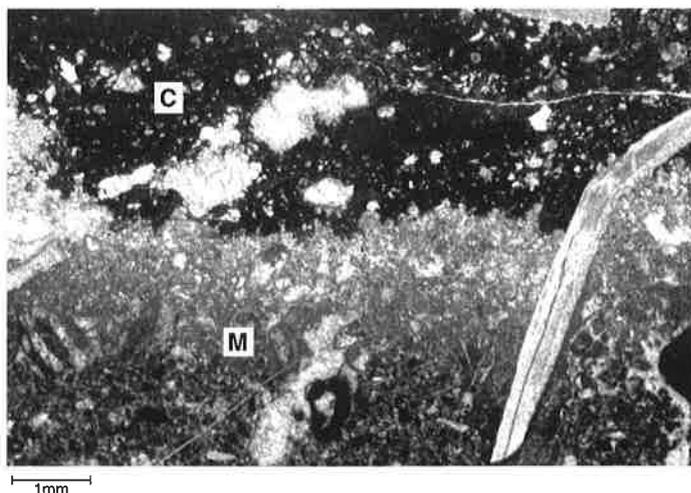
Liseré plus clair recristallisé d'un élément de **Calcaires Massifs** (M) qui se désagrège dans la matrice **Chenaux Rouges** (C).

U.C.: **Mégabrèche de Comborsin**
(Thanétien - Yprésien inférieur)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.26; L.M.: 4.1

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725



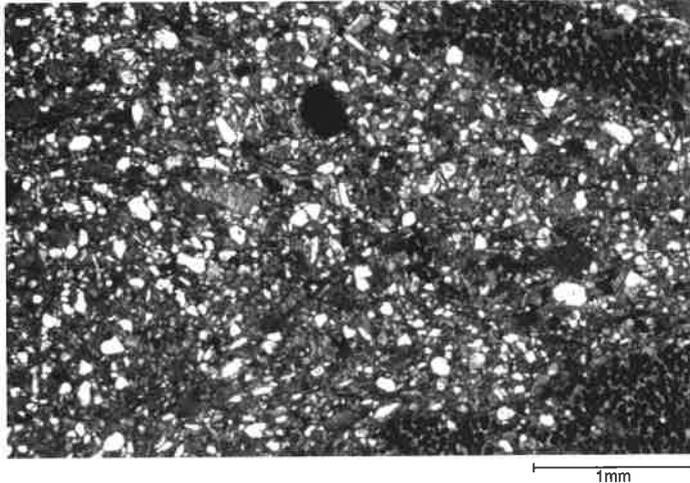


Photo 37:

Microfaciès d'un élément de grès calcaire du **Flysch des Médiannes**.

U.C.: **Flysch des Médiannes**
(Eocène moyen)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 93.16; L.M.: 3.3

Coo: 582'400 / 143'780 / 1650

Photo 38:

Microfaciès d'un élément de calcaire gréseux à Radiolaires du **Flysch des Médiannes** (Voir également Ph. 66, PL. XXII).

U.C.: **Flysch des Médiannes**
(Eocène moyen)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 93.17; L.M.: 3.2

Coo: 582'430 / 143'770 / 1640

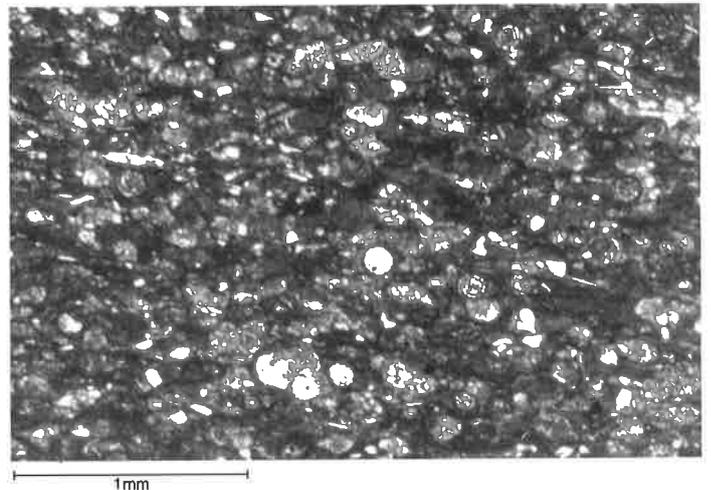


Photo 39:

Débris de *Cladocoropsis* sp.

U.C.: **Conglomérat de Grossi Vorschess** (Dogger moyen - supérieur)

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.51; L.M.: 2.1

Coo: 585'090 / 143'715 / 1590

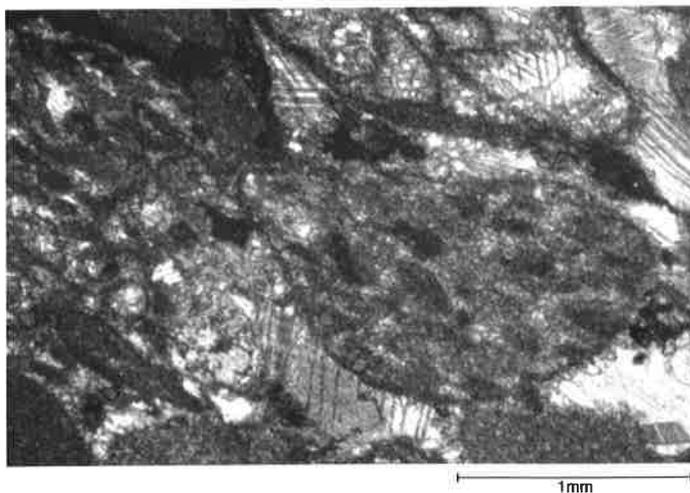


PLANCHE XIV

Photo 40:

Valvulina lugeoni SEPTFONTAINE

U.C.: Couches à Mytilus
(Callovien)

Coupe des POINTES DE SUR COMBE

Ech.: 93.24; L.M.: 2.4

Coo: 582'330 / 143'440 / 1830

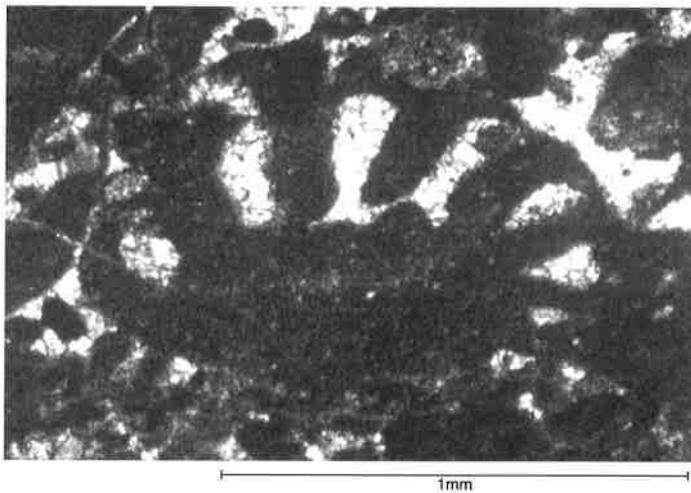
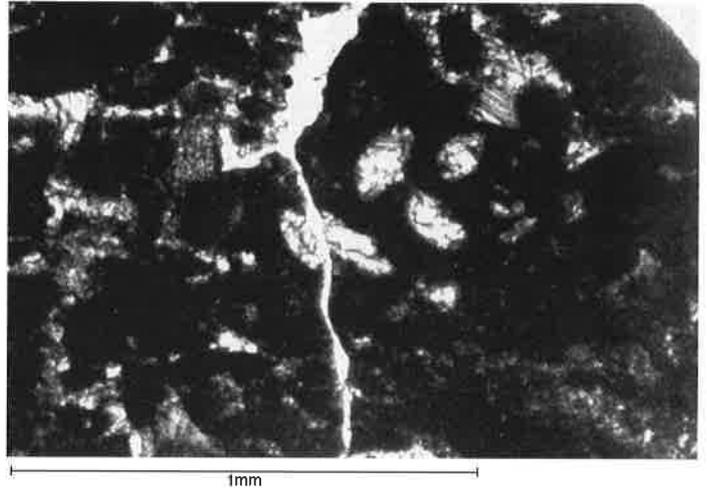


Photo 41:

Chablaisia chablaisensis SEPTFONTAINE

U.C.: Couches à Mytilus
(Callovien)

Coupe des POINTES DE SUR COMBE

Ech.: 93.24; L.M.: 2.4

Coo: 582'330 / 143'440 / 1830

Photo 42:

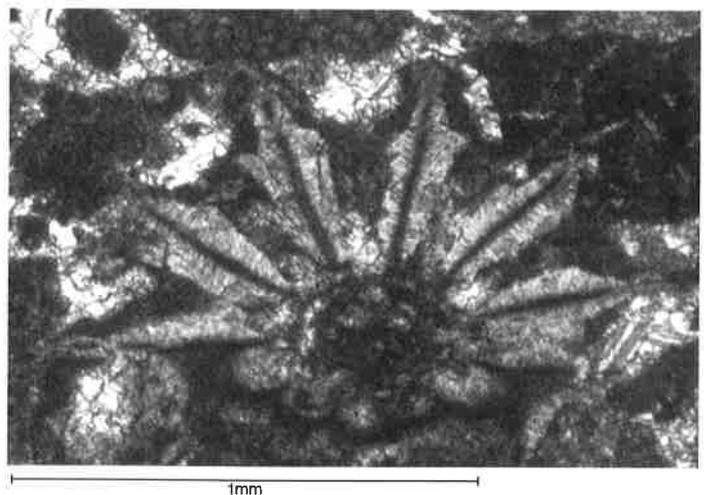
Clypeina jurassica FAVRE

U.C.: Calcaires Massifs

Coupe des POINTES DE SUR COMBE

Ech.: 93.21; L.M.: 2.8

Coo: 582'370 / 143'600 / 1770



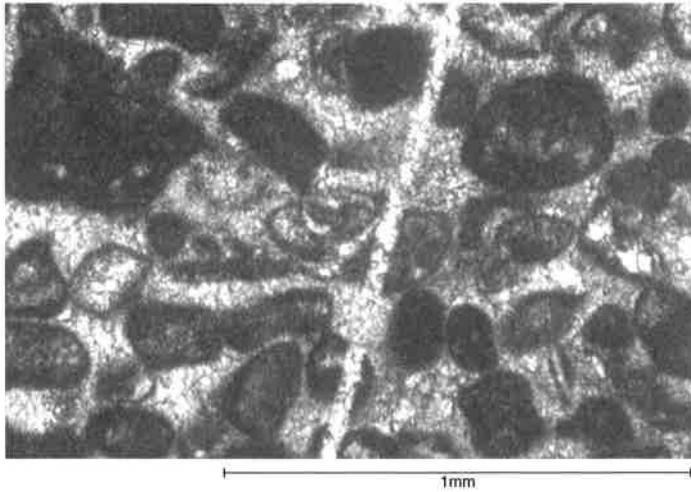


Photo 43:

Protopenneroplis trochangulata
SEPTFONTAINE

U.C.: **Calcaires Massifs**
(Tithonique)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 95.25; L.M.: 5.11

Coo: 582'360 / 143'519 / 1795

Photo 44:

Praeglobotruncana gibba KLAUS

Zone à *Helvetica*

U.C.: **Formation de l'Intyamou**

Massif de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.2; L.M.: 5.3

Coo: 584'680 / 144'110 / 1410

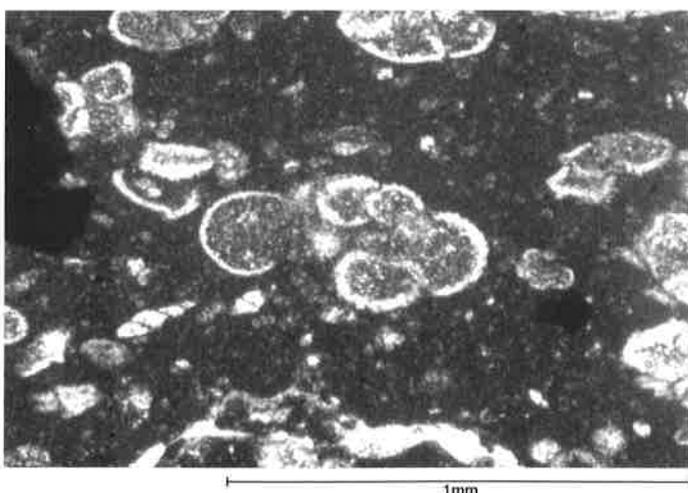
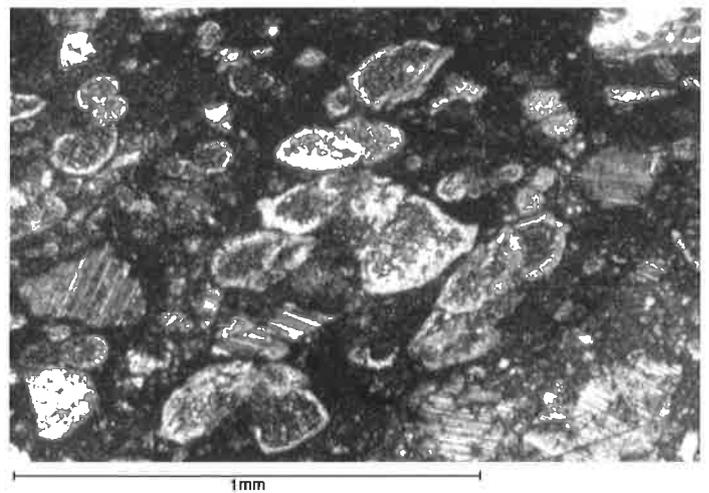


Photo 45:

Helvetoglobotruncana praehelvetica
(TRUJILLO)
Zone à *Helvetica*

U.C.: **Formation de l'Intyamou**

Massif de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.2; L.M.: 5.3

Coo: 584'680 / 144'110 / 1410

PLANCHE XVI

Photo 46:

Whiteinella inornata (BOLLI)

Zone à *Helvetica*

U.C.: **Formation de l'Intyamon**

Massif de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.2; L.M.: 5.3

Coo: 584'680 / 144'110 / 1410

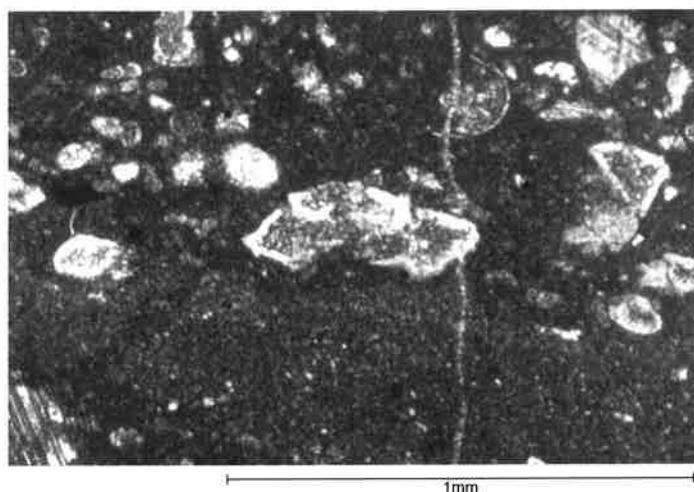
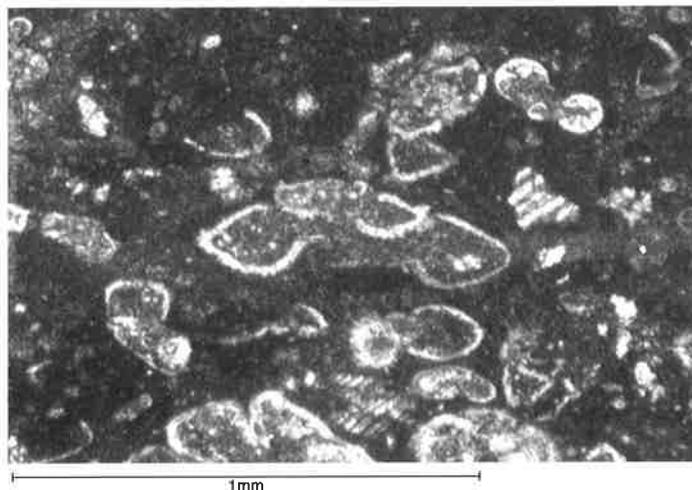


Photo 47:

Marginotruncana sigali (REICHEL)

Zone à *Helvetica*

U.C.: **Formation de l'Intyamon**

Massif de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 95.2; L.M.: 5.3

Coo: 584'680 / 144'110 / 1410

Photo 48:

Marginotruncana schneegansi (SIGAL)

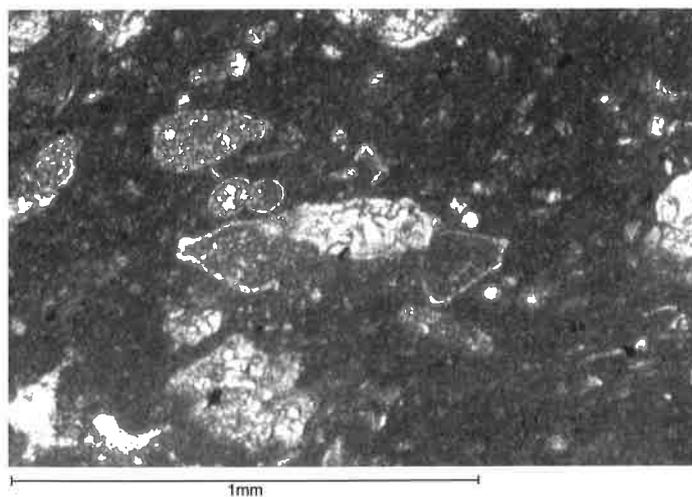
Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.31; L.M.: 1.5

Coo: 584'910 / 144'100 / 1485



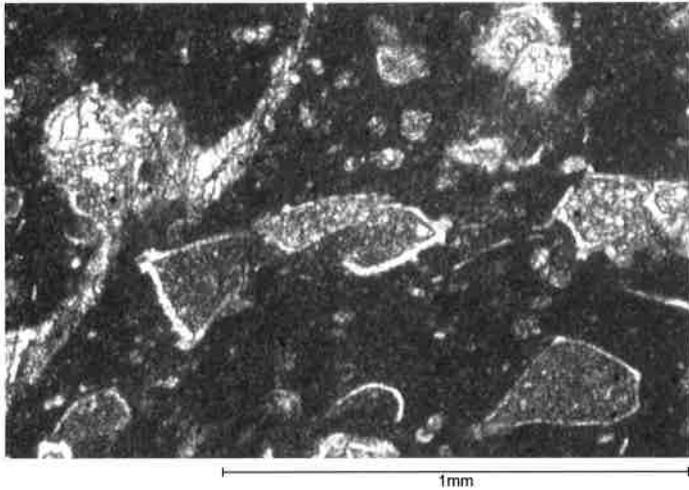


Photo 49:

Marginotruncana marianosi (DOUGLAS)

Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.31; L.M.: 1.5

Coo: 584'910 / 144'100 / 1485

Photo 50:

Marginotruncana coronata (BOLLI)

Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.31; L.M.: 1.5

Coo: 584'910 / 144'100 / 1485

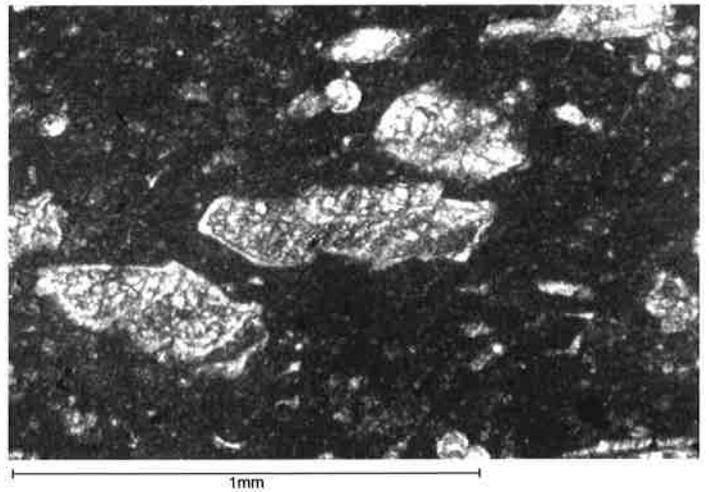


Photo 51:

Marginotruncana pseudolinneiana

PESSAGNO

Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.30; L.M.: 1.4

Coo: 584'915 / 144'105 / 1480

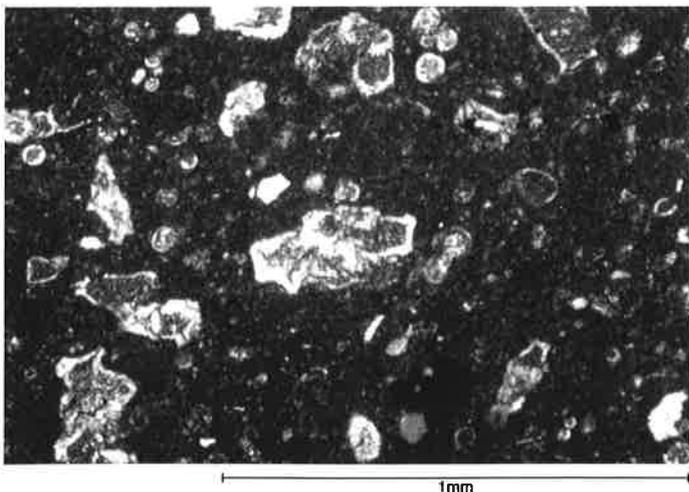


PLANCHE XVIII

Photo 52:

Falsotruncana (maslakovae CARON ?)

Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.30; L.M.: 1.4

Coo: 584'915 / 144'105 / 1480

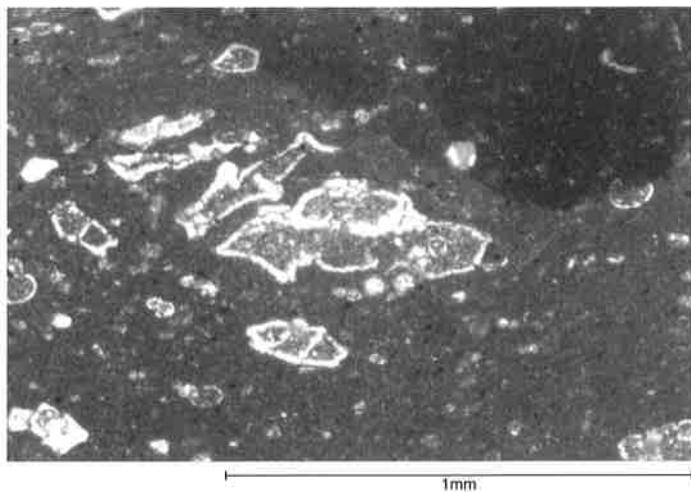
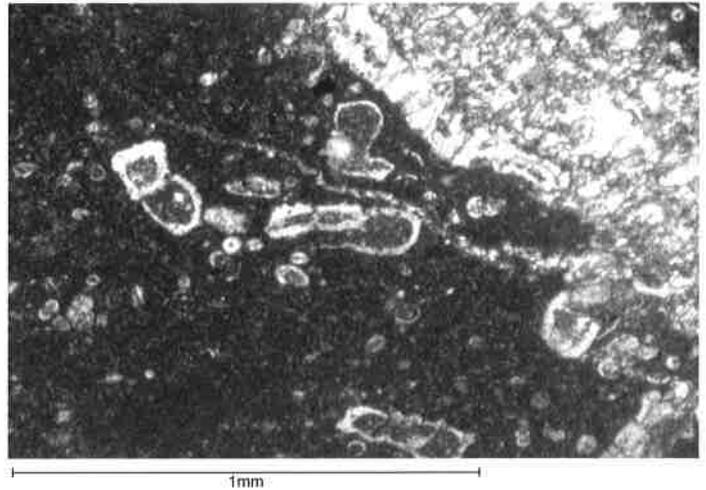


Photo 53:

Marginotruncana sinuosa PORTHULT

Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.30; L.M.: 1.4

Coo: 584'915 / 144'105 / 1480

Photo 54:

Hedbergella sp.

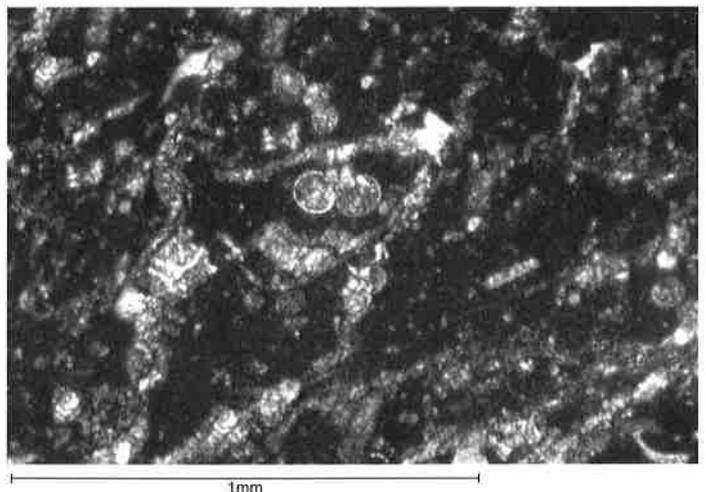
Zone à *Sigali*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.9; L.M.: 1.17

Coo: 584'925 / 144'095 / 1495



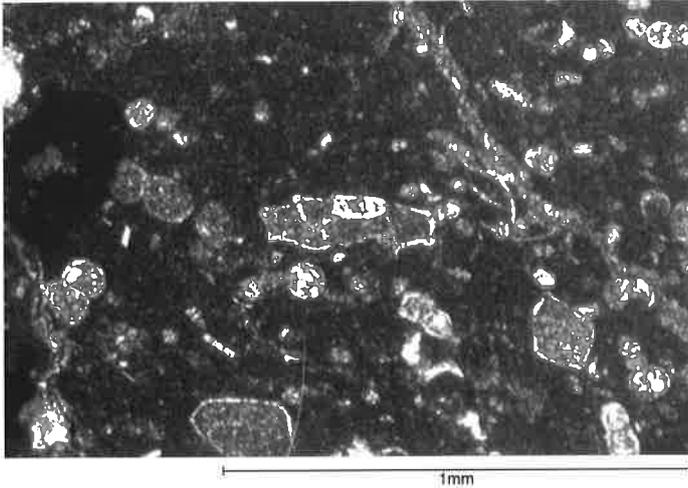


Photo 55:

Marginotruncana pseudolinneiana
PESSAGNO
Zone à *Concavata*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.33; L.M.: 1.7

Coo: 584'980 / 144'064 / 1550

Photo 56:

Dicarinella cf. concavata (BROTZEN)

Zone à *Concavata*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 93.32; L.M.: 1.6

Coo: 584'955 / 144'079 / 1530

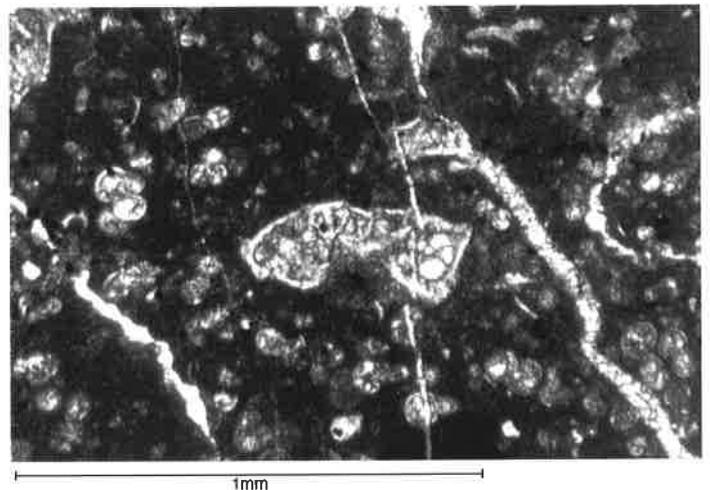


Photo 57:

Marginotruncana sinuosa PORTHAULT

Zone à *Concavata* - *Asymetrica*

U.C.: **Formation de Rote Platte**

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Ech.: 94.41; L.M.: 4.11

Coo: 584'995 / 144'083 / 1535

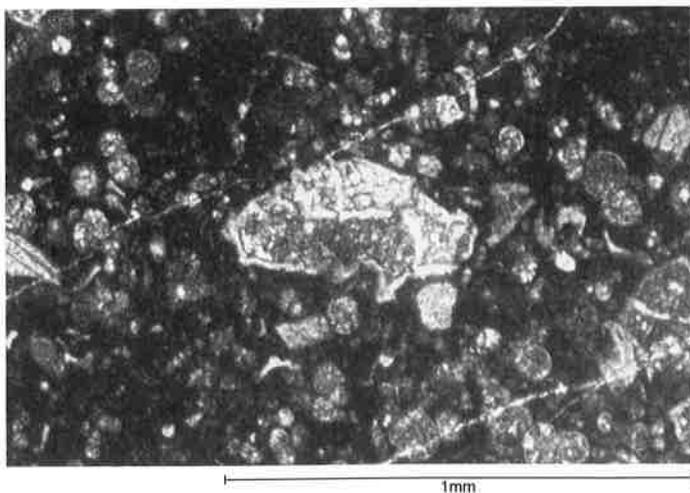


Photo 58:

Dicarinella concavata (BROTZEN)

Zone à *Asymetrica*

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.31; L.M.: 4.5

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

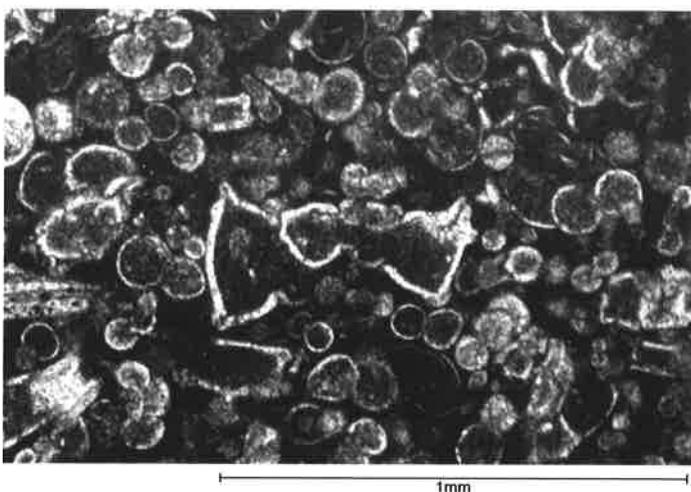
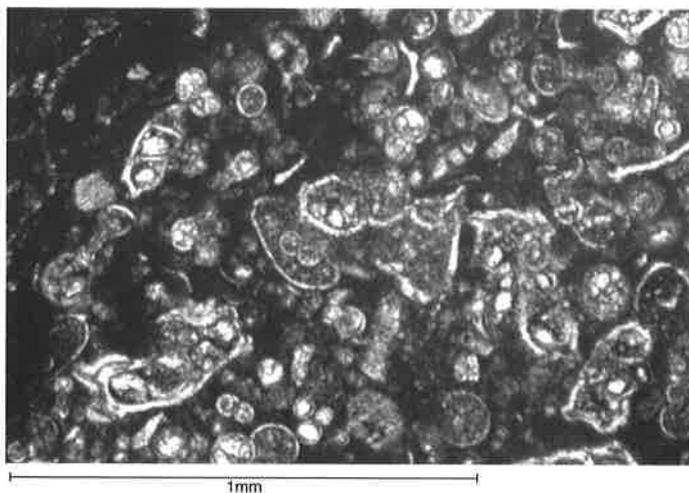


Photo 59:

Dicarinella asymetrica (SIGAL)

Zone à *Asymetrica*

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.50; L.M.: 4.16

Coo: 582'170 / 143'740 / 1775

Photo 60:

Dicarinella asymetrica (SIGAL)

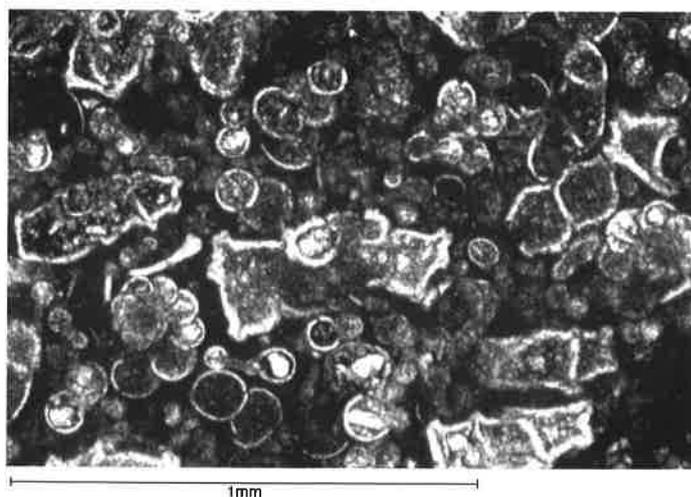
Zone à *Asymetrica*

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.28; L.M.: 4.3

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725



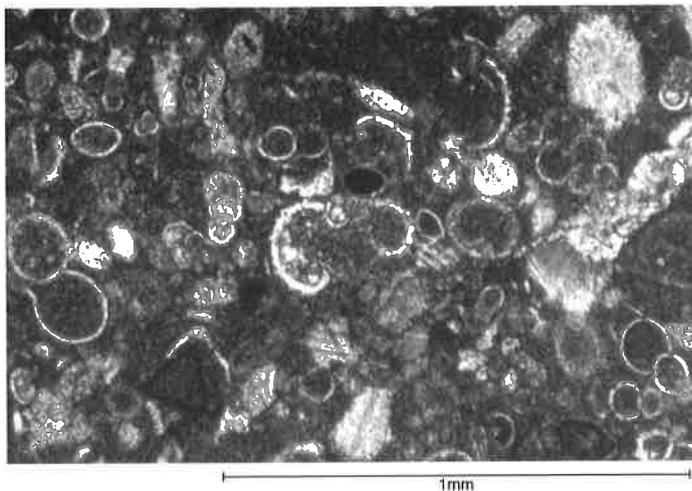


Photo 61:

Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)

Zone à *Gansseri* s.l.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.31; L.M.: 4.5

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

Photo 62:

Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT)

Zone à *Gansseri* s.l.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.31; L.M.: 4.5

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

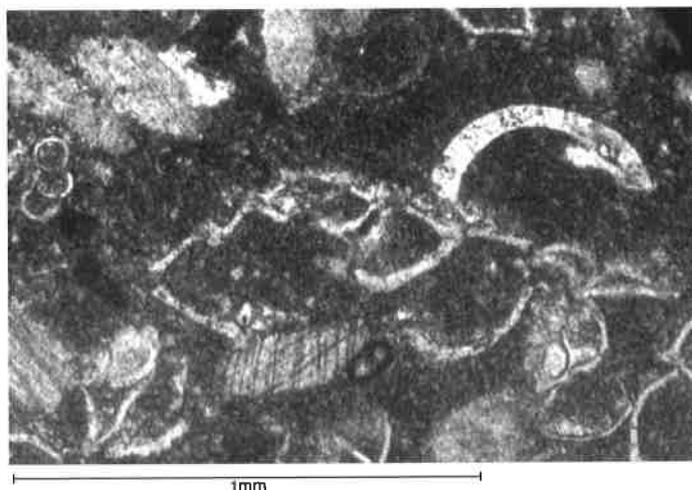


Photo 63:

Globotruncanita falsostuarti SIGAL

Zone à *Gansseri* s.l.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.31; L.M.: 4.5

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725



Photo 64:

Rosita sp.

Zone à *Gansseri* s.l.

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.31; L.M.: 4.5

Coo: 582'150 / 143'790 / 1725

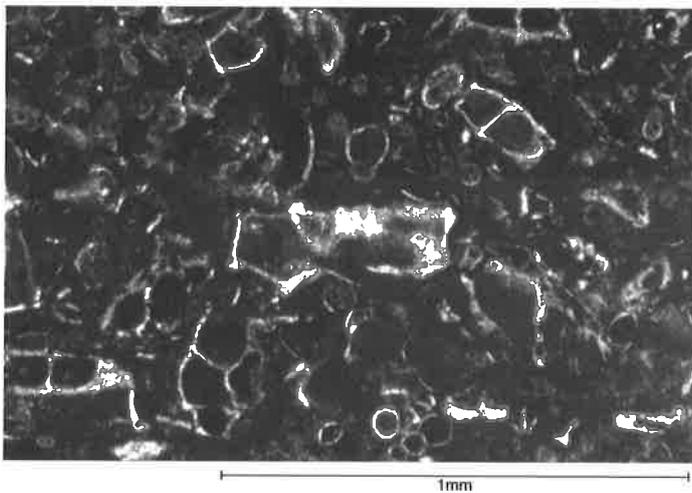
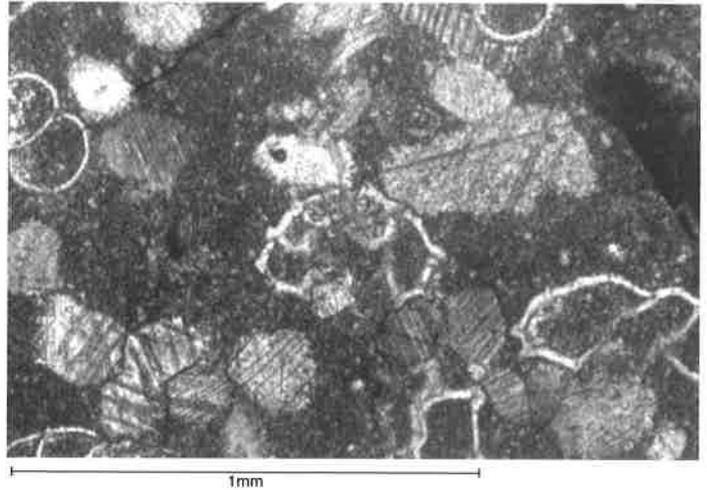


Photo 65:

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)

Zone à *Mayaroensis*

U.C.: Élément de la **Mégabrèche de Comborsin**

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 94.49; L.M.: 4.15

Coo: 582'170 / 143'740 / 1775

Photo 66:

Dictyopora sp. aff. *D. pirum* EHRENBERG
(Gauche: section à cercles concentriques)
(Droite: section à double spirale)

U.C.: **Flysch des Médiannes**
(Eocène moyen)

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Ech.: 93.17; L.M.: 3.2

Coo: 582'430 / 143'770 / 1640

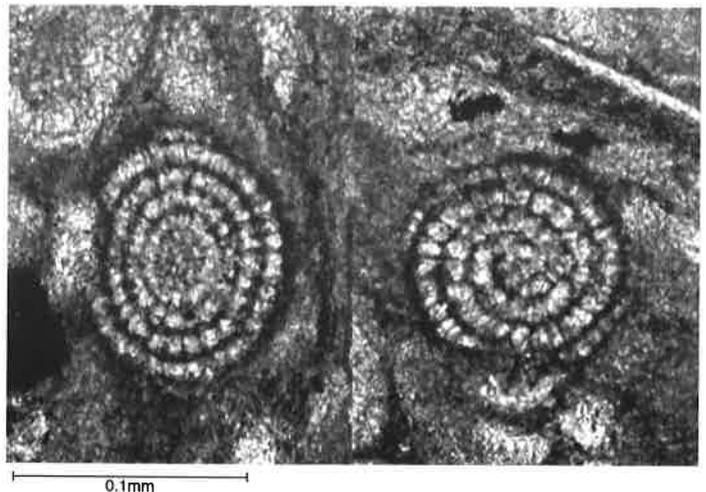


Photo 67:

Bel exemple des étapes du morcellement des lentilles de quartzites dans la **Cornieule** (Voir également Ph. 70, PL. XXV).

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Coo: 585'050 / 143'540 / 1425



Photo 68:

"Cornieule reconstituée"

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Coo: 582'085 / 142'865 / 1910



Photo 69:

Poche paléokarstique décamétrique stratiforme à base concave et sommet plan dans les **Calcaires Rubanés** (Type des argiles et brèches sidérolitiques).



Photo 70:

Lentilles plurimétriques de quartzite, alignées parallèlement à la stratification des calcaires triasiques sus-jacents, dans la **Cornieule** affleurant sous les éboulis dans une des gravières de Grossi Vorschess. Le personnage à droite donne l'échelle.

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Coo: 585'050 / 143'540 / 1425



Photo 71:

Éléments de taille et de nature variées dans le **Conglomérat de Grossi Vorschess**.

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Coo: 585'090 / 143'715 / 1590



Photo 72:

Sill paléokarstique rempli de "billes" calcaires grises dans une matrice argileuse rouge, dans les **Calcaires Rubanés** (vue en plan).

Type des argiles et brèches sidérolitiques

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE*

Coo: 582'330 / 143'430 / 1830

Photo 73:

Perforations subcm à remplissage spartique des éléments du **Conglomérat de Grossi Vorschess**. Ech.: 94.48

Coupe de *MUTTENHUBEL*

Coo: 585'095 / 143'710 / 1590





Photo 74:

Éléments anguleux à aspect zébré de **Calcaire Rubané** dans la brèche des **Couches à Mytilus**.

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE* Coo: 582'330 / 143'440 / 1830



Photo 75:

Galets mous calcaires lenticulaires de type Pfad-MF dans une matrice calcaire de type Muttonhubel-MF.

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE* Coo: 582'060 / 143'265 / 2055



Photo 76:

Aspect général de la **Mégabrèche de Comborsin**. Hauteur de la falaise = ~7 m.

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE* Coo: 582'150 / 143'790 / 1725



Photo 77:

Détail macroscopique de la **Mégabrèche de Comborsin**.

Coupe des *POINTES DE SUR COMBE* Coo: 582'270 / 143'760 / 1740

Photo 78:

Reconstitution de la succession, dans la colonne lithologique, des types de roches de la **Formation de Rote Platte**.

A gauche:

Cas normal avec une colonne complète pour une épaisseur de roches de ~10 m.

A droite (10 m à l'est du cas ci-dessus):

Cas anormal, très condensé, avec la même colonne complète pour une épaisseur de roches de ~5 cm (sur le talon, ne sont représentés que les 4 derniers cm de la **Formation de Rote Platte** et la base de la croûte minéralisée à structure stromatolitique de la **Formation des Chenaux Rouges** sus-jacente).

Coupe de *MUTTENHUBEL*



N

S



Photo 79:

Figure d'interférence décimétrique entre une première phase de plissement déversée vers le SE et une seconde vers le NO, dans les **Calcaires Variés**. (cf. Fig. 3.8, 3.9 et 3.10)

Massif des *POINTES DE SUR COMBE*

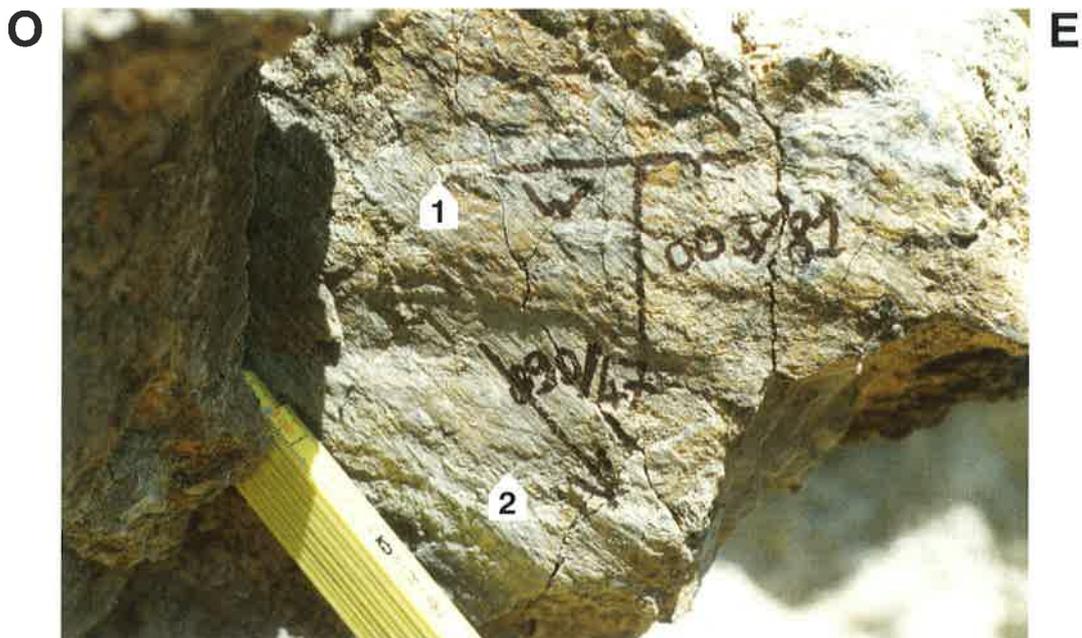


Photo 80:

Stries et gradins de cristallisation (1) et de dissolution (2) dans les **Dolomies et Pélites inférieures** indiquant un mouvement du compartiment visible (= sup.) vers l'Est.

Massif de *MUTTENHUBEL*

Coo: 585'015 / 143'550 / 1465



Photo 81:

Stries, gradins de cristallisation (1), de dissolution (2) et fracture en lunule (3) dans les **Calcaires Vermiculés** indiquant un mouvement du compartiment manquant (supérieur) vers le SE.

Coupe de *MUTTENHUBEL*

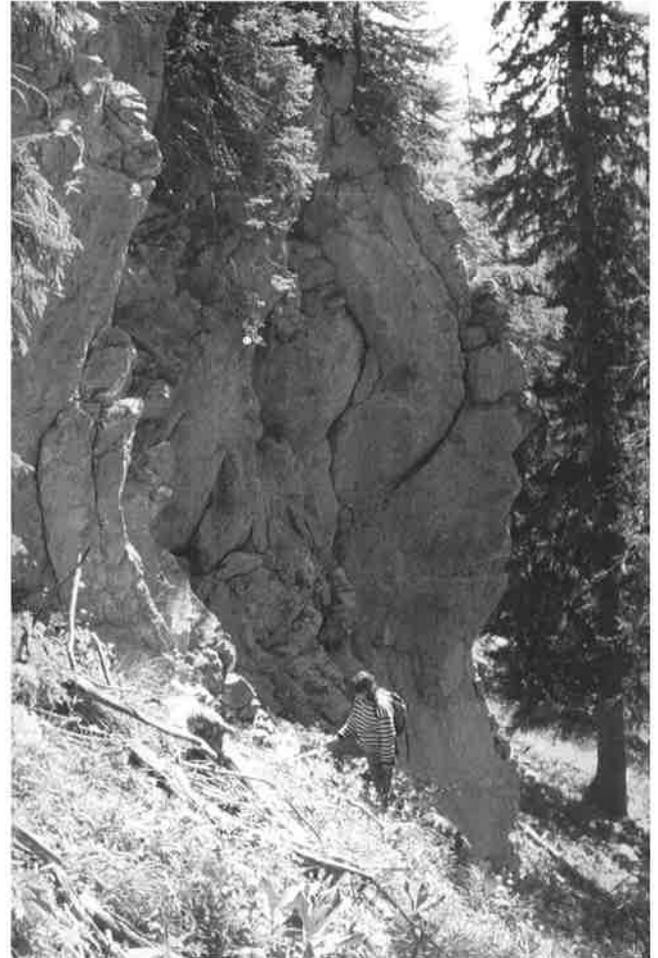
Coo: 585'325 / 143'685 / 1405

Photo 82:

Pli décimétrique déversé vers le SE dans les Calcaires Vermiculés. (cf. Fig. 3.11 et 3.12).

Massif des *POINTES DE SUR COMBE*

Coo: 582'620 / 143'140 / 1905



NO

SE



NNO

SSE

Photo 83:

Plis décimétriques à déversement NO dans un niveau plaqueté des Calcaires Variés.

Massif des *POINTES DE SUR COMBE*

Coo: 582'172 / 143'011 / 1970

NO



SE

Photo 84:

Plis centimétriques déversés vers le SE dans les **Calcaires Variés**.

Massif des *POINTES DE SUR COMBE* Coo: 582'031 / 143'000 / 2013



Photo 85:

Brèche de faille dans les **Calcaires Massifs** le long de la faille séparant les sous-écailles de *GUMMESEL* et de *MUTTENHUBEL*.

Coo: 584'247 / 143'570 / 1635

Photo 86:

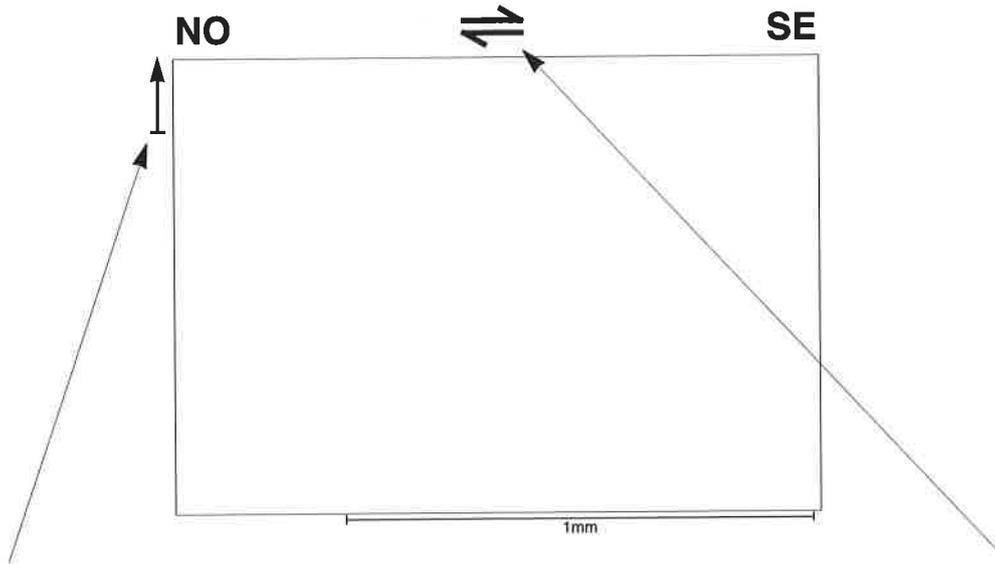
Bloc éboulé de brèche énigmatique à
MUTTENHUBEL.

Coo: 585'400 / 143'755 / 1390



PLANCHES TECTONIQUES

Légende:



Polarité stratigraphique (pointant vers le haut de la série)

Indication du sens de cisaillement déduit des structures (dans l'exemple de la légende, le compartiment supérieur s'est déplacé vers le SE)

Photographies tectoniques 1 (début):

Indices microscopiques de cisaillement liés à l'Echantillon N°93.54

U.C.: Calcaires Variés

Ech.: 93.54; L.M.: 6.17

Coo: 582'200 / 142'950 / 1920

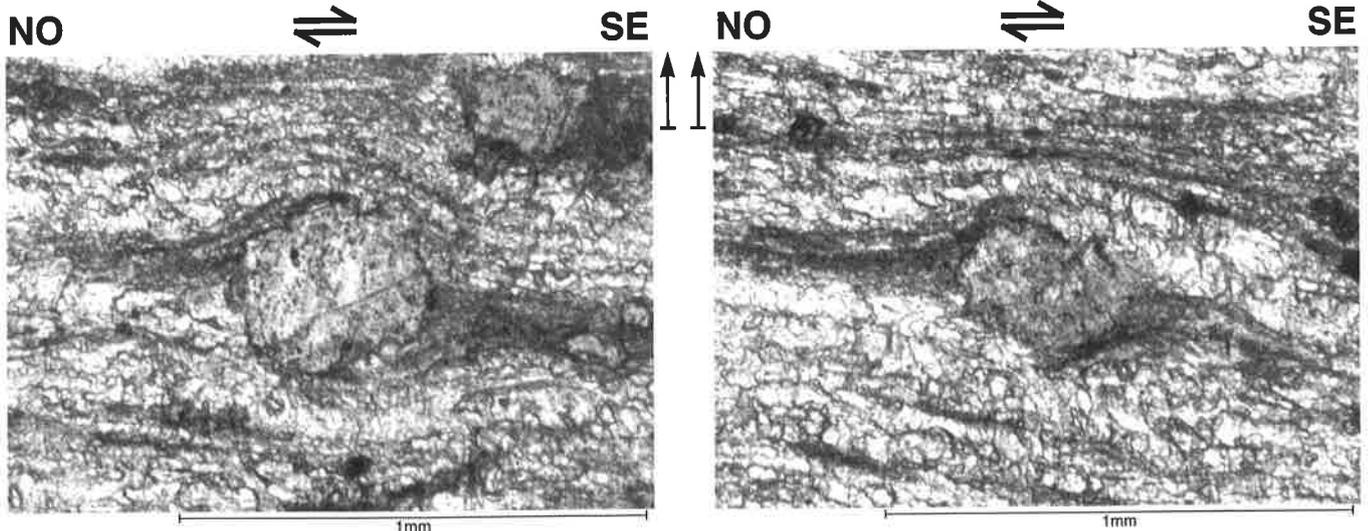
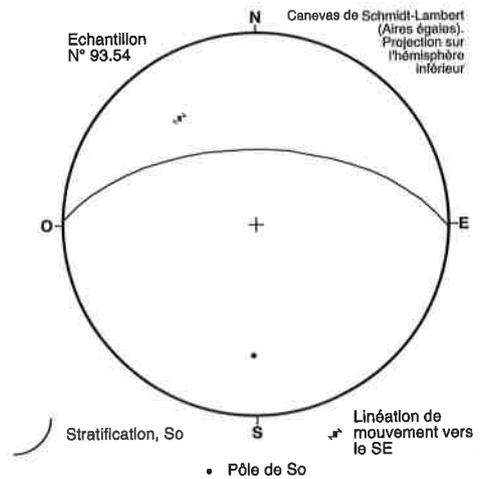


PLANCHE TECTONIQUE 2

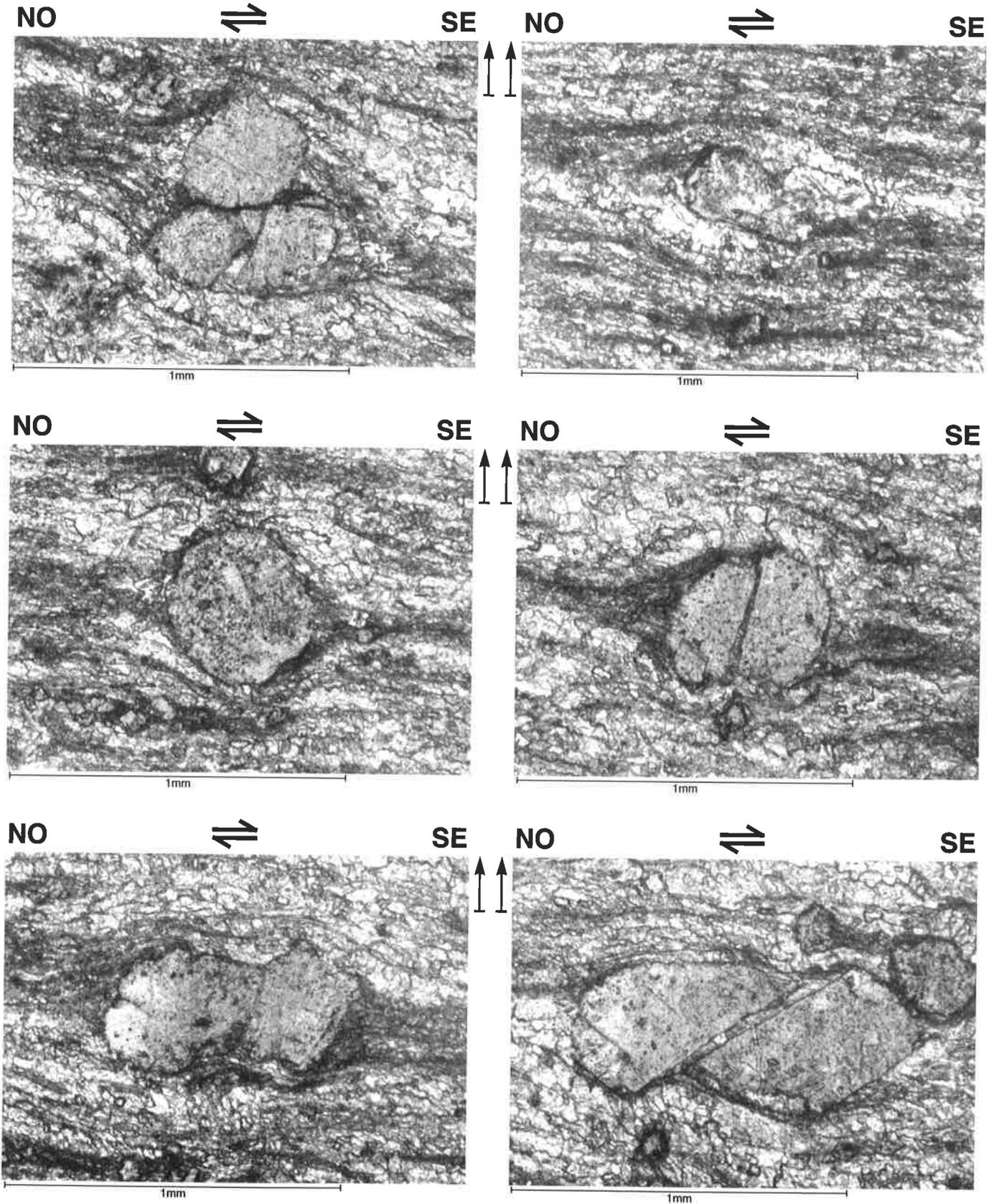
Photographies tectoniques 1 (fin):

Indices microscopiques de cisaillement liés à l'Echantillon N°93.54

U.C.: Calcaires Variés;

Ech.: 93.54; L.M.: 6.17;

Coo: 582'200 / 142'950 / 1920



Photographies tectoniques 2 (début):

Indices microscopiques de cisaillement liés à l'Echantillon N°94.1

U.C.: Calcaires Variés; Ech.: 94.1; L.M.: 3.4 et 6.16; Coor: 582'200 / 142'954 / 1920

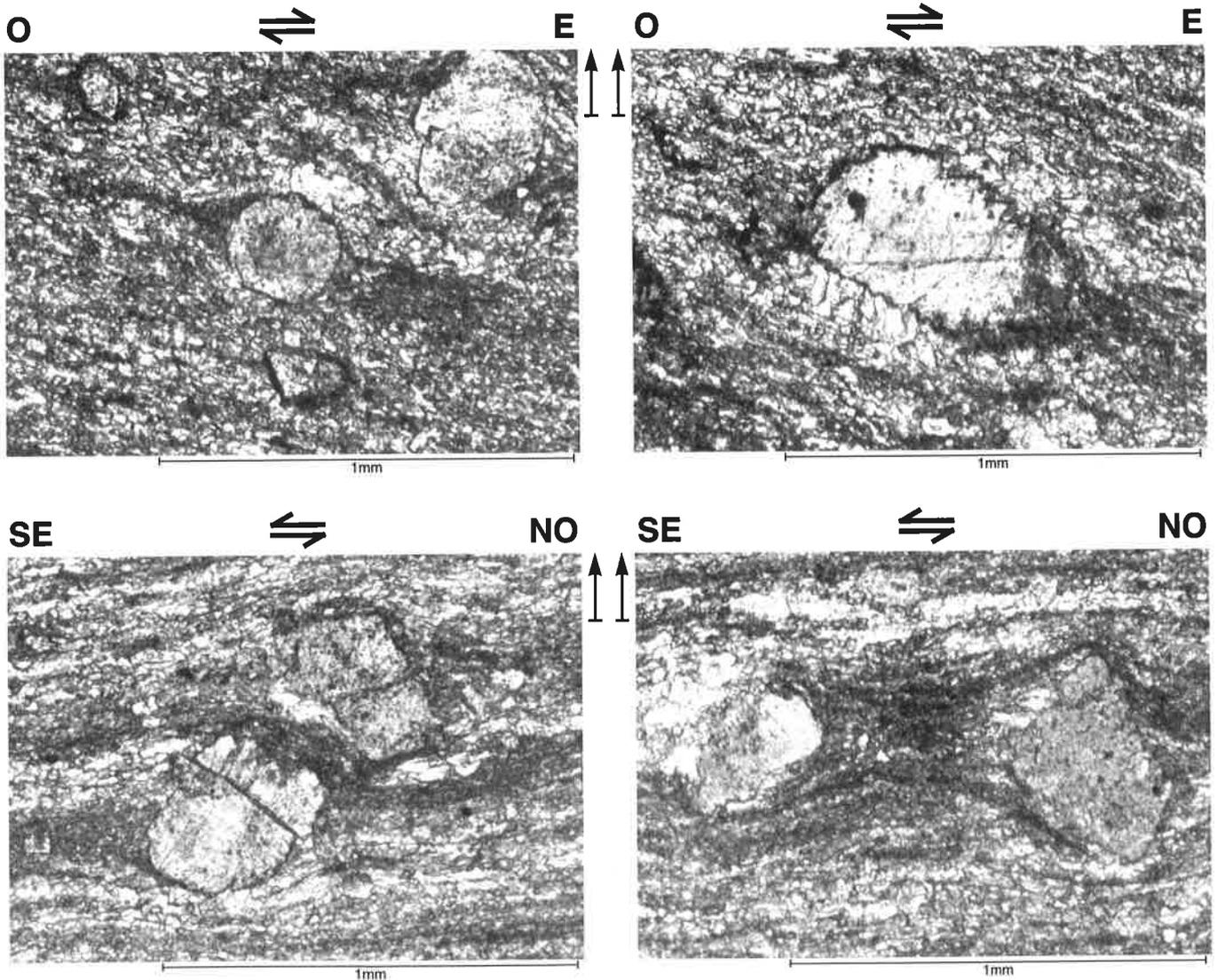
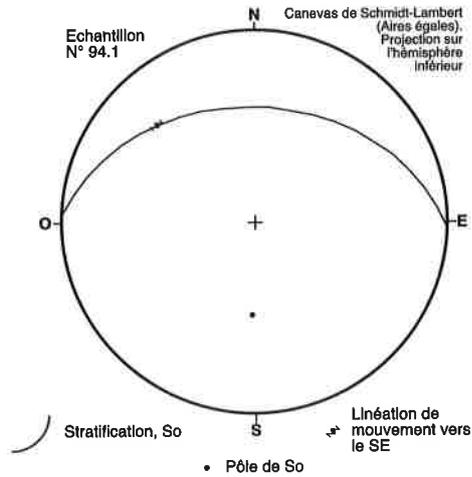
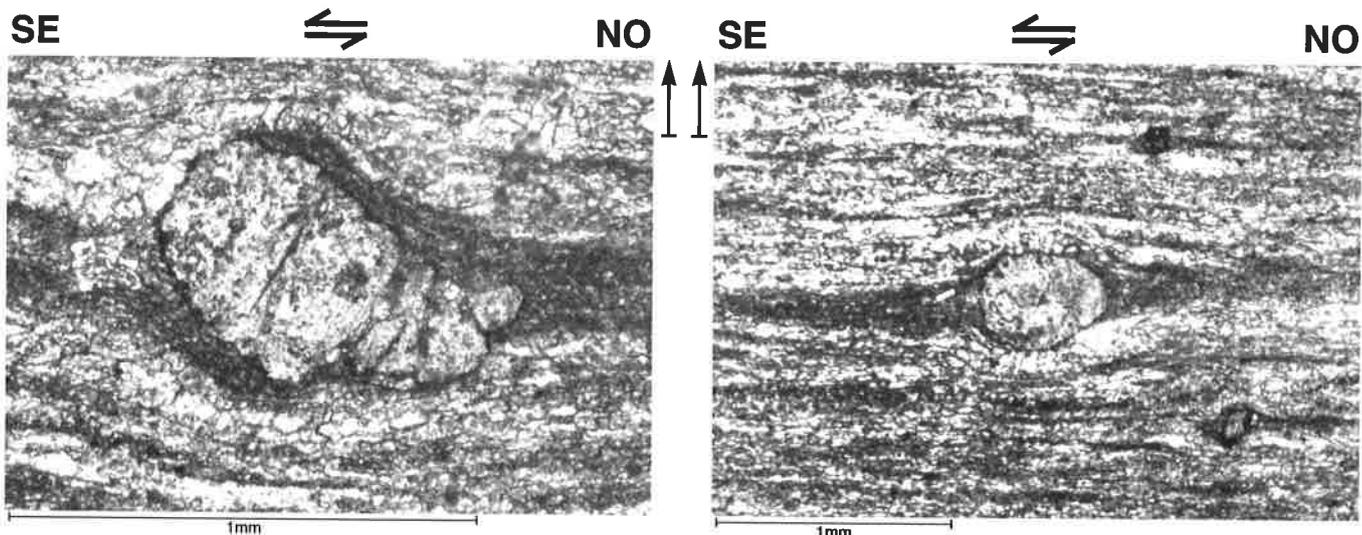


PLANCHE TECTONIQUE 4

Photographies tectoniques 2 (fin):

Indices microscopiques de cisaillement liés à l'Echantillon N°94.1

U.C.: Calcaires Variés; Ech.: 94.1; L.M.: 6.16; Coo: 582'200 / 142'954 / 1920



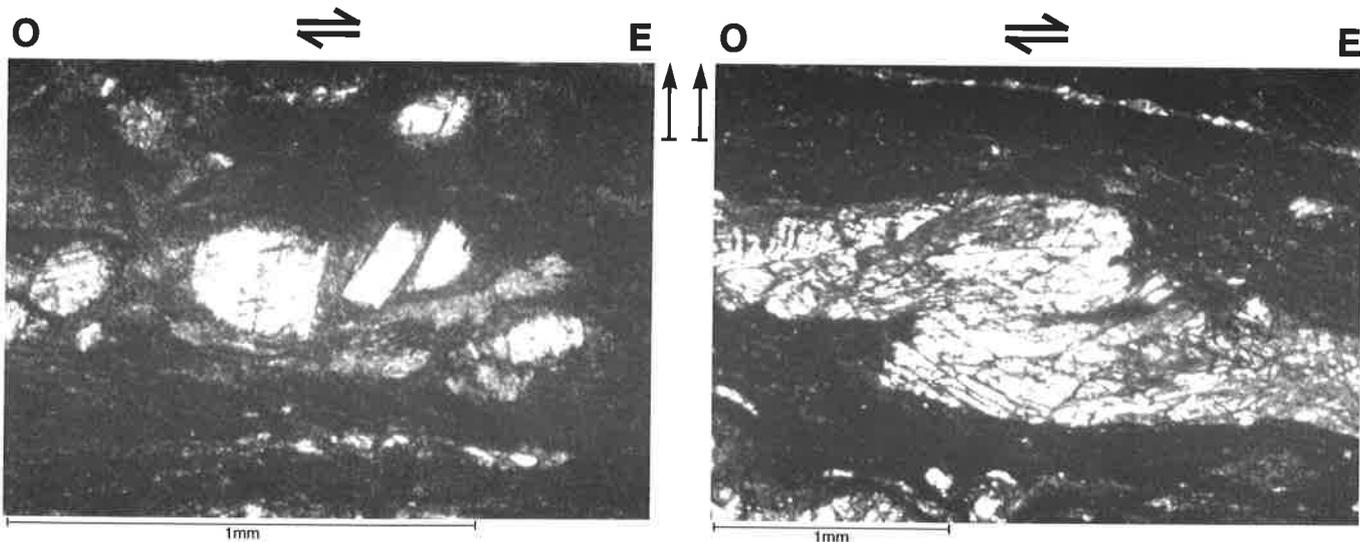
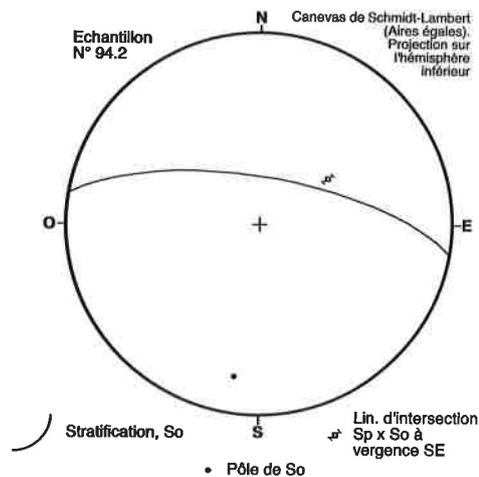
Photographies tectoniques 3:

Indices microscopiques de cisaillement liés à l'Echantillon N°94.2

U.C.: Calcaires Variés

Ech.: 94.2; L.M.: 6.18

Coo: 582'204 / 142'980 / 1940



Photographies tectoniques 4:

Indices microscopiques et macroscopiques de cisaillement liés à l'Echantillon N°93.31

U.C.: F. de Rote Platte; Ech.: 93.31; L.M.: 1.5 et 6.14; Coo: 584'910 / 144'100 / 1485

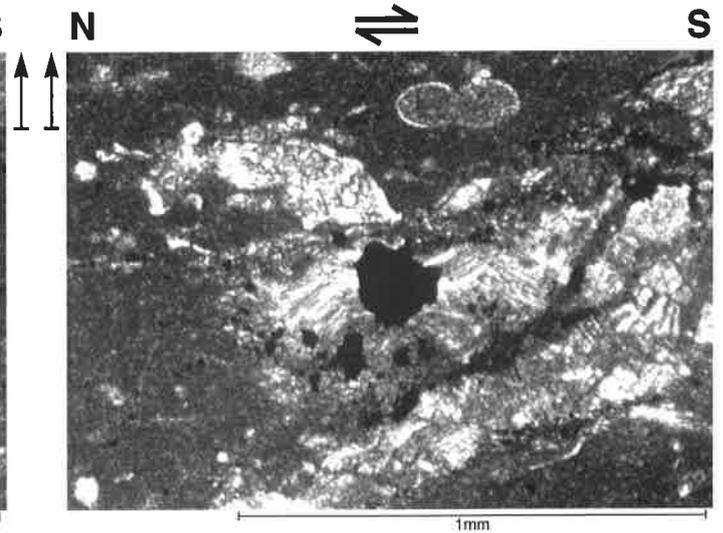
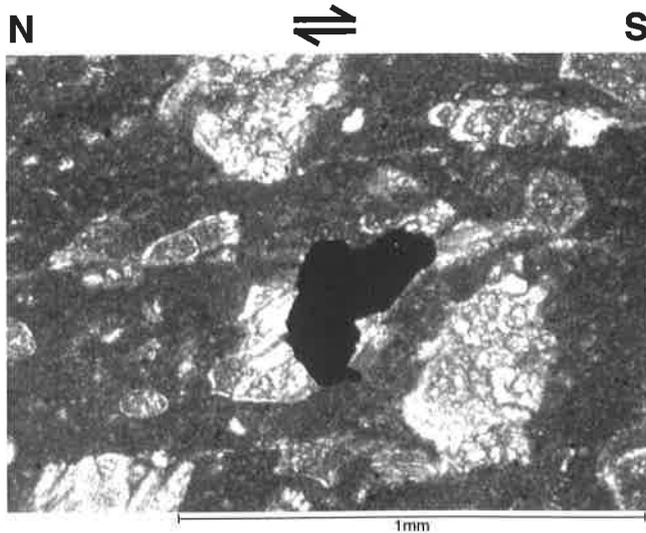
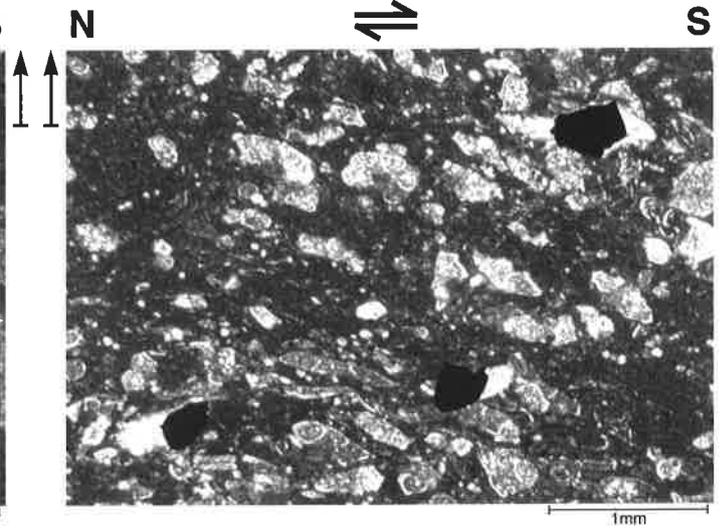
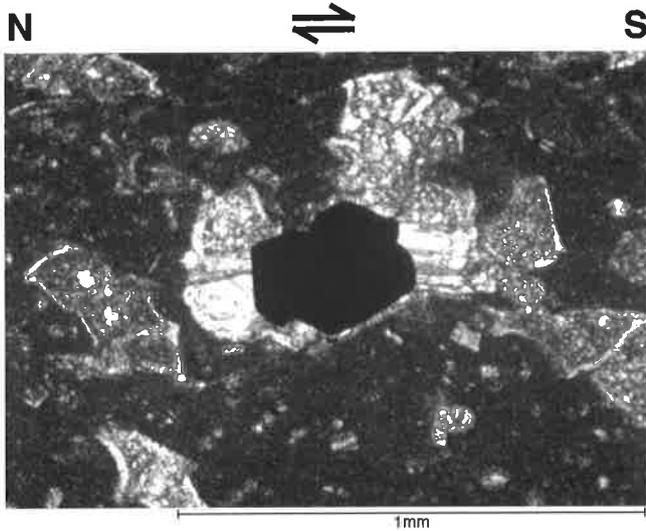
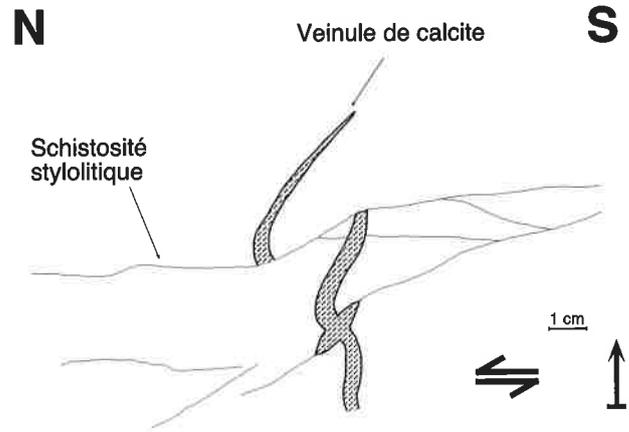
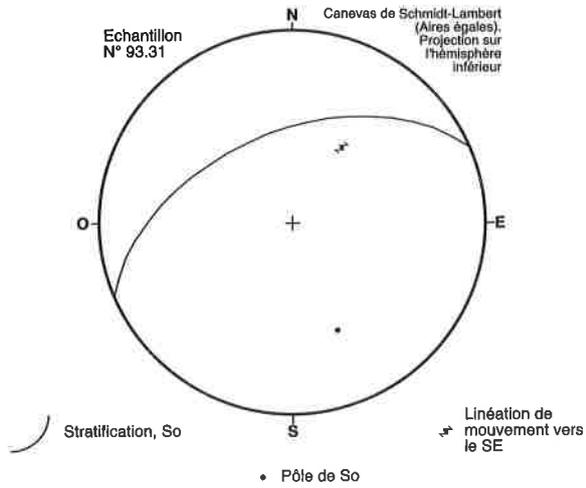


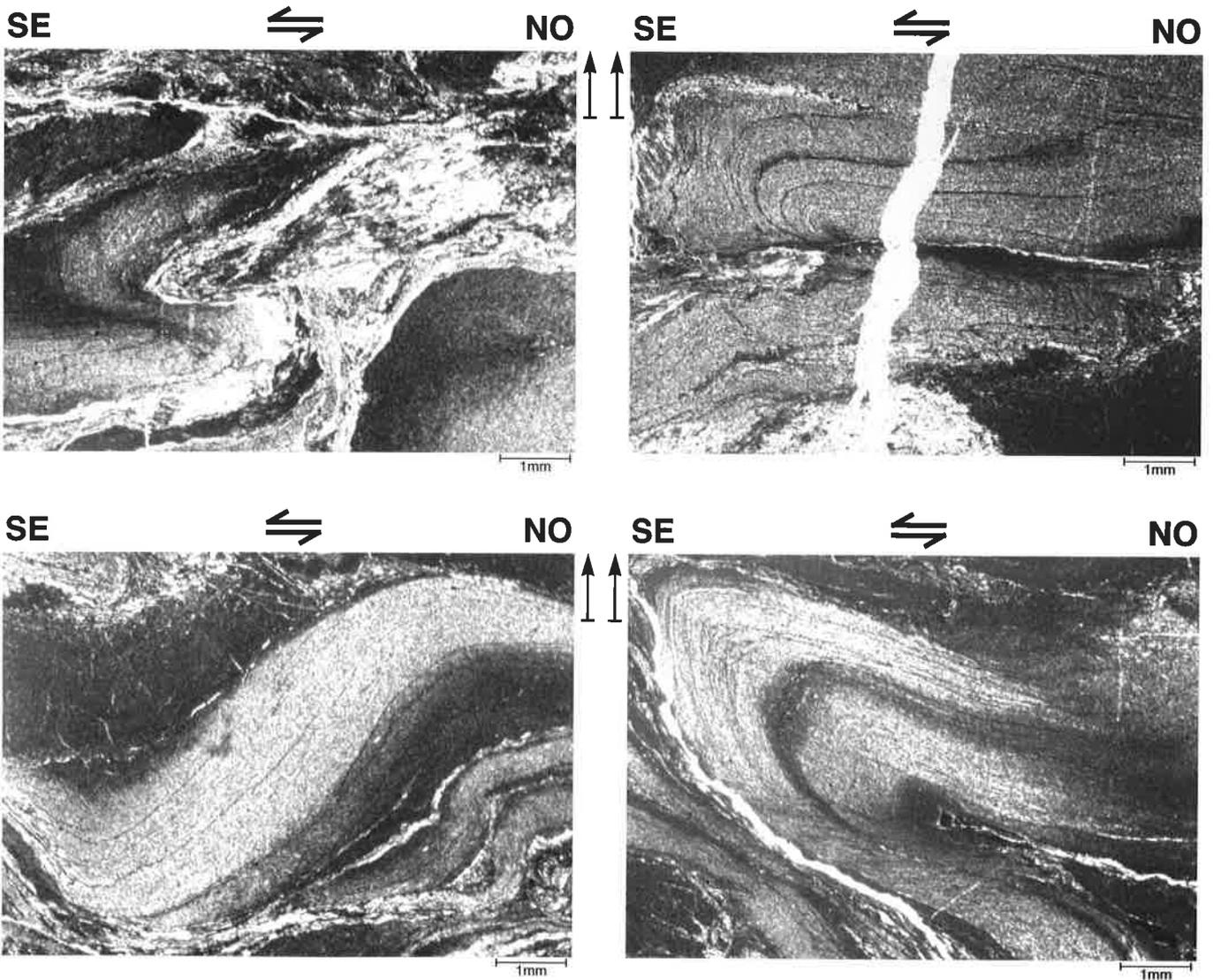
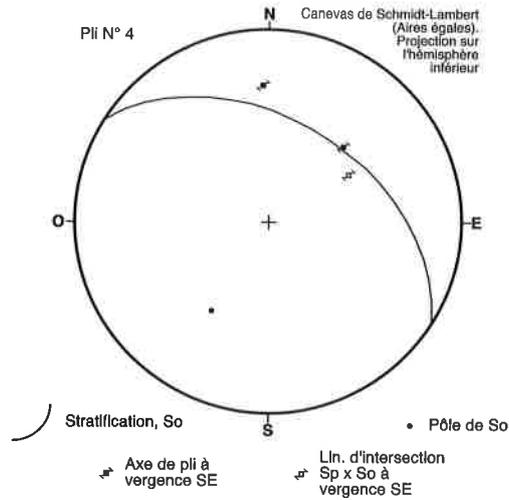
PLANCHE TECTONIQUE 6

Photographies tectoniques 5:

Indices microscopiques de cisaillement liés au Pli N°4

U.C.: Calcaires Variés; Ech.: 94.16; L.M.: 3.11;

Coo: 582'031 / 143'000 / 2013



PLANCHES ANNEXES

- FIGURE PA. 1:** Carte géologique de la partie orientale de l'échelle de la Gummfluh
- FIGURE PA. 2:** Comparaison des coupes stratigraphiques et variation du niveau des océans [selon HAQ et al., 1987]
- FIGURE PA. 3:** Carte des pendages de la stratification
- FIGURE PA. 4:** Pendages de la stratification
- FIGURE PA. 5:** Coupes tectoniques sériées
- FIGURE PA. 6:** Esquisse tectonique

Mémoires de Géologie (Lausanne)

- No. 1* BAUD A. 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). 202 p., 53 text-figs., 29 pls.
- No. 2 ESCHER A., MASSON H. et STECK A. 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. 11 p., 1 text-figs., 1 map.
- No. 3* STUTZ E. 1988. Géologie de la chaîne Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde). Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. 149 p., 42 text-figs., 11 pls., 1 map.
- No. 4 COLOMBI A. 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). 216 p., 147 text-figs., 2 pls.
- No. 5 STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHANT R., MASSON H. et SPRING L. 1989. Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. 8 p., 1 map.
- No. 6 SARTORI M. 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). 140 p., 56 text-figs., 3 pls.
- No. 7 BUSSY F. 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). 309 p., 177 text-figs.
- No. 8* EPARD J.-L. 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. 165 p., 59 text-figs.
- No. 9 PILLOUD C. 1991. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais). 98 p., 59 text-figs.
- No. 10* BAUD A., THELIN P. and STAMPFLI G. 1991. (Eds.). Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. IGCP Project No. 276. Newsletter No. 2. 155 p.
- No. 11 CARTER E.S. 1993. Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. 132 p., 15 text-figs., 21 pls.
- No. 12* GOUFFON Y. 1993. Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste -Italie). 147 p., 71 text-figs., 2 pls.
- No. 13 HUNZIKER J.C., DESMONS J., and HURFORD A.J. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. 59 p., 18 text-figs., 7 maps.
- No. 14 SPRING L. 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul-Zaskar oriental (Himalaya indien). 148 p., 66 text-figs., 1 map.
- No. 15 MARCHANT R. 1993. The Underground of the Western Alps. 137 p., 104 text-figs.
- No. 16 VANNAY J.-C. 1993. Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde). Paléogéographie et tectonique. 148 p., 44 text-figs., 6 pls.
- No. 17* PILLEUIT A. 1993. Les blocs exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale. 249 p., 138 text-figs., 7 pls.
- No. 18 GORICAN S. 1994. Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). 120 p., 20 text-figs., 28 pls.
- No. 19 JUD R. 1994. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. 147 p., 29 text-figs., 24 pls.
- No. 20 DI MARCO G. 1994. Les terrains accrés du sud du Costa Rica. Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe. 166 p., 89 text-figs., 6 pls.
- No. 21* O'DOGHERTY L. 1994. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). 415 p., 35 text-figs., 73 pls.
- No. 22 GUEX J. and BAUD A. (Eds.) 1994. Recent Developments on Triassic Stratigraphy. 184 p.
- No. 23 BAUMGARTNER P.O., O'DOGHERTY L., GORICAN S., URQUHART E., PILLEUIT A. and DE WEVER P. (Eds.). 1995. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. 1162 p.
- No. 24 REYMOND B. 1994. Three-dimensional sequence stratigraphy offshore Louisiana, Gulf of Mexico (West Cameron 3D seismic data). 215 p., 169 text-figs., 49 pls.
- No. 25 VENTURINI G. 1995. Geology, Geochronology and Geochemistry of the Inner Central Sesia Zone. (Western Alps - Italy). 183 p., 57 text-figs., 12 pls.
- No. 26 SEPTFONTAINE M., BERGER J.P., GEYER M., HEUMANN C., PERRET-GENTIL G. et SAVARY J. 1995. Catalogue des types paléontologiques déposés au Musée Cantonal de Géologie, Lausanne. 76 p.
- No. 27 GUEX J. 1995. Ammonites hettangiennes de la Gabbs Valley Range (Nevada, USA). 130 p., 22 text-figs., 32 pls.

*: out of print

Order from **Institut de Géologie et Paléontologie,**
Université de Lausanne. BFSH-2. CH-1015, SWITZERLAND.
<http://www-sst.unil.ch/publidep.htm> Fax: (41) 21-692.43.05
Bank Transfer: Banque Cantonale Vaudoise 1002 Lausanne
Account Number: **C.323.52.56** Institut de Géologie, rubrique: Mémoires

Price CHF 30 per volume except volume 23 (CHF 100). The price doesn't include postage and handling.

- Please do not send check -