



HAL
open science

Evolution paléogéographique du domaine delphino-helvétique (entre Chartreuse et Morcles) au crétacé supérieur (Turonien-Maastrichtien) : biostratigraphie, sédimentologie et dynamique sédimentaire sur une rampe carbonatée

François Villars

► **To cite this version:**

François Villars. Evolution paléogéographique du domaine delphino-helvétique (entre Chartreuse et Morcles) au crétacé supérieur (Turonien-Maastrichtien) : biostratigraphie, sédimentologie et dynamique sédimentaire sur une rampe carbonatée. Stratigraphie. University of Geneva, 1992. Français. NNT: . tel-00820797

HAL Id: tel-00820797

<https://theses.hal.science/tel-00820797>

Submitted on 6 May 2013

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

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

PUBLICATIONS
DU DÉPARTEMENT
DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE

N° 10
1991

***Evolution paléogéographique du domaine
delphino-helvétique (entre Chartreuse et Morcles)
au Crétacé supérieur (Turonien - Maastrichtien):
Biostratigraphie, sédimentologie
et dynamique sédimentaire
sur une rampe carbonatée***

François Villars

Genève 1992

ISSN 10 12-2990



Section des Sciences de la Terre

13, rue des Maraîchers - CH-1211 Genève 4 - Tél. (022) 702 61 11 - Fax (41-22) 205 732

***Evolution paléogéographique du domaine
delphino-helvétique (entre Chartreuse et Morcles)
au Crétacé supérieur (Turonien - Maastrichtien):
Biostratigraphie, sédimentologie
et dynamique sédimentaire
sur une rampe carbonatée***

François Villars

Genève 1992

ISSN 10 12-2990



Section des Sciences de la Terre

13, rue des Maraîchers - CH-1211 Genève 4 - Tél. (022) 702 61 11 - Fax (41-22) 205 732

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier les nombreuses personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation.

Toute ma reconnaissance s'adresse en premier lieu au professeur Jean CHAROLLAIS, qui m'a accepté comme doctorant dans son laboratoire et m'a proposé ce sujet d'étude. J'ai pu apprécier, tout au long de ce travail, son soutien constant.

Mes remerciements les plus chaleureux vont au professeur Michèle CARON (Fribourg) qui a assuré la co-direction de cette thèse avec une grande disponibilité. Elle m'a initié à l'étude des globotruncanidés et a vérifié un grand nombre de déterminations. Son aide fut également précieuse lors de nos visites sur le terrain dans les Aravis et en Chartreuse.

Je tiens ensuite à remercier chaleureusement les membres de mon jury de thèse:

Le professeur Jean-Claude FAUGERES (Bordeaux), qui m'a fait partager ses grandes connaissances sédimentologiques des dépôts contouritiques. Il m'a permis de réaliser des investigations aux rayons X dans les Couches de Wang et m'a fait partager son enthousiasme lors de nos visites sur le terrain avec messieurs RUBINO (C.F.P Total, Bordeaux) et CRAMER (Bordeaux)

Le Docteur Hedwig OBERHANSLI (Zurich, Brème), qui a analysé les foraminifères benthiques et a formulé les interprétations paléo-écologiques présentées dans ce travail. Nous avons eu également l'occasion de visiter les formations crétacées supérieures dans les nappes helvétiques en compagnie du professeur Hanspeter FUNK (E.P.F. Zurich).

Je voudrais aussi exprimer ma gratitude envers tous les spécialistes paléontologues qui ont déterminé mes fossiles:

le professeur W. J. KENNEDY (Oxford) pour les ammonites;

le professeur J. SORNAY (Paris) pour les inocérames;

Monsieur B. CLAVEL (Lyon) pour les oursins;

le docteur H.-J. OERTLI (Genève) pour les ostracodes;

le docteur C. MULLER (I.F.P. Rueil Malmaison) et E. DE KAENEL (Neuchâtel) pour les nannofossiles calcaires;

le docteur E. MONTEIL (Genève) pour les dinokystes;

le docteur J. P. BECKMANN (Zurich) pour les gros foraminifères benthiques;

le professeur M. ROUX (Lyon) pour les crinoïdes;

le professeur R. B. BROMLEY (Copenhague) pour les ichnofaunes.

Je tiens également à remercier Monsieur B. DOUDOUX (Chambéry) pour m'avoir fait découvrir la géologie des Bauges et le professeur H. ARNAUD (Grenoble) qui m'a guidé en Chartreuse et dans le Vercors.

D'autre part, je n'aurais pu mener à bien ce travail sans l'aide bienveillante des collaborateurs techniques de l'institut des Sciences de la Terre: Mmes N. RIHS (bibliothécaire); J. FELLMANN (secrétaire); P. DESJACQUES, V. CORNUT, F. GISCHIG, M. FLOQUET, E. GSELL, M. MULLER (préparateurs techniques) et A. GILLOZ.

Je ne saurais oublier ici mes camarades d'études, D. MULLER, H. DETRAZ, P. O. MOJON, M. DELAMETTE avec qui j'ai passé des moments de géologie et d'amitiés qui m'ont aidé à surmonter les difficultés rencontrées.

C'est avec plaisir que je remercie Corinne CHARVET qui n'a pas ménagé ses efforts durant la dactylographie du manuscrit.

Il m'est agréable de remercier également le bureau P. & C. DERIAZ qui m'a permis d'acquérir, parallèlement à mes études, des notions de géotechnique durant les deux années passées à la direction des travaux du Tunnel de Vernier.

Enfin, et surtout, un grand merci à mes parents qui durant toutes ces années n'ont pas ménagé leurs efforts pour que je puisse mener à bien mes études. A eux, je dédie ce travail.

RESUME

Ce travail a pour but de retracer l'évolution sédimentaire et paléogéographique du domaine delphino-helvétique entre le Turonien et le Maastrichtien.

Sur la base de la lithostratigraphie, de la biostratigraphie et de la sédimentologie trois unités stratigraphiques principales, ou cycles sédimentaires, sont distingués. Le premier cycle sédimentaire est limité par les discontinuités D1 et D2 et correspond aux Calcaires sublithographiques. Ces dépôts d'âge Turonien supérieur à Santonien sont carbonatés pélagiques et s'organisent suivant un prisme sédimentaire s'épaississant en direction du "bassin". Cette morphologie montre de nombreuses analogies avec le modèle de la "Carbonate Ramp Slope". Le prisme sédimentaire est subdivisé en deux parties distinctes. Les micrites de la plate-forme distale sont peu épaisses et dessinent un premier coin "plat". Les dépôts pélagiques de la partie interne s'épaississent plus fortement et correspondent aux faciès de "Ramp Slope". La rupture de pente entre ces deux aires de sédimentation est soulignée au Santonien par l'alignement des Calcaires rouges. Un régime de sédimentation pélagique condensé (faible taux d'accumulation, nodularisation, vannage, tris granulométriques, cimentations précoces) est prédominant dans cette zone et déterminé par un courant de bordure.

Les Lauzes et les Marno-calcaires constituent le deuxième cycle sédimentaire reconnu. Ce cycle limité par les discontinuités D2 et D3, comprend les dépôts du Campanien-Maastrichtien inférieur. En Chartreuse, les Lauzes peuvent être subdivisées en trois séquences de dépôts au sens de la stratigraphie physique, lesquelles sont limitées par les discontinuités D2, D2.1, D2.2 et D3. Un domaine de plate-forme proximale s'individualise à l'ouest et un domaine de plate-forme distale à l'est. Des Bauges au Haut-Giffre, les Marno-calcaires se sont déposés sur une rampe à faible déclivité.

Les Couches de Wang constituent le troisième et dernier cycle sédimentaire reconnu dans le domaine. Cette unité est datée du Maastrichtien terminal. Elle est limitée à la base par la discontinuité D3 et généralement fortement érodée par le Nummulitique au sommet. La discontinuité érosive D3 résulte de processus d'érosion sous-marins liés à des courants et les différents aspects sédimentologiques des Couches de Wang permettent de reconnaître une accumulation de type "contouritique". Cette interprétation conduit à envisager une dynamique sédimentaire océanique sur la rampe distale durant la fin du Maastrichtien. Un courant de bordure s'écoulant sur la marge externe du domaine delphino-helvétique est envisagé à la fin du Crétacé.

La corrélation des discontinuités régionales avec la charte des variations eustatiques globales permet de cerner la cinématique du domaine delphino-helvétique. Les principales discontinuités régionales sont en phase avec les variations eustatiques, mais les baisses eustatiques sont enregistrées de façon atténuée dans le domaine. Une subsidence différentielle est postulée depuis le Turonien supérieur. Elle se combine avec un mouvement de bascule et une flexure de la couverture sédimentaire durant le Santonien supérieur. Le Campanien inférieur enregistre les dernières traces de cette épisode tectonique en Chartreuse. Au Maastrichtien supérieur, la marge interne du domaine subit à nouveau une subsidence rapide, qui marque la reprise probable des déformations tectoniques (basculement?). L'histoire sédimentaire du domaine delphino-helvétique semble pour partie contrôlée par la cinématique des déformations alpines précoces, et pour partie par les variations eustatiques. La subsidence accélérée a eu pour effet principal d'atténuer les baisses eustatiques. De plus, une dynamique sédimentaire océanique se surimpose dans le domaine delphino-helvétique interne. Cette dynamique a fonctionné au Santonien et au Maastrichtien terminal. Les courants invoqués sont en mesure d'expliquer la sédimentologie des Calcaires rouges et des Couches de Wang ainsi que l'origine des érosions sous-marines liées aux discontinuités D2? et D3.

AVANT PROPOS
RESUME

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : INTRODUCTION	9
I.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE & ETAT DES CONNAISSANCES	9
I.2 BUT DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE	11
CHAPITRE II : CALCAIRES SUBLITHOGRAPHIQUES (TURONIEN-SANTONIEN)	14
II.1 PUISSANCE	15
II.2 DISCONTINUITÉ BASALE D1	17
2.1 Massif des Bauges	17
2.2 Massif des Bornes occidentales	21
2.3 Massif des Bornes orientales	23
2.4 Massif des Aravis	26
2.5 Corrélatiions biostratigraphiques	30
II.3 STRATIGRAPHIE	30
3.1 Série synthétique	31
3.2 Les dépôts turoniens	33
Calcaires spathiques	33
Micrites noduleuses	33
Sédimentologie et milieu de dépôt	33
3.3 Les calcaires sublithographiques coniaciens-santonien	34
Les Calcaires sublithographiques en bancs	34
Variations latérales de faciès	34
Sédimentologie et milieu de dépôt	35
Les Calcaires sublithographiques à fausses alternances	37
Sédimentologie et milieu de dépôt	37
Les Calcaires rouges	38
Sédimentologie et milieu de dépôt	40
Les Micrites noduleuses et grés-glauconieuses des Bauges	41
CHAPITRE III : MARNO-CALCAIRES ET "LAUZES DE CHARTREUSE" (CAMPANIEN-MAASTRICHTIEN INFÉRIEUR)	44
III.1 INTRODUCTION	45
III.2 PUISSANCE ET RELATION AVEC LE SUBSTRAT, DISCONTINUITÉ D2	45

III.3 LES MARNO-CALCAIRES (ENTRE HAUT-GIFFRE ET CHARTREUSE ORIENTALE)	48
3.1 Discontinuité basale D2	48
Coupe du col des Prés	48
Coupe de Pleuvens	49
Coupe de la Blonnière	50
Faciès de remaniement à la base des Marno-calcaires	50
3.2 Stratigraphie	54
Les dépôts maastrichtiens inférieurs (micrites à rugoglobigérines)	54
3.3 Sédimentologie et environnement de dépôt	56
III.4 LES "LAUZES" DE CHARTREUSE OCCIDENTALE	56
4.1 Introduction	56
4.2 Stratigraphie	57
Analyse biostratigraphique	58
Les coupes: Fracette, Château, Cucheron, Charmant-Som, Riou-Brigou, Tancouvaz	58
Le cadre stratigraphique régional, les discontinuités D2, D2.1, D2.2	74
4.3 Analyse sédimentologique et séquentielle	76
Séquence du Campanien inférieur (zone à <i>Elevata</i>) associée à la D2	76
Séquence du Campanien supérieur (zone à <i>Ventricosa</i>) associée à la D2.1	83
Séquence du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur (zone à <i>Calcarata-Falsostuarti</i>) associée à la D2.2	85
III.5 CORRELATION CHARTREUSE OCCIDENTALE - CHARTREUSE ORIENTALE - BAUGES	87
5.1 Corrélation des milieux de dépôts d'après l'analyse paléocéologique des foraminifères benthiques	87
5.2 Corrélations des dépôts du Campanien inférieur (zone à <i>Elevata</i>)	93
5.3 Corrélations des dépôts du Campanien supérieur (zone à <i>Ventricosa</i>)	93
5.4 Corrélations des dépôts du Campanien terminal - Maastrichtien inférieur (zone à <i>Calcarata</i> - zone à <i>Falsostuarti</i>)	93
CHAPITRE IV: COUCHES DE WANG (MAASTRICHTIEN SUPERIEUR)	99
IV.1 INTRODUCTION	100
IV.2 PUISSANCE ET REPARTITION	101
IV.3 DISCONTINUITÉ BASALE D3	101
IV.4 STRATIGRAPHIE	104
IV.5 ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE	110
5.1 Microfaciès	110
5.2 Paléocéologie des foraminifères benthiques et milieu de dépôt	110
5.3 Figures d'érosion	112
5.4 Figures de dépôt	114
5.5 Variations latérales et agencement séquentiel	120
5.6 Discussion et interprétation	120

CHAPITRE V : CONCLUSION, SYNTHESE SEDIMENTAIRE ET PALEOGEOGRAPHIQUE	129
V.1 MODELE DE PLATE-FORME ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE	130
V.2 EUSTATISME ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE	139
V.3 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	143
ANNEXES	144
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	155
BIBLIOGRAPHIE	165

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 :	Situation géographique et géologique de l'étude	9
Fig. 2 :	Echelles chrono-biostratigraphique utilisées	12
Fig. 3 :	Nomenclature stratigraphique utilisée	13
Fig. 4 :	Carte isopachique des calcaires sublithographiques	16
Fig. 5 :	Coupe du Col de la Cochette	18
Fig. 6 :	Coupe du Nant de la Chapelle	20
Fig. 7 :	Coupe du Crêt des Tervelles	22
Fig. 8 :	Coupe de la Pointe d'Andey	24
Fig. 9 :	Coupe de l'Arrête de Chevry	25
Fig. 10 :	Coupe du Cul d'Ugine	28
Fig. 11 :	Coupe de la Rouelleta	29
Fig. 12 :	Carte du substrat des Calcaires sublithographiques dans les Bornes et les Bauges	31
Fig. 13 :	Série synthétique des Calcaires sublithographiques dans les massifs du Haut-Giffre et de Platé	32
Fig. 14 :	Carte des faciès au Turonien terminal - Coniacien inférieur (zone à <i>Primitiva</i>)	36
Fig. 15 :	Coupe du Crêt des Mouches	39
Fig. 16 :	Coupe du Grand Colombier	41
Fig. 17 :	Schéma de corrélation des Calcaires sublithographiques dans le massif des Bauges	42
Fig. 18 :	Carte des faciès au Santonien dans les massifs des Bornes et des Bauges (zone à <i>Concavata-Asymetrica</i>)	43
Fig. 19 :	Carte isopachique des Marno-calcaires et des Lauzes de Chartreuse	46
Fig. 20 :	Carte du substrat des Marno-calcaires et des Lauzes de Chartreuse	47
Fig. 21 :	Coupe du Col des Prés, synclinal des Aillons	48
Fig. 22 :	Coupe de Pleuvens	49
Fig. 23 :	Coupe de la Blonnière	23
Fig. 24 :	Ichnofaciès dans les couches basales des Marno-calcaires dans la coupe de la Rouelleta	52
Fig. 25 :	Corrélation stratigraphique de la base des Marno-calcaires entre les Aravis et les Bauges	53
Fig. 26 :	Corrélation stratigraphique du sommet des Marno-calcaires (Micrites à rugoglobigérines) dans les Bauges	55
Fig. 27 :	Profil géologique et structural à travers la Chartreuse (BUTLER 1987 et carte géologique de MONTMELIAN, 1/50'000)	57
Fig. 28 :	Coupe de la Fracette : lithostratigraphie et biostratigraphie	59
Fig. 29 :	Coupe du Château : lithostratigraphie et biostratigraphie	61
Fig. 30 :	Coupe du Col de Cucheron : lithostratigraphie et biostratigraphie	63
Fig. 31 :	Coupe du Charmant Som : lithostratigraphie et biostratigraphie	65
Fig. 32 :	Coupe du Riou-Brigou : lithostratigraphie et biostratigraphie	67
Fig. 33 :	Coupe de Malamille : lithostratigraphie et biostratigraphie	69
Fig. 34 :	Coupe des Cuchets : lithostratigraphie et biostratigraphie	71
Fig. 35 :	Coupe de Tancouvaz : lithostratigraphie et biostratigraphie	73
Fig. 36 :	Corrélation litho-biostratigraphique du Crétacé supérieur de Chartreuse occidentale	75
Fig. 37 :	Coupe sédimentologique de Tancouvaz	77
Fig. 38 :	Croquis d'affleurement. Intercalation progressive des sigmoïdes de marée à la base du delta tidal du synclinal de Couz	78
Fig. 39 :	Sand-waves de la carrière de Côte Barrier	79
Fig. 40 :	Modèle d'une barrière littoral mésotidale d'après HAYES (1979)	80
Fig. 41 :	Coupe sédimentologique des Cuchets	81
Fig. 42 :	Hummocky cross stratification dans les Calcarénites à bryozoaires	82
Fig. 43 :	Coupe sédimentologique du Charmant Som	84
Fig. 44 :	Coupe sédimentologique de la Fracette	86
Fig. 45 :	Distribution des foraminifères benthiques dans la coupe de la Fracette	89
Fig. 46 :	Evolution quantitative des benthiques sélectionnés dans la coupe de la Fracette	90
Fig. 47 :	Distribution des foraminifères benthiques dans la coupe de la Dent des Portes	91
Fig. 48 :	Evolution quantitative des benthiques sélectionnés dans la coupe de la Dent des Portes	92
Fig. 49 :	Carte des faciès du Campanien inférieur (zone à <i>Elevata</i>) en Chartreuse et dans le Haut-Giffre	94

Fig. 50 :	Carte des faciès de la zone à <i>ELevata</i> , partie supérieure, dans les massifs de Chartreuse et des Bauges	95
Fig. 51 :	Carte des faciès de la base de la zone à <i>Ventricosa</i> dans la Chartreuse et le Haut-Giffre	96
Fig. 52 :	Carte des faciès du Campanien terminal en Chartreuse - Haut-Giffre	97
Fig. 53 :	Carte des faciès du Maastrichtien inférieur en Chartreuse et dans le Haut-Giffre	98
Fig. 54 :	Carte isopachique des Couches de Wang	101
Fig. 55 :	Faille anté-nummulitique du Mont Charvin	102
Fig. 56 :	Discontinuité érosive D3 au Mont Charvin	102
Fig. 57 :	Carte géologique simplifiée de la Montagne de Seythenex d'après DOUDOUX (1987, inédit)	103
Fig. 58 :	Coupe du Roc de Viuz : lithostratigraphie et biostratigraphie	104
Fig. 59 :	Coupe du Villaret : lithostratigraphie et biostratigraphie	105
Fig. 60 :	Coupe d'Aillons-le-Jeune : lithostratigraphie et biostratigraphie	106
Fig. 61 :	Tableau des foraminifères planctoniques des Couches de Wang	108
Fig. 62 :	Tableau des nannoplanctons des Couches de Wang	108
Fig. 63 :	Progradation des Couches de Wang	109
Fig. 64 :	Analyse paléocéologique des Foraminifères benthiques des Couches de Wang	111
Fig. 65 :	Discontinuité érosive D3 au Col de Bellefond	112
Fig. 66 :	Chenal érosif dans les Couches de Wang, Rière Bellevaud	113
Fig. 67 :	Faciès calcisiltites	115
Fig. 68 :	Mégarides à structures complexes, niveau 1b, coupe du Mont Charvin	116
Fig. 69 :	Vagues de sédiments, niveau 2-4-6, coupe du Mont Charvin	118
Fig. 70 :	Stratification lenticulaire, niveau 6d, coupe du Mont Charvin	119
Fig. 71 :	Pétrographie et sédimentologie des Couches de Wang. Comparaison turbidites fines/contourites	122
Fig. 72 :	Champ de dunes à la surface de la "Feni drift" (KIDD & HILL 1986)	124
Fig. 73 :	Coupe sédimentologique du Mont Charvin	125
Fig. 74 :	Coupe sédimentologique des Vuarnoz	126
Fig. 75 :	Coupe sédimentologique du Crêt des Mouches	127
Fig. 76 :	Coupe sédimentologique du Mont de la Coche	128
Fig. 77 :	Reconstitution paléosédimentaire au Santonien (limite des zones à <i>Concavata/Asymetrica</i>). Modèle d'une "ramp-slope"	132
Fig. 78 :	Reconstitution paléosédimentaire des dépôts du Campanien-Maastrichtien inférieur. Un système sédimentaire plate-forme-rampe.	135
Fig. 79 :	Reconstitution paléosédimentaire au Maastrichtien terminal. Une accumulation "contouritique" sur la rampe distale	136
Fig. 80 :	Reconstitution paléosédimentaire des Couches de Wang et de la Formation de Wang sur la bordure interne des domaines delphino-helvétiques et helvétiques	138
Fig. 81 :	Corrélation des discontinuités régionales (D1, D2, D2.1, D2.2, D3) avec le diagramme des variations eustatiques globales	142
Fig. 82 :	Situation des coupes étudiées & carte de la diagenèse d'enfouissement	145
Fig. 83 :	Légende des symboles et des figures	146

CHAPITRE I : INTRODUCTION

I.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE & ETAT DES CONNAISSANCES

Cette étude porte sur les dépôts du Crétacé supérieur des chaînes subalpines septentrionales (zone helvétique, fig. 1). La région étudiée s'étend depuis la frontière franco-suisse au nord jusqu'aux environs de Grenoble au sud. Elle comprend les massifs du Haut-Giffre, de Platé, des Bornes, des Bauges et de la Chartreuse et couvre une surface d'environ 6000 km². La toponymie détaillée de la région étudiée est présentée en annexe sur la figure 81.

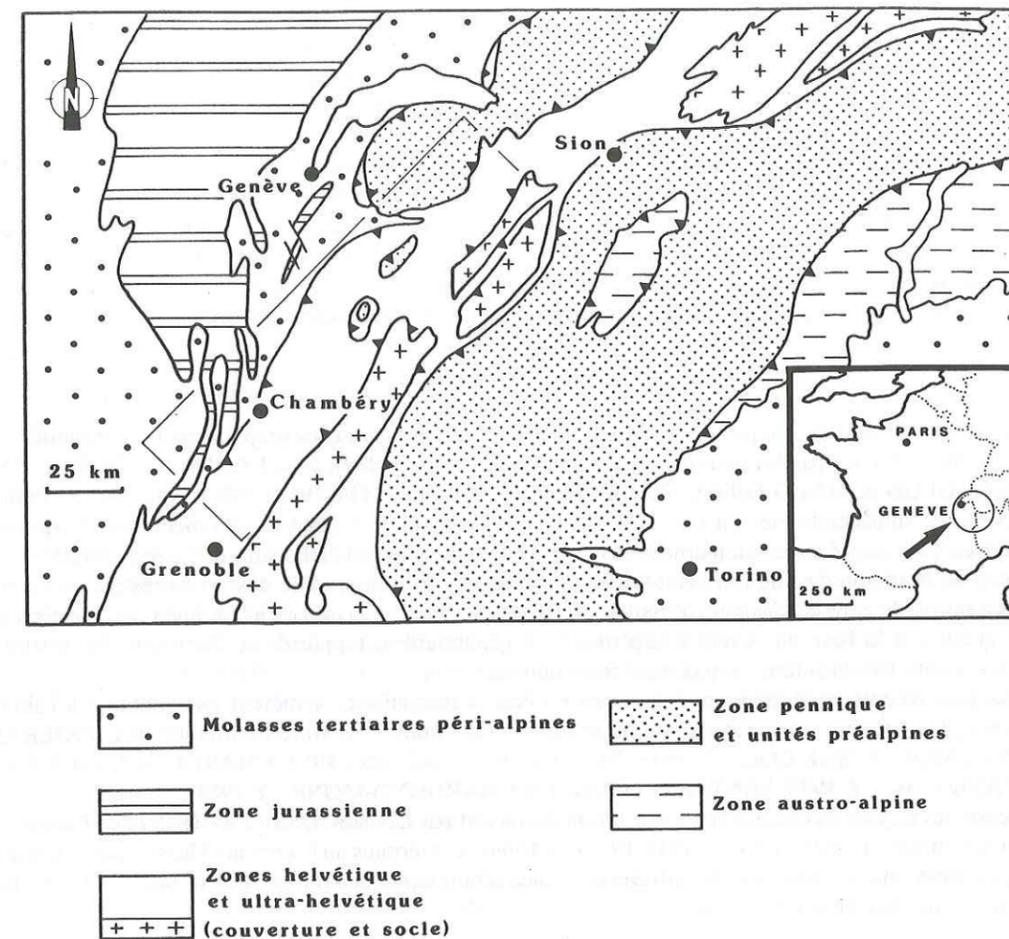


Fig. 1 : Situation géographique et géologique de l'étude. L'aire encadrée représente une surface d'environ 6000 kilomètres carrés.

Durant le Crétacé inférieur, les chaînes subalpines septentrionales constituent un domaine paléogéographique intermédiaire entre la plate-forme jurassienne au nord-ouest et le bassin ultrahelvétique au sud-est. Ce domaine est fortement subsident durant le Crétacé inférieur [DETRAZ & STEINHAUSER (1988); DETRAZ & MOJON (1989)], il est ensuite intégré à la plate-forme jurassienne au Barrémien-Aptien inférieur par progradation des faciès urgoniens (CLAVEL *et al.* 1986).

La plate-forme carbonatée urgonienne est ensuite submergée à l'Aptien supérieur et une sédimentation lacunaire, condensée, se développe jusqu'à l'Albien supérieur. Deux domaines paléogéographiques s'individualisent alors avec une plate-forme interne bioclastique au sud-ouest (Chartreuse, NW des Bauges) et une plate-forme externe silicoclastique au nord-est (SE des Bauges, Bornes, Platé et Haut-Giffre). Cette dernière est fortement influencée par des circulations océaniques de subsurface.

Un régime de sédimentation carbonaté "pélagique" relaie le régime silico-clastique dès l'Albien terminal-Cénomaniens inférieur (DELAMETTE 1988). Il prévaut jusqu'à la fin du Crétacé supérieur.

Du point de vue structural, la zone delphino-helvétique constitue la couverture glissée des massifs cristallins externes (PAREJAS 1925, MERCIER DE LEPINAY 1981, ELTCHANINOFF *et al.* 1982, DOUDOUX *et al.* 1982, GOURLAY 1984, EPART 1986, ESCHER *et al.* 1988). Cette couverture constitue les chaînes subalpines septentrionales qui poursuivent vers le SW les classiques nappes helvétiques de Suisse occidentale.

La position originelle exacte des chaînes subalpines septentrionales fait encore l'objet de discussions. De plus, ces montagnes sont affectées par de nombreux écaillages localement importants. Malheureusement les analyses structurales modernes et synthétiques sont rares actuellement (DOUDOUX *et al.* 1982, BUTLER *et al.* 1987, WELBON 1988) et ne proposent pas encore une interprétation synthétique qui autoriserait des reconstitutions palinspastiques. C'est pourquoi le canevas structural utilisé dans cette étude est établi d'après la carte géologique simplifiée des Alpes occidentales au 1:250.000 (GIDON 1977, feuille Nord). Il servira de support graphique au positionnement des coupes et à l'établissement des cartes de faciès présentées dans ce travail.

Les premières études stratigraphiques de la région sont liées aux travaux cartographiques qui débrouillèrent la géologie régionale. Menés par les géologues tels que MAILLARD (1889), HOLLANDE (1892), DOUXAMI (1896-97), LUGEON & HAUG (1902), KILIAN (1907) et REVIL (1911-1913), ces travaux ont reconnu les principales unités stratigraphiques du Crétacé. Ils notèrent qu'après le régime de sédimentation détritique du "Crétacé moyen", le Crétacé supérieur marquait le retour à une sédimentation carbonatée de "mer profonde".

Dans le nord de la région d'étude (du Haut-Giffre aux Bauges), la stratigraphie des séries restera relativement imprécise en raison de la rareté des macrofossiles. Ainsi, l'existence du Cénomaniens-Turonien fut discutée par de nombreux auteurs et la base du "Crétacé supérieur" fut généralement rapportée au Sénonien. Par contre, les importantes érosions tertiaires furent rapidement mentionnées.

Les travaux plus récents, monographies régionales ou études thématiques, tentèrent une zonation à l'aide des foraminifères planctoniques, mais les datations restèrent très imprécises, voire contradictoires (PAJERAS & LILLIE 1935, MORET 1934, COLLET 1943, ROSSET 1957, CAROZZI 1953, CHAROLLAIS 1963, PAIRIS 1975, RIVANO-GARCIA 1978, SANTOS NAVAEZ 1980, GARDUNO-MONROY 1981).

En Chartreuse, les dépôts du Crétacé supérieur furent découverts par CHAMOUSSET en 1845 déjà. Leur relative richesse en macrofaune permit à REVIL (1911-1913) d'attribuer ces terrains au Campano-Maastrichtien. Cet auteur décrivit également leur discordance sur différents termes stratigraphiques du Crétacé inférieur, "Lumachelle" attribuée au "Gault" ou Calcaire Urganien.

Récemment, la synthèse géologique du SE de la France (DEBRAND-PASSART, 1984) présente l'état des connaissances stratigraphiques et paléogéographiques des dépôts d'âge crétacé supérieur. D'après les auteurs de cette synthèse, durant les étages Turonien, Coniacien et Santonien, le domaine étudié aurait été le siège d'une sédimentation monotone de Calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques. Dans les massifs subalpins septentrionaux, une lacune stratigraphique du Turonien inférieur résulterait des premiers plissements anté-sénoniens. Dans le massif plus externe du Vercors la sédimentation serait littorale durant cette période.

Les dépôts du Campano-Maastrichtien seraient inconnus dans les massifs septentrionaux, excepté les couches de Wang attribuées au Maastrichtien. En Vercors, cette période était marquée par une sédimentation peu profonde. Les dépôts littoraux de cet âge reposent en discordance sur le Crétacé inférieur. Un basculement tectonique anté-campanien de ce massif est invoqué pour expliquer les relations stratigraphiques observés.

1.2 BUT DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE

Ce travail a pour but de retracer l'évolution sédimentaire et paléogéographique du domaine delphino-helvétique entre le Turonien et le Maastrichtien.

Dans la plus grande partie du domaine étudié, les dépôts sont constitués par des sédiments hémipélagiques à pélagiques et l'étude de ce type de dépôts a nécessité certains choix méthodologiques. Le cadre géographique de l'étude avait été fixé initialement au massif des Bornes exclusivement, mais il s'avéra rapidement nécessaire d'élargir le travail aux massifs des Bauges et de la Chartreuse afin de cerner les événements significatifs à l'échelle régionale. L'analyse de ces séries nécessita en effet une approche moins focalisée qu'il fallait compléter par un ancrage en domaine de plate-forme (Chartreuse). Cette démarche a fourni des clefs importantes pour la compréhension sédimentaire et paléogéographique du "bassin" étudié.

Le cadre lithostratigraphique régional présenté à la figure 3 est établi sur la base de 54 coupes étudiées. La localisation précise des coupes, dont de nombreuses sont inédites, est donnée en annexe et en figure 82.

Trois unités lithostratigraphiques principales sont définies dans ce travail. Il s'agit des CALCAIRES SUBLITHOGRAPHIQUES, des MARNO-CALCAIRES et de leurs équivalents latéraux de Chartreuse constitués par les LAUZES, et finalement des COUCHES DE WANG. Ces unités, qui peuvent être considérées comme des formations, sont subdivisées en divers membres qui présentent des passages latéraux. Ces différents membres sont mentionnés sur la figure 3 et décrits dans ce travail en conservant autant que possible les appellations existantes dans la littérature régionale.

Dans l'étude présentée ici, la biostratigraphie est établie principalement grâce aux biozonations développées avec les organismes planctoniques. Il s'agit en premier lieu des globotruncanidés et des coccolithophoridés, auxquels s'ajoutent des dynokistes, quelques ammonites et quelques inocérames.

Les échelles biozonales utilisées sont pour les globotruncanidés, celles de CARON (1985), ROBASZINSKI & CARON (1979), ROBASZINSKI *et al.* (1984) et pour les nannoplanctons celles de THIERSTEIN (1976), SISSINGH (1977) et PERCH-NIELSEN (1985). Ces échelles présentent l'avantage d'être compatibles. La figure 2 (HAQ *et al.* 1987) présente ces biozonations et leurs corrélations.

La zonation des inocérames est celle de SORNAY (1983); celle des ammonites a été développée par BLASZKIEWICZ (1980) en Pologne.

Du point de vue technique, les microfaunes ont été analysées en sections dans les calcaires et en formes dégagées dans les faciès marneux. L'extraction des globotruncanidés s'est avérée souvent difficile et diverses méthodes de laboratoire ont été nécessaires suivant le degré d'induration de la roche. Le lavage à la gazoline a donné de bon résultat dans les faciès les plus marneux, et les plus rares, mais il a généralement été nécessaire de pratiquer des attaques courtes à l'eau oxygénée ou plus fréquemment des attaques longues au mouillant cationique (plusieurs semaines à plusieurs mois). Certains faciès trop indurés se sont montrés impossibles à laver, notamment dans les massifs septentrionaux du Haut-Giffre, de Platé, des Bornes et du SE des Bauges. L'induration progressive des marnes en direction du NE est à mettre en relation avec la surcharge des nappes préalpines et les transformations minéralogiques des cortèges argileux (DECONNINCK & DEBRABANT 1985, fig. 82). La résolution biostratigraphique obtenue dans les niveaux marneux est par conséquent en relation directe avec le degré d'induration de la roche.

Les datations furent ponctuellement très nettement améliorées lorsqu'il a été permis d'intégrer plusieurs zonation micropaléontologiques (globotruncanidés et nannoflores p. ex.).

Une analyse sédimentologique classique des Lauzes de Chartreuse a permis de reconstituer l'agencement et la succession des environnements de dépôts au cours du temps. Entre les Bauges et le Haut-Giffre, l'étude sédimentologique classique des dépôts pélagiques et hémipélagiques est complétée par des analyses paléo-écologiques des faunes récoltées (benthiques, crinoïdes, échinodermes, ostracodes, ichnofaciès).

Finalement, un découpage séquentiel est proposé, il intègre les résultats stratigraphiques, sédimentologiques et les concepts de la stratigraphie physique développés par VAIL *et al.* (1977) et VAIL *et al.* (1987). Ce découpage séquentiel permet de replacer les diverses unités lithologiques reconnues (fig. 3) dans une logique sédimentaire cohérente qui permet de retracer plus précisément l'évolution sédimentaire et paléogéographique du domaine delphino-helvétique durant le Crétacé supérieur.

ETAGES		BIOCHRONOZONES					
		FORAM. PLANCTONIQUES		NANNOFOSSILES CALCAIRES			
		PERCH-NIELSEN (1987)					
		SISSINGH (1977)					
DANIEN 66.5		G eugubina	NC			CC	
MAASTRICHTIEN	S	A mayaroensis	23	M mura	N frequens	26	B A
		G gansseri	22	L quadratus	A cymbiliformis	25	C B
			21	A cymbiformis	R levis	24	A
	I	G aegyptiaca	20	T trifidus	T phacelosus	23	B A
		G falsostuarti			O trifidum	22	C A
CAMPANIEN	S	G havanensis	19	C aculeus	Q gothicum	21	
		G calcarata			C aculeus	20	
	I	G ventricosa	18	C ovalis	C ovalis	19	B A C
		G elevata	17	B parca	A parvus	18	B A
			C obscurus	17	C obscurus	17	
SANTONIEN	S	D asymetrica	17	L cayeuxii	L cayeuxii	16	
	I	D concavata	16	R anthophorus	R anthophorus	15	
CONIACIEN	S	D primitiva	15	M furcatus	M staurophora	14	
	I	M sigali	14	E eximius	L maleformis	12	
TURONIEN	M	H helvetica	13	Q gartneri	Q gartneri	11	
	I	W archeo-cretacea	12	L acutum			
CENOMANIEN	S	R cushmani	11				
	M	R reicheli					
	I	R brotzeni					

Fig. 2: Echelle chrono-biostratigraphique utilisée dans cette étude (d'après HAQ et al. 1987, complétée par SISSINGH 1977 et PERCH-NIELSEN 1987, ROBASZYNSKI et al. 1984).

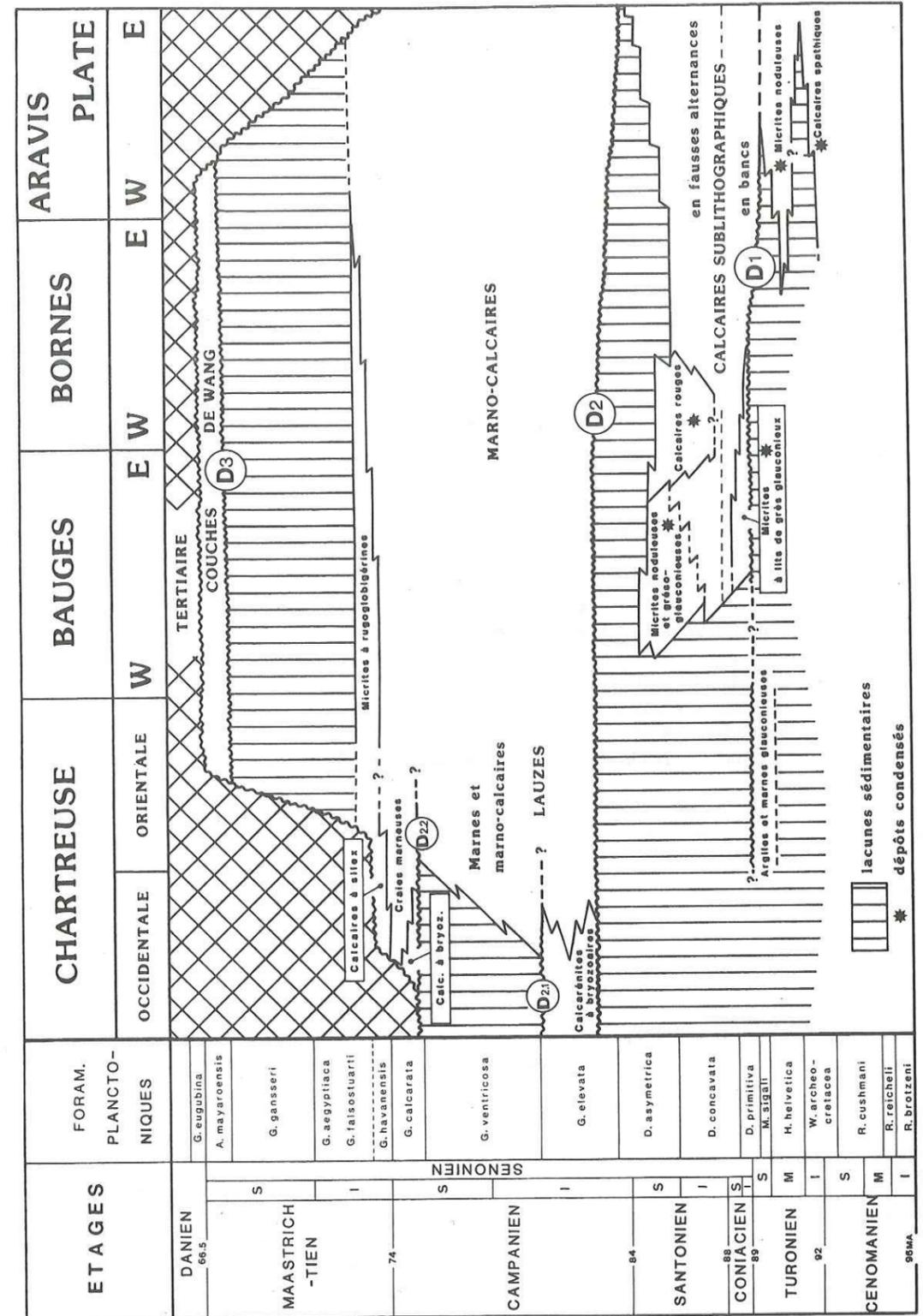


Fig. 3 : Cadre stratigraphique général des dépôts du Crétacé supérieur dans les chaînes subalpines septentrionales. Les trois unités stratigraphiques principales sont les Calcaires sublithographiques, les Marno-calcaires et les Lauzes et finalement les Couches de Wang. La subdivision lithostratigraphique fine de ces trois unités est présentée sur ce tableau synthétique. Elle sera détaillée ultérieurement dans le texte.

CHAPITRE II :
CALCAIRES SUBLITHOGRAPHIQUES
(TURONIEN-SANTONIEN)

II.1 PUISSANCE

II.2 DISCONTINUITÉ BASALE D1

- 2.1 Massif des Bauges
- 2.2 Massif des Bornes occidentales
- 2.3 Massif des Bornes orientales
- 2.4 Massif des Aravis
- 2.5 Corrélatiions biostratigraphiques

II.3 STRATIGRAPHIE

- 3.1 La série synthétique des massifs internes (Haut-Giffre et Platé)
- 3.2 Les dépôts turoniens
 - Les Calcaires spathiques
 - Les Micrites noduleuses
- 3.3 Les dépôts coniaciens-santonien
 - Les Calcaires sublithographiques en bancs
 - Variations latérales de faciès
 - Sédimentologie et milieu de dépôts
 - Les Calcaires sublithographiques à fausses alternances
 - Sédimentologie et milieu de dépôts
 - Les Calcaires rouges
 - Sédimentologie et milieu de dépôts
 - Les Micrites noduleuses et grés-glauconieuses des Bauges

CHAPITRE II :
CALCAIRES SUBLITHOGRAPHIQUES (MORET 1934)

Introduction : Les Calcaires sublithographiques sont connus dans la partie nord de la région étudiée, entre le Haut-Giffre et les Bauges. Ils sont par contre totalement absents dans le massif de la Chartreuse.

Dans les régions septentrionales, les Calcaires sublithographiques succèdent aux dépôts détritiques du "Gault" récemment regroupé sous le terme de Formation des Grès verts des Aravis par DELAMETTE (1988). La transition lithologique entre ces deux séries pose longtemps de sérieux problèmes aux différents auteurs ayant analysé la question. COLLET (1934, 1943) souligna la complexité du passage entre la sédimentation détritique de l'Aptien-Albien et les Calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur. Il soupçonnait une transition progressive dans les massifs situés entre Arve et Rhône (Haut Giffre & Platé) et envisageait une "transgression sénonienne" au Sud des Bornes. Dans cette région, les lacunes observées correspondraient à des remaniements par courant de fond. DELAMETTE (1988) affina les connaissances biostratigraphiques au niveau de cette transition en s'appuyant sur une biozonation établie avec les foraminifères planctoniques. Cet auteur put ainsi mettre en évidence que la sédimentation carbonatée débute à l'Albien terminal-Cénomaniens inférieur dans le Nord (Haut Giffre & Platé) Des micrites glauconieuses, baptisées Calcaires des Fiz, se déposent ensuite durant le Cénomaniens. Ces séries enregistrent un approfondissement qui conduit à l'installation, au Cénomaniens supérieur, d'une plate-forme pélagique sur laquelle commence à se déposer les Calcaires sublithographiques (Calcaire de Seewen, DELAMETTE 1988). Dans le sud-ouest des Bornes et dans les Bauges internes, le sommet de la Formation des Aravis est représenté par des niveaux de remaniement importants attribués au Cénomaniens à Turonien. Les équivalents latéraux des Calcaires des Fiz sont regroupés sous le nom de Couches du Freu. Ces faciès enregistreraient un gradient croissant de remaniement qui se traduirait par un rajeunissement progressif en direction du sud-ouest (Cénomaniens moyen à Coniacien basal). Plusieurs discontinuités stratigraphiques seraient télescopées dans ces faciès.

Le présent chapitre s'attache à l'étude bio- et lithostratigraphique des Calcaires sublithographiques. Dans un premier temps, le cadre stratigraphique régional sera présenté ainsi que les grandes coupures observées.

Définition : Les Calcaires sublithographiques sont constitués par des micrites claires à foraminifères planctoniques et calcisphaerulidés. Ils sont attribués classiquement au Turonien-Santonien. Cet ensemble lithologique s'individualise dans le paysage en formant une petite falaise bien stratifiée située au-dessus de la vire du Crétacé moyen.

Des faciès noduleux, grés-glauconieux et à silex amènent une certaine variabilité à ces roches plutôt monotones à l'affleurement.

Anciennes dénominations :

- Sénonien poudingiforme et calcaires glauconieux à inocérames : LUGEON (1900)
- Membre inférieur du Crétacé supérieur PAIRIS (1975)
- Pseudoconglomérat glauconieux : DOUDOUX & COLETTA (1975); GARDUNO-MONROY (1981).
- Calcaire de Seewen : DELAMETTE (1988), CHAROLLAIS *et al.* (1988).

II.1 PUISSANCE

L'épaisseur des Calcaires sublithographiques est très variable dans les massifs subalpins septentrionaux. Elle peut même disparaître à la suite des érosions tertiaires, ou atteindre une centaine de mètres au maximum comme par exemple à l'est de Platé.

Sur la carte isopachique de la figure 5, on note une augmentation progressive de l'épaisseur des Calcaires sublithographiques en direction de l'ENE (100 m max.). Depuis le front des Bauges et des Bornes où ils ont totalement disparu sous le Tertiaire transgressif, ils s'épaississent progressivement en direction des massifs internes. Cette disposition des isopaques résulte de plusieurs phénomènes combinés :

1. En premier lieu, les érosions nummulitiques sont beaucoup plus vigoureuses au front de l'arc alpin.
2. De plus, des érosions anté-campaniennes sont intervenues, elles sont principalement marquées dans les Bauges (cf. chap. III.3.1).
3. Finalement, une dilatation sédimentaire de l'épaisseur des Calcaires sublithographiques a pu être mise en évidence dans ce travail. Elle se marque en direction des massifs internes de Platé et du Haut-Giffre (cf. chap. II.3.2).

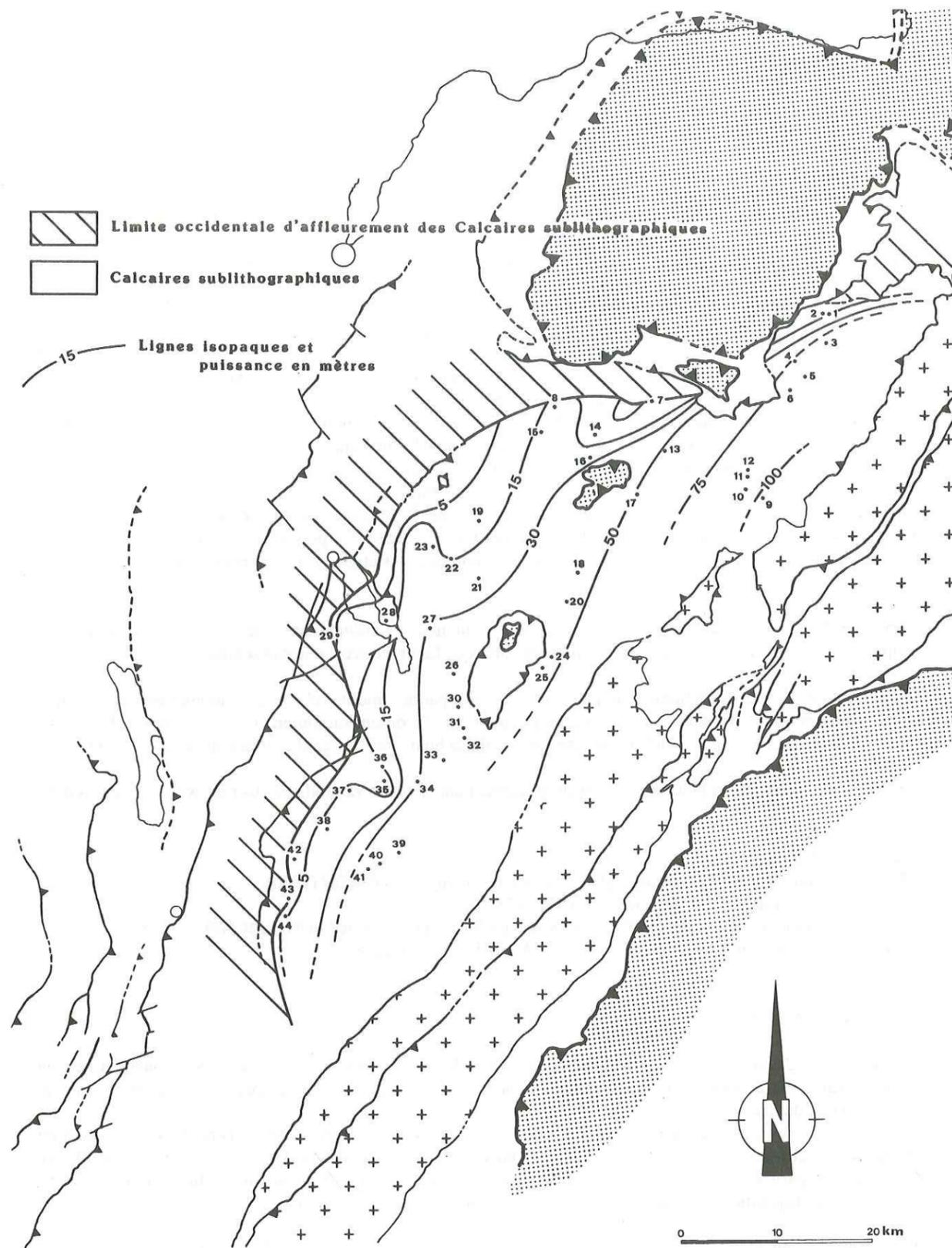


Fig. 4 : Carte d'isopaque des Calcaires sublithographiques. La limite occidentale des affleurements de Calcaires sublithographiques est déterminée par les érosions nummulitiques. Les lignes isopaques montrent un épaississement marqué en direction du NE. Dans les régions externes du domaine, cette disposition isopachique est le résultat des érosions nummulitiques. Dans les massifs plus internes par contre, elle traduit une dilatation primaire des dépôts.

II. 2 DISCONTINUITÉ BASALE D1 (Turonien supérieur)

Dans le massif des Bauges, des Bornes et des Aravis, l'étude biostratigraphique fine de la base des Calcaires sublithographiques a permis de débrouiller partiellement les relations complexes existant entre le sommet du "Crétacé moyen", représenté par les Couches du Freu, et le Crétacé supérieur.

Il a ainsi été possible de mettre en évidence une discontinuité régionale majeure dans la base des faciès micritiques. Ce paragraphe décrit et illustre cette première discontinuité D1 qui limitera dans ce travail la base des Calcaires sublithographiques. Six profils résumant la lithostratigraphie et la biostratigraphie établies dans ces niveaux. Sur les coupes figurées, seuls les marqueurs et les formes à valeurs biostratigraphiques ont été repérées. Les datations obtenues avec les globotruncanidés déterminés en section permettent de préciser les caractéristiques et l'extension régionale de la discontinuité basale D1.

En ce qui concerne les Couches du Freu sous-jacentes, plusieurs discontinuités sembleraient télescopées dans ces faciès de remaniement (DELAMETTE 1988). Malheureusement les éléments de datations obtenus ici n'apportent que peu de faits nouveaux susceptibles de préciser ce problème.

II.2.1 Massif des Bauges

Dans la partie interne du massif des Bauges, les Calcaires sublithographiques reposent généralement sur les Couches du Freu. Mais sur le flanc occidental du synclinal d'Arclusaz, ils sont localement superposés directement au Calcaire Urgonien. Cette zone est bien délimitée géographiquement et correspond à la bordure d'une paléo-gouttière d'érosions (DELAMETTE 1988, p. 169). Cette situation stratigraphique particulière permet de préciser les relations géométriques et lithostratigraphique au niveau de la discontinuité D1. La coupe du col de la Cochette a été étudiée dans ce secteur.

Coupe du Col de la Cochette (fig. 82, n° 41), fig. 5

Niveau 0 : Ce niveau est représenté par 0,1-0,2 m. de conglomérat à phosphatoclastes et à fossiles phosphatés remaniés pris dans une matrice micritique grésoglaucconieuse. Ce conglomérat de remaniement constitue les Couches du Freu abondamment décrites dans ce secteur par DELAMETTE (1988, fig. 62 et 73, p. 168; fig. 64, p. 169). Il repose sur les Calcaires urgoniens. Le toit de cette formation calcaire et massive présente des fissures de dissolution qui peuvent descendre à environ un mètre de profondeur. Ces fissures contiennent un remplissage de calcaire micritique.

Les observations micropaléontologiques réalisées dans cette coupe complètent et précisent celles de DELAMETTE (1988):

Helvetoglobotruncana helvetica et *Dicarinella* sp. ont été reconnus dans le remplissage micritique des fissures de dissolution au toit des Calcaires urgoniens. Ces "remplissages" appartiennent à *Helvetica* du Turonien moyen.

Au-dessus, la matrice du conglomérat de remaniement, qui est conservé localement sur les Calcaires urgoniens, a livré une mauvaise section attribuable à *Falsotruncana maslakovae* ? Cette forme indiquerait un âge Turonien supérieur ? (zone à *Sigali* ?).

Niveau 1 : La base des Calcaires sublithographiques est représentée par 7 mètres de micrites à silex noirs "contournés" et riches en calcisphères. Dans les premiers décimètres (0,3-0,5 m), des sables glauconieux et des phosphatoclastes sont remaniés. Ces faciès miment certains faciès micritiques des Couches du Freu. Ils reposent en biseau d'érosion sur les Couches du Freu puis sur les Calcaires urgoniens.

La base des Calcaires sublithographiques est datée de la zone à *Primitiva* avec *Dicarinella primitiva* (arrête de Barandier, fig. 5), *Marginotruncana* cf. *sinuosa* et *Marginotruncana pseudolinneiana*. Il faut signaler de plus des formes du Turonien moyen remaniées dont *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Commentaire :

Localement, les Calcaires sublithographiques sont en contact direct avec l'Urgonien comme l'avait déjà signalé DELAMETTE (1988, p. 39). Lorsque le biseau d'érosion est moins important, ils reposent sur un conglomérat de remaniement caractéristique des Couches du Freu (conglomérat du Bary).

La base des Calcaires sublithographiques remanie différents éléments (lithoclastes et bioclastes) issus des Couches

du Freu sous-jacentes ce qui lui confère un faciès très analogue à ces dernières. De plus, ce faciès basal est daté de la zone à *Primitiva* du Turonien terminal-Coniacien inférieur alors que les Couches du Freu pourraient correspondre ici au Turonien moyen à supérieur ?

En conclusion, la base des Calcaires sublithographiques est déterminée par une surface de discontinuité d'origine érosive qui détermine les relations stratigraphiques observées à l'affleurement.

Cette discontinuité D1 est très probablement amalgamée aux discontinuités intra- et/ou anté- Couches du Freu signalées par DELAMETTE (1988).

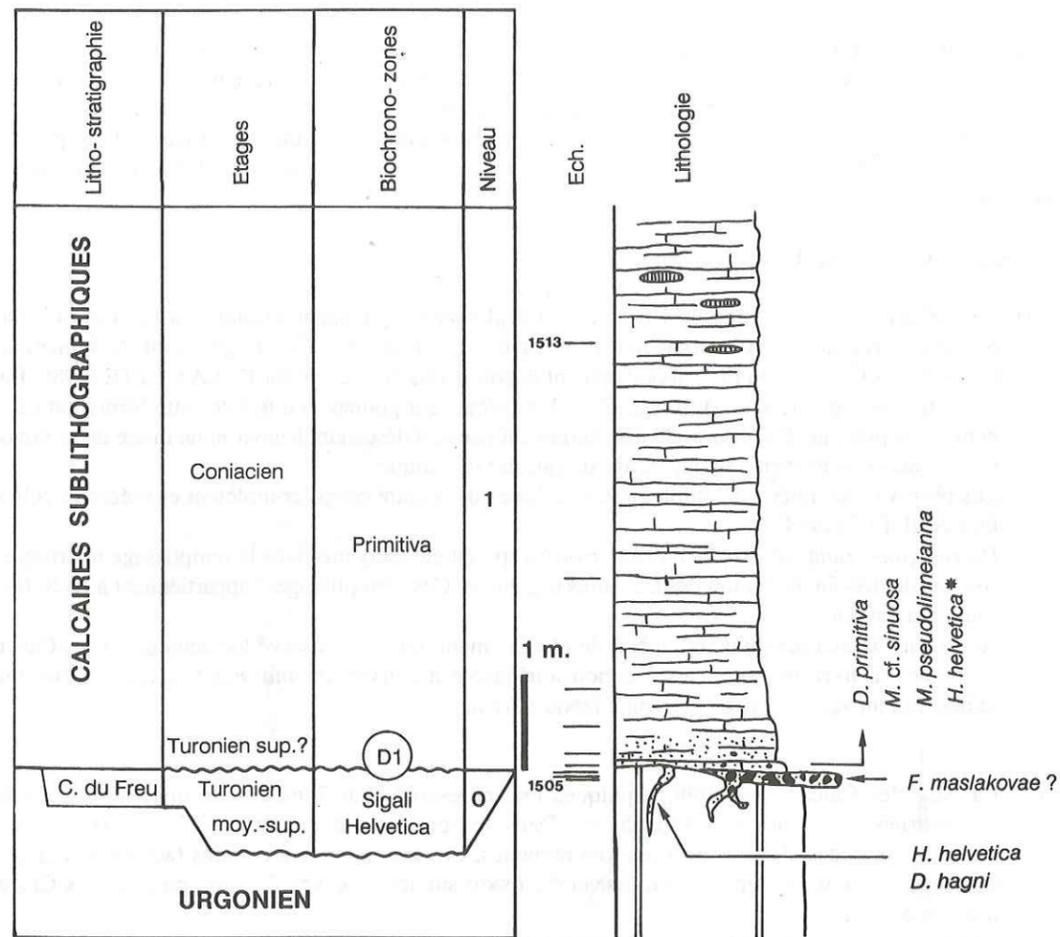


Fig. 5 : Coupe du Col de la Cochette (fig. 82, n° 41)

Coupe du Nant de la Chapelle, (fig. 82, n° 39) fig. 6

Cette coupe est à environ 8 km au NE de la coupe du col de la Cochette précédemment décrite et se trouve dans une position plus interne que cette dernière. Elle se situe dans le flanc oriental et renversé du synclinal d'Arclusaz.

Les Calcaires sublithographiques reposent sur les Couches du Freu représentées ici par leur conglomérat basal (conglomérat de Bargy). L'âge de ce niveau est compris dans l'intervalle Albien terminal - Cénomaniens supérieur (DELAMETTE 1988, p. 39).

Niveau 1 : 47 à 48 mètres de micrites à calcisphères, à silex noirs et à spicules de spongiaires. Il repose sur les Couches du Freu. Les premiers niveaux (0,1-0,2 m.) de Calcaires sublithographiques contiennent des phosphatoclastes remaniés ainsi qu'un peu de quartz et de glauconie.

Dicarinella primitiva est présente à la base des Calcaires sublithographiques et caractérise la zone à *Primitiva*. *Dicarinella concavata* est présente au sommet des Calcaires sublithographiques qui sont attribuables en conséquence à l'intervalle stratigraphique Turonien terminal à Santonien inférieur.

Niveau 2 : C'est environ deux cents mètres de Marno-calcaires datés du Campanien. Les Marno-calcaires seront décrits plus en détail dans le chapitre III.

Commentaire :

Dans cette coupe, la discontinuité basale D1 met en contact les Calcaires sublithographiques, datés de la zone à *Primitiva* du Turonien terminal - Coniacien basal, avec le conglomérat du Bargy (Couches du Freu) attribué à l'Albien terminal - Cénomaniens supérieur. La discontinuité basale D1 semble correspondre dans cette localité à une lacune du Turonien.

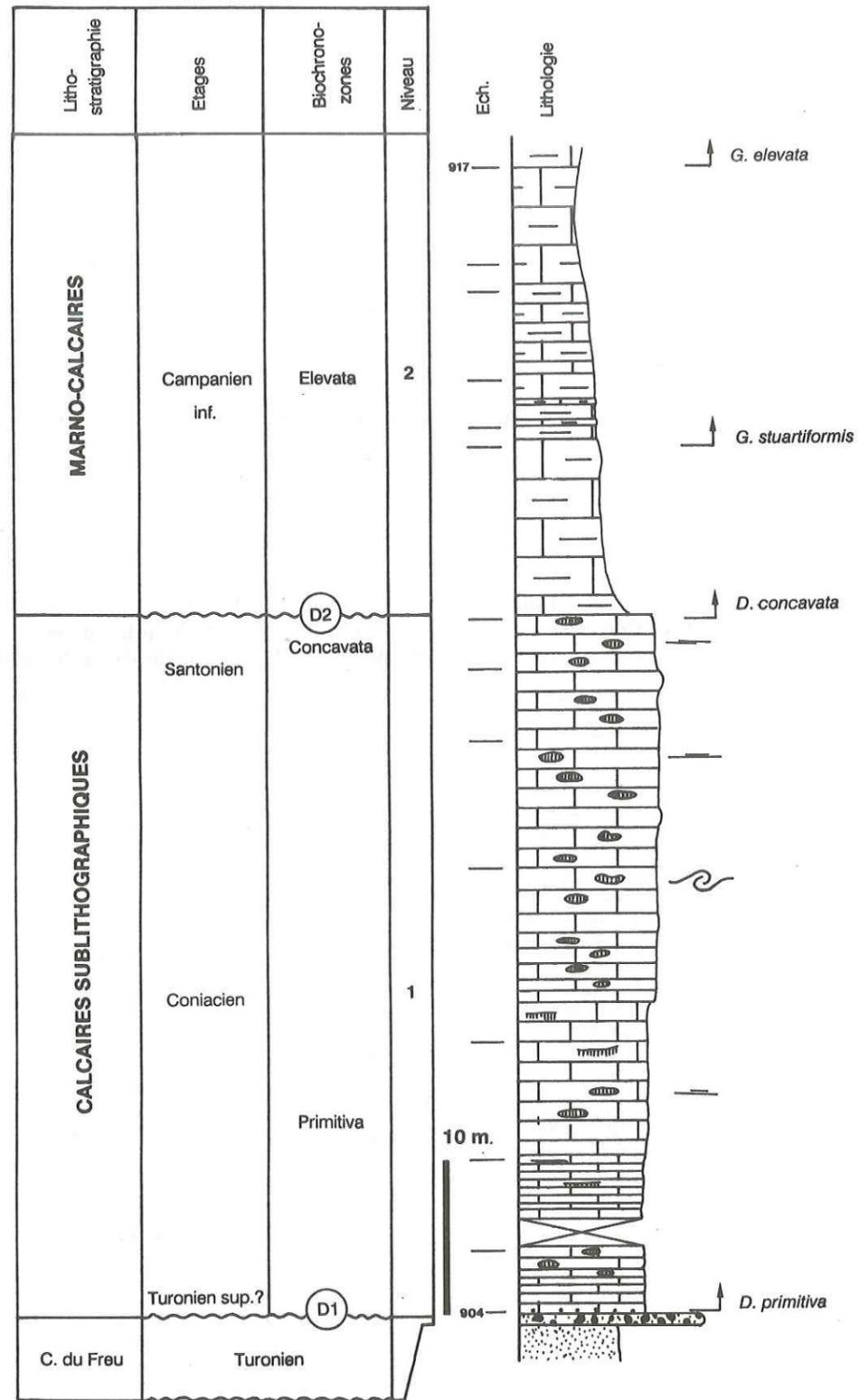


Fig. 6 : Coupe du Nant de la Chapelle (fig. 82, n° 39)

II.2.2 Masif des Bornes occidentales (SW)

Coupe du Crêt des Tervelles, (fig. 82, n° 27) fig. 7

Cette coupe se situe dans le synclinal du Lindion au SW des Bornes.

Niveau 1 : Le niveau 1 constitue le substatum des Calcaires sublithographiques dans cette coupe. Il s'agit de 2-3 mètres de grès glauconieux azoïques. Le sommet (0.1 m) de ces grès devient un peu calcaire, assurant ainsi la transition aux Calcaires sublithographiques.

Niveau 2 : Le niveau 2 correspond à la base des Calcaires sublithographiques. C'est 8-9 mètres de micrites à silex noirs et à calcispères.

Les 2 à 3 premiers mètres contiennent de nombreux lits millimétriques de sables glauconieux. Ce niveau 2a est décrit ici sous le terme de Micrites à lits de grès glauconieux (fig. 3). Les passées de grès glauconieux sont ici visiblement remaniées au substatum.

Dans le niveau 2a, *Marginotruncana sinuosa* et *Marginotruncana pseudolinneiana* sont présents à la base et indiquent la zone à *Primitiva* probable, du Turonien terminal-Coniacien inférieur.

Niveau 3 : 11 à 12 mètres de micrites à débris d'inocérames.

Ce niveau a livré des associations de Globotruncanidés composées de "grandes bicarénées plates" (*Dicarinella* sp. et *Marginotruncana* sp.).

Niveau 4 : 20 mètres de Marno-calcaires bioturbés datés du Campanien (cf. chap. III).

Les travaux de CARON *et al.* (1980) dans le nord du synclinal apportent des précisions intéressantes en ce qui concerne l'âge de la base des Calcaires sublithographiques:

- Dans ce secteur, les Calcaires sublithographiques reposent localement directement sur l'Urgonien (coupe A, B, D, G). Cette situation est analogue à celle précédemment décrites dans le synclinal d'Arclusaz (fig. 5). La base des Calcaires sublithographiques est datée de la zone à *Primitiva* avec le marqueur *Dicarinella primitiva* (coupe A et D).
- Les premiers bancs remanient localement des sables glauconieux et des phosphatoclastes de la Formation des Aravis.

La synthèse de ces observations permet d'attribuer la base des Calcaires sublithographiques à la zone à *Primitiva*, du Turonien terminal - Coniacien basal. De plus, on constate que cette unité repose sur différents termes stratigraphiques (grès glauconieux et Calcaires urgoniens) par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité D1. Cette disposition est analogue à celle décrite dans le flanc occidental du synclinal d'Arclusaz et s'observe également dans plusieurs points de la bordure méridionale des Bornes (fig. 12). Cette situation a été décrite notamment par BALTASSAT (1986) dans le synclinal d'Arclosan

L'âge des Grès glauconieux (niv. 1) de la coupe du Crêt des Tervelles n'a pu être précisé dans ce travail. Des Grès glauconieux analogues ont été observés, dans une position stratigraphique identique, dans les coupes du Grand Colombier (fig. 16 et fig. 82 n° 38), de Pleuvens (fig. 22 et fig. 82, n° 35), du Col des Prés (fig. 21 et fig. 82 n° 43), de la Tête des Portes (fig. 46 et fig. 82, n° 36) et de la Fontanette (fig. 82, n° 44). Ces faciès sont actuellement datés par encadrement du Cénomaniens ?-Turonien ?.

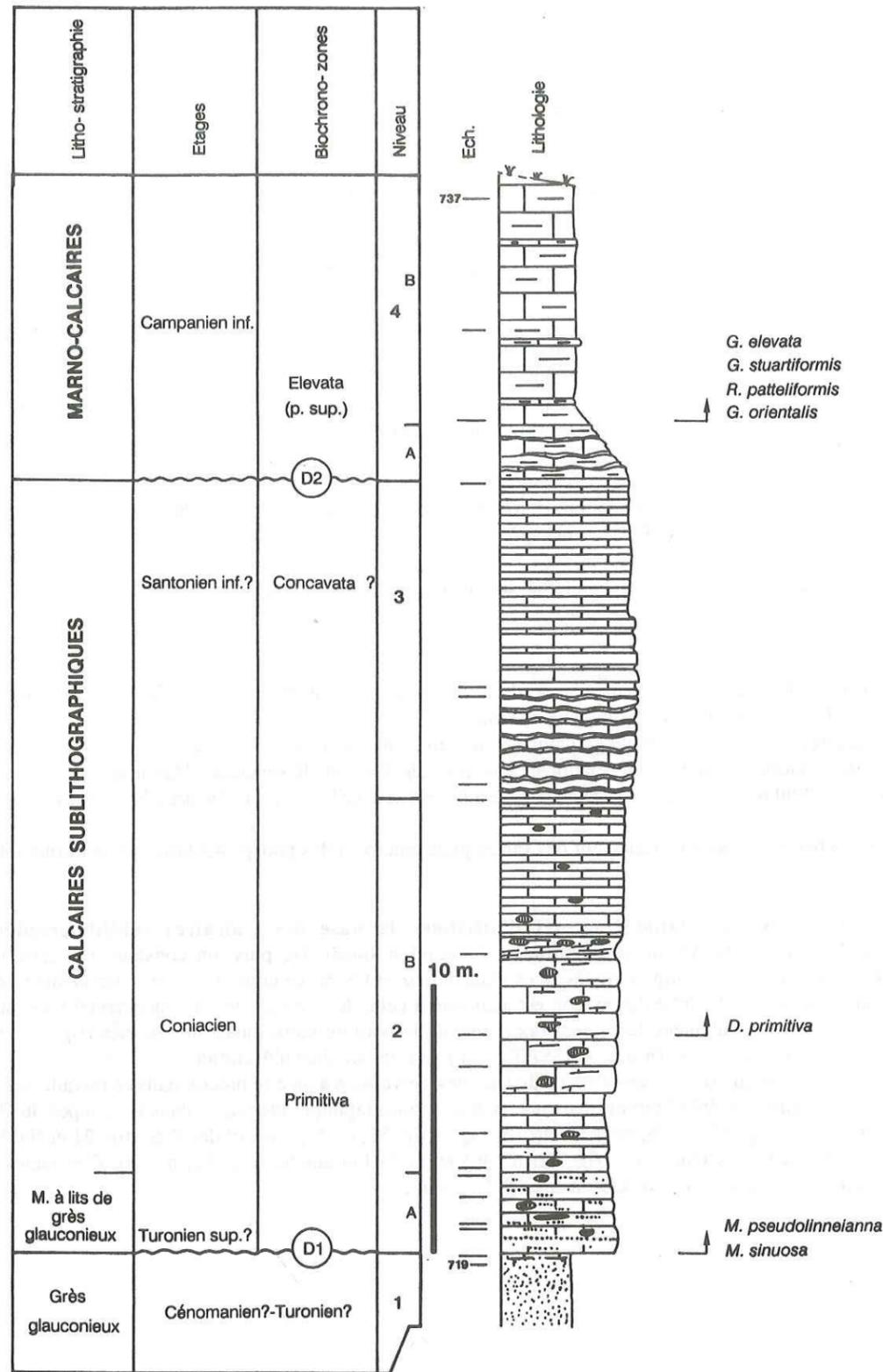


Fig. 7 : Coupe du Crêt des Tervelles, synclinal du Lindion (fig. 82, n° 27)

II.2.3 Massif des Bornes orientales (NE)

Coupe de la Pointe d'Andey, (fig. 82, n° 8) fig. 8

Cette coupe se situe au front du massif des Bornes. La section présentée est la plus complète qu'il a été possible d'observer dans cette zone fortement affectée par les érosions anté-nummulitiques.

Niveau 2 : 22-23 mètres de micrites à calcisphères et silex noirs. Ce niveau repose sur un horizon de phosphorites daté par ammonites de l'Albien inférieur (niveau 1: Horizon du Mont Jean, zone à *Tardefurcata*; DELAMETTE 1988). La base des Calcaires sublithographiques correspond au moins à la zone à *Sigali* d'après la présence de *Marginotruncana pseudolinneiana*. *Dicarinella cf. primitiva* est présente dans la partie supérieure du niveau et indique le Turonien terminal-Coniacien inférieur.

Niveau 3 : La partie supérieure de la coupe est constituée par 5-6 mètres de micrites plus ou moins noduleuses. Quelques phacoïdes calcaires s'individualisent et indiquent des phénomènes de slumping locaux. *Dicarinella cf. concavata* est reconnue au sommet de la coupe et indique un âge Coniacien supérieur-Santonien inférieur.

Commentaire :

En position frontale, les Calcaires sublithographiques débutent au moins dans un niveau très élevé du Turonien. Ils reposent à la Pointe d'Andey sur un horizon phosphaté à ammonites de l'Albien inférieur. Les dépôts de l'Albien moyen-supérieur et du Cénomaniens-Turonien (Membre de Platé: Grès des Lindars et Couches du Freu) ne sont pas représentés sous la discontinuité basale D1.

Coupe de l'Arrête de Chevy, (fig. 82, n° 14) fig. 9

Cette coupe est située à 5 kilomètres au nord-ouest de la coupe de la Pointe d'Andey, sur la retombée occidentale de l'anticlinal du Bargy. Les Calcaires sublithographiques succèdent aux Couches du Freu attribuées ici au Cénomaniens inférieur-moyen par DELAMETTE (1988).

Niveau 1 : 9-10 mètres de micrites à calcisphères et à silex noirs. Ces Calcaires sublithographiques reposent sur les Couches du Freu représentées ici par le conglomérat du Bargy (Cénomaniens inférieur à moyen, DELAMETTE 1988). *Marginotruncana pseudolinneiana* est présent dès la base du niveau et indique au moins la zone à *Sigali* du Turonien supérieur. Le sommet de ce niveau est daté de la zone à *Primitiva*, avec le marqueur (Turonien terminal-Coniacien inférieur).

Niveau 2 : 2-3 mètres de micrites en bancs délités par de nombreux films argileux. *Dicarinella cf. concavata* est reconnu au sommet du niveau (Coniacien supérieur-Santonien inférieur).

Les Calcaires sublithographiques débutent ici dans un niveau élevé du Turonien. Ils correspondent en majeure partie au Coniacien. La discontinuité basale D1 se marque par une lacune qui concerne au moins le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur et moyen.

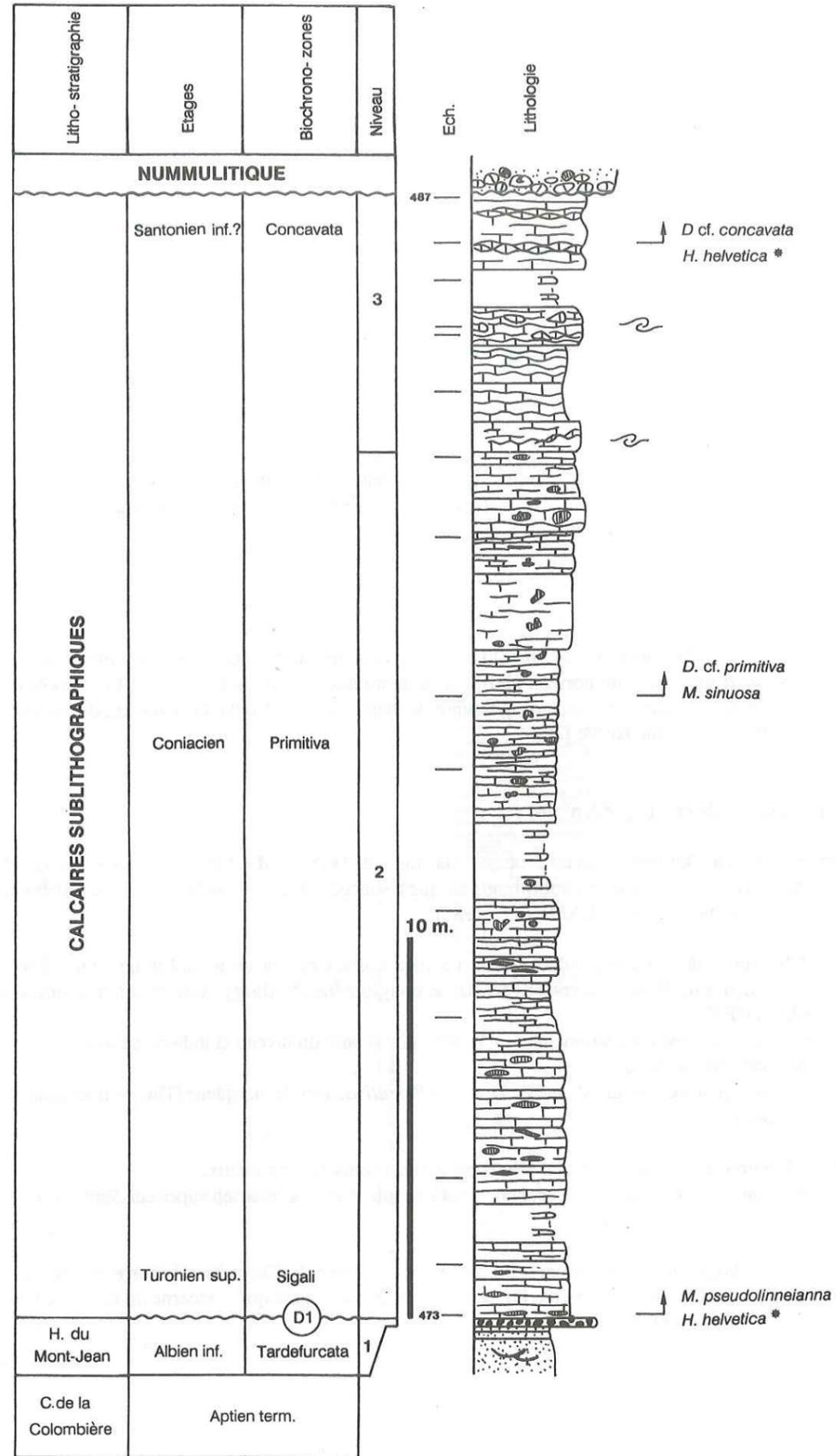


Fig. 8 : Coupe de la Pointe d'Andey (fig. 82, n° 8)

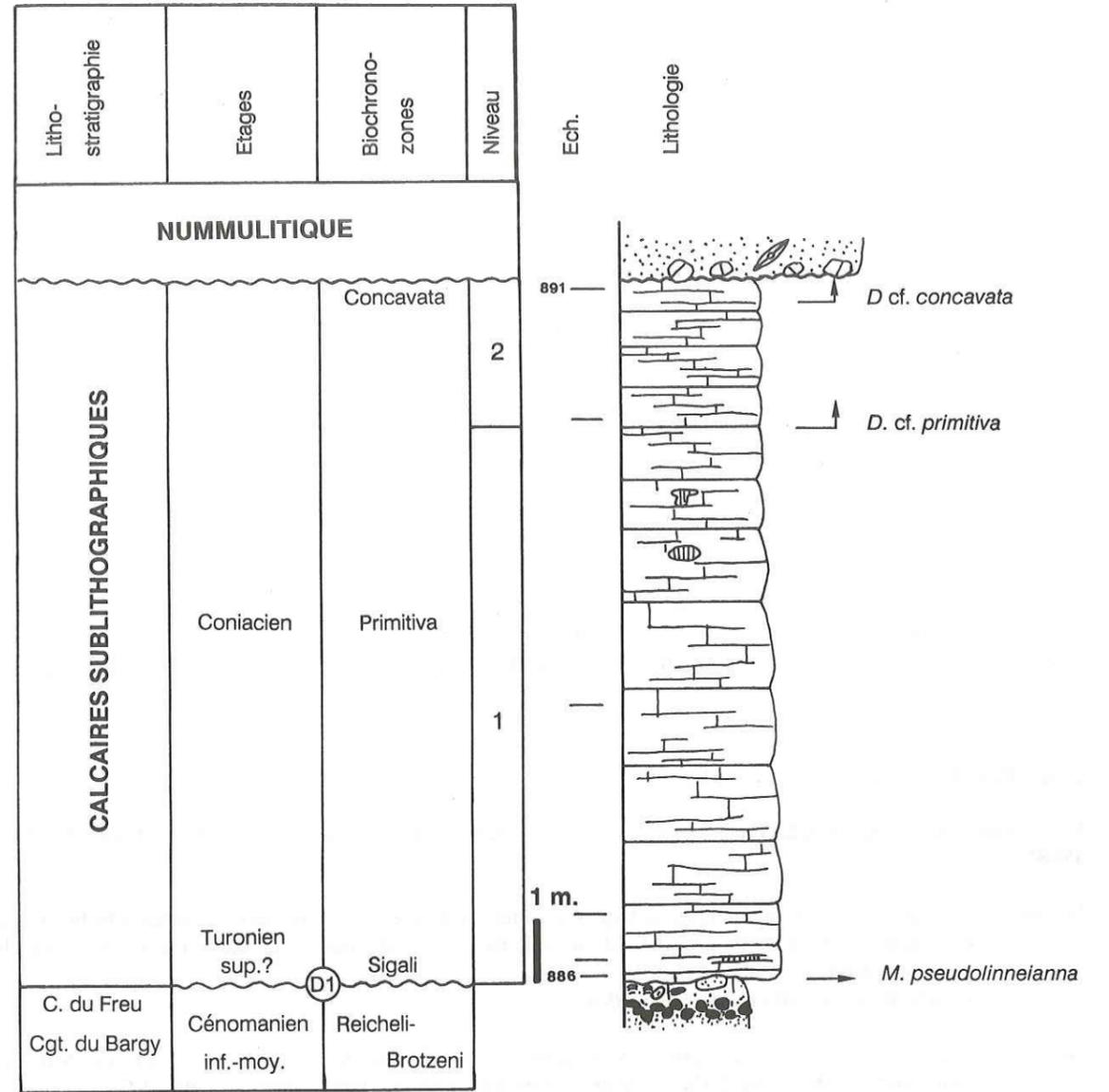


Fig. 9 : Coupe de l'Arrête de Chevry (fig. 82, n° 14)

II.2.4 Massif des Aravis

Coupe du Cul d'Ugine, (fig. 82, n° 25) fig. 10

Niveau 0 : Le substratum des Calcaires sublithographiques est constitué par le Membre de Bossetan de l'Aptien supérieur (DELAMETTE, 1988).

Niveau 1 : Les 0,5 mètres de Couches du Freu sont coiffés par un tapis stromatolithique.

Niveau 2 : 7 mètres de Calcaires sublithographiques noduleux. Ce niveau lithostratigraphique est défini dans ce travail comme les Micrites noduleuses (fig. 3).

Dans le premier centimètre, au contact supérieur du tapis stromatolithique, les globotruncanidés en section indiquent la zone à *Archeocretacea* du Cénomaniens terminal-Turonien inférieur avec *Dicarinella* cf. *hagni*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* et *Rotalipora cushmani* remaniée.

Au-dessus, les formes *Falsotruncana* cf. *maslakovae*, *Marginotruncana pseudolinneiana*, *Marginotruncana* cf. *sinuosa* et *Helvetoglobotruncana helvetica* remaniées indiquent au moins la zone à *Sigali* du Turonien supérieur.

Le sommet du niveau correspond à la zone à *Primitiva* avec *Archeoglobigerina cretacea*, *Marginotruncana* cf. *sinuosa* et *Marginotruncana pseudolinneiana*.

Cette coupe fait apparaître une lacune située à la base des Calcaires sublithographiques. Cette lacune concerne au moins la zone à *Helvetica* du Turonien moyen que l'on retrouve remaniée dans les dépôts datés de la zone à *Sigali*. Elle est analogue à la lacune observée à l'Arête de Chevy et au Nant de la Chapelle et semble donc correspondre à la discontinuité basale D1.

Coupe de la Rouelleta, (fig. 82, n° 16) fig. 11

Les Calcaires sublithographiques reposent sur les Calcaires des Fiz datés du Cénomaniens supérieur (DELAMETTE 1988).

Niveau 1 : 0,2 mètre de Calcaires sublithographiques à nombreux débris de crinoïdes et d'échinides. Ces bioclastes confèrent aux micrites un aspect spathique à la cassure, c'est pourquoi ce faciès est décrit ici sous le nom de Calcaires spathiques (fig. 3).

Ce niveau est daté de la zone à *Helvetica*.

Niveau 2 : 7-8 mètres de calcaires micritiques noduleux à calcispères. Ce niveau correspond aux Micrites noduleuses. Elles ont livré *Marginotruncana pseudolinneiana* dans le premier mètre et *Dicarinella* cf. *primitiva* à deux mètres de la base. Elles sont datées du Turonien supérieur à Coniacien inférieur (zone à *Sigali-Primitiva*).

Niveau 3 : 20 mètres de Calcaires sublithographiques très riches en calcispères. Leur aspect généralement bien stratifié nous a conduit à nommer ce niveau Calcaires sublithographiques en bancs.

Niveau 4 : 20-21 mètres de micrites. Ce niveau a été baptisé Calcaires sublithographiques en fausses alternances. Une description plus détaillée en sera faite dans le chap. II.3.3.3.2.

Dans ce niveau, *Dicarinella concavata* est présente 9 m. au-dessus de la passée marneuse (niveau 4a). Dans la coupe de Vormy (fig. 8) cette passée a livré une association de nannoflore caractéristique de la zone CC13 (détermination C. Muller).

Le niveau 4a correspond donc à la zone à *Primitiva* et les niveaux 4b & 4c sont attribuables à la zone à *Concavata*.

Niveau 5 : 9-10 mètres de Marno-calcaires bioturbés et très indurés.

La base des Calcaires sublithographiques est datée de la zone à *Helvetica* du Turonien moyen. Dans cette coupe, le Turonien inférieur est absent et une lacune de la zone à *Archeocretacea* s'inscrit entre les Calcaires des Fiz et la base des Calcaires sublithographiques représentée par les Calcaires spathiques.

Dans le premier mètre des Calcaires sublithographiques (Calcaires spathiques et base des Micrites noduleuses), les zones à *Helvetica* (3MA) puis à *Sigali* (1MA) sont reconnues. La base de la série présente donc un caractère très condensé. Ensuite de quoi, la série se dilate durant la zone à *Primitiva*. Etant donné que la résolution biostratigraphique en lame mince est insuffisante pour cerner une lacune éventuelle de la zone à *Sigali* ("interval zone"), nous admettons que la discontinuité basale D1 tend à disparaître dans les Aravis. Cette surface de discontinuité passerait à une surface de continuité sédimentaire.

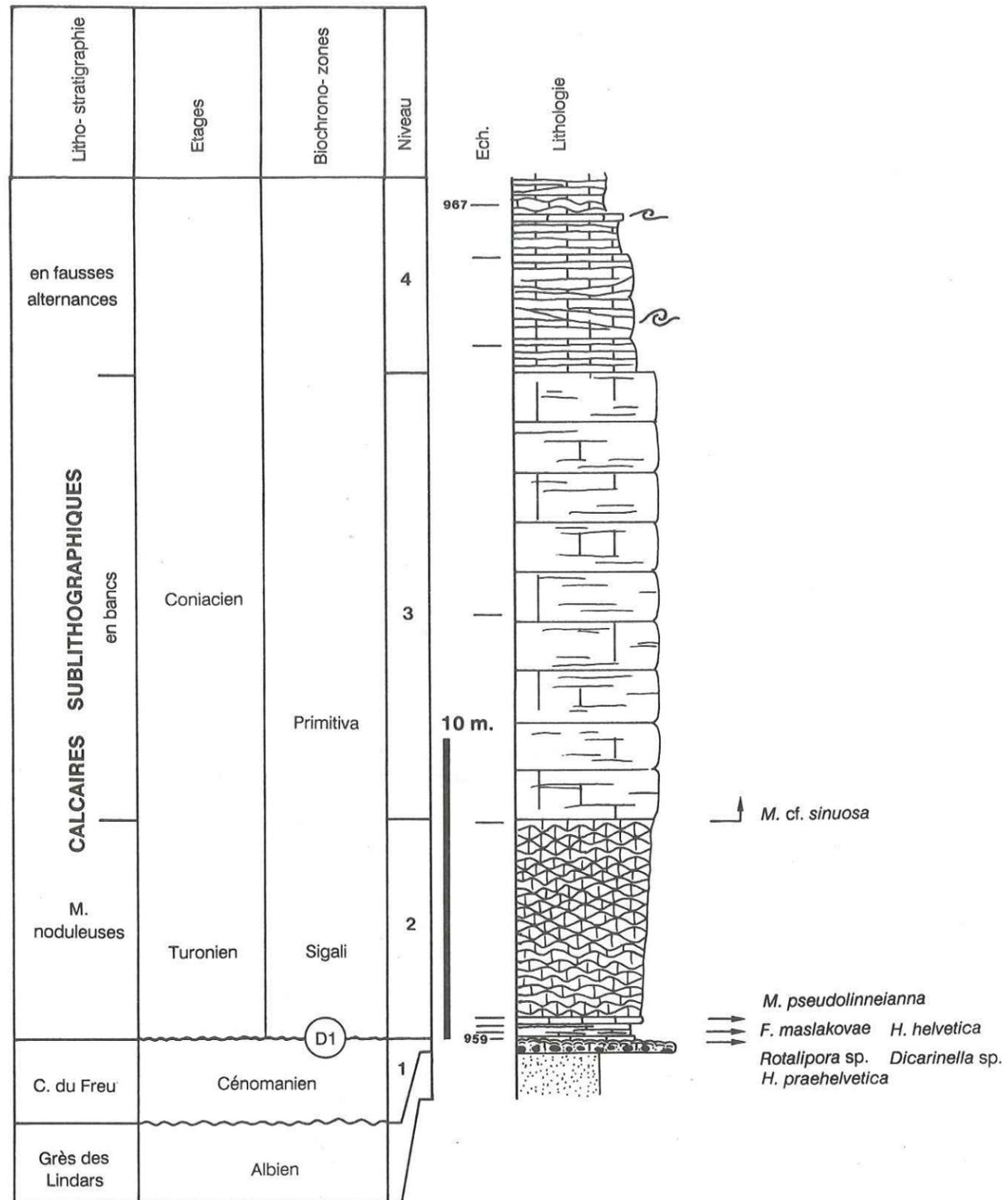


Fig. 10 : Coupe du Cul d'Ugine (fig. 82, n° 25)

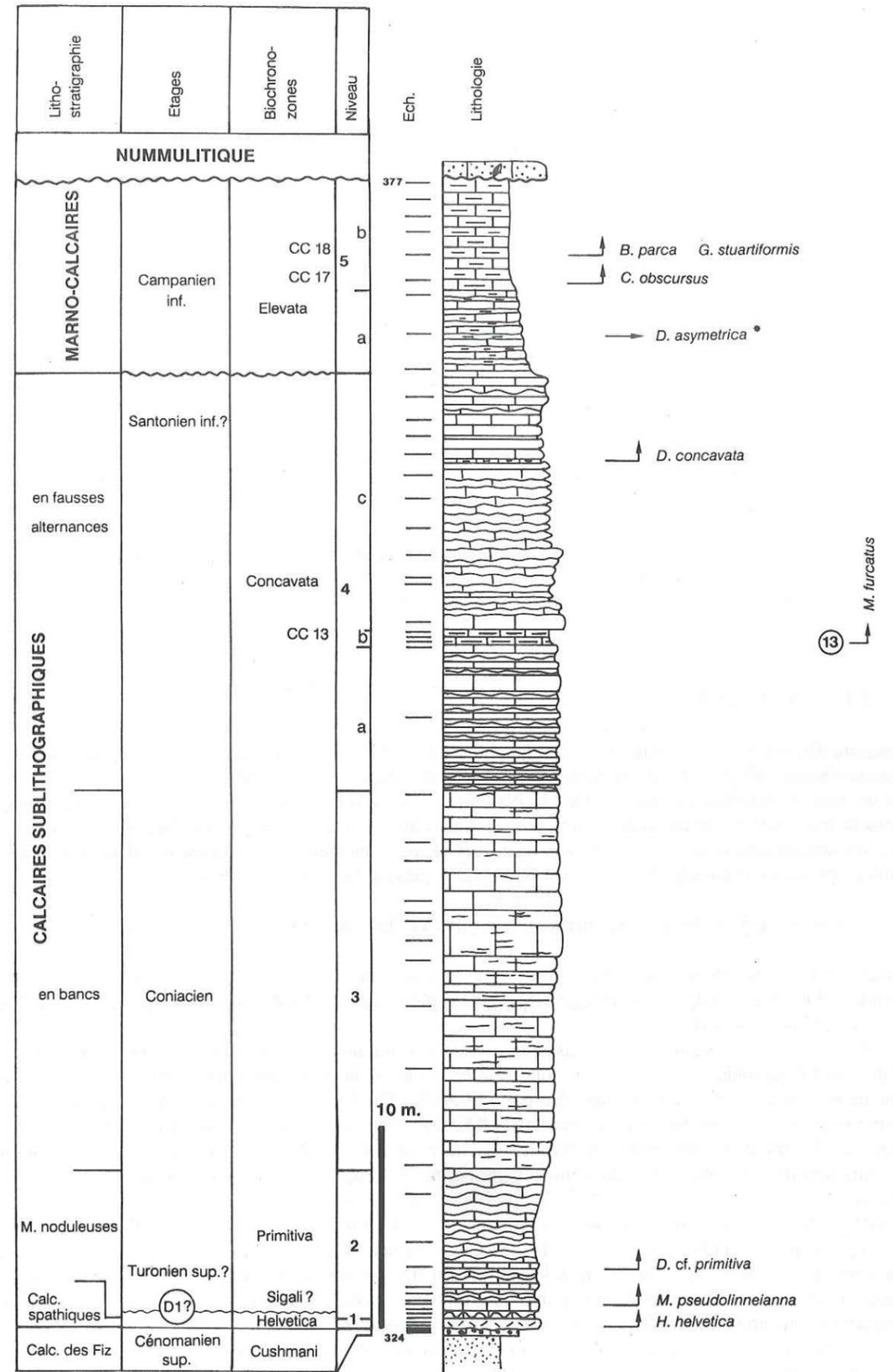


Fig. 11 : Coupe de la Rouelletta (fig. 82, n° 16)

II.2.5 Corrélation de la base des Calcaires sublithographiques

Malgré la difficulté matérielle pour obtenir en tout point un contrôle précis de l'âge de la base des Calcaires sublithographiques, il est possible de présenter un schéma de corrélation cohérent pour ces dépôts.

Dans les régions externes (Bauges et Bornes), la surface de discontinuité basale D1 présente un caractère érosif net. Les micrites du Turonien terminal-Coniacien inférieur (zone à *Primitiva*) reposent sur différents termes stratigraphiques du Crétacé "moyen", localement même sur l'Urgonien. Les premiers faciès à la base contiennent des éléments remaniés (phosphatoclastes, grès glauconieux) qui les rendent parfois indifférenciables macroscopiquement des faciès micritiques des Couches du Freu.

Dans les zones internes (Aravis, Platé et Haut Giffre) la surface de discontinuité D1 se résoud progressivement à une lacune souvent difficile à cerner précisément. La sédimentation semble alors plus ou moins continue durant le Turonien supérieur-Coniacien. Dans ces régions internes, une lacune est décélée durant le Turonien inférieur à moyen (fig. 3).

La carte du substratum des Calcaires sublithographiques dans les Bauges et les Bornes (fig. 12) illustre la complexité des relations lithostratigraphiques. Elle représente une carte au niveau de la surface de discontinuité basale D1. Cette représentation fait apparaître certains traits paléogéographiques importants. On note que les zones d'érosion maximale, avec les Calcaires sublithographiques reposant sur l'Urgonien (en noir sur la figure 12), suivent le tracé général des paléo-gouttières d'érosions décrites par DELAMETTE (1988). Cette disposition est à mettre en relation en premier lieu avec la très faible épaisseur de la Formation des Grès verts des Aravis conservée dans les gouttières d'érosion. Une étude minutieuse de ces dépôts ainsi que des relations biostratigraphiques et sédimentaires permettrait sans doute de mieux comprendre les changements paléogéographiques et sédimentaires survenus entre le Cénomanién supérieur et le Turonien supérieur. Ce problème nécessiterait sans conteste une étude très fine menée régionalement. Localement, une lacune de la zone à *Archeocretacea* (Turonien inférieur) est détectée.

II.3 STRATIGRAPHIE

Ce chapitre décrit les diverses unités lithostratigraphiques reconnues dans les Calcaires sublithographiques. Leurs attributions biostratigraphiques seront présentées ainsi que le répartition géographique.

Dans les massifs internes du Haut-Giffre, de Platé et des Aravis, les Calcaires sublithographiques atteignent l'épaisseur maximale observée, avec environ cent mètres. Dans ces régions, ils peuvent être subdivisés en quatre unités lithostratigraphiques. Ce sont de bas en haut, les Calcaires spathiques, les Micrites noduleuses, les Calcaires sublithographiques en bancs et les Calcaires sublithographiques en fausses alternances.

II.3.1 La série synthétique des massifs internes (Haut-giffre et Platé) (fig. 13)

La coupe de Barmerousse sert de support lithostratigraphique à la série synthétique présentée. Les subdivisions biostratigraphiques sont établies en intégrant les données obtenues dans les différentes coupes étudiées à Platé et dans le Haut-Giffre (fig. 13).

Dans ces régions, les Calcaires des Fiz passent progressivement aux Calcaires sublithographiques. La base des Calcaires sublithographiques est datée de la zone à *Archeocretacea* du Cénomanién terminal-Turonien inférieur. La lacune de la zone à *Archeocretacea*, signalée par DELAMETTE (1988), a été observée localement, comme par exemple dans la coupe des Marches de Platé (fig. 82). Dans cette coupe, les micrites à *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turonien moyen) reposent sur les Calcaires des Fiz à *Rotalipora cushmani*. (Cénomanién supérieur-Turonien précoce). Les lames minces ont permis de reconnaître les formes *W. archeocretacea* et *D. algeriana*.

Les différentes biozones du Turonien, Coniacien et Santonien sont caractérisées dans les Calcaires sublithographiques. A la base de la figure 13, les Calcaires spathiques (niveau 1a) sont attribués à la zone à *Archeocretacea*. Au-dessus, les Micrites noduleuses (niveau 1b) correspondent à la zone à *Helvetica* ? probable.

La partie inférieure des Calcaires sublithographiques en bancs (niveau 2a) indique à la zone à *Sigali*, et la partie supérieure de cette unité (niveau 2b) est attribuée à la zone à *Primitiva*.

La sédimentation des Calcaires sublithographiques en fausses alternances (niveaux 3,4,5,6) semble continue jusqu'au Santonien supérieur (zone à *Concavata* et *Asymetrica* p. parte ?).

Les Calcaires sublithographiques sont surmontés par des Marno-calcaires très indurés (niveau 7) attribués au Campanien (cf. chap. III).

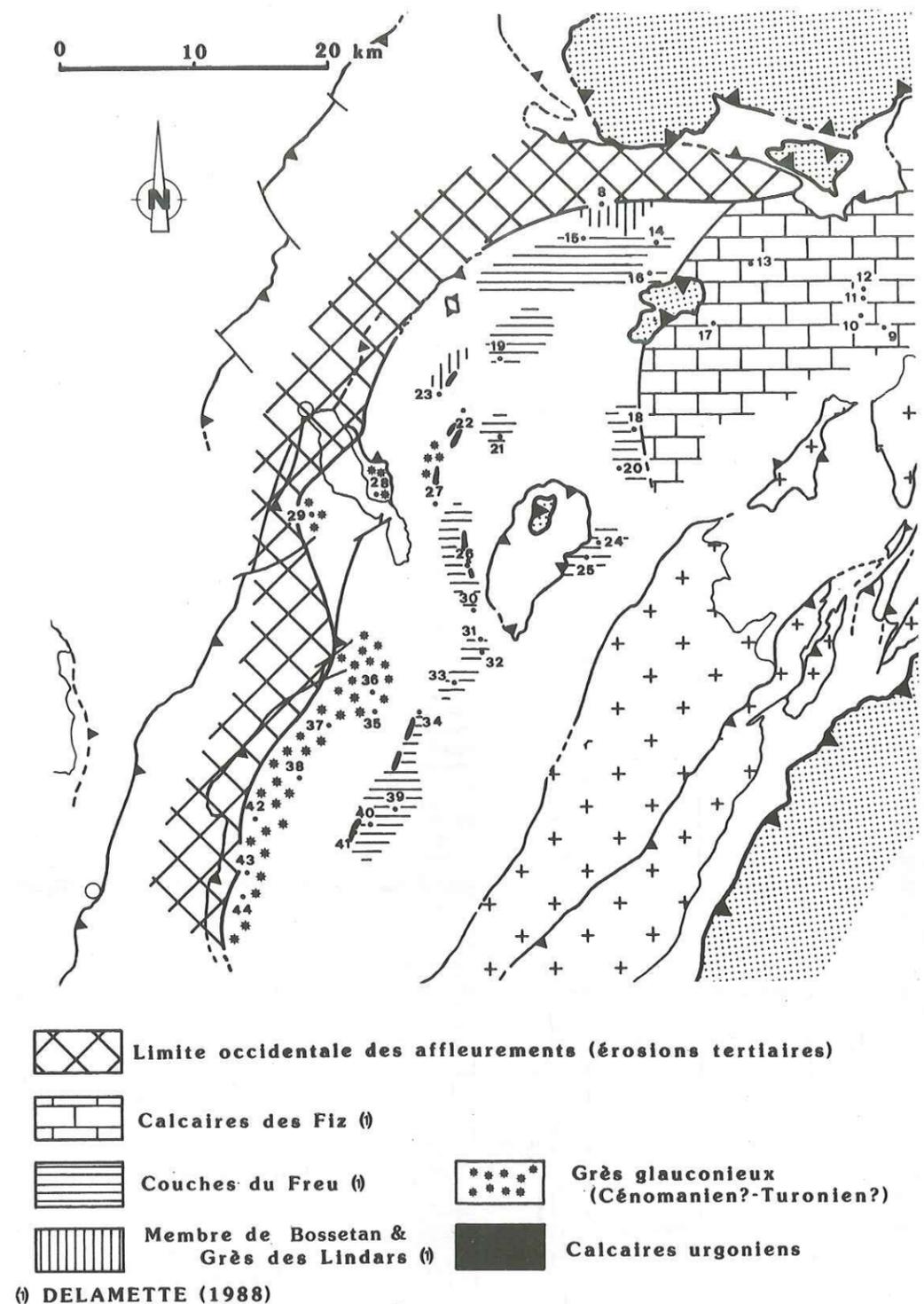


Fig. 12: Carte du substrat des Calcaires sublithographiques dans les Bornes et les Bauges, complétée d'après DELAMETTE (1988). Les Calcaires sublithographiques reposent localement sur les Calcaires Urgoniens (taches noires), le long d'une ligne subméridienne qui passe par la bordure occidentale des Bornes et la partie sud-orientale des Bauges. A l'ouest de cet alignement, ils reposent sur les Grès glauconieux (Cénomanién ?-Turonien ?). A l'est de cette ligne et jusque dans la région de la klippe des Annes, ils reposent sur les Couches du Freu. Plus à l'Est encore, ils font suite aux Calcaires des Fiz.

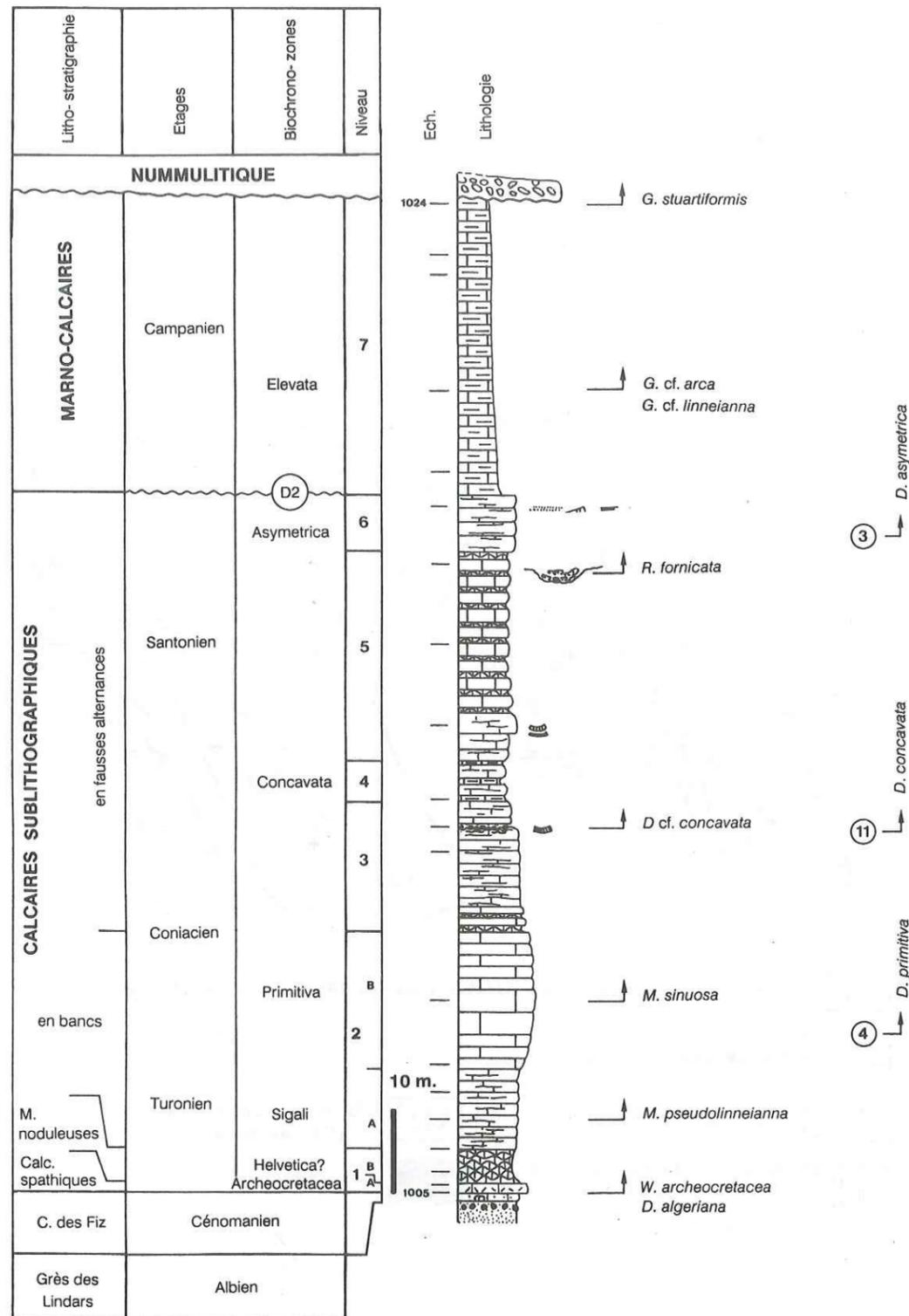


Fig. 13 : La série synthétique des Calcaires sublithographiques dans les massifs du Haut-Giffre et de Platé
Lithostratigraphie : coupe de Barmerousse (fig. 82, n° 10), légende page 146-147

II.3.2 Les Calcaires sublithographiques turoniens

Les Calcaires sublithographiques turoniens sont caractérisés micropaléontologiquement dans les massifs septentrionaux du Haut-Giffre, de Platé et des Aravis. Ils sont représentés par les Calcaires spathiques puis par les Micrites noduleuses. Ces dépôts n'excèdent jamais 5 à 6 mètres d'épaisseur.

Les Calcaires spathiques

Les Calcaires spathiques sont présents à l'extrême base de la série, ils n'excèdent jamais un demi-mètre d'épaisseur. Leur répartition latérale est discontinue et ils semblent constitués de corps sédimentaires lenticulaires (fig. 3 et 77).

Les microfaciès sont des wackestones à nombreux débris de crinoïdes (rares pentacrines), astérides, ophiures, échinides et rares fragments de bryozoaires et d'inocérames. Ils contiennent des éléments détritiques remaniés de la Formation des Aravis sous-jacente (quartz, glauconies, phosphatoclastes). La microfane est dominée par les Globotruncanidés nombreux et variés. Les foraminifères planctoniques sont plus abondants que les benthiques dans un rapport d'environ 10/1. Les calcisphères sont par contre très rares. Dans ces faciès, les bioclastes sont fréquemment usés et partiellement glauconisés. Ils ont également subi une microperforation importante (activité bactérienne ?). La micrite encaissante montre quant à elle des fissures aveugles et des planchers micritiques probablement liés à une diagenèse précoce (fissuration diagénétique).

Ces dépôts correspondent aux zones à *Archeocretacea* et à *Helvetica*, mais une lacune de la zone à *Archeocretacea* est détectée dans diverses coupes (Rouellea, fig. 11; Blonnière, fig. 26).

Les Micrites noduleuses

Les Micrites noduleuses constituent un niveau de 3 à 5 mètres d'épaisseur. Les nodules sont séparées par des films argileux. Une passée centimétrique plus marneuse est fréquente au milieu du niveau. Un moule interne d'ammonite a été trouvé dans ce niveau à Borderan (fig. 82, n° 18).

Les microfaciès sont des wackestones à foraminifères planctoniques et radiolaires relativement abondants (5-15 %). Les calcisphères sont présents en portions modestes (10-15 %) de même que les petits benthiques (2-3 %). Les microperforations des tests et les fissurations diagénétiques sont présentes mais elles sont moins abondantes que dans les Calcaires spathiques

Dans l'état actuel des connaissances, les Micrites noduleuses sont attribuées à la zone à *Sigali* et à la base de la zone à *Primitiva*. Ces faciès semblent débiter localement plus précocement, probablement dans la zone à *Helvetica*?

Par ailleurs, certains profils montrent une lacune complète de la zone à *Helvetica* (coupe du Cul d'Ugine et de la Blonnière: fig. 82, n° 25 et 20 ;fig. 10 et 26). Cette lacune représente l'équivalent latéral en zone interne de la surface de discontinuité D1.

Sédimentologie et milieu de dépôts

Les caractères micrographiques des Calcaires spathiques et des Micrites noduleuses indiquent des environnements de dépôts pélagiques relativement profonds. Les courbes de fréquences des radiolaires calcaires atteignent un maximum de 15 % dans la partie médiane des Micrites noduleuses puis diminuent ensuite progressivement pour disparaître au sommet de ces faciès. En conséquence, un maximum de profondeur semble être atteint durant le Turonien supérieur.

D'autre part, les microfaciès montrent de nombreuses fissures diagénétiques ainsi qu'une importante microperforation des bioclastes et des tests. Ces différents caractères sédimentologiques indiquent sans doute un régime de sédimentation très ralenti à condensé. Cette constatation s'accorde bien avec les faibles taux de sédimentation constatés durant le Turonien.

II.3.3. Les Calcaires sublithographiques coniaciens-santonien

Les dépôts coniaciens-santonien représentent la majeure partie des Calcaires sublithographiques. Deux membres lithologiques peuvent être distingués dans cette série monotone, en premier lieu des Calcaires sublithographiques en bancs, puis des Calcaires sublithographiques en fausses alternances (fig. 3).

Les Calcaires sublithographiques en bancs

Les Calcaires sublithographiques en bancs succèdent aux Micrites noduleuses dans les zones internes de la région étudiée. Dans les zones externes, ils constituent la base de la série et reposent sur la discontinuité D1 du Turonien supérieur (fig. 3). Dans ces régions, les Calcaires sublithographiques en bancs contiennent des silex (fig. 14).

Le microfaciès est caractérisé par une très grande abondance de calcisphérulidés (30-40 %) qui justifie le qualificatif de "faciès à calcisphères". Par contre, les foraminifères planctoniques sont rares et les associations de globotruncanidés sont très appauvries en grandes formes bicarénées des genres *Marginotruncana* sp. et *Dicarinella* sp. De ce fait, les subdivisions biostratigraphiques ne sont pas toujours aisées à établir. Les Calcaires sublithographiques en bancs correspondent à la zone à *Primitiva* du Turonien supérieur-Coniacien inférieur.

La transition aux Calcaires sublithographiques en fausses alternances est fixée, compte tenu des données biostratigraphiques disponibles, à la limite des zones à *Primitiva* et à *Concavata* (limite Coniacien inférieur-supérieur). Cette conception est étayée dans certaines sections par les datations des couches sus-jacentes. En effet, une passée plus marneuse s'individualise dans les Calcaires sublithographiques en fausses alternances, soit à la base (niveau 2a, coupe du Col de la Colombière, fig. 82, n° 17; niveau 4a, coupe de la Montagne de Criou, fig. 82, n° 5), soit au tiers inférieur (niveau 4b, coupe de la Rouelle, fig. 82, n° 16, fig. 11). Ce "niveau repère" a livré *Dicarinella concavata* à la Colombière et une association nannofloristique de la zone CC13 dans les Aravis qui indique le Coniacien pro parte (Coupe de Vormy, fig. 82, n° 13). Ces datations permettent d'attribuer la base des Calcaires sublithographiques (faciès en fausses alternances) au Coniacien supérieur et, par voie de conséquence, le sommet des Calcaires sublithographiques au Coniacien inférieur.

En règle générale, l'épaisseur des Calcaires sublithographiques en bancs, ou "faciès à calcisphères", augmente progressivement en direction du sud-est et montrent une dilatation vers les zones internes (Aravis, Platé). Dans ces régions, le taux de sédimentation apparent atteint environ 30 mètres/1 MA (fig. 76).

Variations latérales de faciès (fig. 14, carte des faciès)

Dans les Bornes et les Bauges, en position externe (synclinaux du Lindion, du Charbon-Trélod et des Aillons), la base des Calcaires sublithographiques en bancs est représentée par des Micrites à lits de grès-glaucieux. L'extension géographique de ce membre est précisée sur la carte des faciès de la figure 14 (pour la lithologie, voir la coupe du Crêt des Tervelles, niveau 2a, fig. 8).

Sous le microscope, ce sont des wackestones grés-glaucieux, à nombreuses *Marginotruncana* sp. et *Dicarinella* sp. de belle taille qui permettent de reconnaître le marqueur de la zone à *Primitiva* (Turonien terminal-Coniacien inférieur). Les calcisphères sont peu abondantes et ces micrites montrent des fissurations diagénétiques assez nombreuses.

Dans le synclinal d'Arclusaz situé sur la bordure orientale du massif des Bauges, les Calcaires sublithographiques en bancs montrent des caractères micrographiques légèrement différents. Les calcisphères sont toujours bien représentés, mais il s'y ajoute de nombreux spicules de spongiaires (10-20 %). Les bioclastes sont fréquemment ordonnés suivant des laminations floues dans lesquelles sont "concentrés" les foraminifères planctoniques. Certaines lamines présentent des granoclassements inverses. Du point de vue macroscopique, nous avons noté de plus le développement de petits slumps à différents niveaux de cette série (DELAMETTE 1988, ce travail, fig. 7).

Sédimentologie et milieu de dépôt

Le "faciès à calcisphères" (wackestone à calcisphères) typique des Calcaires sublithographiques en bancs caractérise une aire de sédimentation située en plate-forme distale (VILLAIN 1981). Une polarité paléogéographique se dessine sur cette plate-forme. Des faciès à silex caractérisent les zones plus externes paléogéographiquement. Dans ces régions, les Micrites à lits grés-glaucieux de la base des séries (Bornes occidentales et Bauges, fig. 14) montrent de nombreux indices de condensation, mais le milieu de dépôt est toujours pélagique franc comme en témoigne l'abondance et la diversité des faunes de globotruncanidés.

En se dirigeant en direction des régions internes, une dilatation sédimentaire des séries est détectée.

Les Micrites à spicules des Bauges orientales (fig. 14) indiquent des peuplements d'éponges dans cette région. Les figures sédimentaires dynamiques associées incitent à envisager des courants sur le fond.

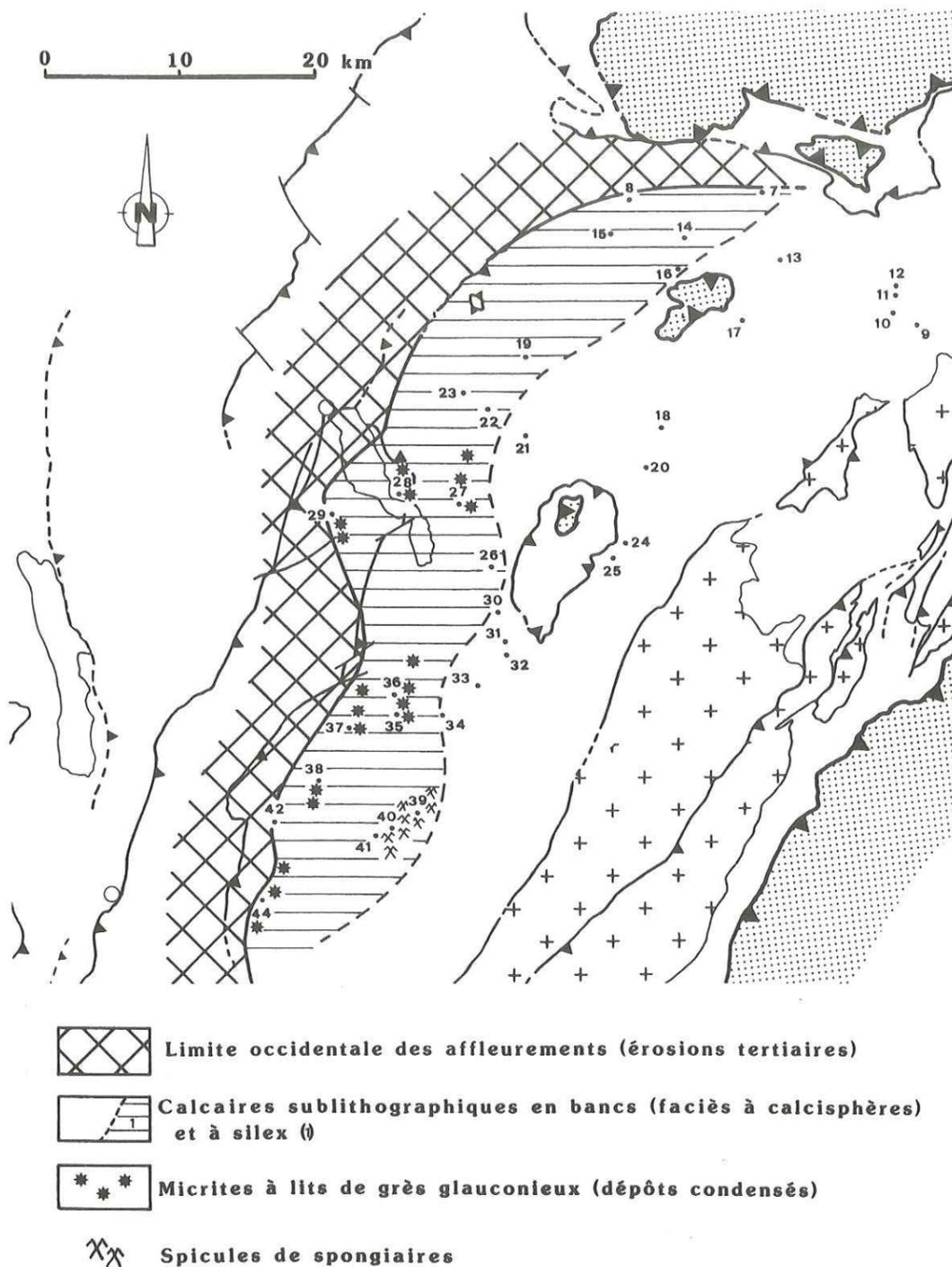


Fig. 14 : Carte des faciès des Calcaires sublithographiques en bancs (Turonien terminal - Coniacien inférieur, zone à *Primitiva*). Une polarité paléogéographique se dessine du NW en direction du SE. Dans les régions externes, les Calcaires sublithographiques en bancs sont constitués par des faciès à silex (Bornes et Bauges occidentales). Au sud d'une ligne joignant Annecy à la klippe de Sulens, la base est représentée par les Micrites à lits de grès glauconieux. Ces faciès hémipélagiques montrent des caractères de dépôts condensés. Au sud des Bauges, les Calcaires sublithographiques en bancs sont riches en spicules de spongiaires. Ce faciès est le témoin de peuplements d'éponges assez denses dans le synclinal d'Arclusaz.

Les Calcaires sublithographiques en fausses alternances

Les Calcaires sublithographiques en fausses alternances sont attribués au Coniacien supérieur-Santonien (p. parte ?). Les zones à *Concavata* et à *Asymetrica* sont reconnues (cf. coupe synthétique de Barmerousse, fig. 13). Le qualificatif appliqué à cette unité lithologique désigne une succession irrégulière de niveaux décimétriques plus ou moins noduleux et délités et de bancs plus massifs. Il se traduit à l'affleurement par une alternance de bancs en relief séparés par des bancs plus déprimés. Ce caractère est très bien exprimé dans les régions internes (Haut-Giffre, Platé, Aravis), il l'est beaucoup moins en position externe où les micrites sont simplement plus délitées par de nombreux films argileux (Bornes, Bauges).

Les Calcaires sublithographiques en fausses alternances ne contiennent jamais de silex. Certains niveaux sont riches en inocérames brisés et un exemplaire de *Pycnodonta* sp. (dét. J. PHILIP) a été trouvé à Vormy dans les Aravis (fig. 82, n° 12).

Les microfaciès sont des wackestones à foraminifères planctoniques et benthiques, à calcisphères et à bioclastes divers.

Les calcisphères sont nettement moins abondantes que dans les Calcaires sublithographiques en bancs. D'une manière générale, elles tendent à disparaître dans le sommet des Calcaires sublithographiques. Les globotruncanidés sont par contre plus abondants, ainsi que les débris bioclastiques (inocérames, ophiures et échinodermes). Les proportions relatives de ces divers éléments sont variables suivant les niveaux et les microfaciès sont de ce fait peu homogènes.

Sédimentologie et milieu de dépôt

Les caractéristiques générales des microfaciès indiquent une aire de sédimentation pélagique de plate-forme distale. Par contre, la variabilité des microfaciès est difficile à interpréter en terme paléocéologique ou sédimentologique. Cette variabilité s'exprime principalement au niveau des populations de globotruncanidés. De façon qualitative, ces variations peuvent être décrites de la façon suivante :

- Le type pétrographique le plus courant est appauvri en grandes formes bicarénées plates des genres *Dicarinella* sp. et *Marginotruncana* sp. (~1-5 %; 200-400 μ). Il est relativement enrichi en petites formes globuleuses des genres *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp. et *Globigerinelloides* sp. (~5-15 %; 10-100 μ). De plus les grandes formes bicarénées sont fréquemment cassées et incomplètes.
- L'échantillonnage montre sporadiquement des faciès très enrichis en grandes formes bicarénées qui peuvent constituer jusqu'à 20-40 % du microfaciès. Ces accumulations semblent souvent piégées dans des bioturbations. Les différents types pétrographiques peuvent parfois coexister dans la même lame mince.

Ces observations indiquent en tout cas que les populations de foraminifères planctoniques étaient riches et diversifiées à l'époque des Calcaires sublithographiques à fausses alternances. La ségrégation granulométrique observée au sein des populations planctoniques pourrait résulter de contraintes écologiques et paléobiologiques locales du milieu, mais également de processus sédimentaires dynamiques régissant la sédimentation. Malheureusement, la bioturbation ayant abondamment mélangé ces sédiments, il paraît bien difficile d'interpréter plus précisément les microfaciès.

Macroscopiquement, il semble qu'une proportion différente d'argile ait favorisé, au cours de la diagenèse, l'individualisation des bancs plus déprimés, riches en films argileux. Ce processus est connu sous le nom de "diagenetic bedding" (FLÜGEL 1982, SCHOLLE *et al.* 1983). Mais les variations originelles des quantités d'argiles dans le sédiment étaient probablement minimales et ne semblent pas suivre des rythmes à proprement parlé. Il n'a en effet jamais été possible d'observer sur le terrain des alternances régulières et nettes de même qu'il s'est avéré impossible de suivre latéralement un niveau "alternant" bien individualisé. De plus, il faut signaler l'indépendance des lithofaciès et des caractères microfaciologiques. Il n'est donc pas possible de parler de sédimentation alternante.

Par contre, certaines observations sédimentologiques peuvent contribuer partiellement à expliquer la genèse des fausses alternances:

- Dans la coupe de Barmerousse (fig. 13 et fig. 82, n° 10), le sommet du niveau 3 riche en inocérames montre des "interbancs" noduleux de couleur rouge. Les nodules micritiques sont couverts par des calcarénites fines. Ces calcarénites fines sont constituées par des foraminifères planctoniques, quelques benthiques et des fragments de tests d'inocérames. La matrice rouge-brun est argilo-siliceuse. Ces niveaux noduleux montrent les traces d'une bioturbation active. Ce niveau a été retrouvé très bien développé dans la coupe du Col de Monthieu (fig. 81, n° 12).

- A l'entrée des gorges du Foron, sur le flanc SE de l'anticlinal du Bargy, des surfaces noduleuses identiques affleurent en pente structurale. Une imprégnation a été réalisée dans ces faciès et a permis de tailler une lame mince. L'analyse des microfaciès montre des éléments intéressants :
 les nodules micritiques sont des wackestones à calcisphères proches du "faciès à calcisphères" caractéristiques des Calcaires sublithographiques en bancs. Les foraminifères planctoniques sont rares et de petites tailles, on reconnaît principalement des formes globuleuses (*Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Globigerinoides* sp.).
 les dépôts inter-nodules sont constitués par une calcarénite fine à grands globotruncanidés bicarénés (40-50 %, *Marginotruncana* sp., *Dicarinella* sp.) et à débris d'inocérames et de crinoïdes. Ces sables sont assez analogues à ceux observés dans les niveaux noduleux de la coupe de Barmerousse.

Du point de vue génétique, ces différents faciès correspondent à de petits niveaux condensés. Des courants ont sans doute lessivé les boues micritiques tout en concentrant les plus grands bioclastes. Les calcarénites à globotruncanidés et à bioclastes correspondraient donc à des dépôts résiduels liés à des périodes de vannages sur le fond.

Un faciès particulier a été observé en association avec les "bancs déprimés" des Calcaires sublithographiques en fausses alternances. Ces observations ont été réalisées dans le massif de Platé, sous la Tête du Colonné, au Chapeau de Gaspard et dans la région orientale de la Tête Pelouse (versant W de la combe des Salles).
 Il s'agit de petits chenaux érosifs (1 à 2 m de largeur pour 0,3-0,5 m de profondeur) qui se pincent latéralement et disparaissent au niveau des interbancs déprimés "plus argileux". Ces chenaux sont taillés dans les micrites et leurs remplissages sont constitués par des calcarénites à globotruncanidés, débris bioclastiques et endoclastes micritiques. Ces calcarénites sont granoclassées et laminées, les grands fragments d'inocérames et les lithoclastes sont préférentiellement accumulés à la base.
 Ces chenaux ont toujours été observés dans la partie sommitale des Calcaires sublithographiques en fausses alternances. Ces niveaux sont datés de la zone à *Asymetrica* du Santonien supérieur (niveau 5, coupe de Barmerousse, fig. 13).

Un faciès insolite, observé en association avec les Calcaires sublithographiques en fausses alternances, correspond à des lits silteux.
 Le premier affleurement se situe dans la coupe de Barmerousse (niveau 3), le second se situe dans la région du Col de Bostan, dans le massif du Haut-Giffre. A Bostan, un faisceau d'une dizaine de lits millimétriques à centimétriques (max. 10 cm) permet d'observer les principales caractéristiques sédimentologiques. Les silts gréseux, bien que très bioturbés, montrent des laminations planes à faiblement entrecroisées, ainsi que de rares rides de courants (ripple). Ces lits silteux se pincent latéralement et disparaissent au niveau des diastèmes argileux. Stratigraphiquement, ce niveau correspond au Santonien supérieur, le marqueur de la zone à *Asymetrica* ayant été observé dans ce niveau stratigraphique dans la coupe du Col de Bostan (fig. 81, n° 1).

Du point de vue de l'interprétation sédimentologique, les lits silteux à structures dynamiques correspondent indubitablement à des dépôts liés à l'action d'un courant. Ils peuvent être qualifiés de contourites. Par contre, l'interprétation des petits chenaux et de leurs remplissages calcarénitiques est plus difficile. Interpréter ces objets sédimentaires en terme de turbidites "intra-bassinales" sous-entend la présence de zones d'instabilité sédimentaire liés à des pentes. Etant donné la monotonie et la tranquillité de la sédimentation des Calcaires sublithographiques, cette hypothèse est peu réaliste. Par contre, il semble à nouveau plus cohérent de mettre en relation ces figures d'érosions et de dépôts avec des processus de vannages liés à des courants sur le fond.
 Bien que les objets sédimentaires décrits soient peu nombreux et pétrographiquement variés, les caractères sédimentologiques remarquables suggèrent une origine commune qui pourrait être le vannage sur le fond. De plus, l'imbrication géométrique de ces niveaux de vannage avec les niveaux déprimés, originellement plus argileux, des fausses alternances pourraient indiquer des affinités génétiques.
 En conclusion, nous pensons que les Calcaires sublithographiques en fausses alternances (Santonien) ont acquis leurs caractéristiques macro- et microscopiques pour partie en réponse à des courants s'écoulant sur le fond.

Les Calcaires rouges (MORET 1934) (fig. 15)

Nous allons maintenant décrire les dépôts santoniens des régions externes du domaine. Les équivalents latéraux (pro parte) des Calcaires sublithographiques en fausses alternances sont représentés dans les Bornes et les Bauges par les Calcaires rouges et les Micrites noduleuses et grésoglaucioneuses (fig. 3).

Les Calcaires rouges sont constitués par des micrites noduleuses rouges panachées de vert. Ce membre est peu

épais, 7 mètres au maximum, et peut se réduire à moins d'un mètre. Un moule interne d'ammonite a été trouvé dans ces couches dans la coupe du Crêt des Mouches (fig. 15). Géographiquement, ils ont une extension limitée à une bande subméridienne qui comprend le sud du synclinal d'Ablon, la région du Calcaire de Thône, les synclinaux d'Arclosan-Tournette et d'Arcalod (fig. 18) ainsi que le sud des Aravis (combe de Borderan et massif Etale-Mont Charvin).

Sous le microscope ce sont des wackestones-packestones très riches en foraminifères planctoniques (20-35 %). Les *Marginotruncana* sp. et les *Dicarinella* sp. de grandes tailles dominent les assemblages alors que les calcisphères sont totalement absents. Des grains de quartz, de glauconies et de phosphates sont présents en quantité subordonnée. Des oxydes de fer sont abondants dans les loges et dans les perforations des tests. Les bioturbations sont très développées dans ces faciès.
 Les Calcaires rouges présentent localement des figures de glissement synsédimentaire de faible extension (Cascade de Morette, Calcaires de Thônes, Borderan, Cul d'Ugine; fig. 81, n° 22, 21, 18 et 25).

Au niveau de la biostratigraphie, les marqueurs sont étonnamment rares en proportion des globotruncanidés présents dans les lames minces. La présence de *Dicarinella concavata* indique au moins le Santonien inférieur. Dans certaines sections (Cascade de Morette, St.-Rulph, fig. 81, n° 22 et 31) quelques formes déterminées comme *Dicarinella asymetrica* ont été trouvées au sommet des faciès rouges, ce qui indique un intervalle stratigraphique allant de la zone à *Concavata* à la base de la zone à *Asymetrica* (Coniacien supérieur-Santonien supérieur p. parte ?).

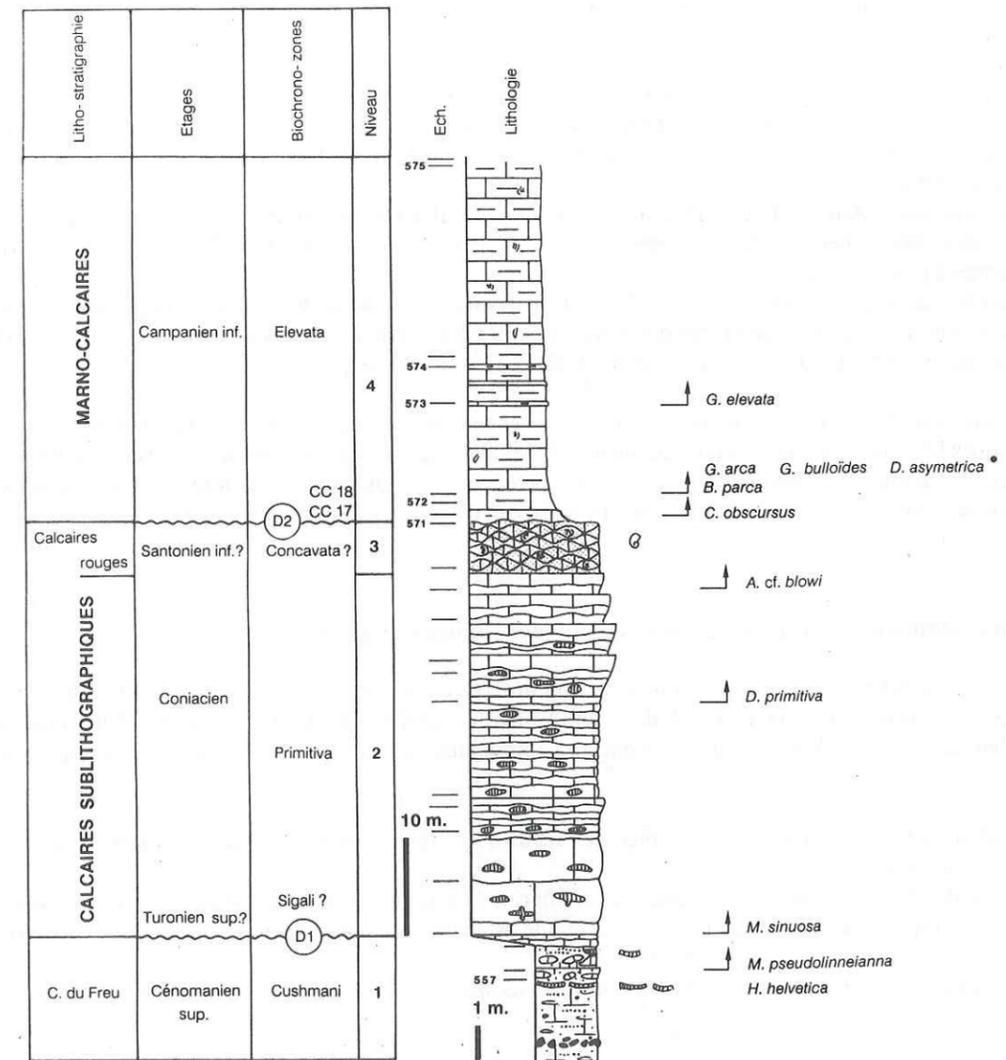


Fig. 15 : Coupe du Crêt des Mouches, synclinal d'Arclosan (fig. 82, n° 26)

Sédimentologie et milieu de dépôt

Les caractéristiques pélagiques franches des microfaciès (20-35 % de globotruncanidés) indiquent un environnement de dépôts situé sur une plate-forme pélagique distale. Un régime de sédimentation condensé est mis en évidence au niveau de la biostratigraphie. En effet, de 2 à 4 ? MA pourraient être représentés par les 7 mètres de Calcaires rouges.

Les processus ayant déterminé ces condensations sont envisagés à travers l'analyse sédimentologique. Les faciès très noduleux des Calcaires rouges montrent les caractéristiques pétrographiques suivantes :

- Certains nodules montrent des contours très nets, parfois soulignés par un changement tranché de couleur. Ces observations indiquent un état d'induration différentiel du sédiment sans doute lié à une diagenèse précoce.
- La matrice "inter-nodule" est fréquemment enrichie en globotruncanidés brisés et en bioclastes. La bioturbation est plus développée dans ces zones ce qui a facilité la formation des films de dissolution sous-pression plus nombreux (dissolution seams). De ce fait, ces zones sont généralement enrichies en oxyde de fer et apparaissent plus sombres.
- Les microfaciès des nodules sont plus riches en Globotruncanidés de grandes tailles (*Marginotruncana* sp. et *Dicarinella* sp.).

Les Calcaires rouges noduleux ont une extension géographique très précisément limitée. Il s'agit d'un alignement N-S situé à la limite des massifs des Bornes et des Bauges. Cette bande de faciès est représentée sur la carte de la figure 18. Sur le bord de cet alignement, les équivalents latéraux sont très discrets et sont représentés à l'état de passées déécimétriques. Ces dernières présentent des caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques particulières

Dans le sud des Aravis, ce sont des micrites roses enrichies en globotruncanidés (*Marginotruncana* sp. et *Dicarinella* sp. 10-20 %). A Borderan (fig. 82, n° 18), ces micrites roses contiennent une micro-brèche centimétrique à endoclastes. Certains clastes micritiques sont anguleux, ce qui témoigne d'un certain degré de lithification du substrat lors de la bréchification. La matrice de cette micro-brèche est constituée par une calcarénite à globotruncanidés.

Dans le synclinal d'Ablon (fig. 82, n° 23), le sommet des Calcaires sublithographiques contient une passée (10 cm) de calcarénites finement glauconieuses et laminées. Sous le microscope, ces calcarénites sont à nouveau des packstones à globotruncanidés.

Du point de vue sédimentologique, ces différentes observations indiquent des vannages importants. Les courants invoqués semblent suffisamment rapides pour emporter les particules fines de boue micritique et initier la lithification précoce (ALLOUC 1986; DESFORGES & CROS 1975).

Les Calcaires rouges témoignent d'une période de sédimentation condensée à mettre en relation avec des processus dynamiques liés à des courants. L'enregistrement sédimentologique de ces phénomènes s'exprime par les niveaux de vannage, les nodularisations et les cimentations précoces. L'alignement géographique des Calcaires rouges noduleux souligne sans doute un axe paléogéographique et/ou courantologique important durant le Santonien.

Micrites noduleuses et grés-glauconieuses des Bauges (fig. 16)

Les Micrites noduleuses et grés-glauconieuses sont limitées exclusivement au sud-ouest des Bauges et affleurent dans les synclinaux du Charbon-Trélod, du Grand-Colombier et d'Aillons-le-Jeune (fig. 18). Elles constituent un équivalent latéral des Calcaires Rouges et condense approximativement le même intervalle biostratigraphique (fig. 3)

La coupe du Grand Colombier illustre bien ces faciès (fig. 16). La série des Calcaires sublithographiques se compose comme suit:

Au-dessus des Micrites à lits grés-glauconieux (niveau 1) succèdent une série peu épaisse (6 m., niveau 2) de micrites "délimitées". Viennent ensuite 1 à 2 m. de Micrites noduleuses et grés-glauconieuses riches en échinodermes et fragments d'inocérames (niveau 3).

Ce niveau a livré *Dicarinella concavata* et *Dicarinella asymetrica* qui indiquent la zone à *Asymetrica* du Santonien supérieur.

Les microfaciès des Micrites noduleuses et grés-glauconieuses sont des wackestones riches en globotruncanidés (15-20 %) de belles tailles (grandes formes bicarénées plates des genres *Dicarinella* sp. et *Marginotruncana* sp.). Les calciphères sont absents tout comme dans les Calcaires rouges. En plus du quartz et de la glauconie, quelques

granules phosphatés sont disséminés dans le sédiment. Cette unité lithologique représente à nouveau une période de sédimentation ralentie à condensée. Le schéma de corrélation présenté à la figure 17 souligne l'épaississement des faciès grés-glauconieux, au détriment des Calcaires sublithographiques, en direction du SW. Cette disposition pourrait indiquer un gradient croissant de condensation en direction des zones paléogéographiques plus externes (vers le SW).

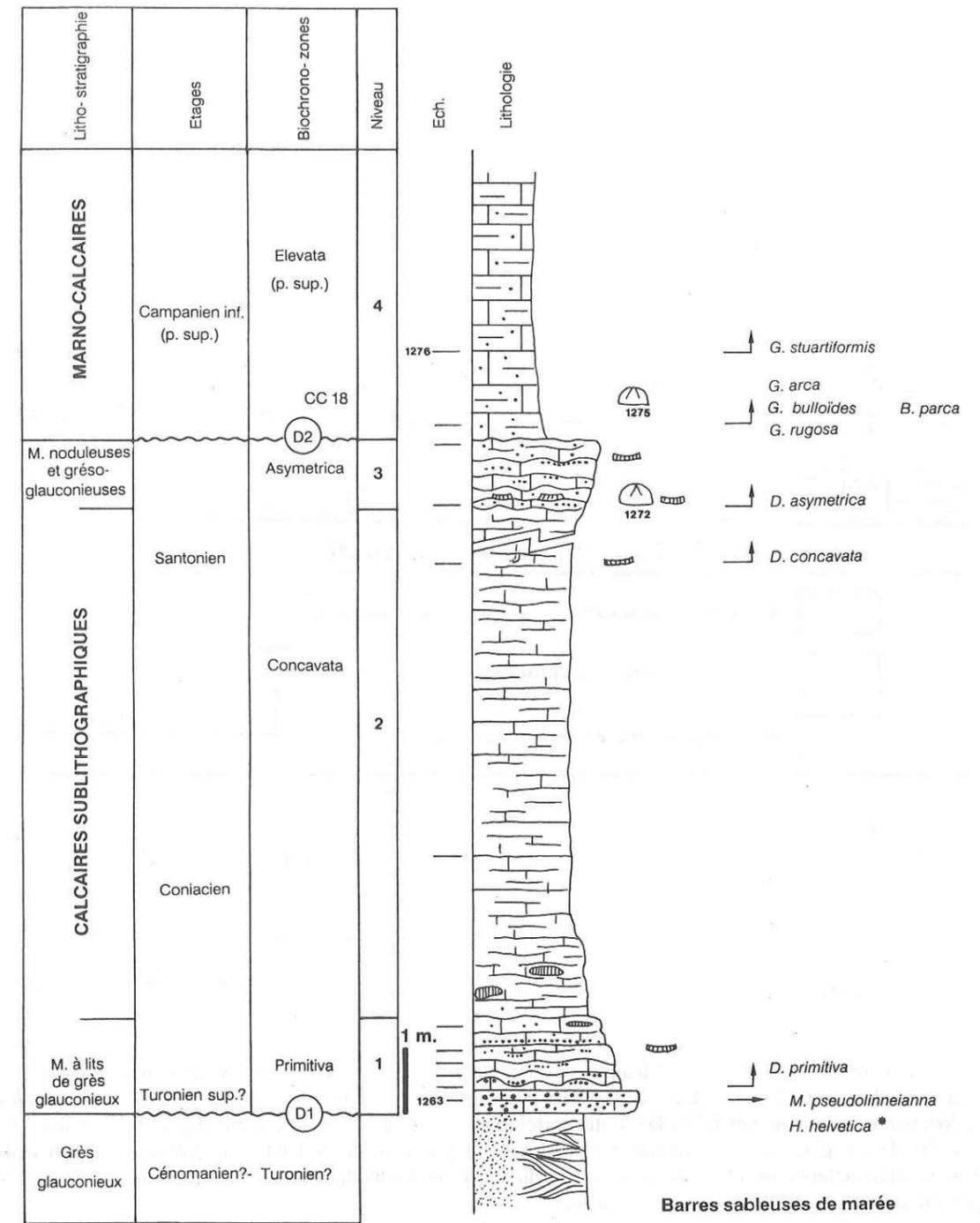


Fig. 16 : Coupe du Grand Colombier (Fig. 82, n° 38)

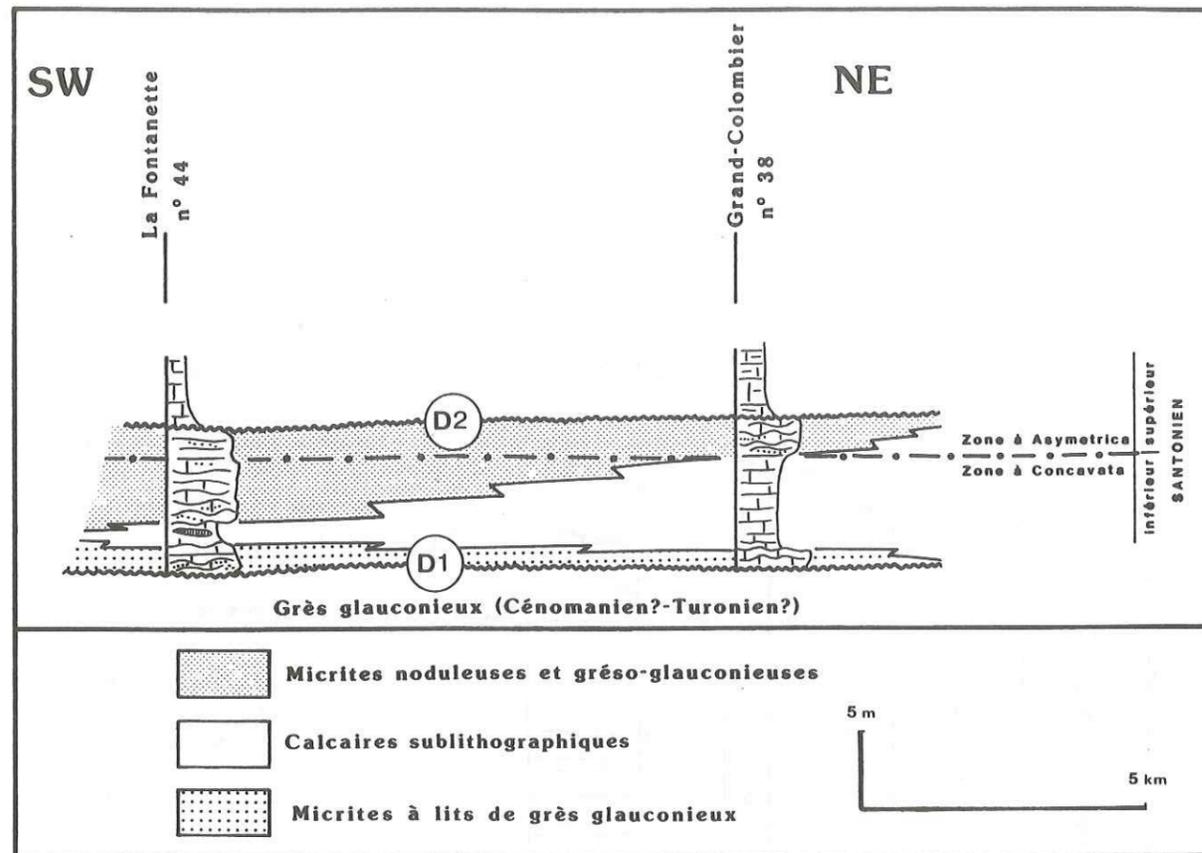


Fig. 17 : Schéma de corrélation des Calcaires sublithographiques dans le massif des Bauges entre les coupes du Grand-Colombier (fig. 82, coupe 38) et de la Fontanette (fig. 82, coupe 44). Les Calcaires sublithographiques sont encadrés par les discontinuités D1 et D2. Cette corrélation montre que les faciès hémipélagiques condensés, Micrites à lits de grès glauconieux et Micrites noduleuses et grésoglaucioneuses, tendent à s'épaissir au détriment des Calcaires sublithographiques classiques en direction du SW. Cette évolution traduit une condensation croissante des dépôts en direction de la plate-forme plus proximale.

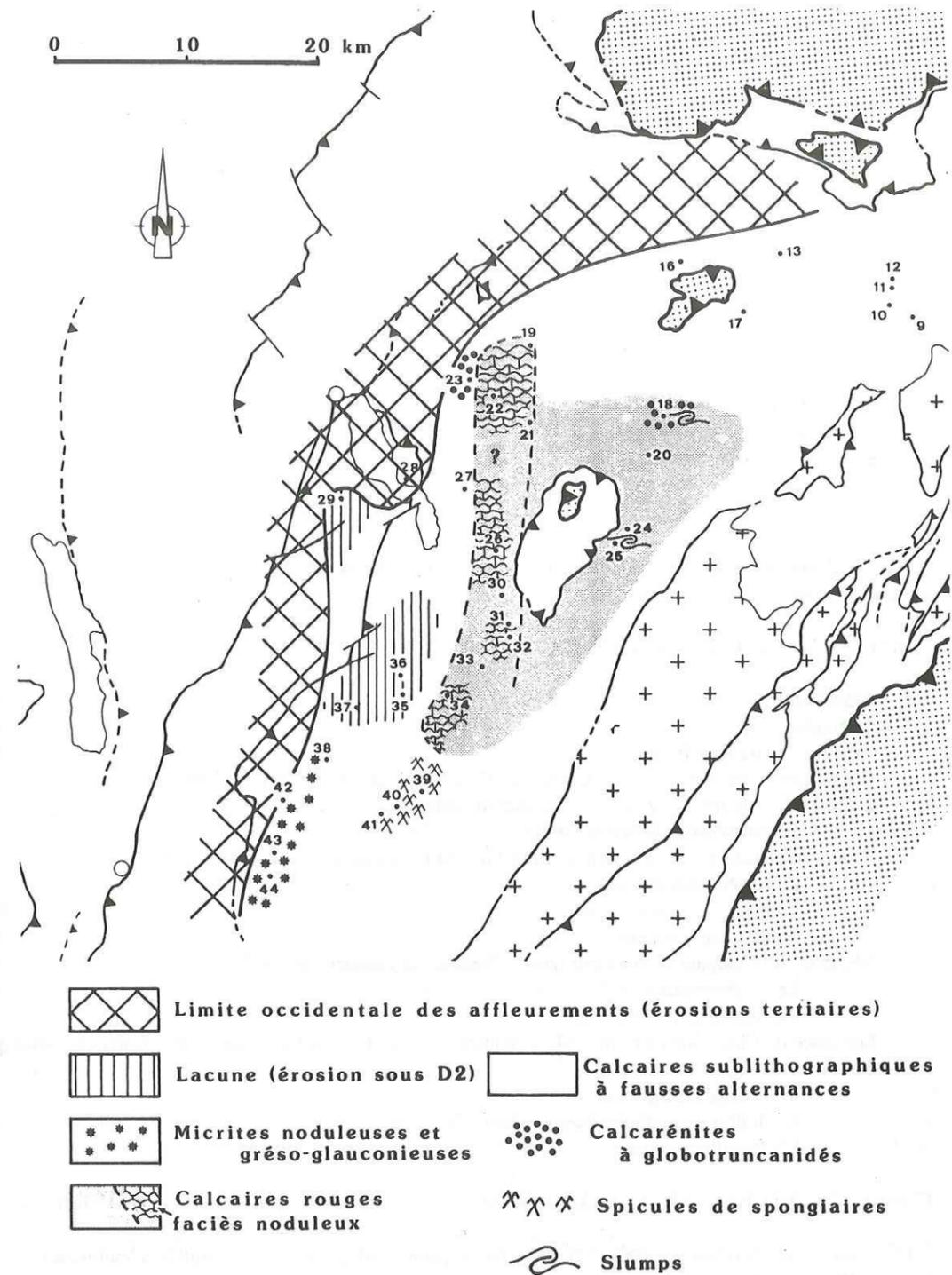


Fig. 18 : Carte des faciès du Santonien dans les massifs des Bornes et des Bauges (zones à *Concavata-Asymetrica* pro parte). Cette carte met en évidence la zonation paléogéographique de la plate-forme santonienne. Dans la partie occidentale, les Micrites noduleuses et grésoglaucioneuses sont peu épaisses et représentent une sédimentation hémipélagique condensée. Plus à l'est, les Calcaires rouges noduleux constituent un alignement sub-méridien de faciès pélagiques très condensés. Les dépôts se dilatent ensuite jusqu'à la limite interne du domaine avec les Calcaires sublithographiques à fausses alternances.

CHAPITRE III : MARNO-CALCAIRES ET
"LAUZES DE CHARTREUSE"
(CAMPANIEN-MAASTRICHTIEN INFERIEUR)

III.1 INTRODUCTION

III.2 PUISSANCE ET RELATION AVEC LE SUBSTRAT, discontinuité D2

III.3 LES MARNO-CALCAIRES (ENTRE HAUT-GIFFRE ET LA CHARTREUSE ORIENTALE)

3.1 Discontinuité basale D2

Coupe du col des Prés

Coupe de Pleuvens

Coupe de la Blonnière

Faciès de remaniement à la base des Marno-calcaires associés à la discontinuité D2

3.2 Stratigraphie

Les dépôts campaniens

Les dépôts maastrichtiens inférieurs (Micrites à rugoglobigérines)

3.3 Sédimentologie et environnement de dépôt

III.4 LES "LAUZES" DE CHARTREUSE OCCIDENTALE

4.1 Introduction

4.2 Stratigraphie

Analyse biostratigraphique

Les coupes : Fracette, Château, Cucheron, Charmant-Som, Riou-Brigou, Tancouvaz

Le cadre stratigraphique régional, les discontinuités D2, D2.1 et D2.2.

4.3 Analyse sédimentologique et séquentielle

Séquence du Campanien inférieur (zone à *Elevata*) associée à la D2

Le cortège transgressif

Le cortège de haut niveau

L'intervalle condensé

Séquence du Campanien supérieur (zone à *Ventricosa*) associée à la D2.1

Le cortège transgressif

Le prisme de haut niveau

Séquence du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur (zone à *Calcarata-Falsostuarti*) associée à la

D2.2

Le cortège transgressif

Evolution séquentielle en plate-forme "médiane"

L'intervalle condensé

III.5 CORRELATION CHARTREUSE OCCIDENTALE - CHARTREUSE ORIENTALE - BAUGES

5.1 Corrélation des milieux de dépôts d'après l'analyse paléo-écologique des foraminifères benthiques

5.2 Les dépôts campaniens inférieurs

5.3 Les dépôts campaniens "supérieurs" (zone à *Ventricosa*)

5.4 Les dépôts campaniens terminaux - maastrichtiens inférieurs

III.1 INTRODUCTION

Les anciens travaux n'avaient généralement pas différencié la partie supérieure plus marneuse des "Calcaires sublithographiques" dans les massifs du Haut-Giffre, de Platé, et des Bornes-Aravis (COLLET, 1943; CAROZZI 1953; ROSSET 1957); seul MORET (1934) signala des "...Calcaires sublithographiques schisto-marneux..." au sommet du "...Sénonien..." des Aravis. Plus récemment, PAIRIS (1975) individualisa un membre supérieur (70-80 m) de Calcschistes argileux dans le massif de Platé.

Par contre, dans les Bauges, LUGEON (1900) avait reconnu des "...Calcaires marno-schisteux épais..." reposant sur des calcaires micritiques glauconieux peu épais (5-10 m). Il mentionna, ainsi que REVIL (1911), de nombreux macrofossiles sénoniens supérieurs récoltés dans ces assises. REVIL (1911) considérait ces dépôts transgressifs.

Par la suite, DOUDOUX & COLETTA (1975) décrivent un passage progressif des "Calcaires lithographiques" aux "Calcaires sublithographiques schisteux" et regroupèrent ces faciès sous le terme général de "Calcaires lithographiques". A la suite de quoi, GARDUNO-MONROY (1981) concluait à l'existence d'une série post-urgonienne complète jusqu'au Maastrichtien. Les calcaires lithographiques correspondraient "... pour leur plus grande part au Sénonien supérieur...".

Dans le massif de la Chartreuse occidentale, les "Lauzes" ont été décrites et datées depuis fort longtemps (CHAMOUSSET 1845). Pour REVIL (1911-1913) les Craies marneuses correspondent au Campanien et les "Lauzes de Couz" représentent leur équivalent latéral littoral. Cet auteur signalait également le caractère transgressif de ce faciès qui repose sur le "Gault" ou l'Urgonien.

Les Calcaires à silex constituent le sommet des séries. Ils furent attribués au Maastrichtien par analogie avec les faciès reconnus en Vercors (LORY, 1900).

Les études ultérieures n'ont fait que confirmer les points de vue de REVIL (BLONDET 1922; GIDON 1954, SANTOS-NAVAEZ 1980).

La stratigraphie sera présentée ici en deux temps. Les Marno-calcaires seront décrits entre le Haut-Giffre et la Chartreuse orientale en premier lieu. La stratigraphie des "Lauzes" de Chartreuse occidentale sera détaillée ensuite. Elle s'accompagnera d'une analyse sédimentologique et séquentielle. Finalement, des corrélations régionales seront établies.

III.2 PUISSANCE ET RELATIONS AVEC LE SUBSTRAT Discontinuité D2

La carte isopachique de la figure 19 illustre les variations d'épaisseur observées entre le Haut-Giffre et la Chartreuse.

Dans les parties externes de ces massifs, les érosions tertiaires (dépôts nummulitiques et molassiques) ont fortement décapé les Marno-calcaires et les Lauzes de Chartreuse.

Dans la partie externe des Bornes par exemple, les Marno-calcaires ont totalement disparu sous la surface de discontinuité érosive nummulitique. Par contre, ils sont préservés dans le synclinal d'Ablon, du Lindion et d'Arclosan au SW des Bornes.

L'épaisseur des séries conservées augmente progressivement en direction du SE, le gradient apparaît perpendiculairement aux structures alpines. Elles atteignent un maximum de 200 mètres dans le sud des Aravis (Charvin) et dans le nord-est des Bauges. Dans ce secteur, ainsi qu'en Chartreuse orientale, les Marno-calcaires sont surmontés par les Couches de Wang. Là encore, ils sont tronqués par une discontinuité érosive (cf. chap. IV) et leur puissance est très probablement réduite.

La carte du substrat (fig. 20) indique les différents termes lithologiques sur lesquelles reposent les Marno-calcaires et les "Lauzes". Cette représentation est en fait une carte de la discontinuité D2.

Dès l'extrémité occidentale du synclinal des Aillons et en direction de la Chartreuse, le caractère "transgressif" (REVIL, 1911-1913) des dépôts campaniens apparaît nettement. Ces derniers reposent progressivement sur des unités lithologiques de plus en plus jeunes suivant un biseau d'érosion souligné par une discontinuité cartographique. Au col des Prés (fig. 21) ils sont en contact avec les Grès glauconieux azoïques (Cénomaniens ? à Turonien ?). Dans le synclinal du Granier, en Chartreuse orientale, ils reposent sur la "Lumachelle" de l'Aptien supérieur. Finalement, dans les zones frontales de la Chartreuse occidentale (synclinal de Couz), ils reposent sur la masse urgonienne inférieure attribuée au Barrémien supérieur (feuille Montmélian et Grenoble 1/50.000).

L'analyse cartographique du contact laisse penser que l'érosion est polyphasée. En effet, des lambeaux de "Lumachelle" de l'Aptien supérieur sont conservés localement sur la "masse urgonienne inférieure" ce qui témoigne d'une phase d'érosion anté-Aptien supérieur. Il faut en conclure que les érosions anté-campaniennes n'ont décapé au maximum que (les grès glauconieux azoïques si ils existaient en Chartreuse ?) le béton phosphaté et la lumachelle. L'épaisseur maximum de ces dépôts peut être estimée à 30 mètres environ.

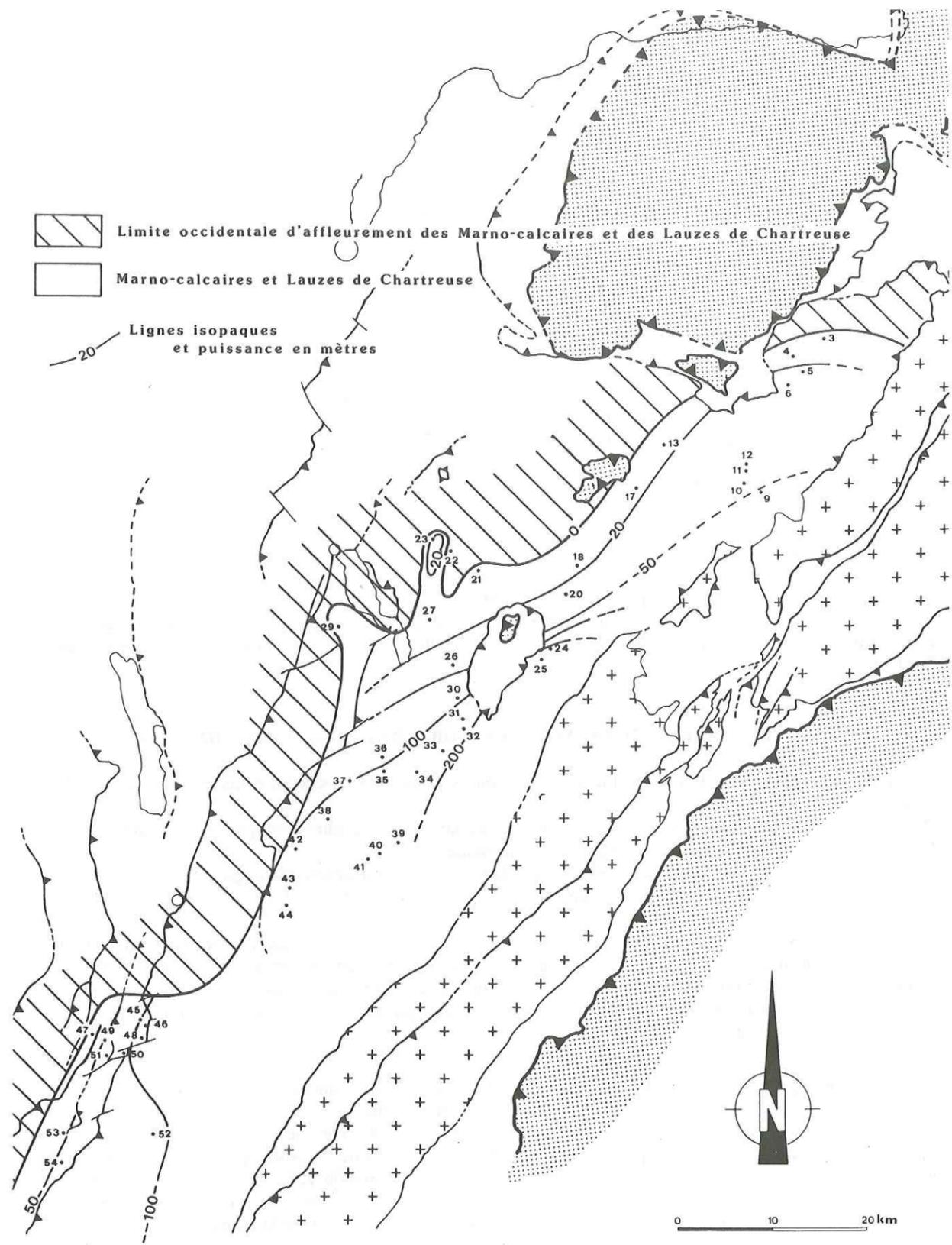


Fig. 19 : Carte isopachique des Marno-calcaires et des Lauzes de Chartreuse. Cette carte montre l'épaisseur des dépôts conservés sous les érosions tertiaires et les érosions liées aux Couches de Wang (SE de la Chartreuse, des Bauges et le SW des Bornes). On note un épaississement des Lauzes et des Marno-calcaires vers l'intérieur du domaine.

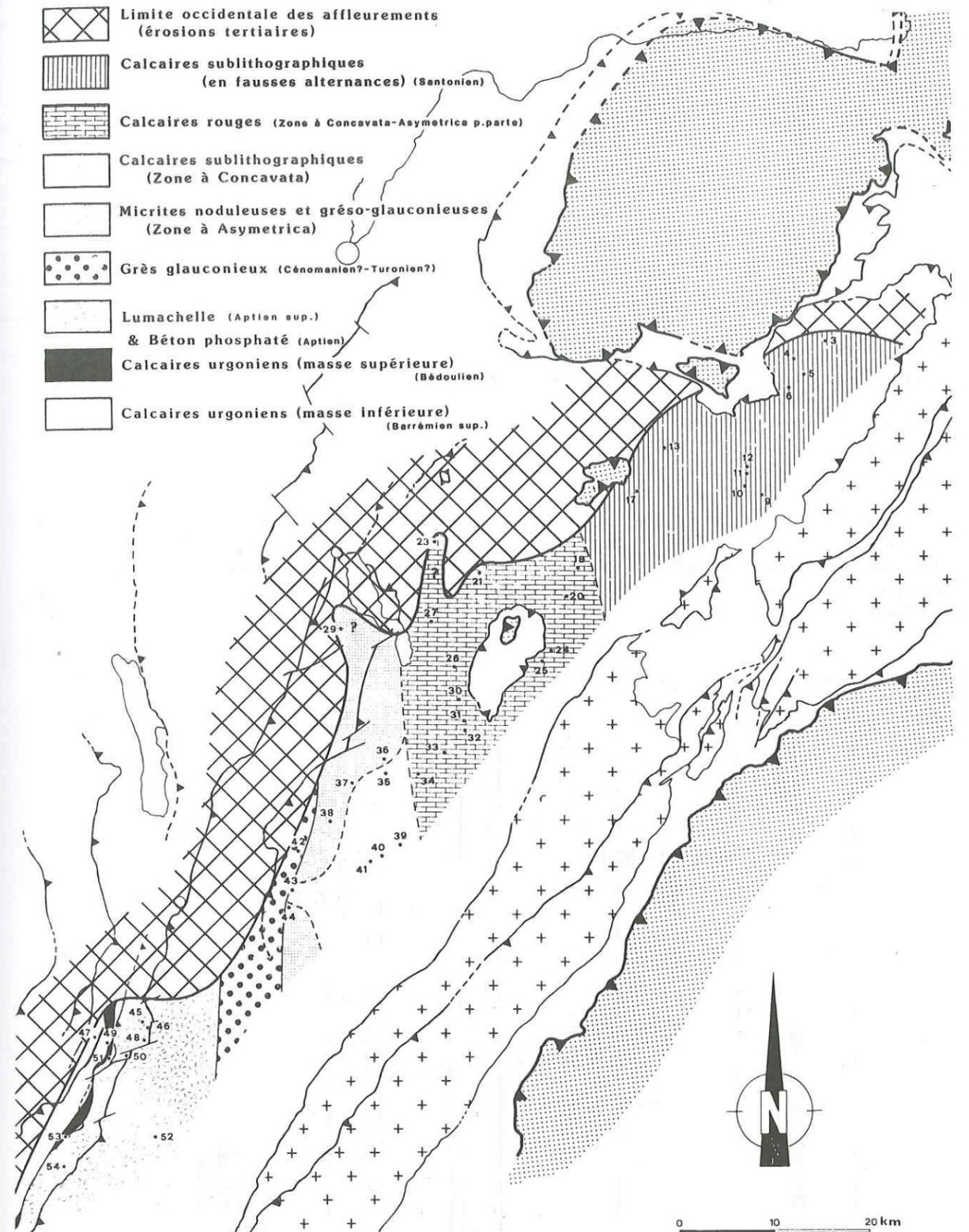


Fig. 20 : Carte du substrat au mur des Marno-calcaires et des Lauzes de Chartreuse, carte de la discontinuité D2. Cette figure illustre une carte du mur de la discontinuité D2. Les érosions deviennent importantes à partir du SW des Bauges et se creusent en direction de l'W. Elles ont tronqué un biseau qui atteint la "masse inférieure" des Calcaires urgoniens en Chartreuse occidentale. Dans cette région, aucun équivalent des Calcaires sublithographiques n'est conservé excepté les Argiles glauconieuses attribuées au Turonien supérieur.

III.3 LES MARNO-CALCAIRES (ENTRE HAUT-GIFFRE ET CHARTREUSE ORIENTALE)

III.3.1 Discontinuité basale D2

Une discontinuité D2 s'individualise au mur des Marno-calcaires. Elle est décrite et illustrée à l'aide de trois coupes choisies respectivement dans les Bauges et dans les Aravis.

Coupe du Col des Prés, (fig. 82, n° 43) fig. 21

Niveau 1 : 5-7 mètres de grès glauconieux azoïques, avec phosphatoclastes remaniés.

Niveau 2 : 20 mètres de Marno-calcaires bioturbés.

A la base, *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana arca* et *Globotruncanita elevata* sont présentes et indiquent la partie supérieure de la zone à *Elevata*. Les associations de nannoflores correspondent à la zone CC18 du Campanien inférieur non-basal.

Commentaire :

Les Marno-calcaires reposent sur une discontinuité érosive majeure. Les Calcaires sublithographiques ont été totalement érodés dans cette coupe, mais ils réapparaissent sporadiquement en affleurements discontinus à moins de 200 mètres vers le sud ainsi qu'à l'extrémité méridionale du synclinal des Aillons (coupe de la Fontanette, fig. 71, n° 44). La base des Marno-calcaires est datée par les globotruncanidés et les nannoflores du Campanien inférieur non-basal.

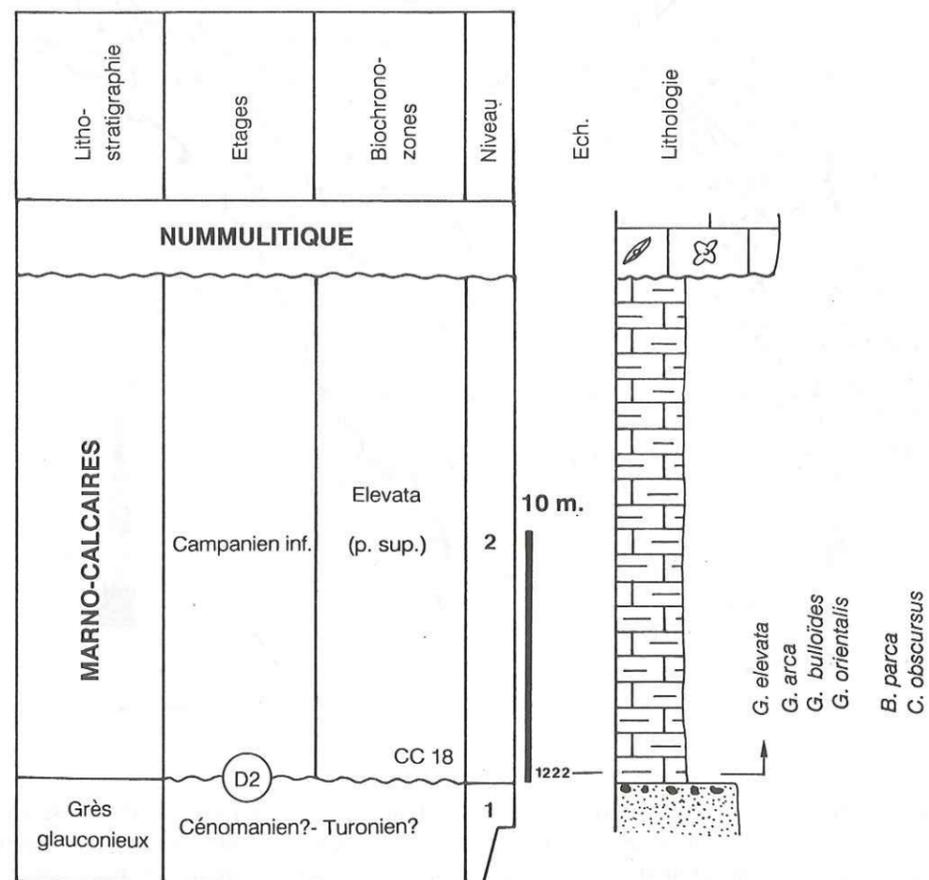


Fig. 21 : Coupe du Col des Prés (synclinal des Aillons)

Coupe de Pleuvens, (fig. 82, n° 35) fig. 22

Niveau 1 : 2-2,5 m. de Calcaires sublithographiques à calcisphères, grés-glauconieux à la base (0,8-0,9 m). Ce niveau correspond aux Micrites à lits de grès glauconieux, il est daté de la zone à *Primitiva* du Turonien terminal-Coniacien inférieur.

Niveau 2 : 1 mètre de Calcaires sublithographiques datés de la zone à *Concavata* du Coniacien supérieur-Santonien inférieur.

Niveau 3 : 3-4 mètres de Marno-calcaires avec bancs de calcaires argileux à la base (0,3-0,5 m.). La nannoflore analysée à la base du niveau indique la zone CC17 du Campanien basal (partie inférieure de la zone à *Elevata*).

Commentaire :

La biostratigraphie met en évidence une lacune du Santonien supérieur. Les Micrites noduleuses et grés-glauconieuses de cet âge manquent en effet totalement dans cette coupe (cf. fig. 16). Cette lacune érosionnelle est conditionnée par la surface de discontinuité D2. La base des Marno-calcaires sus-jacents est datée du Campanien basal.

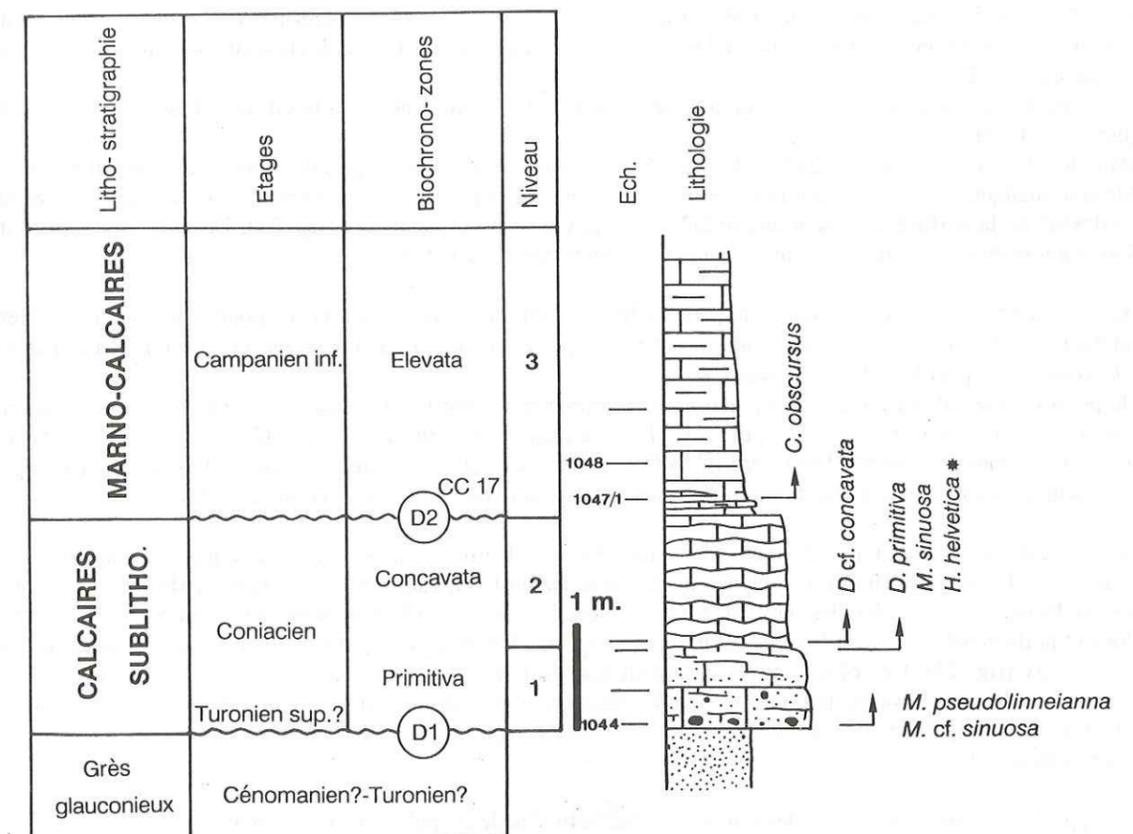


Fig. 22 : Coupe de Pleuvens (fig. 82, n° 35)

Coupe de la Blonnière, (fig. 82, n° 20) fig. 23

Niveau 4 : Le sommet des Calcaires sublithographiques, 4-5 mètres est représenté par les Calcaires rouges (micrites rosées très riches en globotruncanidés et débris d'inocérames) Ce niveau a livré *Dicarinella concavata* qui caractérise le Coniacien supérieur-Santonien inférieur.

Niveau 5 : 22 à 23 mètres de Marno-calcaires bioturbés conservés sous le Nummulitique discordant.

5a : Les 2 à 3 mètres inférieurs sont des marno-calcaires avec bancs de calcaires argileux. Ce niveau a livré des nannoflores de la zone CC17 qui caractérise le Campanien basal.

5b : C'est la partie supérieur du niveau 5 qui est constituée par 20 mètres de marno-calcaires bioturbés. Le sommet est daté de la zone à *Elevata* avec *Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita stuartiformis* et *Globotruncana linneiana*. Les nannoflores indiquent la zone CC18 qui correspond à la partie supérieure de la zone à *Elevata* des foraminifères planctoniques.

Commentaire :

Les Marno-calcaires du Campanien inférieur surmontent les Calcaires sublithographiques du Santonien inférieur. La lacune du Santonien supérieur (p. parte ?) est à mettre en relation avec la surface de discontinuité D2. La base des Marno-calcaires correspond à un niveau plus calcaires daté du Campanien basal.

Faciès de remaniement à la base des Marno-calcaires associés à la discontinuité D2

Dans la partie interne du domaine étudié (fig. 36), les Marno-calcaires débutent par des couches basales plus calcaires. Plusieurs observations nous conduisent à interpréter ces faciès comme des niveaux de remaniements liés à la discontinuité D2.

En premier lieu, les couches basales sont toujours datées du Campanien inférieur basal sur la base des nannoflores (biozone CC17).

Dans les différentes coupes étudiées, les globotruncanidés typiques de la première zone campanienne (zone à *Elevata*) manquent toujours. Ces formes ne sont représentées qu'à partir des Marno-calcaires francs quelques mètres au-dessus de la surface de discontinuité D2 (niv. 5b, coupe de la Blonnière, fig. 23). De plus, des formes du Santonien supérieur tel que *Dicarinella asymetrica* sont remaniées à la base.

Au niveau des foraminifères planctoniques, la limite Santonien-Campanien correspond à un renouvellement faunistique important. Les *Dicarinella* sp. et les *Marginotruncana* sp. disparaissent et sont remplacés par les *Globotruncana* sp. et les *Globotruncanita* sp.

Du point de vue paléo-écologique et paléo-océanographique, les profils plan-convexes du type *Globotruncanita elevata* et *stuartiformis* représentaient des espèces vivant, au stade adulte, à des profondeurs importantes (300-500 mètres). Ce sont les espèces d'équilibre (CARON, 1983). Leur absence dans les couches basales campaniennes indiquent très probablement une diminution bathymétrique importante lié à la discontinuité D2.

D'autre part, les ichnofaciès reconnus dans les Marno-calcaires campaniennes sont généralement du type *Zoophycos*. Ils indiquent un milieu de sédimentation assez profond, calme et bien oxygéné (BROMLEY, comm. écrite). Dans les couches basales plus calcaires, les bioturbations sont moins nombreuses, leurs contours sont plus flous et la diversité des traces fossiles est moins importante. On note principalement l'absence des traces fossiles *Zoophycos* (fig. 24). Ces observations indiquent une profondeur de sédimentation inférieure et/ou des taux d'accumulation plus importants pour les couches basales. L'évolution stratigraphique des ichnofaciès traduirait quant à elle un approfondissement des milieux de dépôt à partir de la surface de discontinuité D2 jusqu'au Marno-calcaires francs.

Cet approfondissement semble également perceptible au niveau des populations de foraminifères benthiques étudiés dans ces niveaux (détermination et analyse paléo-écologique effectuée par H. OBERHANSLI). On peut d'ores et déjà noter que les populations de foraminifères benthiques montrent une augmentation du rapport formes arenacées/formes calcaires et une augmentation quantitative des genres occupant des niches écologiques plus profondes. L'analyse détaillée est présentée au chapitre III.5.1.

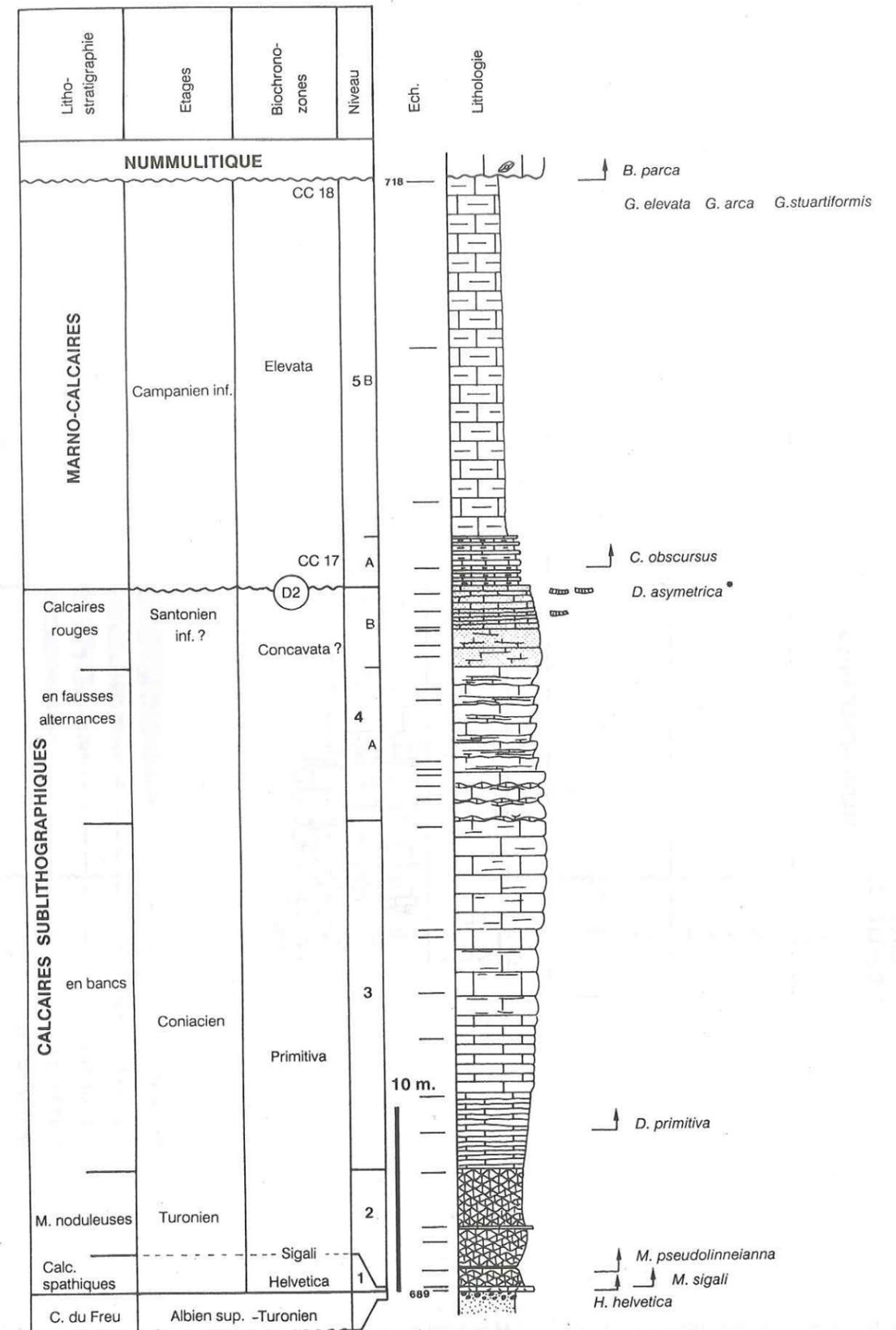


Fig. 23 : Coupe de la Blonnière (fig. 82, n° 20)

Dans la partie externe des Bauges, les couches basales sont représentées par des Marno-calcaires grésoglaucieux et micacés. Ces faciès affleurent uniquement dans les synclinaux du Grand Colombier et des Aillons (coupe du Grand Colombier, coupe de la Fontanette, fig. 71, n° 38 et 44). Ce niveau est daté du Campanien inférieur non basal au Grand Colombier sur la base des nannoflores indiquant la zone CC18 (zone à *Elevata* partie supérieure, fig. 16).

Ces couches présentent les mêmes caractéristiques micropaléontologiques que les couches basales, avec le remaniement de foraminifères planctoniques santonien et l'absence des marqueurs du Campanien inférieur. Au niveau des grains détritiques présents dans ces faciès, les grès glauconieux pourraient être remaniés depuis les assises sous-jacentes tel que les Grès glauconieux azoïques. Par contre l'abondance de la muscovite est énigmatique et le problème de son origine reste posé.

Ces faciès sont datés du Campanien inférieur non basal (biozone CC18 des nannoplanctons), ils sont donc légèrement diachrones par rapport aux couches basales plus calcaires (fig. 25).

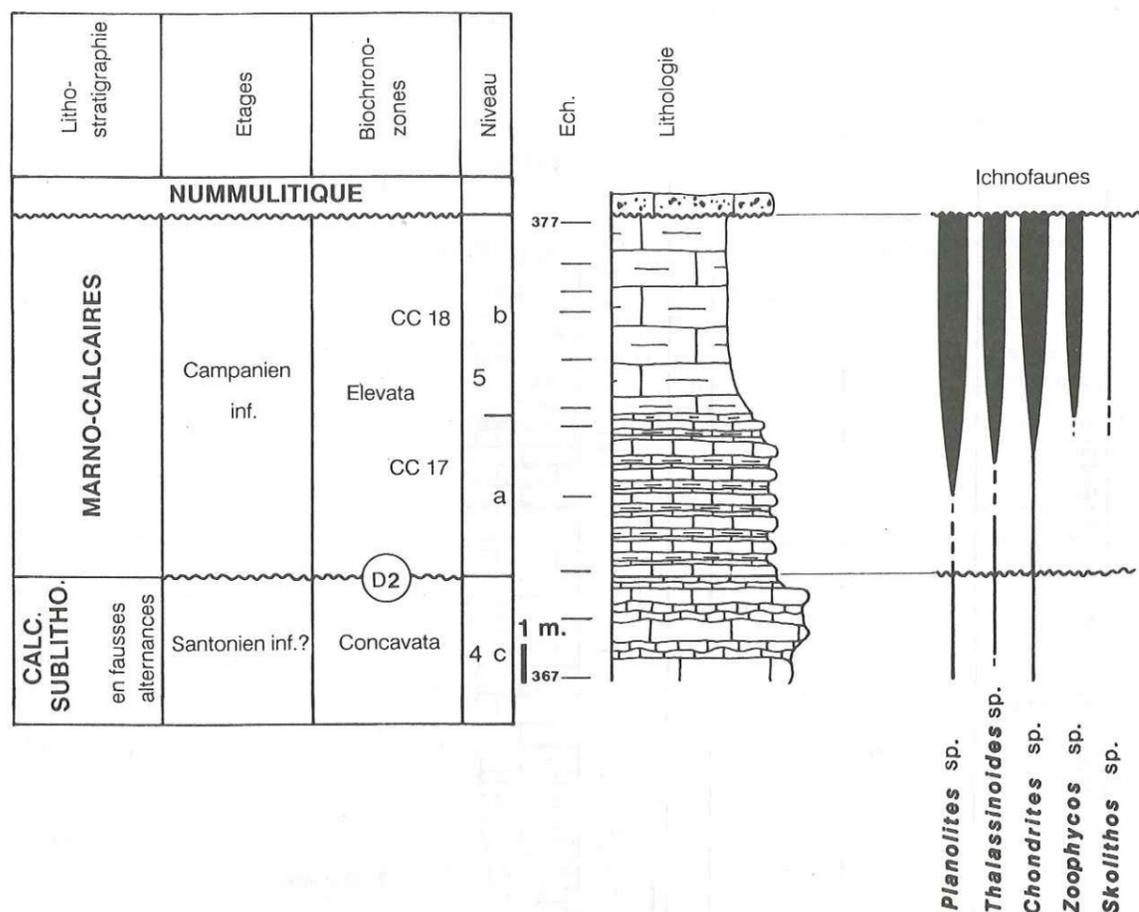


Fig. 24 : Ichnofaciès dans les couches basales des Marno-calcaires, coupe de la Rouellette (fig. 82, n° 16). La base des Marno-calcaires présente un niveau plus calcaire (5a). Au sommet de ces faciès, les traces fossiles *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp. et *Chondrites* sp. augmentent significativement et les *Zoophycos* sp. apparaissent. Cette évolution traduit une diminution des taux d'accumulation et/ou un approfondissement du milieu de sédimentation.

Les Marno-calcaires campaniens sont limités à leur base par une surface de discontinuité majeure D2 qui est fortement érosive en Chartreuse et au sud des Bauges. Dans les massifs internes de Platé et du Haut-Giffre, la discontinuité D2 devient difficile à cerner car la résolution biostratigraphique est insuffisante pour déceler une lacune éventuelle.

La base des Marno-calcaires est représentée dans la partie interne du domaine par des couches basales plus calcaires. Dans les Bauges, ces couches passent à des marno-calcaires grésoglaucieux et micacés. Ces faciès sont datés du Campanien inférieur basal (CC17) et interprétés ici comme un niveau de remaniement lié à une baisse relative du niveau marin. En position plus externe (synclinal des Aillons, massif des Bauges), les Marno-calcaires débutent au Campanien inférieur non-basal (CC18).

La base des Marno-calcaires est donc légèrement diachrone dans la région étudiée. Cette disposition des isochrones met en évidence un rapport géométrique de type Onlap sur la discontinuité basale D2 (fig. 25).

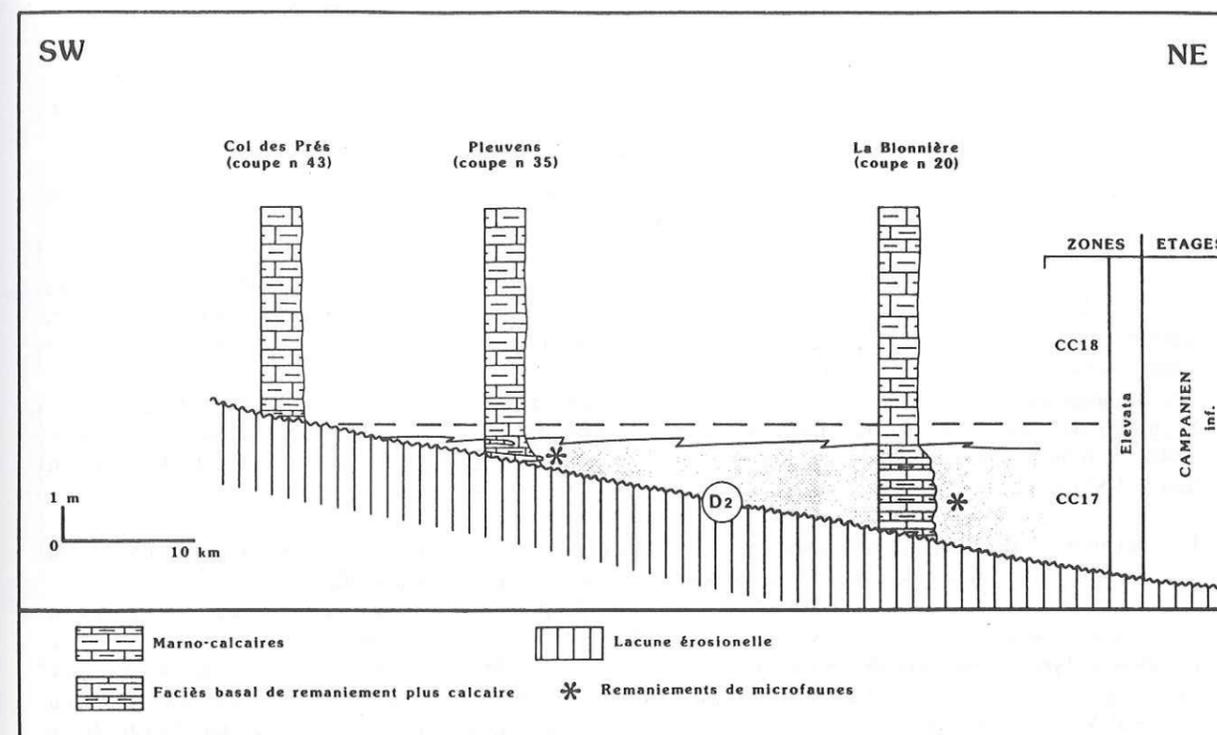


Fig. 25 : Corrélation stratigraphique de la base des Marno-calcaires entre les Aravis et les Bauges. Cette corrélation met en évidence la diachronie de la base des Marno-calcaires qui deviennent plus jeunes en direction du SW. Dans les Aravis (Blonnière, coupe n° 20 fig. 82) la base est datée de la biozone CC17 des nannoplanctons, alors que dans les Bauges méridionales (Col des Prés, coupe n° 43 fig. 82) elle est datée de la biozone CC18. Cette diachronie détermine un ONLAP des Marno-calcaires sur la surface de discontinuité D2. Les faciès basals plus calcaires et à remaniement sont les plus anciens (CC17) et se développent dans la partie interne du domaine (des Bauges au Haut-Giffre).

III.3.2 Stratigraphie

Les dépôts campaniens

Haut-Giffre et Platé : Dans les massifs les plus internes, les Marno-calcaires (70-80 m) sont très indurés par la diagenèse d'enfouissement (fig. 71). La biostratigraphie est établie d'après les globotruncanidés déterminés en coupes minces et seul le Campanien indifférencié a été reconnu.

Aravis nord : Au nord du col des Aravis, les Marno-calcaires n'atteignent plus que 10 à 15 mètres de puissance sous les dépôts tertiaires discordants. Leur base est datée du Campanien inférieur basal (zone CC17) et leur sommet correspond au Campanien inférieur non-basal (zone CC18).

Sud des Bornes-Aravis et Bauges : Dans cette épaisse série (100 à 200 m), les foraminifères planctoniques dégagés ont permis de reconnaître successivement les zones à *Elevata* puis à *Ventricosa*. La partie sommitale des Marno-calcaires est datée avec des sections de globotruncanidés déterminées en lames minces et des associations de nannoflores.

- Au Mont-Charvin, les 20 mètres supérieurs correspondent au Maastrichtien inférieur probable avec *Globotruncana cf. falsostuarti*, *Globotruncanita cf. stuarti*, *Globotruncanella havanensis* et *Globotruncana linneiana*.
- A Saint-Rulph, les 12 mètres supérieurs correspondent au moins au Campanien terminal. La nannoflore indique la zone à *Trifidum* (= CC22; = zone à *Calcarata*-sous-zone à *Havanensis*).

Dans le synclinal du Trélod et des Aillons, les prélèvements effectués au sommet des Marno-calcaires, sous les Couches de Wang, ont livré des nannoflores de la zone CC22b à CC23 (coupes de la Dent de Porte; d'Aillons-le-Jeune, fig. 81, n° 36, 42 et fig. 64). Ces datations recouvrent un intervalle compris entre le Campanien tout à fait terminal et le Maastrichtien inférieur.

Des ammonites ont été récoltées au sommet de la série. Il s'agit de *Gaudriceratinae* sp. (coupe de Pleuvens, fig. 81, n° 35), de *Lytoceras* sp. ou *Ancyloceras* sp. et de *Phylloceras* ("*Neophylloceras*") cf. *surya* (FORBES 1848 ?) (coupe d'Aillons-le-Jeune, fig. 64). Cette dernière forme est caractéristique du Campanien terminal-Maastrichtien (dét. Kennedy).

En Chartreuse orientale, les Marno-calcaires affleurent dans le synclinal du Granier. Ils reposent sur la "Lumachelle" de l'Aptien supérieur. Une bonne coupe est exposée au Col de Bellefond.

La zone à *Elevata* puis à *Ventricosa* ont été reconnues dans les premiers 25 mètres. Les 35 mètres supérieurs sont plus marneux. A leur base, ils ont livré *Nostoceras* (*Bostrychoceras*) sp. qui indique le Campanien ainsi que *Inoceramus* (*Trochoceras*) sp. qui caractérise le Campanien très élevé-Maastrichtien (détermination J. Sornay). Dans la partie supérieure des Marno-calcaires, la nannoflore caractérise les zones CC22b à CC24 (Campanien terminal-Maastrichtien supérieur basal) ce qui permet de placer la limite Campanien-Maastrichtien approximativement à 45 mètres de la base de la série. La coupe se termine sous les Couches de Wang par 18 mètres de micrites claires décrites sous le terme de Micrite à rugoglobigérinidés (fig. 3 et 26).

Les dépôts maastrichtiens inférieurs (Micrites à rugoglobigérines)

Le sommet des Marno-calcaires présente en divers affleurements un niveau calcaire, peu épais, qui termine la série sous les Couches de Wang. Ce sont les Micrites à rugoglobigérinidés (Synclinal d'Arclosan, Roc de Viuz, Dent des Portes, Fontanette, Bellefond, fig. 81, n° 30, 36, 44, 52).

Dans les Bornes et les Bauges orientales, c'est deux à trois bancs décimétriques de micrites sombres à silex noirs et fragments d'inocérames silicifiés.

A l'extrémité SW des Bauges (Fontanettes), c'est 15-20 mètres de micrites gris clair et glauconieuses au sommet. En Chartreuse orientale (Bellefond), c'est 18 mètres de micrites beiges à fragments d'inocérames avec débris-flow, turbidites calcaires et slump au sommet.

Biostratigraphie : Les Micrites à rugoglobigérines sont datés avec des Globotruncanidés déterminés en section. La zone à *Falsostuarti* du Maastrichtien inférieur a été reconnue avec *Globotruncana cf. falsostuarti* à Bellefond et *Plummerita hantkeninoides* à la Dent des Portes. Les assemblages contiennent principalement des *Rugoglobigerina* sp. et des *Globotruncanella* sp. L'apparition de *Globotruncanella petaloidea* peut être utilisée pour caractériser la sous-zone à *Aegyptiaca* du Maastrichtien inférieur non-basal. Cette sous-zone a été reconnue dans le coupe de la Dent des Portes.

La fig. 26 présente la corrélation litho- et biostratigraphique établie au sommet des Marno-calcaires (Micrites à rugoglobigérines).

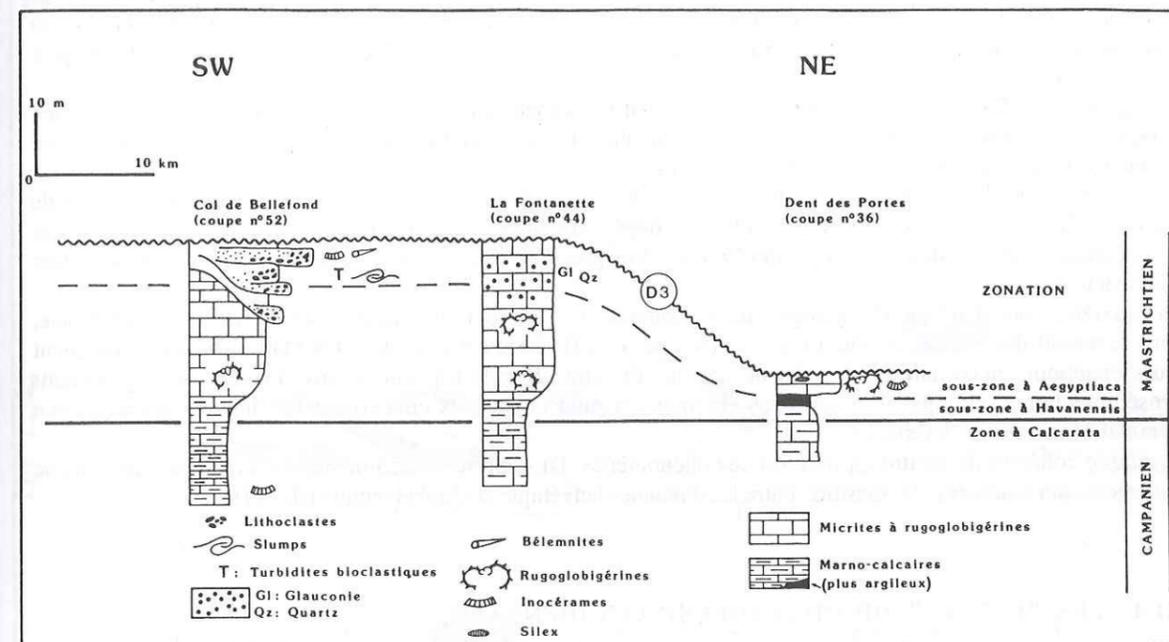


Fig. 26 : Corrélation stratigraphique du sommet des Marno-calcaires (Micrites à rugoglobigérines) dans les Bauges et la Chartreuse orientale. Corrélations stratigraphiques du sommet des Marno-calcaires (Micrites à rugoglobigérines) entre la Chartreuse et les Bauges. Ces faciès calcaires constituent le sommet de la série des Marno-calcaires conservé sous la discontinuité D3 associée aux Couches de Wang. Datés du Maastrichtien inférieur, ils s'amincissent rapidement dans le massif des Bauges (Dent des Portes, coupe n° 38 fig. 82). En Chartreuse orientale (synclinal du Granier, Col de Bellefond coupe n° 52 fig. 82), le sommet est slumpé et resédimenté et ces faciès marquent probablement une paléo-pente sédimentaire dans cette région.

III.3.3 Sédimentologie et environnement de dépôt

Les microfaciès des Marno-calcaires se présentent comme des wackestones (biomicrites) bioturbés (ichnofaciès de type *Zoophycos*), peu quartzeux (1-2 %, taille moyenne 50-60 %), peu glauconieux (< 1 %), à foraminifères planctoniques, benthiques et rares spicules de spongiaires (2-3 %).

La profondeur du milieu de dépôts peut être estimée sur la base des différents fossiles récoltés dans ces couches.

La paléo-écologie des ostracodes indiquent un milieu de dépôt circa- à infralittoral de plate-forme distale ("bassin") sous influence océanique (mer ouverte à influence pélagique). Ces conclusions sont basées sur la prédominance très nette des formes à test lisse qui permettent d'estimer la profondeur de dépôt à 100 - 200 mètres environ (Détermination H.J. OERTLI).

Les associations de foraminifères benthiques caractérisent des profondeurs estimées à -150 à -300 mètres environ, pouvant peut-être atteindre - 500 m (Détermination H. OBERHANSLLI; cf. chap. III.5.1). Il semble raisonnable de proposer de telles profondeurs, tout au moins pour la partie interne du domaine. En effet, la pentacrine *Austinocrinus* sp. (dét. M. ROUX) récoltée dans le synclinal d'Arclosan indiquerait une profondeur située vers -500 m ou plus et un milieu toujours de très faible énergie.

Ces profondeurs sont indicatives, elles permettent toutefois de définir un milieu de dépôts circa-littoral de plate-forme distale. De plus, les environnements sédimentaires semblent s'approfondir en direction interne du domaine. Cette tendance est mise en évidence par les analyses palé-océologiques des foraminifères benthiques présentées au chapitre III.5.1.

Le régime de sédimentation des Marno-calcaires était monotone et les différents caractères sédimentologiques indiquent un environnement de plate-forme distale hémipélagique. Toutefois, deux zones d'instabilité sédimentaire ont été reconnues sur cette plate-forme hémipélagique.

La première zone d'instabilité se situe à la limite entre la Chartreuse orientale et la Chartreuse occidentale (coupe du col de Bellefond, fig. 26 et fig. 82, n° 52). Les dépôts du Maastrichtien inférieur présentent des figures de glissements synsédimentaires (slumps) et d'écoulements gravitaires (turbidites calcaires) probablement liés à une paléopente (fig. 77).

La deuxième zone d'instabilité sédimentaire est localisée sur la bordure interne du domaine delphino-helvétique, dans le massif des Aravis, au Mont Charvin (fig. 82, n° 24). Dans cette localité, les Marno-calcaires atteignent leurs épaisseurs maximales avec près de 250 m. Ils sont affectés à plusieurs niveaux par des glissements synsédimentaires (slumps). Les horizons slumpés les plus importants concernent les dépôts du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur ?

Il semble cohérent de mettre en relation ces phénomènes d'instabilité synsédimentaires avec l'existence d'une paléopente qui marquerait la transition entre les domaines helvétique et ultrahelvétique (fig. 77).

III.4 LES "LAUZES" DE CHARTREUSE OCCIDENTALE

III.4.1 Introduction

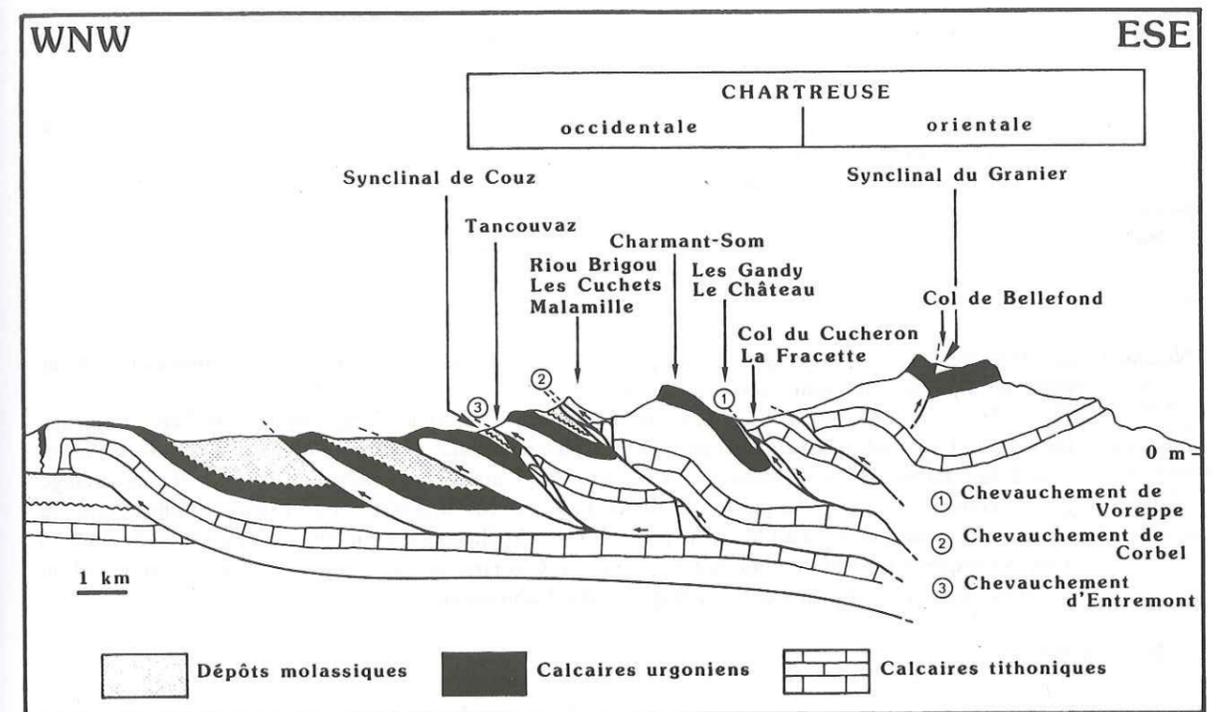
Dans ce chapitre, les subdivisions stratigraphiques énoncées par REVIL (1911-1913) sont précisées et quatre unités lithologiques sont définies: les Marnes et Marno-calcaires, les Craies marneuses, les Calcaires à silex et finalement les Calcarénites à bryozoaires. Ces différents termes lithologiques sont généralement diachrones et montrent des passages latéraux. Une bonne compréhension des relations stratigraphiques a nécessité une étude biostratigraphique détaillée. C'est pourquoi les unités lithologiques définies sont présentées dans le cadre d'une description systématique des coupes étudiées. Les neuf sections échantillonnées en détail ont permis de formuler un cadre stratigraphique synthétique à l'échelle du massif de la Chartreuse.

La biostratigraphie est établie sur la base des ammonites, des nannoflores, des foraminifères planctoniques et des inocérames. La biozotation des foraminifères planctoniques est utilisée ici comme échelle de référence et les datations basées sur les autres groupes paléontologiques sont rapportées à cette échelle (cf. fig. 2).

Cette présentation biostratigraphique un peu fastidieuse sera complétée par l'analyse sédimentologique des profils importants pour la compréhension sédimentaire et paléogéographique de la plate-forme campano-maastrichtienne de Chartreuse. Ce sont les coupes de Tancouvaz situées dans le synclinal de Couz, des Cuchets, du Charmant Som et de la Fracette (fig. 27; fig. 37, 41, 43, 44). Les concepts de la stratigraphie séquentielle établie par VAIL *et al.* (1987) seront intégrés à cette analyse.

III.4.2 Stratigraphie

Avant de présenter l'étude biostratigraphique, il convient de faire quelques remarques concernant la position relative des différentes coupes étudiées et de les replacer dans leur cadre structural actuel. Le profil structural présenté à la figure 27 indique un fort écaillage de la couverture sédimentaire de Chartreuse. La structure reconnue est de type "imbricate fan" et détermine un raccourcissement important. Les différentes coupes analysées sont positionnées sur ce profil. Cette interprétation structurale détermine un "télescopage" important de la paléogéographie campanienne.



d'après BUTLER *et al.* (1987) et la carte géologique de MONTMELIAN (1/50.000)

Fig. 27: Profil géologique et structural à travers la Chartreuse (BUTLER 1987 et carte géologique de MONTMELIAN 1/50000). La subdivision entre la Chartreuse occidentale et orientale est précisée sur cette coupe structurale. Les différentes sections étudiées sont replacées dans leurs compartiments tectoniques respectifs. On note à la lecture de ce profil que la paléogéographie campano-maastrichtienne a subi un raccourcissement important qu'il faudra garder à l'esprit lors des reconstitutions paléosédimentaires.

Analyse biostratigraphique

Coupe de la Fracette, (fig. 82, n° 48) fig. 28

Le "Béton" à fossiles phosphatés de l'Albien (BREISTOFFER, 1933 & 1936) est surmonté par un encroûtement stromatolitique discontinu recouvert d'un film millimétrique d'argiles glauconieuses. Ces argiles ont livré des nannoflores indiquant "au moins un âge Turonien supérieur" (dét. C. Muller) avec *E. eximus*, *M. staurophora*, *G. obliquum*. Les espèces typiques du Coniacien-Santonien n'ayant pas été trouvées, un âge Turonien supérieur semble très probable.

Marnes - Marno-calcaires :

La série campanienne débute par des Marno-calcaires dont la première passée centimétrique d'argiles beiges, qui repose sur les argiles glauconieuses vertes, a livré la nannoflore *Broinsonia parca* du Campanien inférieur non basal (zone CC18 = zone à *Elevata*, partie supérieure).

Niveau 1 : 0,3 mètre de micrites peu argileuses à foraminifères planctoniques. Ce niveau se termine par une surface rougeie, "perforée" et ferruginisée qui correspond à un arrêt de sédimentation.

Niveau 2 : 27-30 mètres de Marnes et Marno-calcaires bioturbés à inocérames et rares ammonites indéterminables. Les dix premiers mètres sont datés de la zone à *Elevata*.

Au-dessus, la zone à *Ventricosa* est reconnue sur une quinzaine de mètres. Cinq mètres sous le toit du niveau 2, *Inoceramus (trochoceramus)* sp. (dét. J. Sornay) indique le Campanien très élevé-Maastrichtien inférieur. Les derniers mètres du niveau 2 correspondent donc à la zone à *Calcarata*, partie basale probable.

Craies marneuses :

Niveau 3 : 58-60 mètres de calcaires crayeux clairs peu marneux, finement bioclastiques et détritiques (quartz et glauconies), riches en foraminifères benthiques.

Ce faciès contient des bélemnites, des inocérames brisés et des échinodermes. Au milieu du niveau (env. 30 m.), *Globotruncanella havanensis* et *Globotruncanita cf. stuarti* indiquent au moins la partie tout à fait terminale de la zone à *Calcarata* du Campanien "terminal", ou la limite d'étage campano-maastrichtienne. La partie supérieure du niveau (de 30 à 60 m.) plus calcaire et plus déritique correspondrait logiquement au Maastrichtien inférieur. Malheureusement, les microfaunes planctoniques sont composées principalement par des *Rugoglobigerina* sp. qui sont peu caractéristiques et ne fournissent pas les marqueurs du sous-étage (zone à *Falsostuarti*).

Calcaires à silex

Niveau 4 : Le sommet des Calcaires crayeux passent graduellement à des calcaires blancs, microcristallins à gros silex noirs. Il s'agit des Calcaires à silex classiques (REVIL 1911). Pauvres en foraminifères planctoniques, ils ont été attribués au Maastrichtien inférieur. Les lames minces analysées ainsi que les préparations de nannoflores et palynologiques n'ont apporté aucun argument biostratigraphique nouveau.

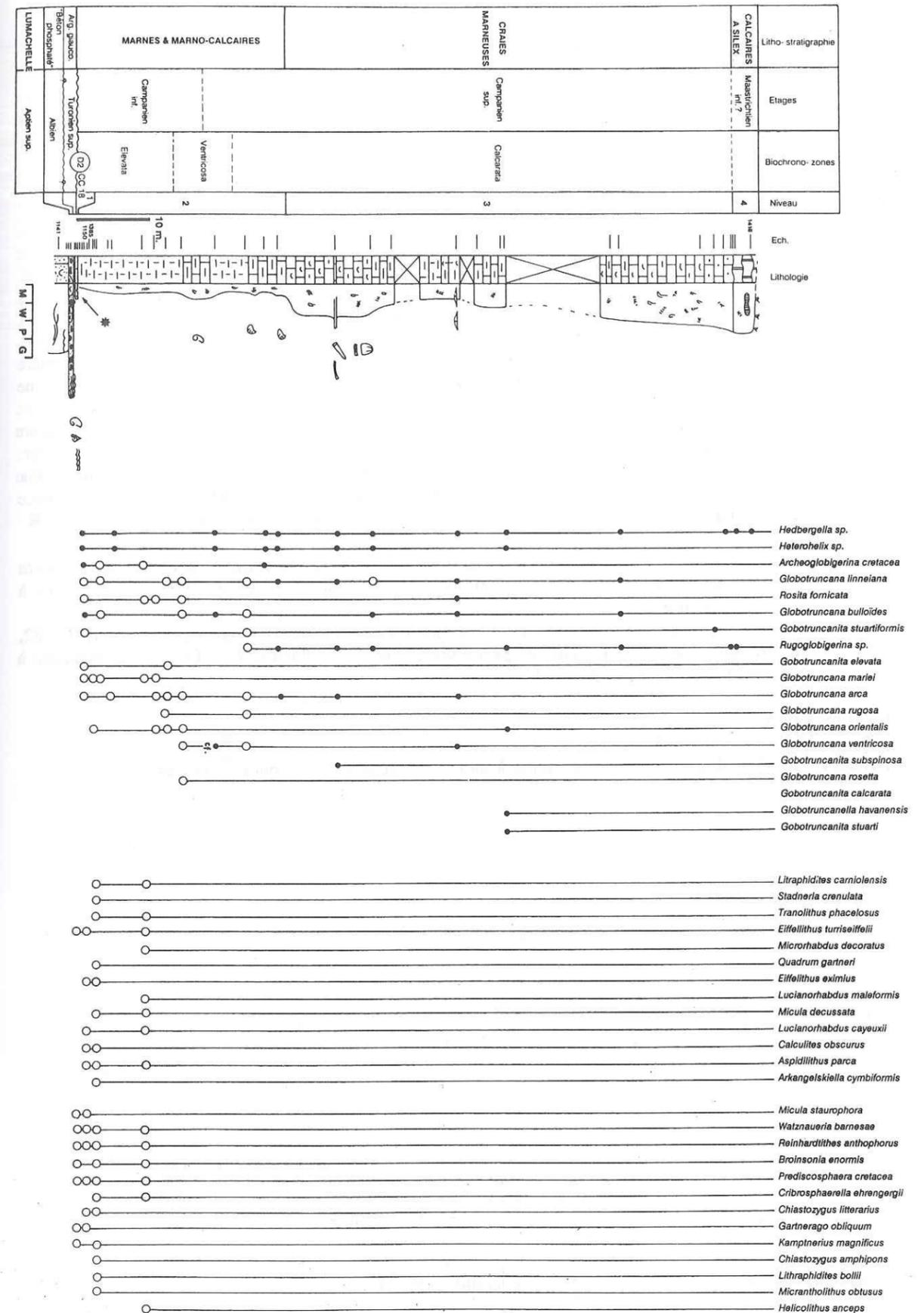


Fig. 28 : Coupe de la Fracette (fig. 82, n° 48): lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et nannoflores).

Coupe du Château, (fig. 82, n° 50) fig. 29

Cette coupe expose le sommet de la série campano-maastrichtienne de Chartreuse. On y observe la transition des Craies marneuses aux Calcaires à silex. Elle constitue un jalon biostratigraphique important en raison des riches faunes d'ammonites et de foraminifères planctoniques qu'elle a livré au sommet des Craies marneuses.

Craies marneuses :

Niveau 3 : 20 m. de Craies marneuses, peu bioclastiques, légèrement détritiques, à inocérames, échinodermes, bélemnites, bivalves et ammonites. Les 12 premiers mètres ont livré des foraminifères planctoniques de la zone à *Calcarata* avec *Globotruncanita* cf. *calcarata*, *Globotruncana arca*, *Rosita fornicata*. *Globotruncanella havanensis* a été reconnu à 8 m. de la base ce qui indique à ce niveau un âge plus jeune ou égal à la partie supérieure de la zone à *Calcarata* (Campanien "terminal terminal"). A 11 mètres de la base, les ammonites *Nostoceras (Nostoceras) pozaryskii*, (*Nostoceras*) sp. juv., *Hoploscaphites* sp. (dét. Kennedy) ont été récoltées. Cet association caractérise la quatrième et dernière zone du Campanien supérieur de Pologne (BLASZKIEWICZ 1980). Les corrélations zonales exactes ne sont pas établies avec l'échelle des foraminifères planctoniques utilisées dans ce travail mais il semble tout à fait raisonnable de considérer cet intervalle stratigraphique en équivalence avec la partie supérieure de la zone à *Calcarata*. D'autre part, un exemplaire de *Inoceramus (Selenoceras ?)* sp. ex. gr. *pteroïdes pyrenaicus* (Dét. J. Sornay) a pu être dégagé dans cette horizon fossilifère. Cette forme indique également un intervalle compris entre le Campanien supérieur et le Maastrichtien basal. Finalement ce gisement a livré les échinodermes *Echinocorys* cf. *vulgaris* et cf. *Micraster glyphus* Schluter (dét. B. Clavel).

Dans les 10 derniers mètres supérieurs du niveau la disparition de *Globotruncanita* cf. *calcarata* indiquerait le passage au Maastrichtien inférieur. Ainsi, le sommet du niveau 3 pourrait être attribué à la zone à *Falsostuarti*.

Le sommet des Craies marneuses s'est montré fossilifère également dans la coupe des Gandy (fig. 82, n° 46) qui a livré les ammonites *Hoplitoplacerticeras* sp. et *Baculites* sp. Ces formes indiquent à nouveau le Campanien supérieur (dét. Kennedy)

Calcaires à silex :

Niveau 4 : 15-18 m. de calcaires microcristallins, à silex. Les Calcaires à silex sont ici azoïques.

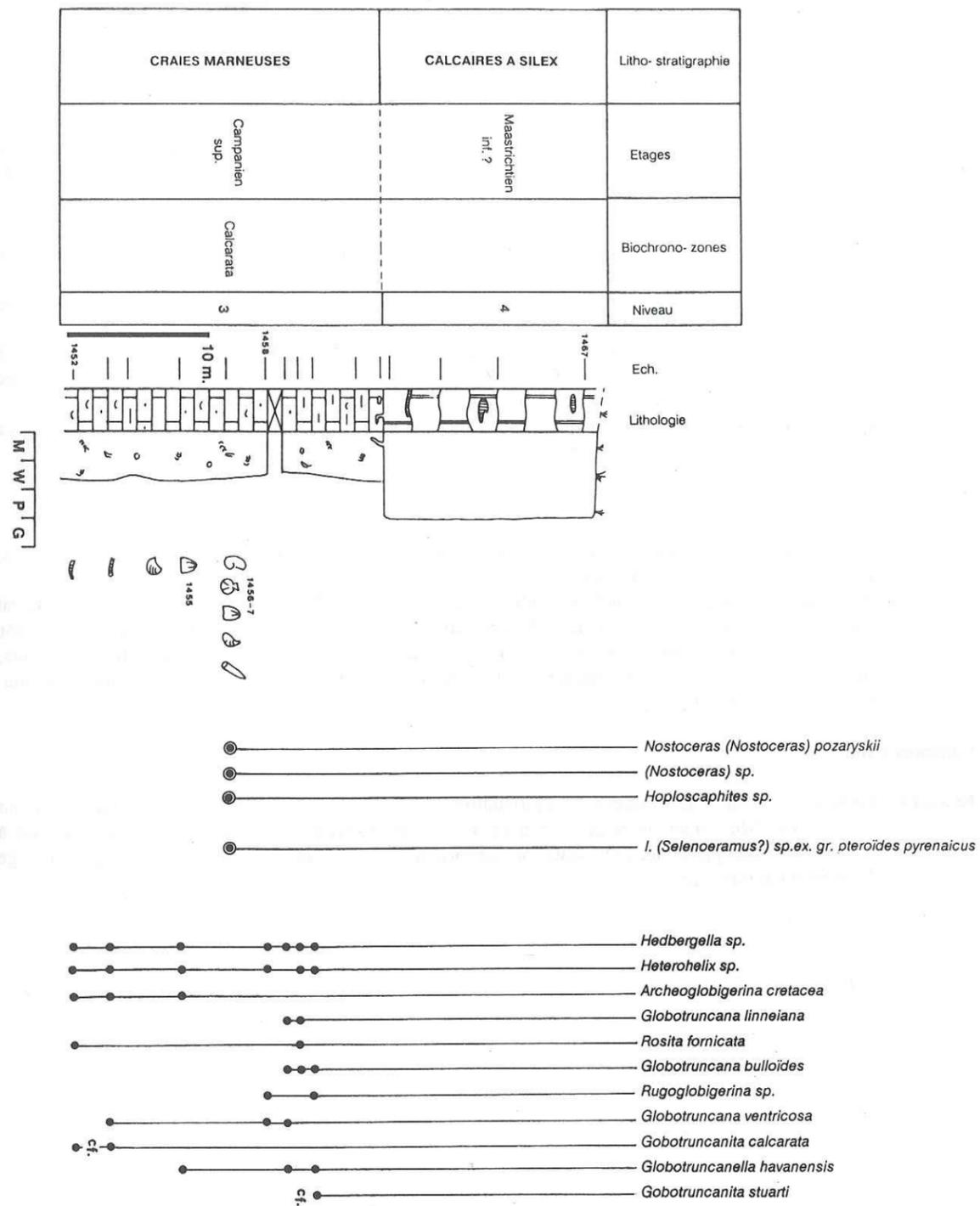


Fig. 29: Coupe du Château (fig. 82, n° 50): lithostratigraphie et biostratigraphie (Ammonites et Globotruncanidés).

Coupe du Cucheron, (fig. 82, n° 45) fig. 30

La base de la série campano-maastrichtien repose sur la "Lumachelle" (Aptien supérieur).

Marnes - Marno-calcaires :

Niveau 1 : 5-6 m. de micrites bioclastiques (bryozoaires, échinodermes) grés-glaucosées et à foraminifères planctoniques et benthiques. Les foraminifères planctoniques indiquent le Campanien (*G. bulloides*, *R. fornicata*, *G. orientalis*, *G. arca*, *G. linneiana*).

Niveau 2 : 60-62 m. de marnes et marno-calcaires bioturbés, à inocérames, échinodermes, ammonites indéterminables et rares bivalves.

A la base de ce niveau, une dalle couverte d'inocérames, malheureusement indéterminables, a été datée de la partie supérieure de la zone à *Elevata* par les nanoflores (zone CC18).

La zone à *Ventricosa* a été caractérisée à environ 15 mètres de la base. La limite des zones à *Elevata* et à *Ventricosa* se situe quelques décimètres en-dessous de deux bancs saillants de micrites grés-glaucosées lithologiquement comparables au faciès du niveau 1.

Quatre mètres sous le toit du niveau 2, la zone à *Calcarata* a été caractérisée par le marqueur *Globotruncanita calcarata* déterminé en forme dégagée

Craies marneuses :

Niveau 3 : C'est 25-26 m. de Craies marneuses claires, finement bioclastiques et détritiques, à bélemnites, inocérames et nombreux benthiques.

A 2 mètres de la base, les nanoflores indiquent la zone CC22b (dét. E. de Kaenel) qui se situe à cheval sur la limite des étages Campanien-Maastrichtien. Ainsi, les 13-14 premiers mètres du niveau correspondent encore au Campanien terminal (zone à *Calcarata*) alors que les 12 mètres supérieurs, pauvres en foraminifères planctoniques, sont très probablement à placer dans le Maastrichtien inférieur (zone à *Falsostuarti*).

Calcaires à silex :

Niveau 4 : Ce sont 2-3 mètres de calcaires microcristallins à gros silex noirs. La base a livré *Globotruncana bulloides* et *Globotruncanita cf. stuarti* ce qui permet d'attribuer les Calcaires à silex à la zone à *Falsostuarti* très probable. Cette datation conforte quelque peu la conception classique pour un âge Maastrichtien inférieur.

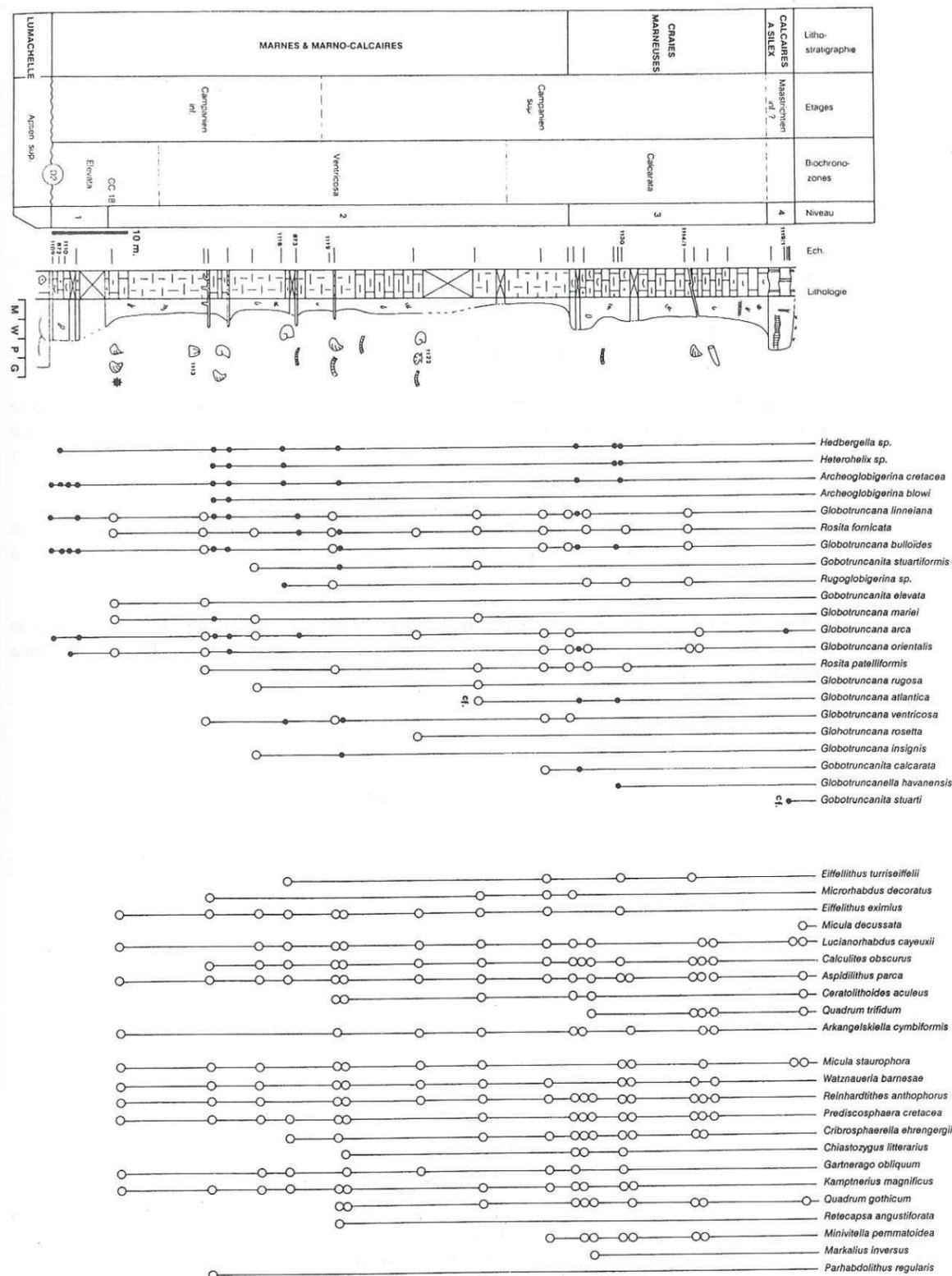


Fig. 30: Coupe du Col du Cucheron (fig. 82, n° 45): lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et nanoflores).

Coupe du Charmant-Som, (fig. 82, n° 54) fig. 31

Au-dessus de la "Lumachelle" (Aptien supérieur), 0,1 m. de "béton" à fossiles phosphatés sont conservés. Dix centimètres de marnes glauconieuses vertes-jaunes y sont superposées. Ce faciès marneux est identique aux films d'argile glauconieuse de la coupe de la Fracette (cf. fig. 28). Au Charmant-Som, il a livré de rares nannoflores qui indiquent un âge au moins "Turonien supérieur" avec *Eiffelithus eximius*, *Gartnerago obliquum*, *Kamptnerius magnificus* (dét. C. Muller). Ces marnes glauconieuses correspondent donc très probablement au Turonien supérieur.

Marnes - Marno-calcaires :

Niveau 1 : 5 à 6 m. de micrites peu argileuses, bioclastiques (bryozoaires, échinodermes) grés-glauconieuses, à foraminifères planctoniques et benthiques.

Les foraminifères planctoniques déterminés dans ce niveau caractérisent le Campanien avec *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloïdes* et *Globotruncana orientalis*.

Niveau 2 :

2a : 12 à 13 m. de Marno-calcaires et de Marnes bioturbées. Ce niveau est daté de la zone à *Elevata*, partie supérieure, sur la base de nannoflores caractéristiques de la zone CC18. Il correspond au Campanien inférieur non basal. Le sommet du niveau a livré *Globotruncana* cf. *ventricosa* et est ainsi daté de la base de la zone à *Ventricosa*.

2b : 5 m. de calciturbidites à débris d'inocérames, échinodermes, bryozoaires, quartz, glauconie et lithoclastes micritiques. Ce niveau présente des figures de slumping. Il est attribué à la zone à *Ventricosa*.

2c : 15-20 m. de marno-calcaires légèrement détritiques et slumpées. Ce niveau contient quelques bancs de calcaires finement bioclastiques et quartzeux qui correspondent à des résédiments d'origine turbiditique.

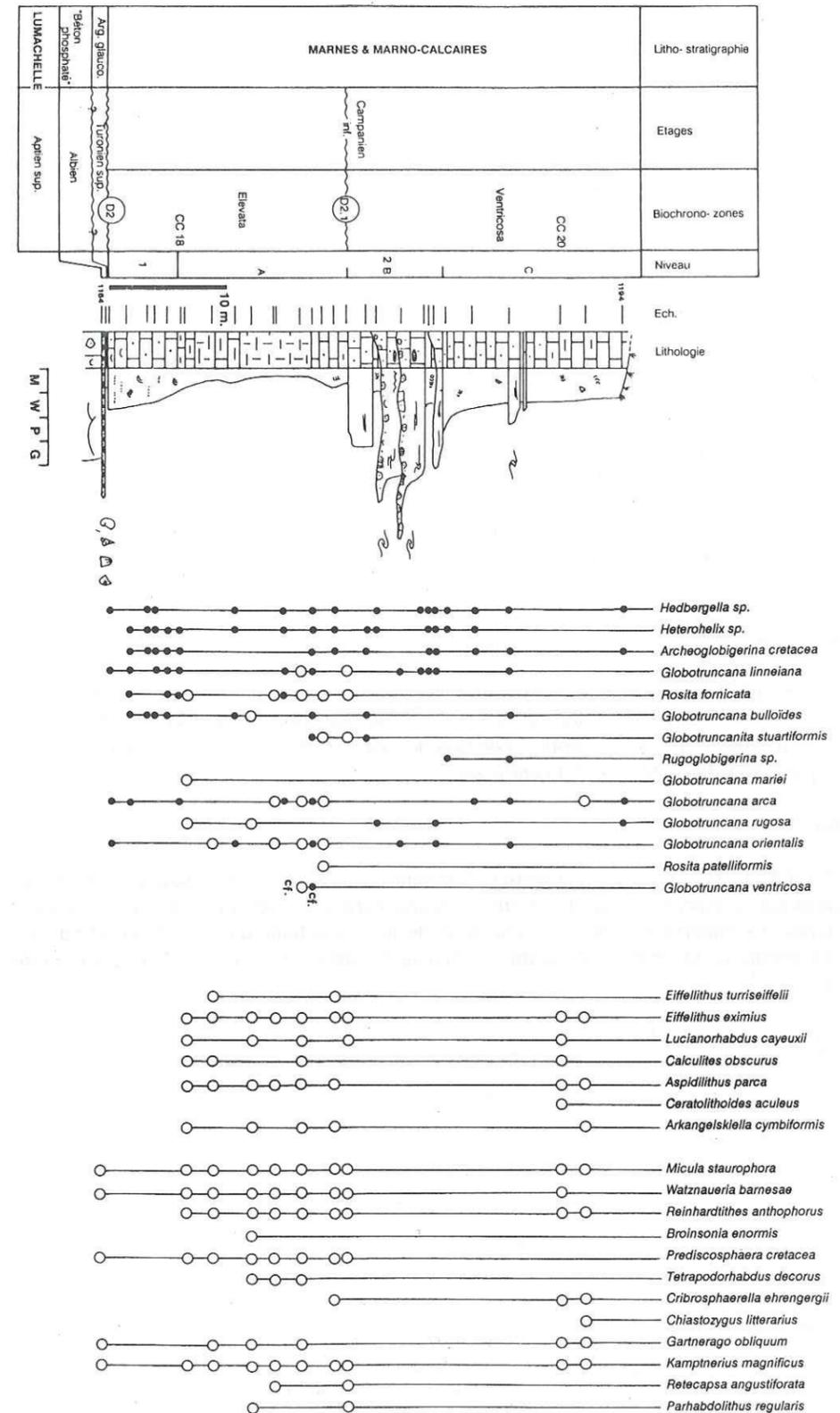


Fig. 31: Coupe du Charmant-Som (fig. 82, n° 54): lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et nannoflores).

Coupe de Malamille, (fig. 82, n° 53) fig. 33

Marnes - Marno-calcaires :

Niveau 1 : 1 m. de micrites bioclastiques grésio-glaucioneuses reposant sur la "Lumachelle" de l'Aptien supérieur. Ce niveau a fourni *Globotruncanata arca* et *Rosita fornicata* du Campanien.

Niveau 2 : 11 m. de Marno-calcaires et Marnes bioturbées à bélemnites et petits silex blonds.

2a : Les foraminifères planctoniques et la nannoflore indiquent la zone à *Elevata*, partie supérieure (biozone CC18 des nannoflores).

2b : 0,6-0,8 m. de micrites bioclastiques grésio-glaucioneuses à silex. Ce faciès est identique au niveau 1. Les foraminifères planctoniques déterminés dans ce niveau indiquent le Campanien.

2c : 5-6 m. de marnes grises. Ce niveau est daté par des nannoflores de la zone CC18a (= zone à *Elevata* non-basale des foraminifères planctoniques).

Calcarénites à bryozoaires :

Niveau 3 : Ce niveau a une puissance de 30 à 32 m. Deux séquences grano-croissantes analogues se succèdent (niveau 3a et niveau 3b). Chacunes d'elles débutent par des calcaires crayeux bioturbés à silex et à nombreux débris de bryozoaires et se poursuit par des Calcarénites (grainstones) à bryozoaires à stratifications entrecroisées. La nannoflore récoltée à la base de la deuxième séquence, dans les calcaires crayeux, (niveau 3b) indique la zone CC18 du Campanien inférieur non-basal.

Niveau 4 : C'est une troisième séquence grano-croissante dont l'épaisseur atteint 10 à 12 mètres. Elle présente une succession lithologique identique aux niveaux 3a et 3b. En revanche, elle correspond à des dépôts beaucoup plus jeunes. En effet, la nannoflore récoltée à la base du niveau 4 caractérise la zone CC22a à CC23 basale (dét. E. de KAENEL). Cet intervalle correspond à la zone à *Calcarata* et à la moitié inférieure de la zone à *Falsostuarti* du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur. Une lacune stratigraphique importante s'inscrit donc entre les niveaux 3 et 4, cette lacune correspond aux biozones CC19 à CC21 des nannoflores. Cet intervalle biostratigraphique recouvre environ la zone à *Ventricosa* des foraminifères planctoniques et représente 4 à 5 MA.

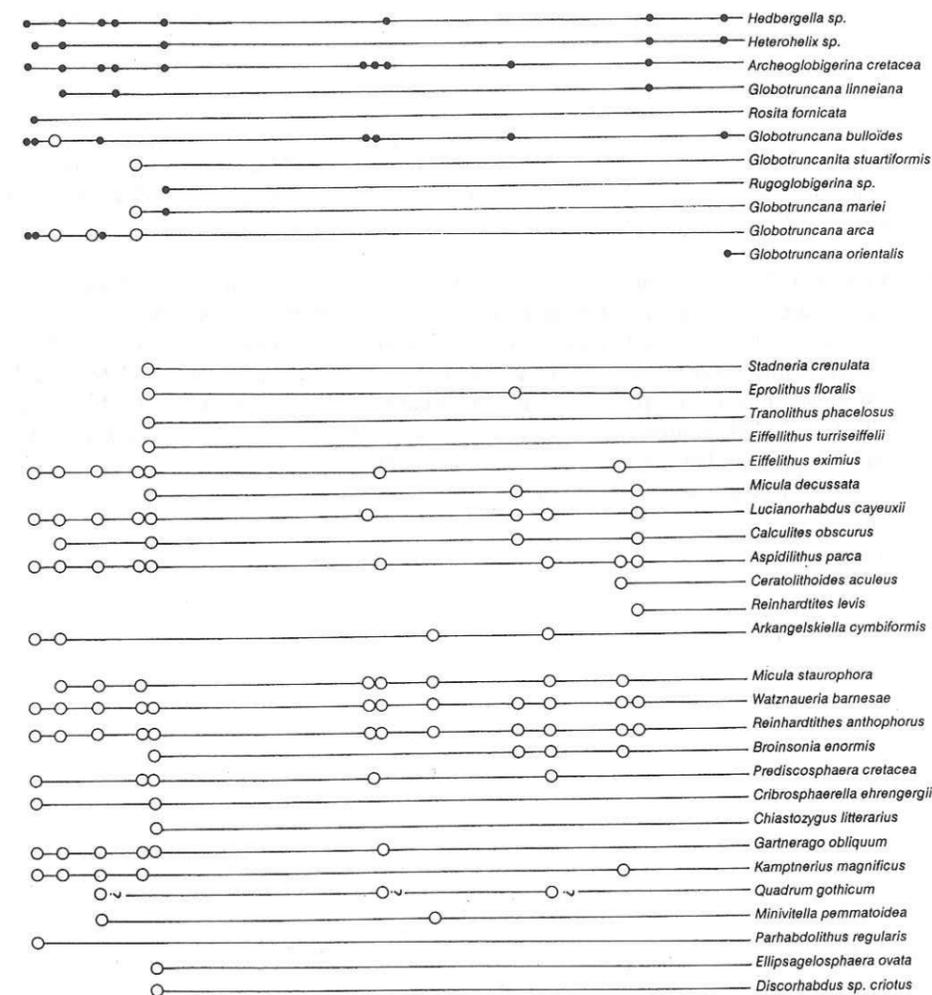
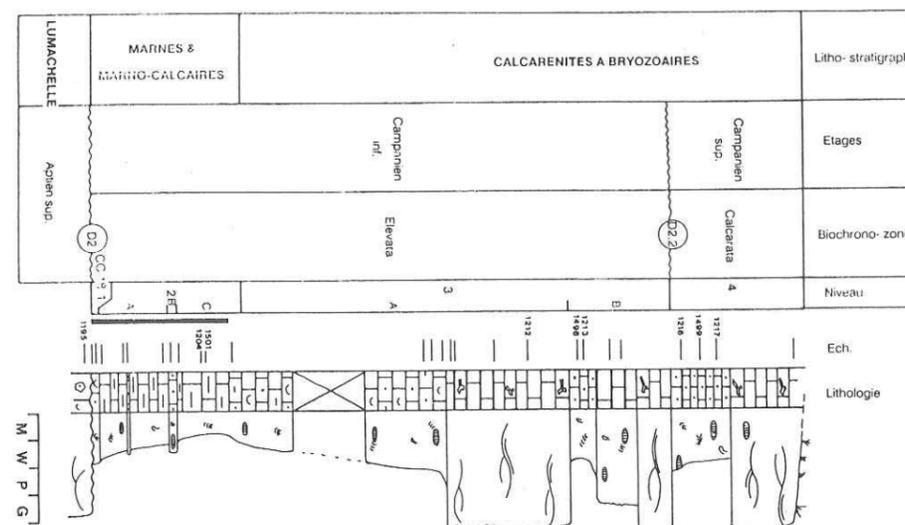


Fig. 33: Coupe de Malamille (fig. 82, n° 53) : lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et nannoflores).

Coupe des Cuchets, (fig. 82, n° 49) fig. 34

Le contact entre les formations campaniennes et la masse urgonienne supérieure attribuée à l'Aptien inférieur (Notice feuille géologique MONTMELIAN 1/50'000), est malheureusement masqué par le couvert végétal.

Marnes - Marno-calcaires :

Niveau 1 : 5 m. de micrites bioclastiques à bryozoaires, spicules de spongiaires, foraminifères planctoniques et benthiques avec quelques lithoclastes grés-glaucouneuses remaniées. Ce niveau a fourni des associations de foraminifères planctoniques de la zone à *Elevata*. Les nannoflores sont caractéristiques de la zone CC18 et indiquent le Campanien inférieur non-basal.

2a : 12 m. de Marno-calcaires et Marnes légèrement gréseuses à la base. Il contient quelques silex dans la partie inférieure. Ce niveau est daté par des nannoflores caractéristiques de la biozone CC18 (zone à *Elevata*)

2b : 0,7 m. de brèche monogénique. Les clastes décimétriques sont anguleux. Ils sont constitués par des Calcarénites à bryozoaires. Entre les éléments jointifs de cette brèche, une matrice argileuse localement rouge-vert a livré des nannoflores campaniennes et de rares foraminifères planctoniques.

2c : 9-10 m. de micrites peu argileuses, finement biodétritiques, pauvres en foraminifères planctoniques. La stratification est perturbée par une truncature synsédimentaire d'amplitude métrique.

Calcarénites à bryozoaires :

Niveau 3 : Ce niveau a une épaisseur de 14-15 m. Deux séquences grano-croissantes se succèdent (niveau 3a et 3b). Les faciès évoluent depuis des calcaires crayeux bioturbés, (débris de bryozoaires et silex), à des Calcarénites à bryozoaires à stratifications entrecroisées. La nannoflore déterminée indique la zone CC18 du Campanien inférieur non-basal.

Niveau 4 : Ce niveau épais 23-24 m. est représenté par deux séquences grano-croissantes (niveau 4a et 4b). Les successions lithologiques sont identiques au niveau 3a et 3b. Les nannoflores récoltées sont peu abondantes. Néanmoins, la base du niveau 4b correspond au moins à la zone CC21 des nannoflores ou plus jeune d'après la présence de cf. *Quadrum gothicum* (détermination C. MULLER). Le niveau 4 est séparé du niveau 3 par une lacune importante qui englobe au moins les biozones de nannoflore CC19 et CC20 (sommet de la zone à *Elevata* et partie inférieure de la zone à *Ventricosa* des foraminifères planctoniques). Par conséquent, le niveau 4 est attribuable au Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur par analogie avec la coupe de Malamille (fig. 33)

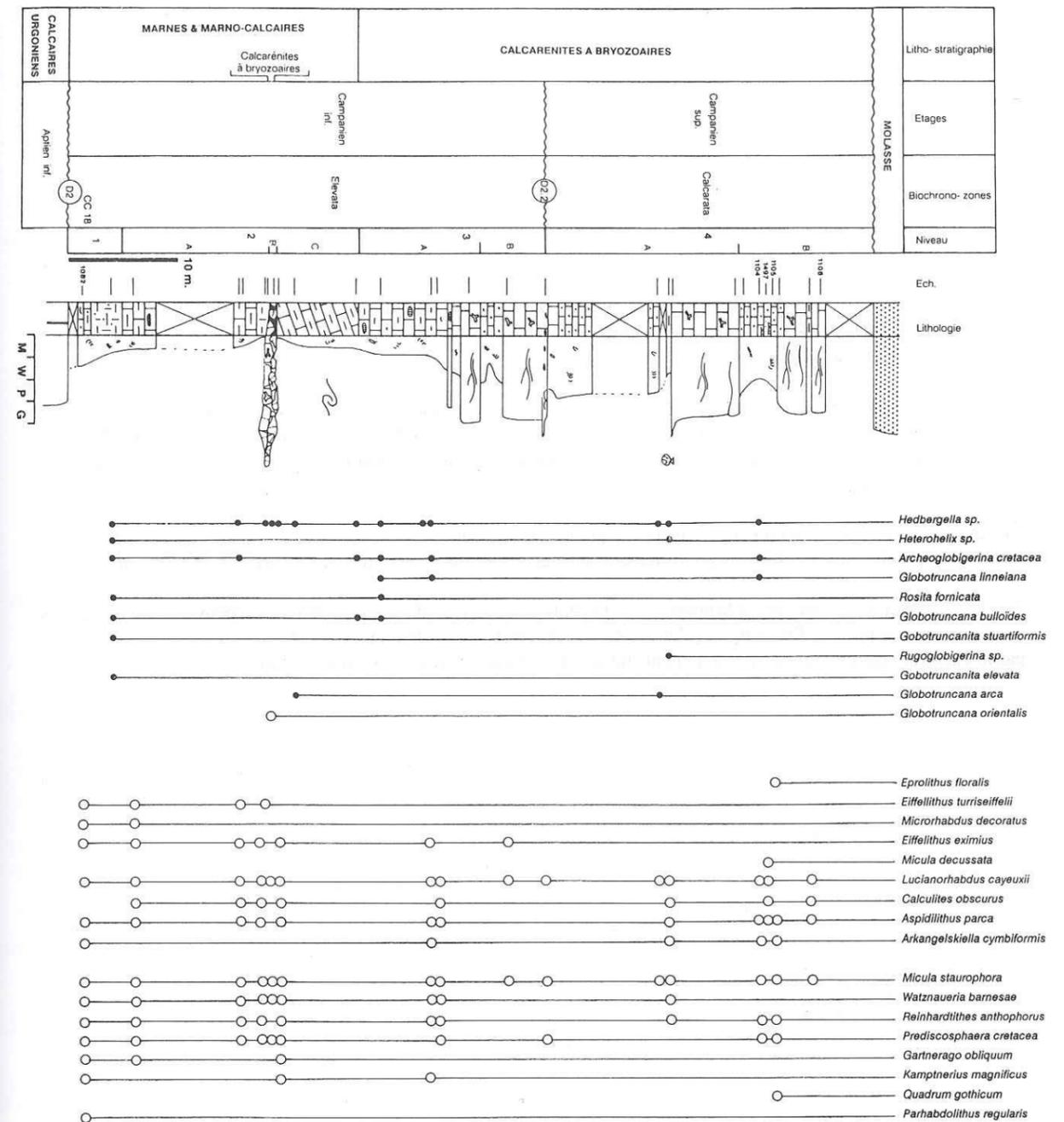


Fig. 34 : Coupe des Cuchets (fig. 82, n° 49) : lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et nannoflores).

Coupe de Tancouvaz, (fig. 82, n° 47) fig. 35

Les faciès observés dans cette coupe ont été décrits sous le nom local de "Lauzes de Couz" par les anciens auteurs. Ils sont décrits ici sous le nom de Calcarénites à bryozoaires.

Calcarénites à bryozoaires :

Niveau 1 : Le niveau 1 repose sur la masse urgonienne inférieure. Il est représenté par trois mètres de calcarénite rousse à bryozoaires, crinoïdes, échinodermes et lithoclastes remaniés (urgonien et "gault"). La stratification est entrecroisée.

Niveau 2 : 15 m. de Calcarénite à bryozoaires. Ces sables s'agencent suivant une séquence strato-décroissante au sein de laquelle les bancs calcaires à stratifications obliques sont séparés par des lits marneux. Les interbancs se sont montrés pauvres en nannoflores, ce qui a permis de reconnaître un intervalle stratigraphique compris entre les zones CC8 et CC23b. Latéralement, le niveau équivalent dans l'affleurement en bord de route entre Côte Barrier et St-Jean de Couz a livré *Broinsonia parca* ce qui permet de dater ce niveau de la zone CC18. La base des "Lauzes de Couz" est ainsi attribuable au Campanien inférieur (zone à *Elevata* non-basal).

Niveau 3 : 10 m. de Calcaires à bryozoaires bioturbés. La nannoflore y est peu abondante. Les associations indiquent un âge CC12 à CC23 (Turonien moyen à Maastrichtien inférieur). Le niveau stratigraphique équivalent dans l'ancienne carrière de Côte Barrier a livré des nannoflores de la zone CC18 (Campanien inférieur).

Niveau 4 : Le niveau 4 est constitué par une séquence strato-croissante de 3 mètres de puissance. Il est constitué par des Calcarénites à bryozoaires à stratifications obliques. La nannoflore est peu caractéristique.

En conclusion, les Calcarénites à bryozoaires du synclinal de Couz, où "Lauzes de Couz", peuvent être attribuées au Campanien inférieur. De plus, la relative abondance de l'espèce de nannoflore *E. floralis* sp. (CC9 à CC15) parmi l'assemblage indique des remaniements de dépôts Albien terminal - Santonien inférieur.

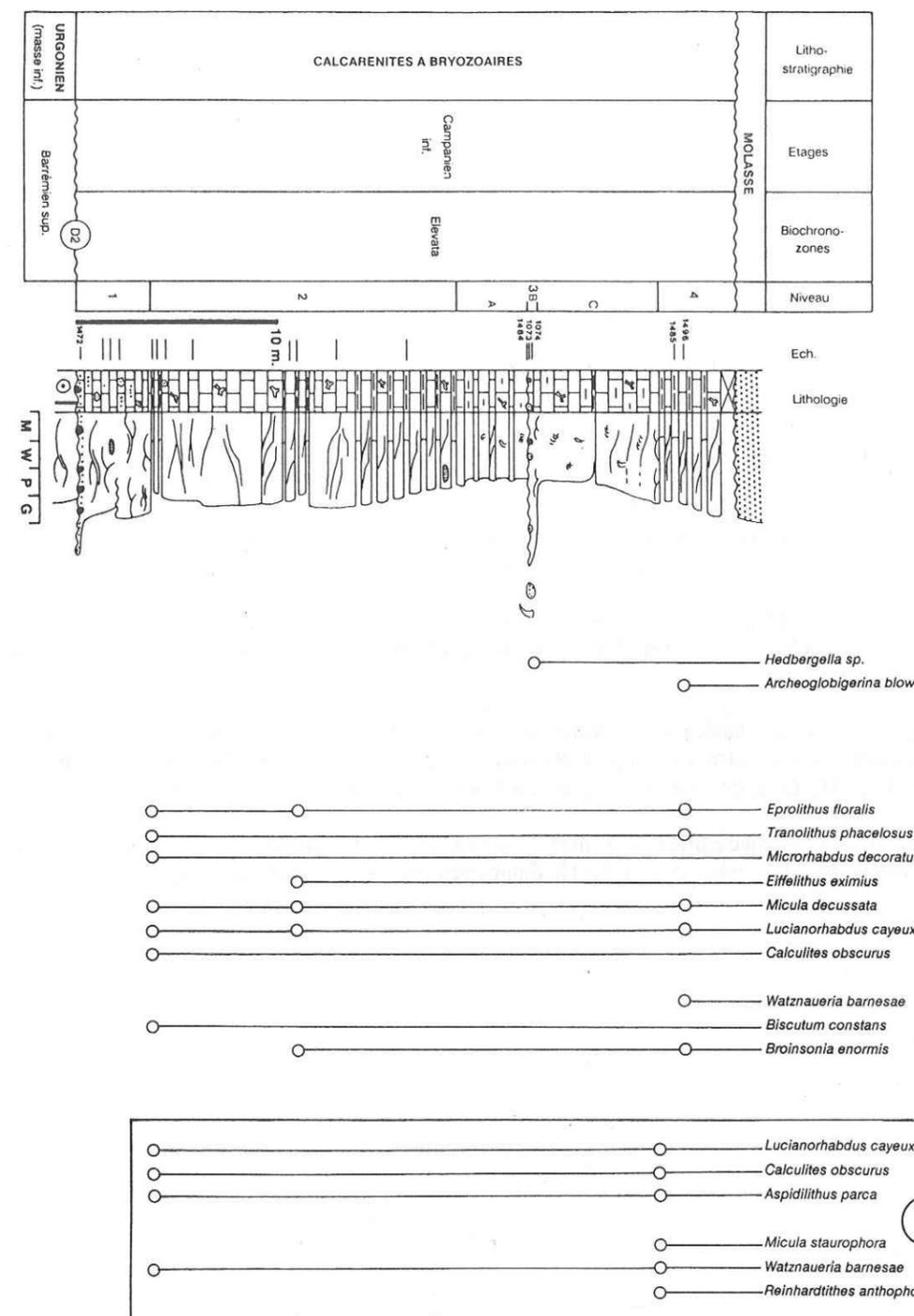


Fig. 35: Coupe de Tancouvaz (fig. 82, n° 47) : lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et nannoflores). Les nannoflores mentionnées dans le cadre numéroté 1 ont été récoltées dans des niveaux stratigraphiques équivalents; en bordure de la route St. Jean de Couz - Côte Barrier pour le niveau 1 et dans les anciennes carrières de Côte Barrier pour le niveau 3.

Le cadre stratigraphique régional et les discontinuités reconnues D2, D2.1, D2.2.

Le schéma de la fig. 36 synthétise le découpage stratigraphique établie dans le Crétacé supérieur de Chartreuse occidentale. La série campanienne est limitée au mur par une discontinuité érosive majeure D2 (cf. carte de substrat, fig. 20). Elle est érodée à son sommet par les dépôts molassiques.

Les zones frontales de Chartreuse représentaient des environnements sédimentaires de plate-forme proximale avec des dépôts littoraux. En se déplaçant en direction des régions plus orientales et plus internes, les dépôts sont caractéristiques d'une plate-forme médiane à distale plus profonde, à dominantes marno-calcaires.

Les dépôts du Campanien inférieur (zone à *Elevata*) sont représentés par des Calcaires à bryozoaires en position externe (Synclinal de Couz). Ils deviennent progressivement marneux et marno-calcaire en position plus interne.

Les dépôts du Campanien "supérieur" (zone à *Ventricosa*) ne sont pas représentés dans les zones frontales de Chartreuse. En position médiane, ils débutent par des Calcaires à bryozoaires qui passent latéralement aux Marnes et Marno-calcaires et présentent localement des resédimentations bioclastiques. Pour le reste, ils sont constitués essentiellement par des Marnes et des Marno-calcaires.

Les dépôts du Campanien terminal - Maastrichtien inférieur (zone à *Calcarata* et à *Falsostuarti*) sont représentés par des Calcaires à bryozoaires dans les chaînons occidentaux. Ils passent latéralement aux Craies marneuses en position interne où la série se termine par les Calcaires à silex.

Dans les zones frontales de Chartreuse occidentale, la série campano-maastrichtienne se caractérise par une lacune importante du Campanien supérieur pro parte (zone à *Ventricosa* et une partie de la zone à *Calcarata* ?).

Cette subdivision stratigraphique permet de proposer un découpage séquentiel en trois systèmes de dépôts au sens de VAIL *et al.* (1977) et VAIL *et al.* (1987), les systèmes de dépôts étant limités par trois discontinuités D2, D2.1 et D2.2.

La discontinuité D2.1, est soulignée par l'intercalation des calcarénites à bryozoaires et des turbidites bioclastiques au sein des Marnes et Marno-calcaires (coupe de Riou Brigou, fig. 71, n° 51 et fig. 32 et coupe du Charmant-Som, fig. 71, n° 54 et fig. 31). Cette discontinuité se place entre les zones à *Elevata* et à *Ventricosa*.

La discontinuité D2.2 se marque par le changement de lithofaciès entre les Marnes et Marno-calcaires et les Craies marneuses. Cette limite lithologique se situe dans le Campanien terminal (zone à *Calcarata*).

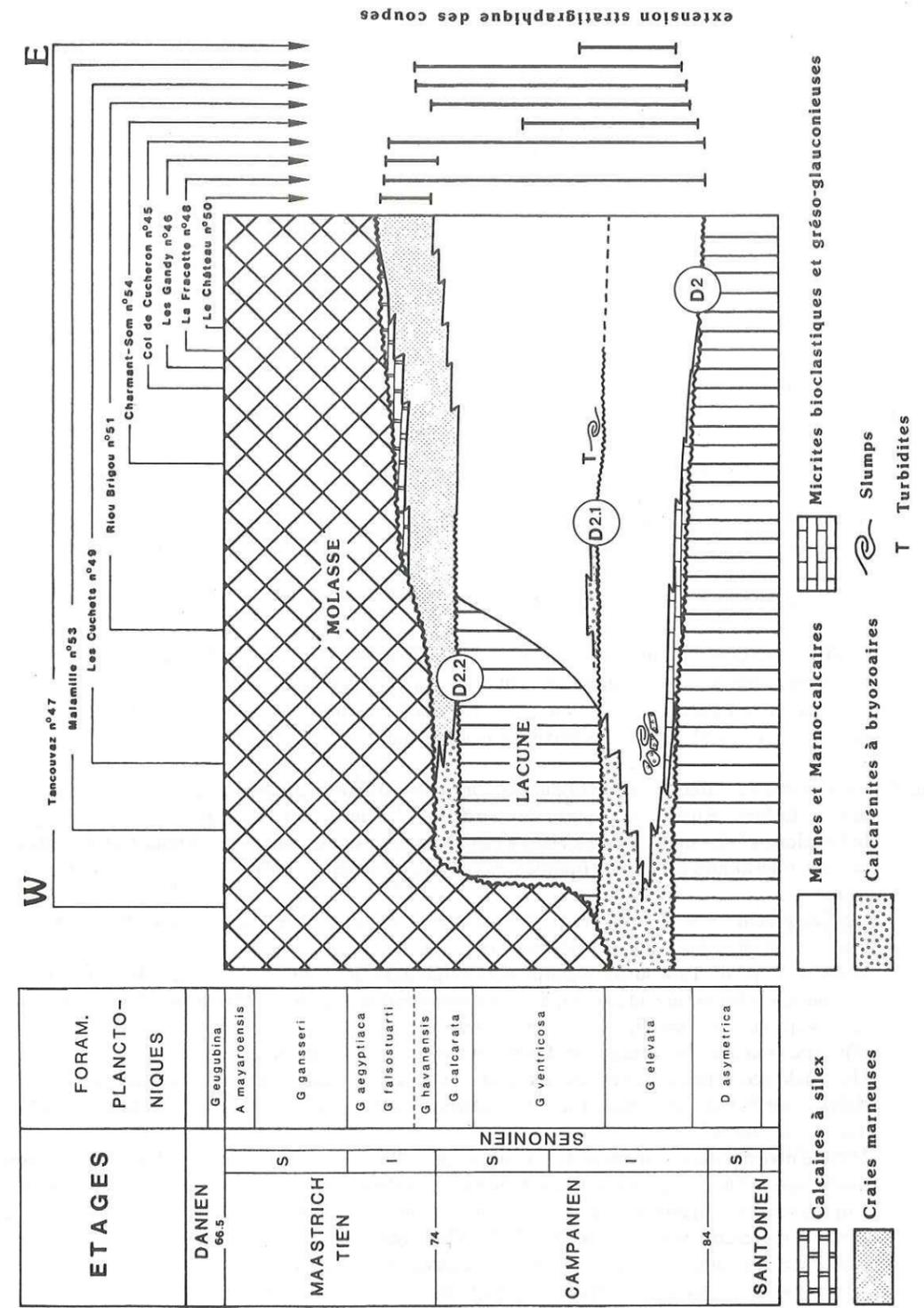


Fig. 36: Corrélation litho-biostratigraphique du Crétacé supérieur de Chartreuse occidentale. L'extension stratigraphique des différentes coupes étudiées est précisée sur ce tableau ainsi que leurs positions respectives suivant la coupe W-E. On note que les dépôts campano-maastrichtiens s'organisent suivant trois séquences de dépôts séparées par les discontinuités D2, D2.1 et D2.2. Dans les régions externes de Chartreuse occidentale (coupe de Malamille, fig. 82 n° 53 et coupe des Cuchets, fig. 82 n° 49), la deuxième séquence n'est pas représentée. Les discontinuités D2.1 et D2.2 sont téléscopées et une lacune de la zone à *Ventricosa* et de la base de la zone à *Calcarata* s'inscrit entre la partie inférieure et supérieure des Calcarénites à bryozoaires.

III.4.3 ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE

La subdivision en trois systèmes de dépôts énoncée dans le chapitre III.4.2.2 permet d'exprimer génétiquement les associations de faciès ainsi que les évolutions latérales et verticales observées. Il est à noter à ce propos que les conditions d'affleurements rencontrées en Chartreuse permettent une première interprétation des environnements sédimentaires et des systèmes de dépôts. Ne disposant que d'une image fragmentaire, il faut confronter les données disponibles au modèle de la stratigraphie physique de VAIL *et al* (1977 et 1987). C'est dans cette optique que l'analyse sédimentologique et séquentielle est présentée dans ce chapitre. Elle décrit synthétiquement les différents éléments des systèmes de dépôts reconnus.

Séquence du Campanien inférieur (zone à *Elevata*) associée à la D2

Le cortège transgressif: les Calcarénites à bryozoaires du synclinal de Couz ("Lauzes de Couz", Chartreuse orientale)

Coupe sédimentologique de Tancouvaz (fig. 37)

Les Calcarénites à bryozoaires du synclinal de Couz ("Lauzes de Couz") offrent une belle séquence transgressive qui s'exprime par une évolution strato- et grano-décroissante ainsi que par une évolution significative des structures sédimentaires. On observe la succession de corps sédimentaires mis en place par l'action des vagues puis par l'action dominante des processus tidaux. Différents environnements sédimentaires ont pu être précisés.

Niveau 1 : Les premiers dépôts au dessus de la discontinuité D2 sont constitués par des Calcarénites à extraclastes remaniés (gault, urgonien) qui présentent des "Hummocky cross stratification" avec parfois des "cross bedding". Ces figures de dépôts indiquent l'action dominante des vagues durant la sédimentation. Ce niveau est interprété comme des dépôts de plage submergée.

Niveau 2 : Ce sont des Calcarénites à bryozoaires qui montrent d'abord des stratifications entrecroisées avec des angles faibles. Ensuite de quoi, des structures sigmoïdales de marée apparaissent avec une bidirectionnalité des mégarides. Les bancs calcarénitiques sigmoïdaux décimétriques sont séparés par des passées micritiques argileuses (marneuses) qui représentent les phases de décantation des cycles des marées.

L'affleurement en bord de route, entre St-Jean de Couz et Côte Barrier, montre clairement la mise en place progressive des sigmoïdes de marée (fig. 38).

Dans la coupe de Tancouvaz illustrée sur la figure 37, les sables à sigmoïdes de marée du niveau 2 s'organisent ensuite suivant une séquence strato-décroissante d'environ 10 mètres d'épaisseur. Au sein de cette séquence, les stratifications sigmoïdales montrent une unidirectionnalité marquée, et les mesures effectuées indiquent un courant tidal dominant vers le sud (jusant ?).

Une étude géométrique de ces structures sigmoïdales a été réalisée dans les anciennes carrières de Côte Barrier, sur la base de photos (fig. 39). L'affleurement étudié correspond au niveau 2 de la Coupe de Tancouvaz (fig. 37).

Dans le niveau inférieur marqué d'un 1 sur la figure 39, on note en premier lieu l'asymétrie marquée des bancs sigmoïdaux ce qui indique un transport du sédiment vers le sud. On observe en second lieu un empilement des sigmoïdes qui s'édifie suivant une barre bioclastique qui présente de nombreuses surfaces de réactivations (surface E1, 2, 3). Cette barre sableuse bioclastique constitue un équivalent carbonaté des barres sableuses de marée, ou sand-waves, décrites par ALLEN (1980). La géométrie interne observée, avec les surfaces de réactivation E1, 2, 3 indiquerait le type IV déterminé par une faible inversion des courants tidaux.

Dans le niveau supérieur 2 de la figure 42, les stratifications obliques sigmoïdales sont nettement moins développées. Les stratifications entrecroisées sont parfois convexes vers le haut ce qui pourrait indiquer une modification des sand-waves par les vagues. L'ensemble des observations collectées incitent à interpréter ce niveau comme un delta tidale.

Niveau 3: Ce sont des Calcarénites à bryozoaires bioturbés, sans figure sédimentaire. La texture dépositionnelle de type wackestone atteste d'un milieu de sédimentation de basse énergie. A 5 mètres de la base du niveau, les calcaires bioturbés sont recoupés par un petit chenal probablement tidal (niv. 3b). Le fond de ce chenal est tapissé par un "lag deposit" constitué par des lithoclastes de "Gault", des granules de quartz et des dents de requin. Ce chenal est ensuite comblé par des sables bioclastiques à stratification entrecroisée (cross bedding). Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de plate-forme bioturbés.

Niveau 4: Le sommet de la coupe montre la réapparition des structures sigmoïdales qui enregistrent la réinstallation de barres sableuses de marée (sand-waves). Cette succession indique probablement une migration latérale des environnements sédimentaires dominés par les marées.

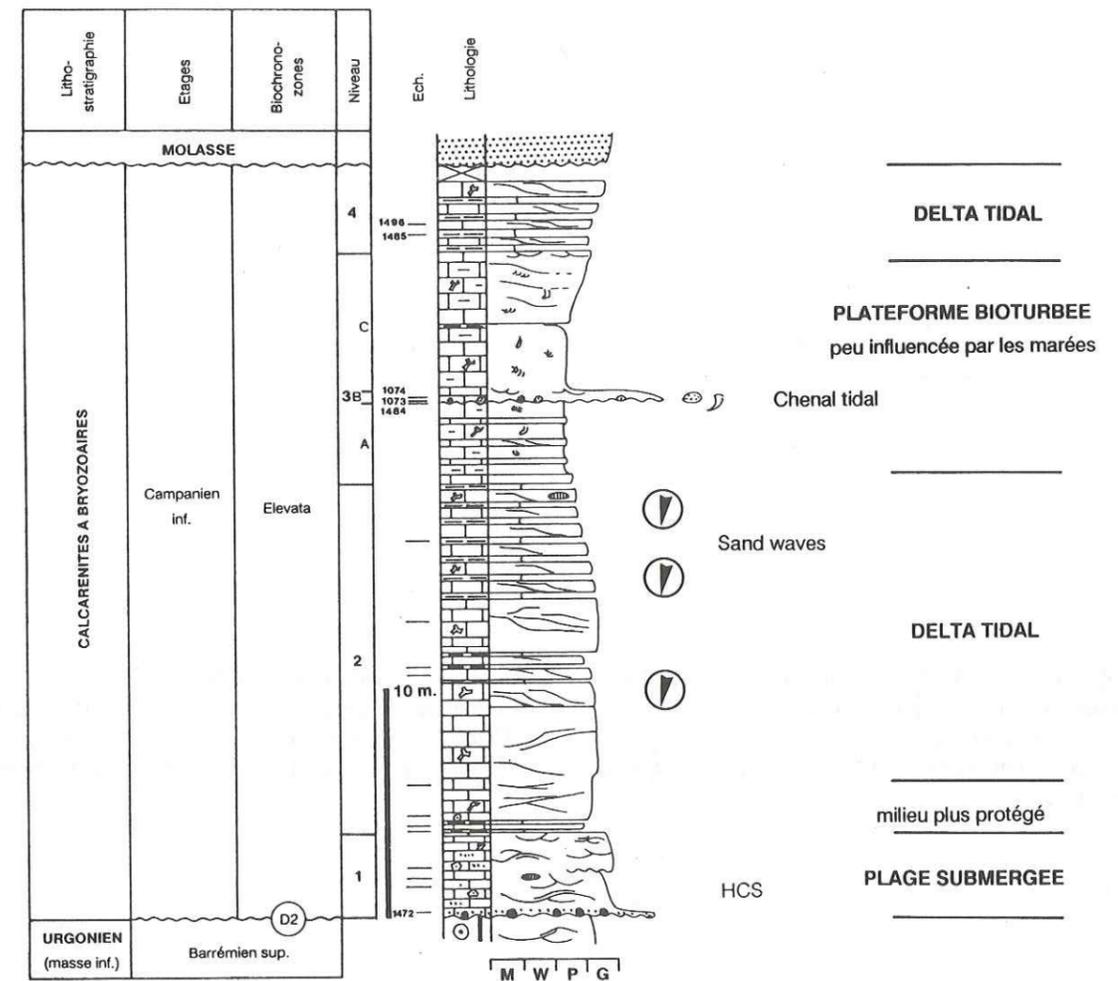


Fig. 37 : Coupe sédimentologique de la Gorge de Tancouvaz. Les Calcarénites à bryozoaires reposent sur la "masse urgonienne inférieure" (Barrémien supérieur) et décrivent une belle séquence transgressive. Les premiers faciès de plage submergée sont relayés par des faciès d'un milieu plus ou moins protégé. Un delta tidal se met en place progressivement et les paléo-directions de courants mesurées au sein des sand waves s'orientent vers le sud (jusant?). Une plate-forme bioturbée peu influencée par les marées se développe à la fin de ce mouvement transgressif; elle est entaillée par un chenal tidal. Le sommet de la séquence enregistre le retour du delta tidal par migration latérale de faciès et/ou par progradation.

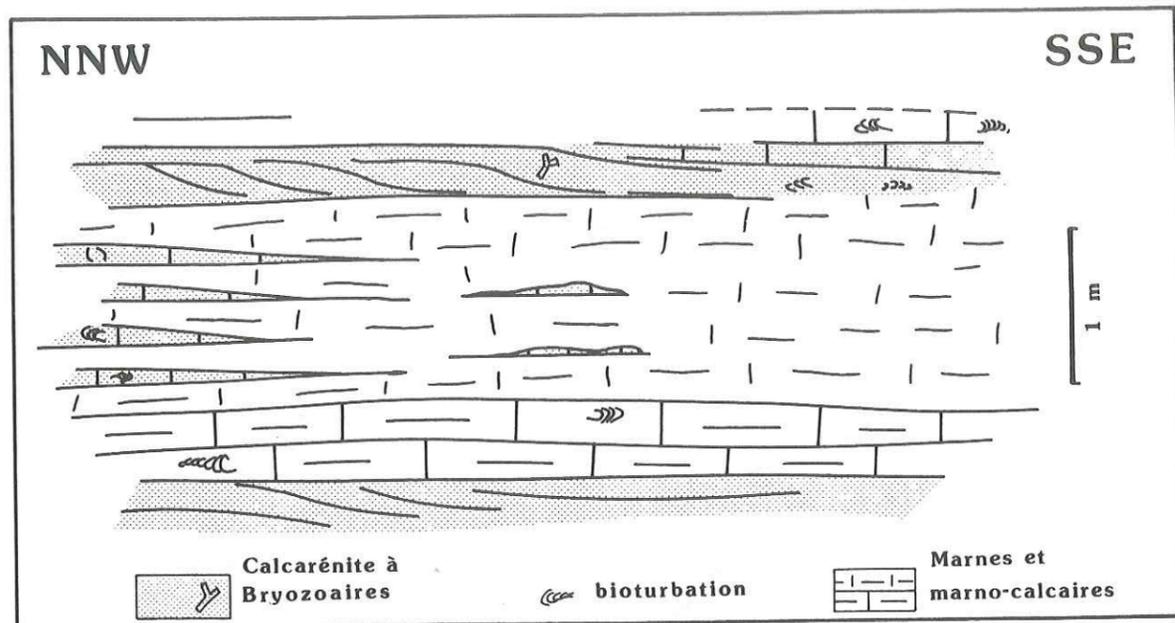


Fig. 38 : Croquis de l'affleurement situé le long de la route St. Jean de Couz - Côte Barrier. Ce niveau stratigraphique est équivalent au niveau 2 de la coupe sédimentologique de Tancouvaz (fig. 37). Cet affleurement illustre l'installation progressive du delta tidal. Des bancs de Calcarénites à bryozoaires s'interstratifient dans une sédimentation marneuse à marno-calcaires. Les structures sigmoïdales indiquent un courant tidal dominant orienté vers le SSE.

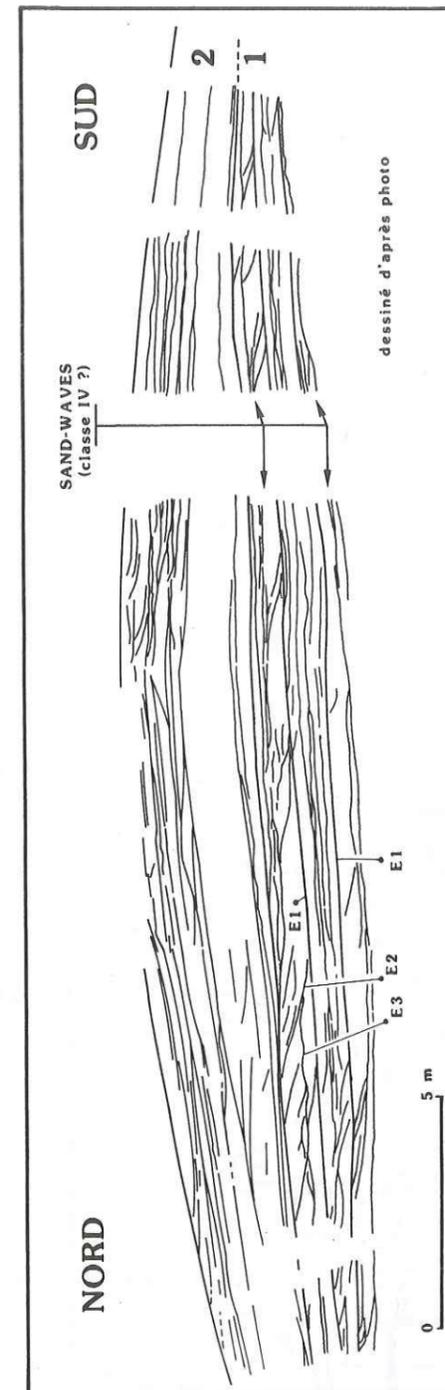


Fig. 39 : Cette figure a été dessinée d'après un montage photographique réalisé dans les anciennes carrières de Côte Barrier. Le niveau stratigraphique est équivalent du niveau 2 de la coupe sédimentologique de Tancouvaz (fig. 37). L'organisation géométrique des Calcarénites à bryozoaires dans la partie inférieure du dessin (1) correspond à des sand waves. Les surfaces de réactivation du troisième ordre (E1, E2, E3) semblent indiquer le type IV déterminé par une faible inversion des courants de marée. Le courant dominant est orienté vers le sud. La partie supérieure du dessin (2) montre des stratifications sigmoïdales mal organisées ainsi que des grandes stratifications ondulantes, parfois convexes vers le haut. Cette géométrie pourrait indiquer une modification des sand waves par les vagues ou les tempêtes.

Interprétation sédimentologique et séquentielle

Les observations présentées ici autorisent l'élaboration d'un modèle sédimentaire synthétique en dépit du fait qu'il manque un contrôle géométrique complet.

Le Campanien inférieur de Chartreuse enregistre l'édification, en contexte transgressif, d'une barrière bioclastique littorale entrecoupée par des chenaux tidaux. Ces derniers déterminent la construction de deltas tidaux (avec probablement un delta construit par le jusant dans la région de Couz).

Le système sédimentaire ainsi développé semble correspondre à une barrière littorale mésotidale (fig. 40). L'enchaînement des processus sédimentaires dans la coupe de Tancouvaz et la succession des différents éléments du système de dépôt reconnus (plage submergée, delta de jusant ? chenal tidal) militent en faveur de cette interprétation (HAYES, 1979). Il faut également ajouter que les processus tidaux semblent localement modifiés par les vagues. L'absence de faciès littoraux d'arrière barrière dans la coupe de Tancouvaz (fig. 37) s'explique, en contexte transgressif, par leur destruction progressive lors du recul de la ligne de rivage.

Dans les régions plus orientales de la Chartreuse, la transgression campanienne installe des faciès micritiques bioturbés déposés sous la zone d'action des vagues (fig. 41, 43, 44). La tendance transgressive est néanmoins marquée à la base des séries. Elle s'exprime par un changement progressif des microfaciès qui débutent par quelques décimètres de micrites gréso-glaucnieuses bioclastiques passant aux Marnes et Marno-calcaires hémipélagiques à caractères plus profond.

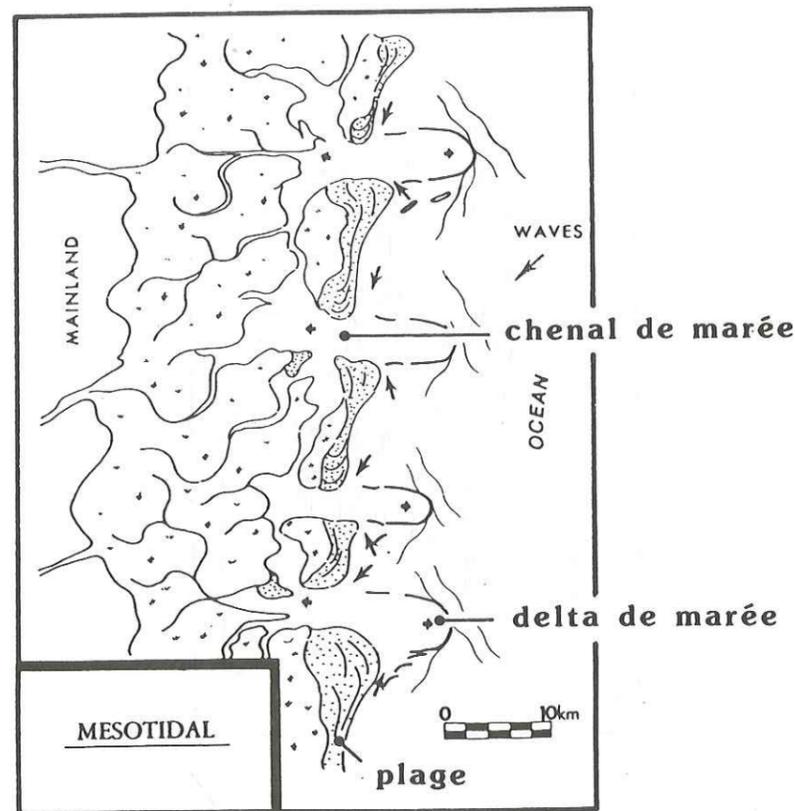


Fig. 40 : Modèle sédimentologique d'une barrière littorale en régime mésotidal (HAYES 1979). Les Calcarénites à bryozoaires du synclinal de Couz (fig. 37, 38 & 39) montrent des dépôts de plage, de delta tidal, de chenal et de plate-forme bioturbée. L'absence des faciès d'arrière barre (faciès protégés de basse énergie) s'explique en contexte transgressif par leur destruction progressive lors du recul de la ligne de rivage.

Une séquence régressive s'individualise sur la plate-forme proximale, dans les coupes de Malamille et des Cuchets (fig. 82, n° 53 et 49, fig. 34, 42). Cette dernière coupe sédimentologique est présentée sur la figure 41 afin d'illustrer cette séquence régressive.

Coupe sédimentologique des Cuchets (fig. 34 et fig. 82, n° 49)

Le sommet des dépôts du Campanien inférieur est représenté par une séquence strato- et granulo-croissante dans laquelle les Marnes et Marno-calcaires passent à des Calcarénites à bryozoaires.

Dans le détail, on note la répétition de deux cycles qui s'organisent de la façon suivante :

- à la base de chacun des cycles nous trouvons des calcaires bioclastiques crayeux et bioturbés (débris de bryozoaires, foraminifères benthiques). La matrice de ces faciès est micritique et la texture dépositionnelle est du type wackestone à packestone.
 - au sommet des cycles, ce sont des Calcarénites à bryozoaires propres (grainstones). Ces calcarénites présentent des stratifications entrecroisées. Une analyse géométrique de la stratification est présentée sur la figure 42. Les surfaces des bancs sont ondulantes et souvent convexes. La géométrie interne de ces ensembles de bancs où "corps sédimentaires ondulants" montrent des surfaces sédimentaires entrecroisées et fréquemment convexes également.
- Ce type de stratification peut être interprété comme du "Hummocky cross stratification" ce qui indique l'action dominante des vagues et/ou des tempêtes durant la sédimentation (BOURGEOIS 1980, AIGNER 1985).

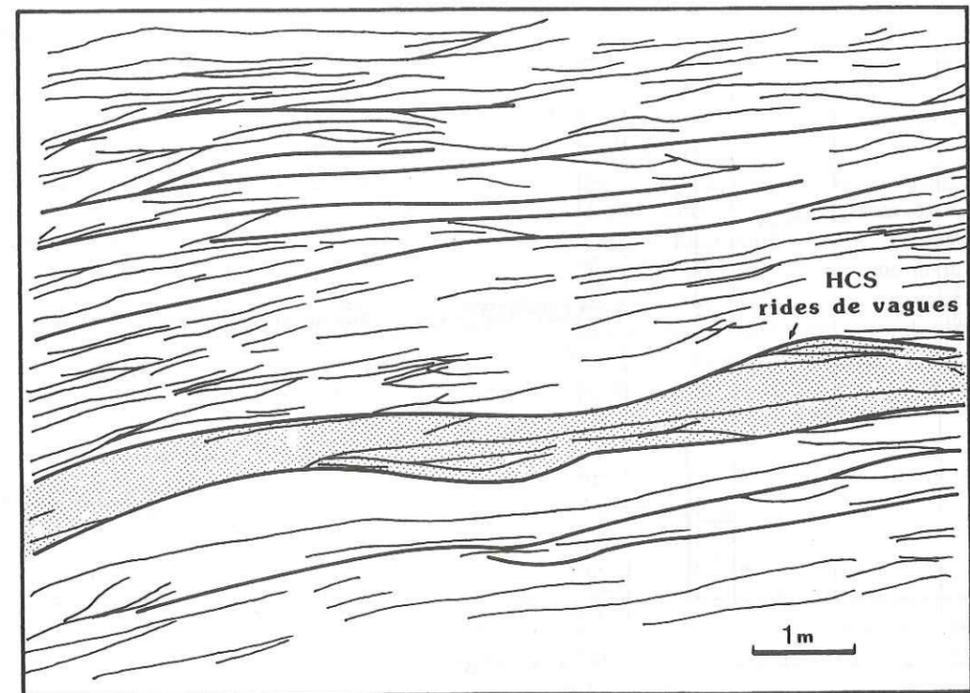


Fig. 41 : Cette figure a été dessinée d'après un montage photographique du niveau 3a de la coupe de Malamille (fig. 33). La stratification entrecroisée en "hummocky" témoigne de l'action dominante des vagues durant le dépôt.

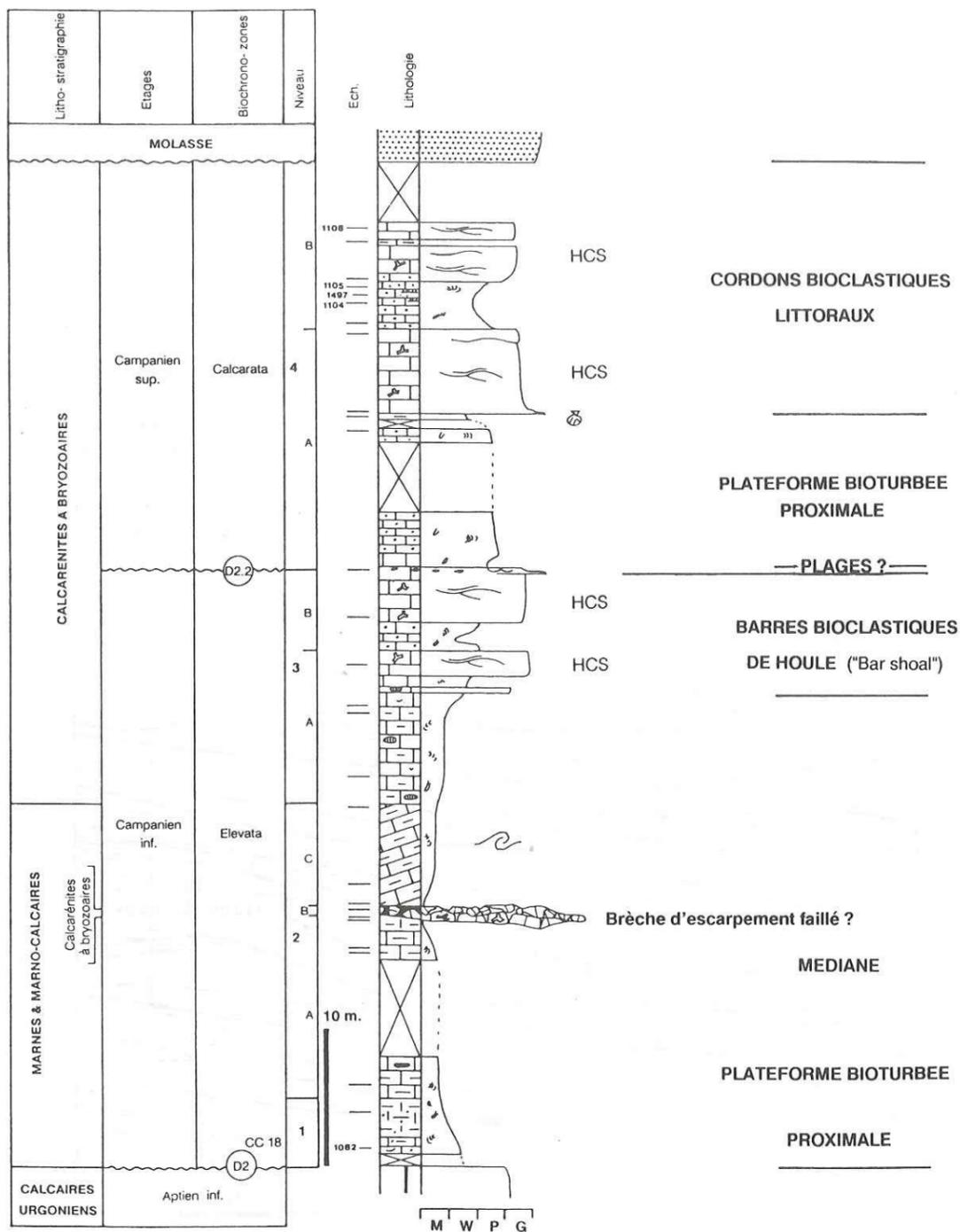


Fig. 42 : Coupes sédimentologique des Cuchets. Deux séquences de dépôts s'individualisent dans cette coupe. La première séquence est datée du Campanien inférieur, elle est constituée par des faciès de plate-forme bioturbée, équivalents latéraux du complexe de barrière littorale du synclinal de Couz. La partie médiane de cette séquence enregistre les traces d'une activité tectonique synsédimentaire (niv. 2b & 2c, brèche d'escarpement et troncature synsédimentaire). Le sommet de la séquence marque le retour à des environnements littoraux caractérisés par des barres bioclastiques de houle à "hummocky cross stratification". La seconde séquence (la troisième reconnue en Chartreuse occidentale) est datée du Campanien supérieur "terminal". Une lacune importante s'inscrit entre ces deux systèmes; elle correspond à la zone à *Ventricosa* et à la zone à *Calcarata* partie inférieure. Au sein de la seconde séquence, les faciès de plage ? évoluent rapidement aux faciès de plate-forme bioturbée. Ils sont relayés ensuite par une succession de cordons bioclastiques à "hummocky cross stratification" qui marquent le retour à un environnement littoral.

Interprétation sédimentologique et séquentielle

Le dispositif sédimentaire observé montre un empilement de corps sableux bioclastiques édifiés par les vagues. La répétition de plusieurs séquences régressives observées dans ces Calcarénites à bryozoaires (depuis des faciès de basse énergie jusqu'à des faciès de hautes énergies à structures HCS) permet d'envisager une migration latérale des corps sédimentaires bioclastiques. Ce dispositif sédimentaire peut être interprété comme des barres bioclastiques édifiées par la houle et migrant latéralement en réponse à une dérive littorale. Il constituerait alors un équivalent carbonaté des "bar shoal" décrits par DE RAAR *et al.* (1977) dans les séries détritiques carbonifères d'Irlande. Du point de vue de l'interprétation séquentielle, ces dépôts littoraux sont assimilables aux prismes de haut niveau marin.

En se déplaçant géographiquement vers les régions plus internes (de la Chartreuse orientale au Haut-Giffre), les dépôts du Campanien inférieur sont constitués par des micrites et des marno-calcaires hémipélagiques. La reconnaissance des divers éléments du système de dépôts devient difficile. On peut néanmoins préciser certains éléments.

Dans la coupe du Cucheron (fig. 82, n° 45), une dalle couverte d'inocérames est décrite dans la partie inférieure des Marno-calcaires (fig. 30). Cette surface présente certaines affinités avec un niveau de condensation.

Dans la coupe de la Fracette (fig. 82, n° 48), le premier banc de Calcaires marneux est limité par une surface perforée et rougie (fig. 28, fig. 44). Cette surface peut être assimilée soit à un niveau de condensation, soit à la surface basale de progradation définie dans le modèle de VAIL *et al.* (1987). Dans les deux cas, les faciès sous-jacents représenteraient les dépôts du cortège transgressif.

Sur la plate-forme médiane (Chartreuse occidentale), les premiers mètres de la série campanienne montrent une évolution transgressive. Les faciès débutent par des micrites bioclastiques et grés-glauconieuses qui passent progressivement à des Marno-calcaires bioturbés (coupe du Cucheron, fig. 30; coupe du Charmant-Som, fig. 31; coupe du Riou Brigou, fig. 32, coupe de Malamille, fig. 33; coupe des Cuchets, fig. 34). Sur la plate-forme distale (des Bauges au Haut-Giffre), une séquence à tendance transgressive est également mise en évidence à la base des Marno-calcaires. En effet, les couches basales à remaniements enregistrent un approfondissement des milieux de dépôts au niveau des populations de foraminifères et des ichnofaciès (chap. III.3.2.1). Par contre, la faible épaisseur (2 à 3 m) de ces différents dépôts transgressifs ne justifie pas la distinction d'un cortège transgressif au sens de la stratigraphie physique. De plus, la discrimination du cortège transgressif et du prisme de haut niveau n'est guère possible sur la plate-forme distale en raison de l'homogénéité des faciès. En conclusion, il paraît illusoire de rechercher les divers éléments d'un système de dépôts au sein des séries hémipélagiques campaniennes de la plate-forme médiane à distale.

Séquence du Campanien supérieur (zone à *Ventricosa*) associée à la D2.1.

D'après le schéma stratigraphique de la figure 36, la séquence du Campanien supérieur est très incomplète. Elle a disparu dans les zones frontales de la Chartreuse où les dépôts de cet âge n'existent pas. Ils ont été probablement érodés sous la discontinuité D2.2. La deuxième séquence campanienne est donc exclusivement représentée par des dépôts de plate-forme proximale à médiane observable dans les parties centrales de la Chartreuse.

Dépôts de bas niveau

Dans la coupe du Riou Brigou, il s'agit de quelques bancs décimétriques constitués par des calcarénites à bryozoaires interstratifiées dans les Marnes - Marno-Calcaires (fig. 32, niveau 2b). Les figures sédimentaires correspondent à des "hummocky cross stratification". Le milieu de sédimentation se situe dans la zone d'action des vagues de tempêtes et permet d'envisager par conséquent un abaissement relatif du niveau marin. Cet abaissement du niveau marin est encore perceptible dans la région du Charman-Som (fig. 33). Sur la plate-forme distale (Chartreuse orientale au Haut-Giffre) il n'est plus enregistré au niveau des lithofaciès.

Coupe sédimentologique du Charman-Som (fig. 43 et fig. 82, n° 54)

Niveau 2 : La base du Campanien "supérieur" (zone à *Ventricosa*) montre une séquence décimétrique strato- et granulo-décroissante. A la base ce sont des turbidites bioclastiques avec les termes Tac de la séquence de Bouma. Ces turbidites sont nettement amalgamées. Vers le haut, les turbidites deviennent moins épaisses et la granulométrie diminue. La séquence des figures sédimentaires est incomplète et seul le terme Tb est conservé. Latéralement, ce niveau stratigraphique passe à des marno-calcaires très slumpés. Cette zone slumpée d'environ 500 mètres de largeur et de 30 mètres d'épaisseur contient encore quelques turbidites fines elles-mêmes déformées.

Interprétation sédimentologique et séquentielle

Bien que les conditions d'affleurement ne permettent pas de cerner toutes les relations géométriques exactes, il est possible de proposer une interprétation sédimentologique qui intègre les différentes observations. Dans cette interprétation les turbidites amalgamées constitueraient le remplissage d'un chenal turbiditique donc les flancs étaient le siège de glissement synsédimentaire important (zone slumpée).

Du point de vue séquentiel, la mise en place de dépôt de tempêtes au Riou-Brigou (fig. 32) ainsi que le chenal turbiditique du Charmant-Som (fig. 31) témoigneraient d'une baisse relative du niveau marin qu'il est aisé de mettre en relation avec la discontinuité D2.1.

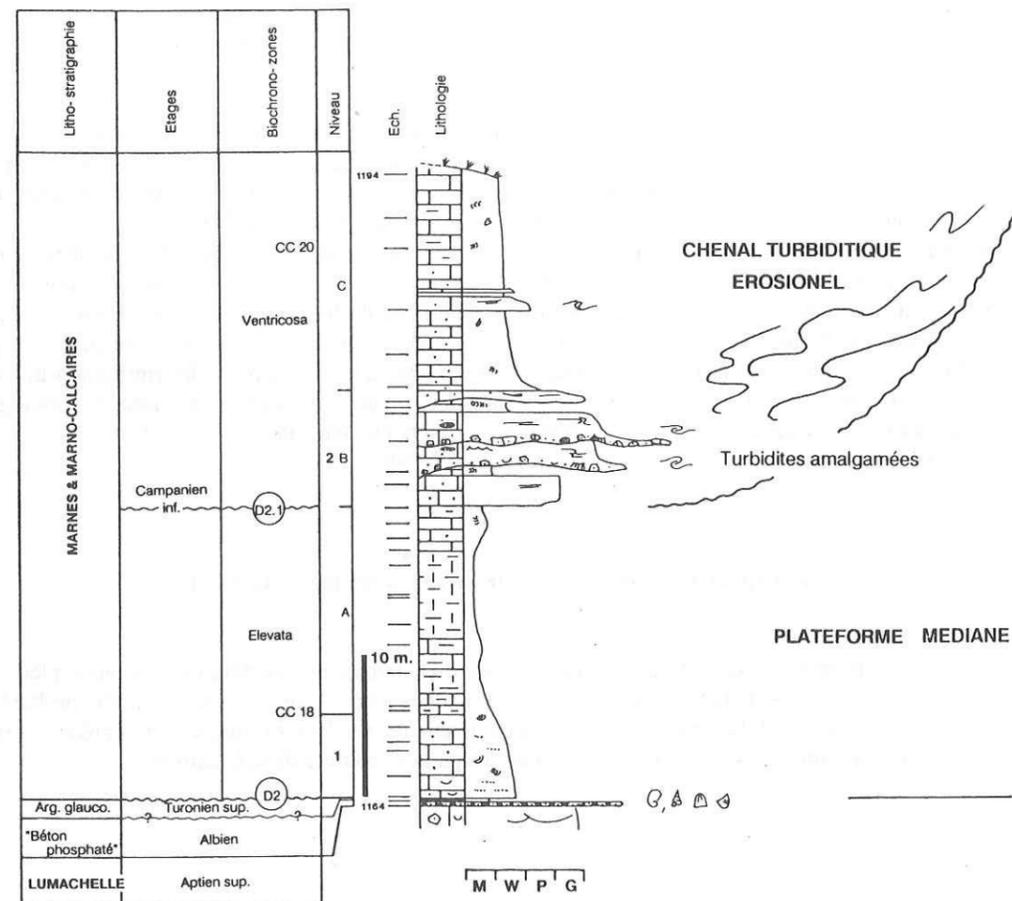


Fig. 43 : Coupe sédimentologique du Charmant Som (fig. 82 n° 54). Deux séquences de dépôts s'individualisent. La première est datée du Campanien inférieur et est constituée par des faciès de plate-forme médiane, équivalents latéraux au complexe de barrière littorale du synclinal de Couz. La seconde séquence est datée du Campanien inférieur, zone à *Ventricosa*. Les dépôts se placent stratigraphiquement en équivalent latéral de la lacune observée dans la coupe des Cuchets (fig. 42). Ils sont constitués par des turbidites calcaires organisées en remplissage de chenal turbiditique érosionnel.

Séquence du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur (zone à *Calcarata-Falsostuarti*) associée à la discontinuité D2.2

Evolution séquentielle en domaine de plate-forme proximale

Des faciès littoraux du Campanien terminal sont conservés sous la Molasse. Ils sont observables dans les coupes des Cuchets et de Malamille (fig. 82, n° 49 et 53).

Coupe sédimentologique des Cuchets (fig. 42)

Au-dessus de la discontinuité D2.2, la base du niveau 4 est constituée par 0,3 à 0,5 mètres de Calcarénites à bryozoaires et extraclastes micritiques. Ces Calcarénites exhibent des stratifications entrecroisées (cross bedding). Ce premier niveau correspond vraisemblablement aux vestiges d'une plage submergée.

Au-dessus (niv. 4a & 4b), les sédiments s'agencent suivant deux séquences granulo-croissantes. La base de chacune d'elles est représentée par des packstones bioclastiques et grés-glaucieux alors que leur partie supérieure montre des calcarénites à bryozoaires de haute énergie (grainstone). Les figures sédimentaires observées dans les calcarénites sont de type HCS.

La succession des faciès et des figures sédimentaires correspond à des cordons bioclastiques édifiés sous l'action des vagues et/ou des tempêtes. La succession de plusieurs cordons bioclastiques peut s'expliquer, en régime transgressif, par une forte production carbonatée balançant la montée relative du niveau marin.

Evolution séquentielle en plate-forme médiane

Coupe sédimentologique de la Fracette (fig. 44, niveau 3)

A la Fracette, le Campanien terminal-Maastrichtien inférieur est représenté par des Craies marneuses très bioturbées. A la base du niveau 3, les faciès sont finement bioclastiques avec une texture dépositionnelle de type wackestone.

A 30-35 m., ils deviennent progressivement plus marneux. Une passée discontinue, centimétrique de calcarénites à bryozoaires s'interstratifie dans cette unité. Cette intercalation de sables bioclastiques granoclassés correspond probablement à de petites tempestites distales.

Le sommet de la série devient progressivement plus calcaires et finement bioclastique. Des faciès finement grés-glaucieux assure la transition avec les Calcaires à silex. Cette dernière unité lithologique présente une texture dépositionnelle de type packstone fortement recristallisée.

Interprétation séquentielle

La zonation des faciès observée dans les dépôts du Campanien terminal - Maastrichtien inférieur de Chartreuse peut être assimilée au prisme de bordure de plate-forme associé à la discontinuité D2.2.

L'intervalle condensé

Les gisements de macrofaunes exploités dans les coupes des Gandy et du Château (fig. 81, n° 46 et 50; fig. 29) enregistrent probablement une période de sédimentation ralentie et de condensation. Ils sont interprétés ici comme le niveau condensé de la troisième séquence associée à la discontinuité D2.2.

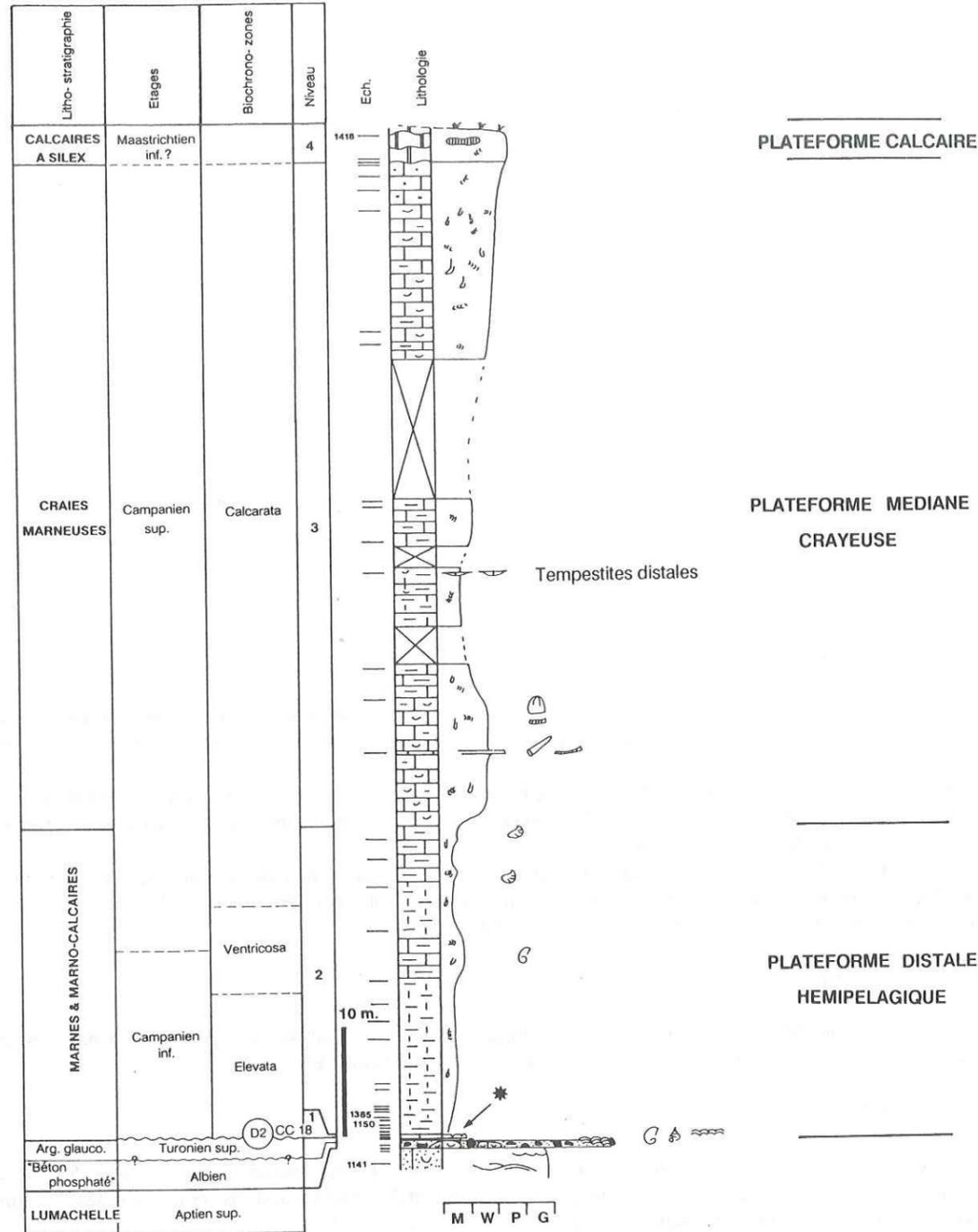


Fig. 44 : Coupe sédimentologique de la Fracette. Cette section illustre la succession sédimentologiques des Lauzes campano-maastrichtiennes de Chartreuse occidentale en domaine de plate-forme distale. Les trois séquences de dépôts sont ici moins individualisées. Les équivalents stratigraphiques des deux premières séquences sont constituées par des dépôts marneux et marno-calcaires de plate-forme hémipélagique (niv. 1 & 2). La troisième séquence (niv. 3) est l'équivalent stratigraphique, en domaine de plate-forme médiane, du système plage?/plate-forme bioturbée proximale/cordons bioclastiques littoraux à HCS de la coupe des Cuchets (fig. 41). Elle débute par des Craies marneuses bioclastiques auxquelles succède un intervalle plus marneux. Des passées de calcarénites à bryozoaires ont été resédimentées par des tempêtes dans cet horizon. La partie supérieure de la séquence enregistre le passage sédimentaire aux dépôts de plate-forme calcaire (Calcaires à silex).

III.5 CORRELATION CHARTREUSE OCCIDENTALE - CHARTREUSE ORIENTALE - BAUGES

Ce paragraphe a pour but de préciser la relation sédimentaire existant entre les dépôts campano-maastrichtiens de Chartreuse occidentale et ceux des massifs subalpins plus internes compris entre la Chartreuse orientale et le Haut-Giffre. Pour ce faire, cinq cartes de faciès montrent les passages latéraux de faciès entre la Chartreuse et les Bauges.

Dans ce dernier massif, les trois systèmes sédimentaires reconnus en Chartreuse ne s'individualisent plus au niveau de la lithologie et de la sédimentologie classique. C'est pourquoi une analyse paléo-écologique des populations de foraminifères benthiques a été réalisée dans deux coupes bien différenciées paléo-géographiquement. Cette approche a notamment permis de préciser les paléo-bathymétries des milieux de dépôts ainsi que leurs évolutions latérales en direction des régions plus internes du domaine étudié.

III.5.1 Corrélation des milieux de dépôts d'après l'analyse paléoécologique des foraminifères benthiques

Méthodologie :

Les deux coupes analysées sont positionnées géographiquement sur les 4 cartes de faciès présentées (fig. 45 à 48). La première coupe a été choisie en Chartreuse occidentale où se succèdent des dépôts de plate-forme moyenne. C'est la coupe de la Fracette qui a été étudiée en détail dans cette région (fig. 45). La seconde localité choisie se situe dans les Bauges où la série est essentiellement constituée par des Marno-calcaires de plate-forme externe. C'est la coupe de la Dent des Portes qui s'est avérée techniquement la plus favorable pour cette étude (fig. 47).

Le comptage des foraminifères benthiques a été réalisé sur les refus de tamis compris entre 2 millimètres et 125 microns. De cette façon, les courbes de fréquences présentées ici comprennent la totalité des assemblages de foraminifères benthiques.

En ce qui concerne l'interprétation des données brutes, plusieurs critères ont été retenus (déterminations et analyses réalisées par H. OBERHANSLI) :

- La diminution des faunes à tests arenacées (et l'augmentation corrélative des formes à tests calcaires) traduit une diminution du détritisme dans les sédiments, et par voie de conséquence l'éloignement des sources détritiques et des côtes.
 - Une forte proportion relative du genre *Nuttalides* sp. semble être un bon indicateur pour une augmentation de la bathymétrie.
 - A l'opposé, une forte représentation du genre *Arenobulimina* sp. est un indicateur pour une diminution de profondeur.
 - Le genre *Dentalina* semble quant à lui s'accommoder d'environnements un peu moins riches en oxygène.
 - Finalement, la fréquence des genres *Gavelinella* sp., *Stensioina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Cancriis* sp. et *Marginulina* sp. semble être liée aux variations bathymétriques mais leur interprétation est plus délicate.
- Les différents indicateurs considérés n'ont évidemment pas de valeurs absolues par eux-mêmes et il faut tenir compte de l'ensemble des données avant de formuler une interprétation.

Interprétation paléo-environnementale

Les courbes de fréquences présentées sur les figures 45 à 48 permettent d'appréhender les variations des milieux de dépôts entre les deux localités considérées et précisent la polarité paléogéographique décelée au niveau de la lithologie (cf. chap. III 4.3).

Une diminution sensible du rapport des formes à tests arenacées / à tests calcaires s'enregistre depuis la coupe de la Fracette (formes agglutinantes = 62 à 85 %, fig. 45) en direction de la coupe de la Dent des Portes (formes agglutinantes = 60 à 66 %, fig. 52). Ce gradient est à mettre en relation avec l'éloignement des sources détritiques dans les régions plus internes des chaînes subalpines et une profondeur probablement plus importantes des milieux de dépôts.

La distribution verticale (stratigraphique) des fréquences génériques est également plus constante à la Dent des Portes qu'à la Fracette. Cela traduit une plus grande "stabilité" du milieu, vis-à-vis des variations bathymétriques, à la Dent des Portes.

Ces observations convergentes incitent à postuler un approfondissement sensible des environnements sédimentaires en direction des Bauges. De plus, cette augmentation de profondeur est confirmée par les différents indicateurs

bathymétriques précédemment décrits et notamment par une augmentation de fréquence du genre *Nuttalides* sp. Les profondeurs moyennes peuvent être estimées, sur la base de ces différents critères et de façon approximative, à environ 150-200 mètres à la Fracette (Chartreuse) et à 300-500 ? mètres à la Dent des Portes (Bauges). Il paraît alors tout à fait raisonnable d'extrapoler ces profondeurs qui pourraient atteindre 500 mètres ou plus dans les massifs très internes de Platé et du Haut-Giffre.

En domaine de plate-forme moyenne, l'évolution stratigraphique des assemblages de foraminifères benthiques durant le Campanien-Maastrichtien inférieur montre certains éléments importants qui complètent l'analyse sédimentologique et séquentielle (chap. III 4.3.3). Les courbes de fréquence ne sont pas décrites en détail ici, seules les interprétations paléo-bathymétriques sont commentées.

Dans la coupe de la Fracette, les courbes de fréquences des benthiques sélectionnés sur la figure 46 montrent plusieurs évolutions importantes.

En premier lieu il faut signaler une tendance générale à la diminution de profondeur depuis la base des Marno-calcaires jusqu'aux Calcaires à silex. Cette tendance régressive se marque par la diminution puis la disparition des *Nuttalides* sp., une diminution des *Dentalina* sp., une augmentation des *Arenobulimina* sp. ainsi que des *Gavelinella* sp.

Une analyse plus fine permet de cerner plusieurs tendances transgressives - régressives dans cette série. Dans la succession de Marno-calcaires, on note un maximum de profondeur (éch. fv 1394) à la limite des zones à *Elevata* - *Ventricosa* (limite Campanien inf.-sup.) et un minimum (éch. fv 1399) à la base de la zone à *Calcarata* (Campanien terminal). De plus, la base des Craies marneuses correspond à un maximum (éch. fv 1401) secondaire de profondeur.

A partir de ces éléments, il est possible de tracer une courbe paléo-bathymétrique approximative des dépôts campano-maastrichtiens. Depuis la discontinuité D2 à la base de la série, les profondeurs de sédimentation des Marno-calcaires augmentent durant la zone à *Elevata* et jusqu'à la limite des zones à *Elevata* - *Ventricosa*. Elles diminuent ensuite durant la zone à *Ventricosa* et la base de la zone à *Calcarata*, le minimum se situant à la transition lithologique des Marno-calcaires aux Craies marneuses.

Un approfondissement des milieux de dépôts est nettement discernable durant le Campanien supérieur (zone à *Calcarata* partie inférieur) dans les 15 premiers mètres des Craies marneuses. Le sommet de la série se caractérise par une diminution progressive de profondeur qui aboutit à l'installation des Calcaires à silex.

La comparaison de cette courbe paléo-bathymétrique avec le découpage séquentielle proposé au chapitre III.4.3, et notamment la position des discontinuités reconnues, permet de constater une bonne corrélation. Les discontinuités D2 au mur de la série et D2.2, séparant les systèmes de dépôts du Campanien "supérieur" et du Campanien terminal - Maastrichtien inférieur, sont enregistrées par le benthos comme des événements eustatiques. La discontinuité D2 est suivie par un approfondissement marqué. C'est le premier mouvement transgressif du Campanien inférieur. La discontinuité D2.2 quant à elle se marque par une diminution nette de profondeur qui correspond à une baisse eustatique relative. Elle est suivie par un mouvement transgressif (intervalle transgressif). Le sommet de la séquence correspond à un mouvement régressif.

Par contre, la discontinuité D2.1 qui se situe à la limite des zones à *Elevata* et à *Ventricosa*, ne paraît pas enregistrée comme une variation relative du niveau marin. En effet, la position stratigraphique de cette discontinuité correspond au maximum de profondeur constaté dans les Marno-calcaires. Cette constatation amène à penser que la baisse eustatique liée à la discontinuité D2.1 pourrait être complètement oblitérée sur la plate-forme moyenne par un phénomène tectonique synsédimentaire (partie interne de la Chartreuse occidentale).

Dans la coupe de la Dent des Portes, les données paléo-écologiques sont trop fragmentaires pour construire une courbe paléo-bathymétrique pour l'ensemble de la série. Néanmoins, une courbe partielle peut être proposée pour les couches de base à remaniement (cf. chap. III.3.2.1).

Les courbes de fréquences des benthiques (fig. 47 & 48) enregistrent sans conteste un approfondissement au dessus de la discontinuité D2. Cet approfondissement se marque par une augmentation rapide des *Nuttalides* sp. ainsi que des *Stensioina* sp. entre les échantillons fv 985 et 986. Le rapport des formes à "tests arénacés / tests calcaires" diminue également durant cet intervalle. Au niveau de l'extrême base de la série, (éch. fv 984) l'interprétation semble plus délicate. En effet, le rapport "arénacés / calcaires" est inversé. De plus, les genres *Glomospira* sp., *Dentalina* sp. et *Neoflabellina* sp. sont "fortement" représentés. Ces caractéristiques pourraient être déterminées par la baisse relative du niveau marin liée à la discontinuité D2 et les phénomènes de remaniements qui lui sont liés (cf. chap. III.3.2). Il faut signaler à ce propos que le genre *Neoflabellina* sp. est une forme réputée résistante à la dissolution ce qui pourraient expliquer son abondance à la base.

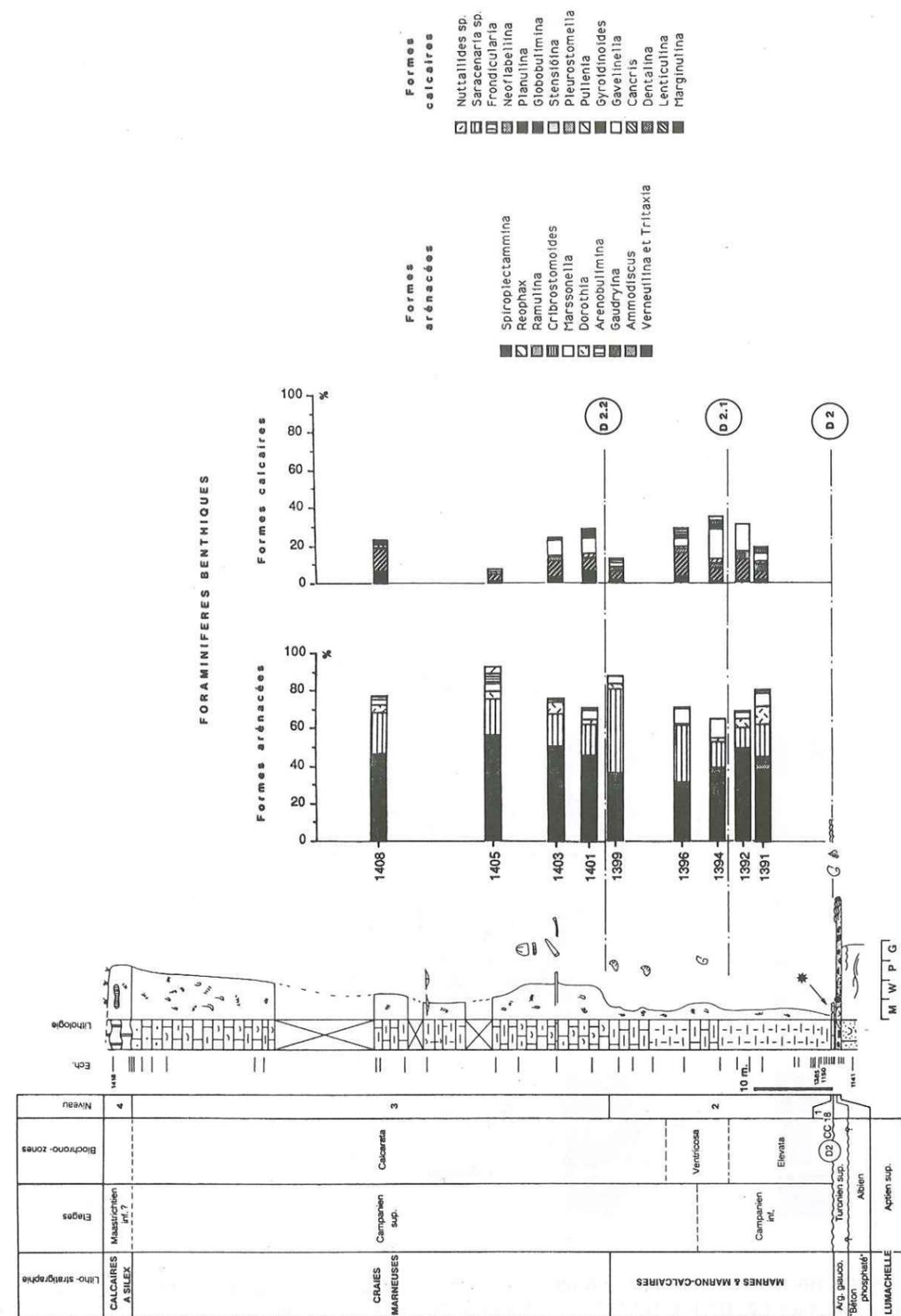


Fig. 45 : Distribution des foraminifères benthiques dans la coupe de la Fracette (fig. 82, n° 48). Les formes à tests arénacés sont nettement plus abondantes que les formes à tests calcaires. Cela traduit un faible éloignement des sources d'apport détritiques, et par conséquent des côtes. L'évolution séquentielle en domaine de plate-forme distale (niv. 1 & 2) et médiane (niv. 3) semble influencer les populations de foraminifères benthiques. Le détail de l'interprétation est donné dans le texte (cf. chap. III 5.1).

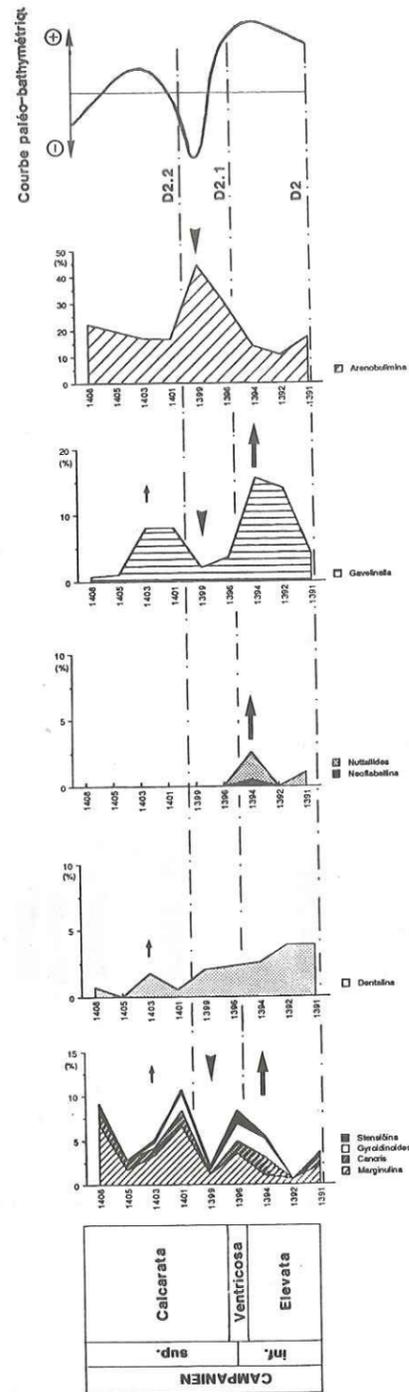


Fig. 46 : Distribution des foraminifères benthiques sélectionnés dans la coupe de la Fracette. La position attendue des discontinuités D2, D2.1 & D2.2 séparant les trois séquences de dépôts est figurée par les traits tirés. Les flèches grasses indiquent le maximum et le minimum de profondeur. La flèche fine indique un maximum secondaire. La courbe des profondeurs interprétées indique un mouvement transgressif très marqué durant la première et la seconde séquence (max. éch. fv 1394). La bathymétrie restant importante jusqu'au sommet de cette seconde séquence, la discontinuité D2.1 ne s'individualise pas comme un événement eustatique sur la plate-forme distale de Charteuse occidentale. Par contre, la profondeur de sédimentation diminue très rapidement à l'extrême sommet de la seconde séquence, quelques décimètres sous la base des Craies marneuses. Ce mouvement régressif correspond une baisse du niveau marin liée à la discontinuité D2.2. Ensuite de quoi les profondeurs augmentent à nouveau légèrement à la base des Craies marneuses (minimum secondaire éch. fv 1403). Une tendance à la diminution de profondeur semble s'amorcer finalement vers le sommet de la série.

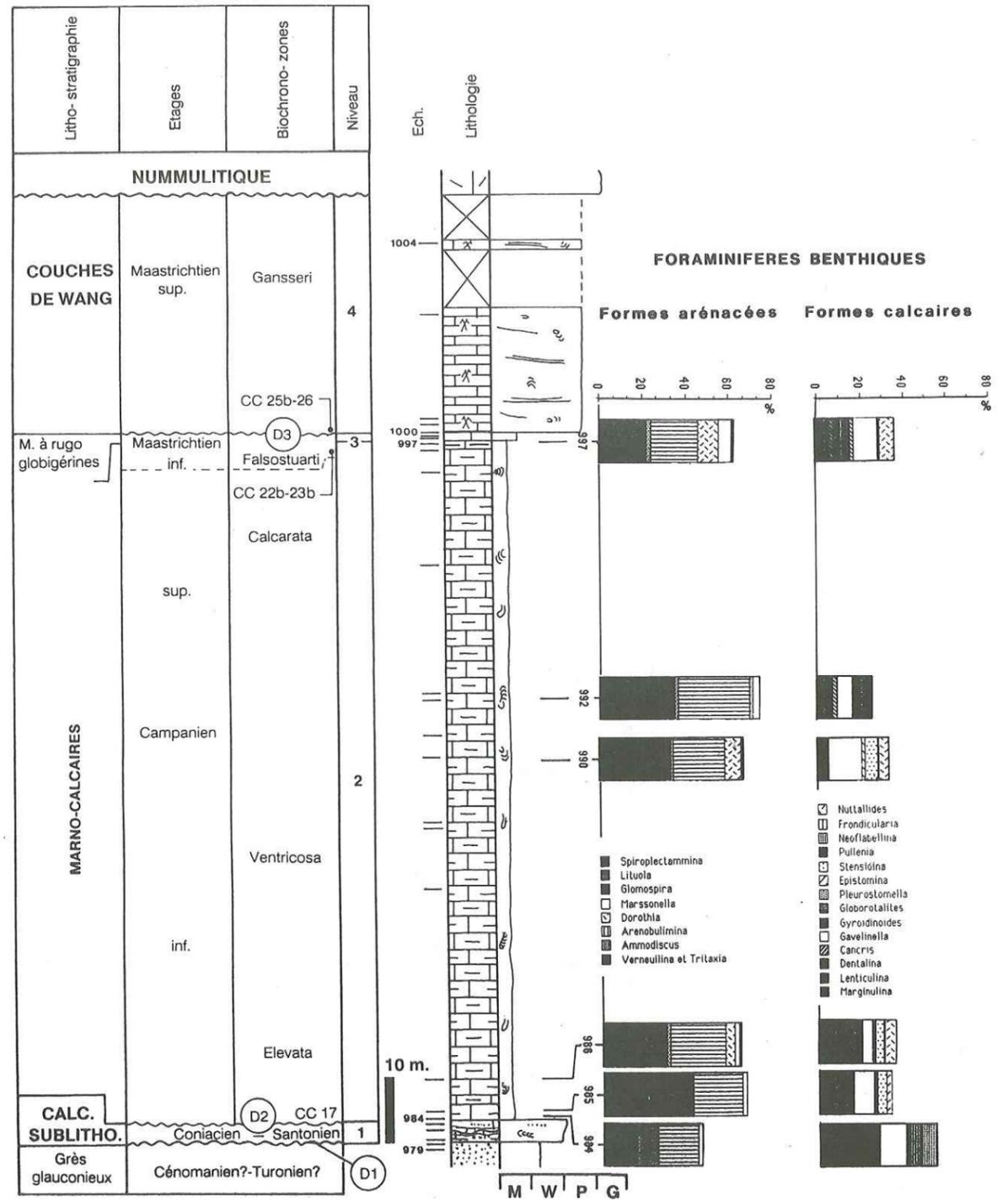


Fig. 47 : Distribution des foraminifères benthiques dans la coupe de la Dent des Portes (fig. 82, n° 36). La proportion des formes à tests arénacés est ici moins importante et plus constante stratigraphiquement que dans la coupe de la Fracette (fig. 46). Ces caractéristiques paléocéologiques indiquent un éloignement plus important des sources détritiques et des côtes ainsi qu'un milieu de sédimentation plus stable, très peu influencé par les variations du niveau marin.

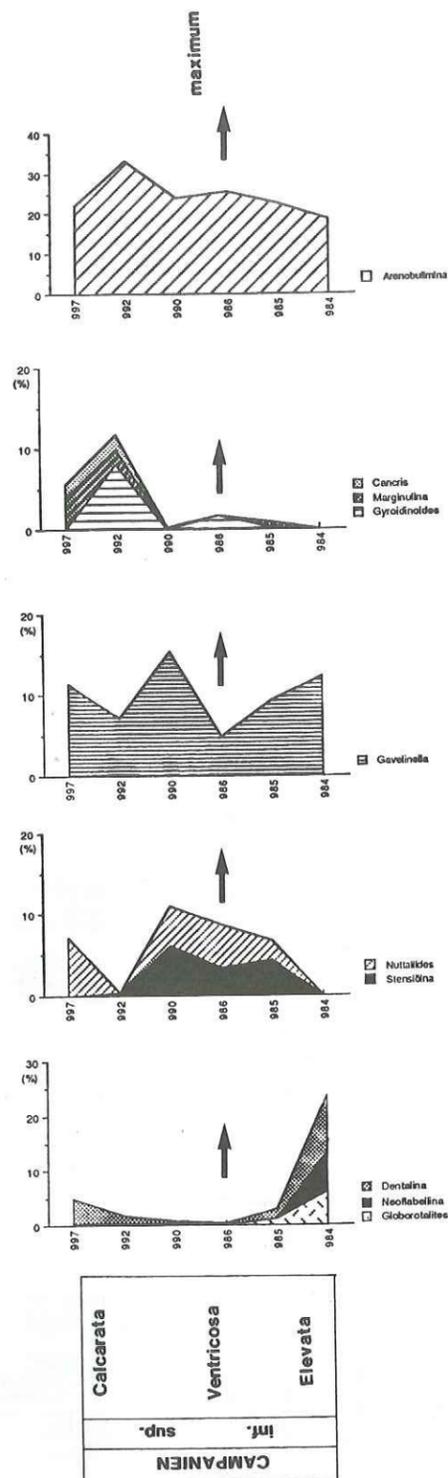


Fig. 48 : Coupe de la Dent des Portes, benthiques sélectionnés. L'interprétation paléo-bathymétrique indique un net approfondissement au-dessus de la discontinuité D2. Une profondeur relativement importante est atteinte durant les zones à *Elevata* et à *Ventricosa* (éch. fv 986-990, flèche grasse). Ce mouvement transgressif, situé à la base des Marno-calcaires, est sensible dans tout le domaine. Dans le sommet de la série, l'échantillonnage est trop large pour cerner avec certitude les variations bathymétriques. Il se pourrait néanmoins que la limite ? des zones à *Ventricosa* et à *Calcarata* corresponde à une diminution de profondeur (éch. fv 992, flèche fine). Cet événement écologique pourrait enregistrer de façon atténuée la baisse eustatique liée à la discontinuité D2.2. Cette baisse eustatique a sans doute déterminé la mise en place de la plate-forme crayeuse en Chartreuse occidentale (fig. 44, 45, 46).

III.5.2 Corrélations des dépôts du Campanien inférieur (zone à *Elevata*) (fig. 36, cartes des fig. 49 & 50)

Carte de la figure 49.

Durant la transgression du Campanien basal, une barrière littorale mésotidale ? s'est développée en Chartreuse occidentale. Les premiers dépôts littoraux de calcarénites à bryozoaires (plage submergée relayée par un système de barrière littorale avec delta tidal) évoluent latéralement, en Chartreuse orientale, à des micrites gréso-glauconieuses puis des Marno-calcaires. Ces derniers faciès représentent une sédimentation en domaine de plate-forme médiane. Dans les Bauges et plus à l'est, des Marno-calcaires hémipélagiques caractérisent des environnements de plates-formes distales. Dans ces régions, la base de la série est caractérisée par des faciès de remaniements liés à la baisse eustatique relative associée à la discontinuité D2 (fig. 36).

Carte de la figure 50.

Cette carte illustre les dépôts régressifs sédimentés au sommet du premier système de dépôt campanien, sous la discontinuité D2.1. En Chartreuse occidentale (coupe des Cuchets, fig. 81 n° 49, fig. 34 et 42), ces dépôts datés de la zone à *Elevata* reposent sur des marno-calcaires hémipélagiques et sont caractéristiques d'environnements peu profonds. La sédimentation de barres bioclastiques littorales est dominée par la houle. Dans les régions plus internes, de la Chartreuse au Haut-Giffre, la sédimentation durant la zone à *Elevata* est caractérisée par un régime marno-calcaire sans qu'aucune tendance régressive ne soit détectable (fig. 50).

III.5.3 Corrélations des dépôts du Campanien "supérieur" (zone à *Ventricosa*) (fig. 51)

Carte de la figure 51.

Cette carte de faciès précise les faciès rencontrés à la base du second système de dépôt campanien, au-dessus de la discontinuité D2.1. En Chartreuse occidentale, les premiers dépôts à la base de la zone à *Ventricosa* sont régressifs. Ce sont des Calcarénites à bryozoaires peu épaisses mises en place par des tempêtes. Latéralement en direction interne, la sédimentation devient rapidement hémipélagique. Une première bande paléogéographique d'orientation NNE-SSW correspond à des micrites gréso-glauconieuses et bioclastiques. Un chenal turbidique érosionnel entaille ces dépôts au Charmant Som (S-W de la carte). Dans les parties internes de la Chartreuse occidentale, les dépôts deviennent plus argileux. Ce sont de véritables marnes hémipélagiques. A partir de la Chartreuse orientale et jusqu'au Haut-Giffre, la sédimentation est à nouveau légèrement plus carbonatée, elle est représentée par des marno-calcaires hémipélagiques de plate-forme distale.

III.5.4 Corrélations des dépôts du Campanien terminal - Maastrichtien inférieur (zone à *Calcarata* - zone à *Falsostuarti*) (fig. 52, 53)

Carte de la figure 52.

Cette carte de faciès illustre l'agencement spatial des dépôts du troisième système sédimentaire reconnu, au-dessus de la discontinuité D2.2 associée. En Chartreuse occidentale, la zone à *Calcarata* (Campanien terminal) est caractérisée par des environnements de plate-forme proximale à médiane. Des cordons bioclastiques littoraux se sont installés dans ces régions. Latéralement en direction interne, ils passent aux Craies marneuses déposées en domaine de plate-forme médiane à distale. En Chartreuse orientale et dans les massifs subalpins plus orientaux, la sédimentation est uniformément représentée par des marno-calcaires hémipélagiques de plate-forme distale.

Carte de figure 53.

La seconde carte illustre les faciès rencontrés au sommet de la série, sous les érosions tertiaires ou les Couches de Wang.

Au Maastrichtien inférieur, la Chartreuse occidentale voit se développer une plate-forme carbonatée constituée par les Calcaires à silex. Ces dépôts marquent le stade ultime du grand mouvement régressif envisagé précédemment (cf. chap. III 5.1).

Le passage à la Chartreuse orientale semble correspondre à une pente sédimentaire qui a généré les résédimentations observées dans le synclinal de Granier (coupe du col de Bellefond, fig. 81 n° 52). De la Chartreuse orientale aux Bauges, les dépôts sommitaux sont plus carbonatés et sont représentés par les Micrites à rugoglobigérines (cf. chap. III.3.3.2)

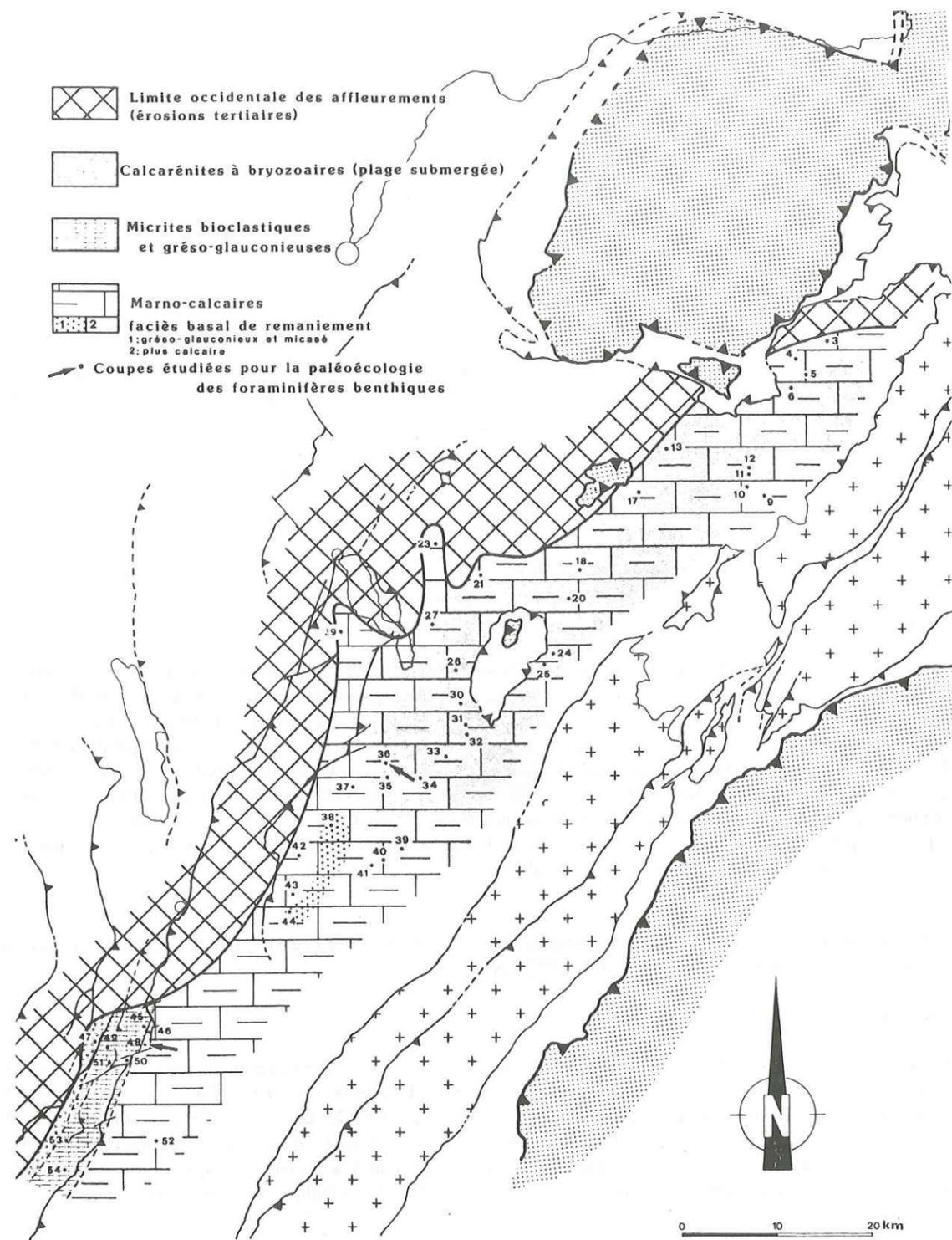


Fig. 49 : Carte des faciès du Campanien inférieur (zone à *Elevata*) en Chartreuse et le Haut Giffre. L'agencement des faciès correspond au cortège transgressif de la première séquence. La polarité paléogéographique s'établi d'E en W, avec la zone littorale située à l'ouest de la Chartreuse et la plate-forme distale à l'E du domaine.

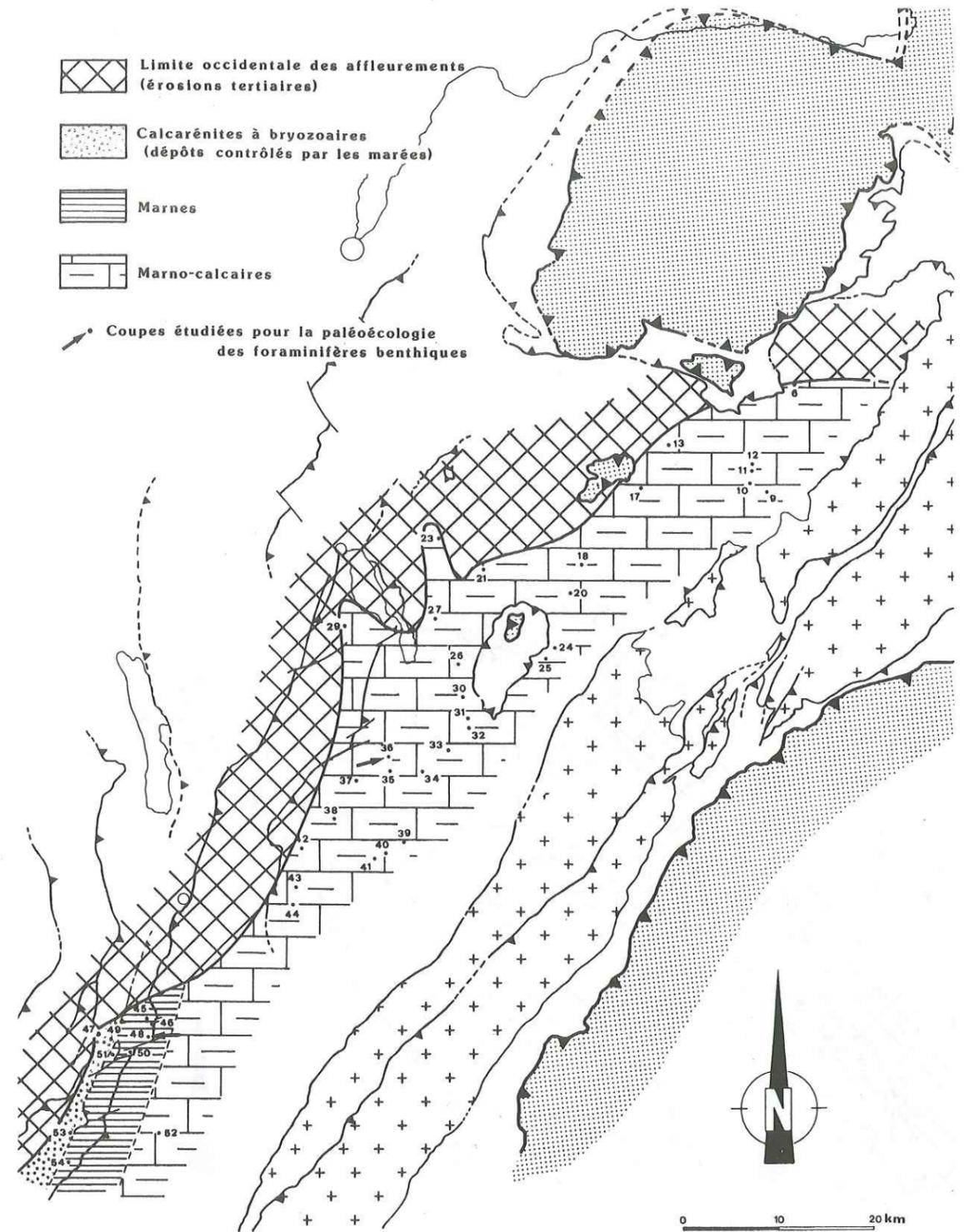


Fig. 50 : Carte des faciès du Campanien inférieur (partie supérieur de la zone à *Elevata*) en Chartreuse et dans le Haut-Giffre. L'agencement des faciès correspond au prisme de haut niveau de la première séquence. Une zone faciologique constituée par des marnes s'individualise entre la barrière littoral à l'W (fig. 37 & 40) et les Marno-calcaires de plate-forme distale à l'E.

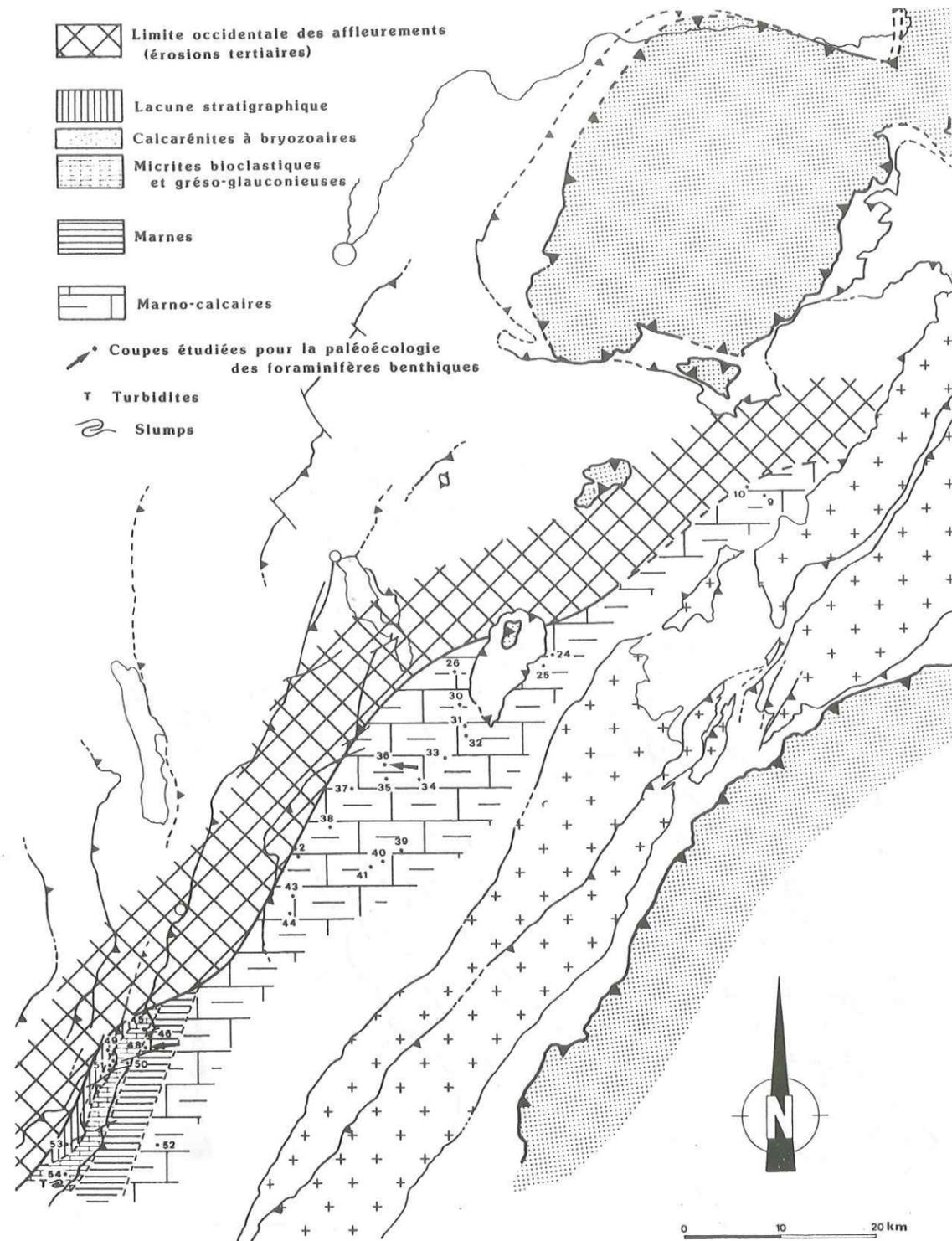


Fig. 51 : Carte des faciès du Campanien "supérieur" (base de la zone à *Ventricosa*) en Chartreuse et dans le Haut-Giffre. L'agencement des faciès correspond aux dépôts transgressifs de la deuxième séquence associée à la discontinuité D2.1. Outre la lacune stratigraphique des régions occidentales de Chartreuse, les faciès de Calcarénites à bryozoaires (tempestites) passent latéralement à des dépôts fins de plate-forme proximale localement entaillés par un chenal turbiditique (Micrites bioclastiques et grésoglaucוניeuses). Une zone de marnes assure vers l'E la transition aux faciès marno-calcaires de plate-forme distale hémipélagique.

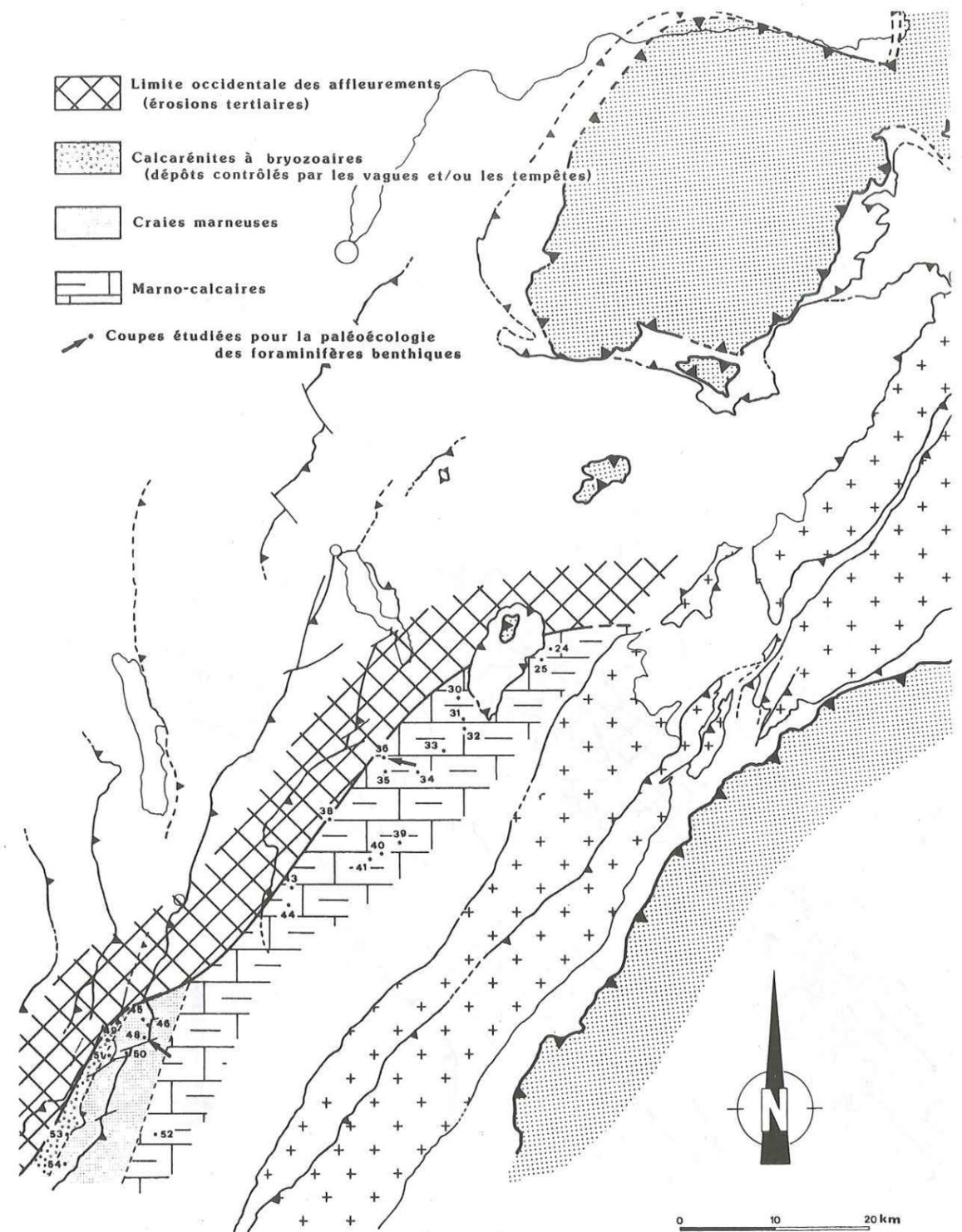


Fig. 52 : Carte des faciès du Campanien terminal (partie supérieure de la zone à *Calcarata*) en Chartreuse et dans le Haut-Giffre. L'agencement des faciès correspond à la partie inférieure du prisme de bordure de plate-forme de la troisième séquence associée à la discontinuité D2.2. Les faciès littoraux de Calcarénites à bryozoaires à HCS passent latéralement aux Craies marneuses caractéristique de la plate-forme proximale. Sur la plate-forme distale, les Marno-calcaires caractérisent une sédimentation hémipélagique.

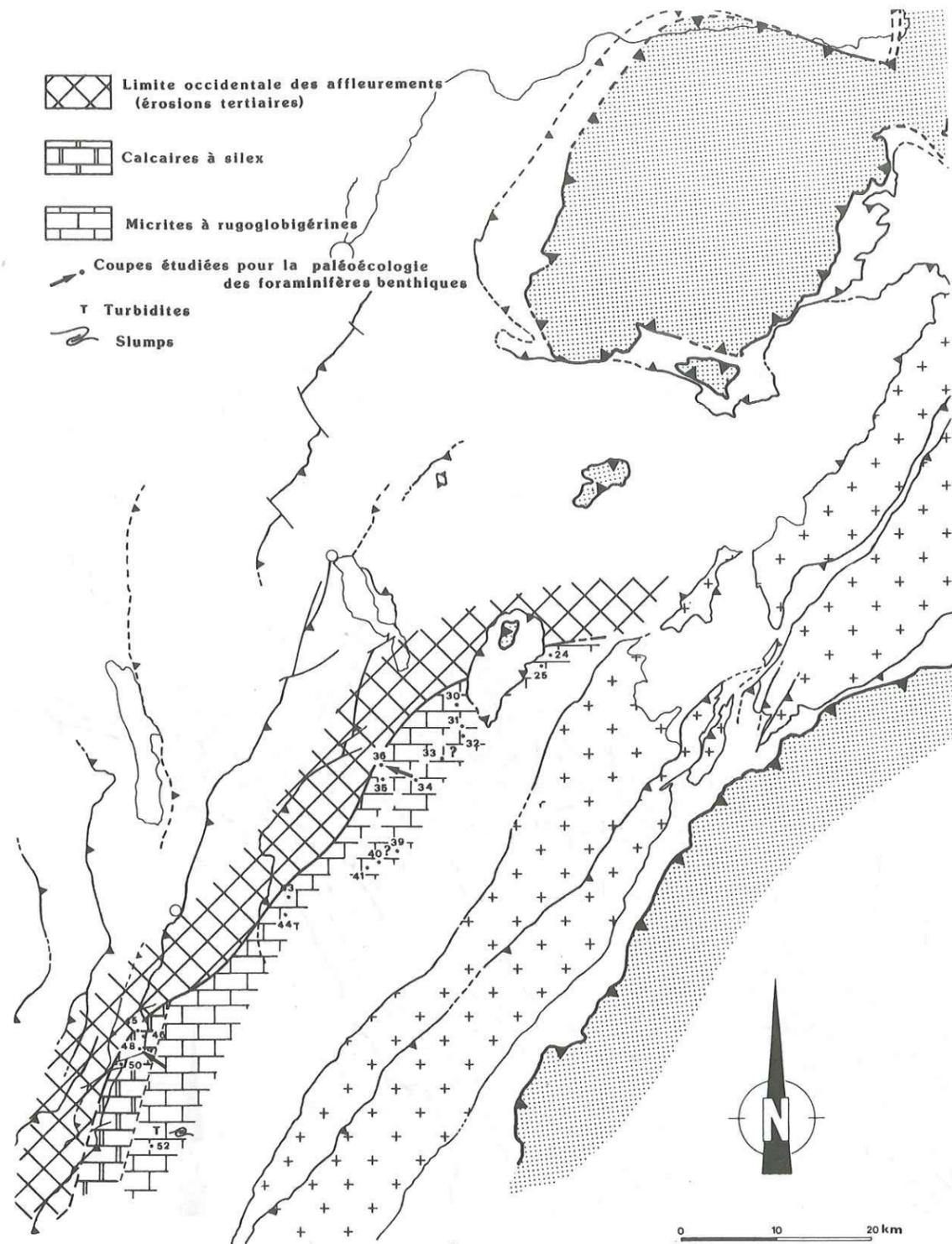


Fig. 53 : Carte des faciès du Maastrichtien inférieur (zone à *Falsostuarti*) en Chartreuse et dans le Haut-Giffre. L'agencement des faciès correspond à la partie moyenne ? à supérieure ? du prisme de bordure de plate-forme de la troisième séquence. La plate-forme calcaire (Calcaires à silex) a largement progradé sur les dépôts de plate-forme proximale (Craies marneuses de Chartreuse occidentale). La sédimentation devient dès lors calcaire sur la plate-forme distale (Micrites à rugoglobigérines). Une paléo-pente sédimentaire assure la transition entre ces deux aires de sédimentation. Elle se situe en Chartreuse orientale, dans le synclinal du Granier et est soulignée par des slumpings et des resédimentations.

CHAPITRE IV : LES COUCHES DE WANG

IV.1 INTRODUCTION

IV.2 PUISSANCE ET REPARTITION

IV.3 DISCONTINUITÉ BASALE D3

IV.4 STRATIGRAPHIE

Analyse biostratigraphique
 Les coupes : Roc de Viuz, Villaret, Aillons le Jeune

IV.5 ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE

- 5.1 Microfaciès
- 5.2 Paléo-écologie des foraminifères benthiques et milieu de dépôt
- 5.3 Figures d'érosion
- 5.4 Figures de dépôt
- 5.5 Agencement séquentiel et évolution latérale
- 5.6 Discussion et interprétation

CHAPITRE IV : COUCHES DE WANG

IV.1 INTRODUCTION

La Formation de Wang (STACHER 1980), ou les Couches de Wang (VILLARS 1988) constitue le terme lithologique le plus élevé de la série du Crétacé supérieur dans les chaînes subalpines septentrionales. Elles sont limitées au toit par le Nummulitique discordant et à la base par le sommet des Marno-calcaires.

D'après les premières cartes géologiques de HOLLANDE (1881), DOUXAMI (1897) et LUGEON (1900), elles sont connues dans les Bornes et les Bauges sous le nom de "calcaires et schistes fétides".

Au Mont-Charvin, elles ont livré des oursins (*Ananchites* sp., *Micraster* sp.) et des débris d'inocérames (HOLLANDE, 1881). En 1934, MORET décrit ces dépôts sous l'appellation "Calcaires et schistes noirs à Jérémnelles" et établit l'analogie de faciès avec les "Couches de Wang" des nappes helvétiques et ultrahelvétiques. Cette comparaison lui permet de proposer un âge maastrichtien. Par la suite, cet équivalent des "Couches de Wang" fut signalé jusqu'à l'extrémité sud des Bauges (MARTINI, 1968; DOUDOUX & COLETTA, 1975; RIVANO-GARCIA, 1978; GARDUNO-MONROY, 1981) et son âge campano-maastrichtien admis par corrélation avec les nappes helvétiques (HANKTE, 1966). Dans les unités helvétiques, STACHER (1980) a défini formellement la Formation de Wang et en a affiné la stratigraphie et la paléogéographie.

IV.2 PUISSANCE ET REPARTITION

Dans les chaînes subalpines septentrionales, l'épaisseur des Couches de Wang préservée par l'érosion tertiaire augmente d'Ouest en Est et les zones isopaques s'allongent suivant une direction subméridienne (Fig. 54). Les Couches de Wang disparaissent brutalement dans le SE des Bornes en raison d'une importante faille nummulitique d'orientation N110E observée au Mont-Charvin (VILLARS *et al.*, 1988). A la faveur de cet accident, l'érosion nummulitique a décapé les Couches de Wang dans le compartiment haut situé au NNE alors qu'une série très épaisse (200 m) a été conservée dans le compartiment affaissé au SSW (sommet du Mont-Charvin). Cette disposition souligne le rôle prépondérant joué par les érosions nummulitiques au niveau des épaisseurs de Couches de Wang actuellement conservées (fig. 55).

IV.3 DISCONTINUITÉ BASALE D3

Les Couches de Wang sont limitées au mur par une discontinuité érosive. Cette surface d'érosion recoupe la stratification des Marno-calcaires de façon spectaculaire au Mont-Charvin (Fig. 56).

C'est au NE des Bauges, à la Montagne de Seythenex, que l'érosion basale liée à la discontinuité D3 est la plus profonde. La carte présentée à la figure 57 montre les Couches de Wang qui reposent sur des Calcaires sublithographiques très peu épais le long du chemin forestier menant au Montriond. A cet endroit, le contact est malheureusement couvert mais l'épaisseur conservée sous la discontinuité ne semble guère excéder 5 mètres (coupe des Vuarnoz, fig. 73 et fig. 81, n° 33). Sur le chemin forestier supérieur, situé à 100 mètres plus au sud, on voit parfaitement les Couches de Wang reposer sur les grès glauconieux de la Formation des Aravis.

La zone d'érosion repérée dans ce secteur est très limitée mais il est malheureusement impossible d'en définir les contours précis en raison de la couverture végétale importante. La série sénonienne est à nouveau épaisse (250 m) à environ 3 kilomètres au Nord, dans les torrents de St-Ruph et du Bard et cette zone d'érosion pourrait correspondre à un sillon étroit.

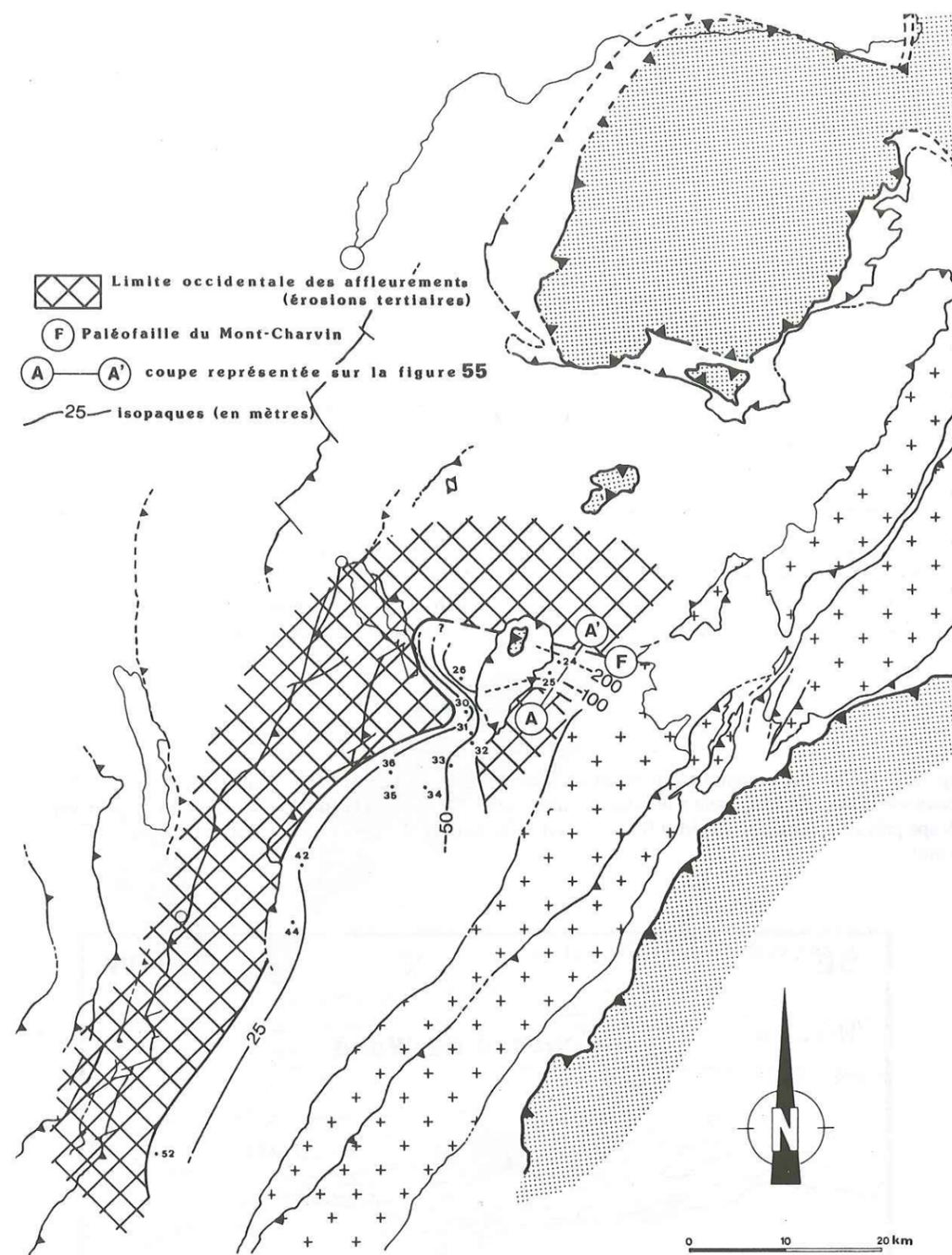
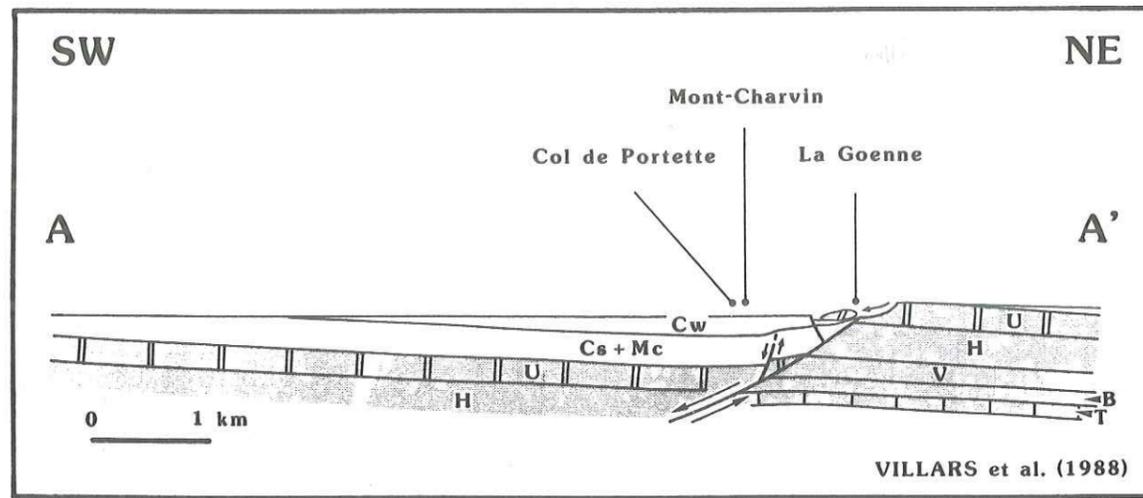


Fig. 54 : Carte des épaisseurs des Couches de Wang préservées par l'érosion nummulitique. Cette carte met en évidence le rôle prépondérant joué par les érosions nummulitiques au niveau de la répartition et de la puissance des Couches de Wang actuellement conservée dans les Chaînes subalpines septentrionales. On note un épaississement progressif du SW en direction du NE, les Couches de Wang atteignant 200 m. au Mont Charvin. Dans ce secteur, elles disparaissent brutalement à la faveur d'érosions nummulitiques différentielles provoquées par le jeu d'une faille anté- à syn-nummulitiques. Cette paléofaille du Charvin (F) est illustrée sur la figure 55 suivant une coupe A-A'.



Cw: Couches de Wang
 Cm: Marno-calcaires
 Cs: Calcaires sublithographiques
 U: Calcaires urgoniens
 H: Calcaires hauteriviens
 V: Marnes valanginiennes
 B: Alternances marno-calcaires berriasiennes
 T: Calcaires tithoniques

Fig. 55 : Faille anté-nummulitique du Mont-Charvin. Une épaisse série de Couches de Wang (200 m.) est conservée dans le compartiment SW effondré, alors qu'au NE de la faille normale, les érosions nummulitiques ont décapé près de 500 mètres de séries (F. des Aravis, Calcaires sublithographiques, Marno-Calcaires et Couches de Wang).

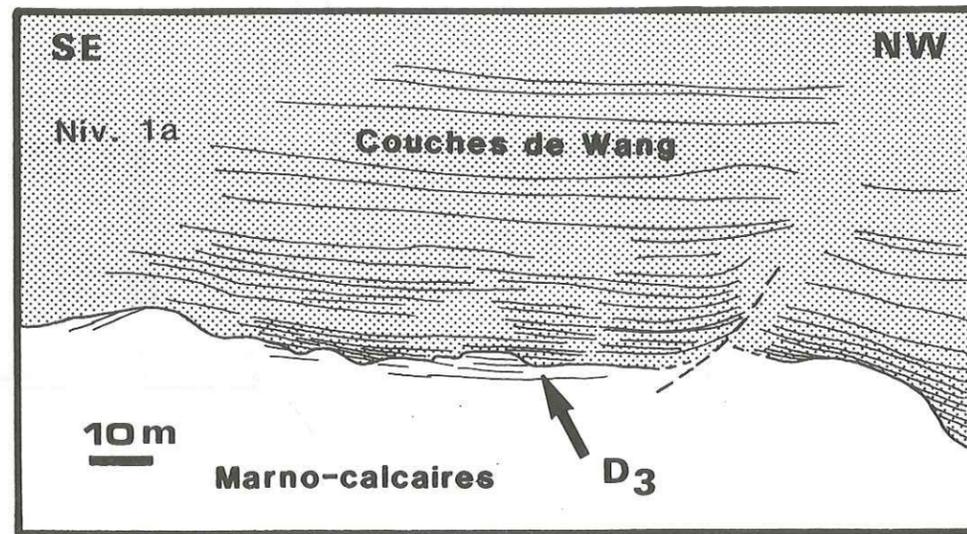
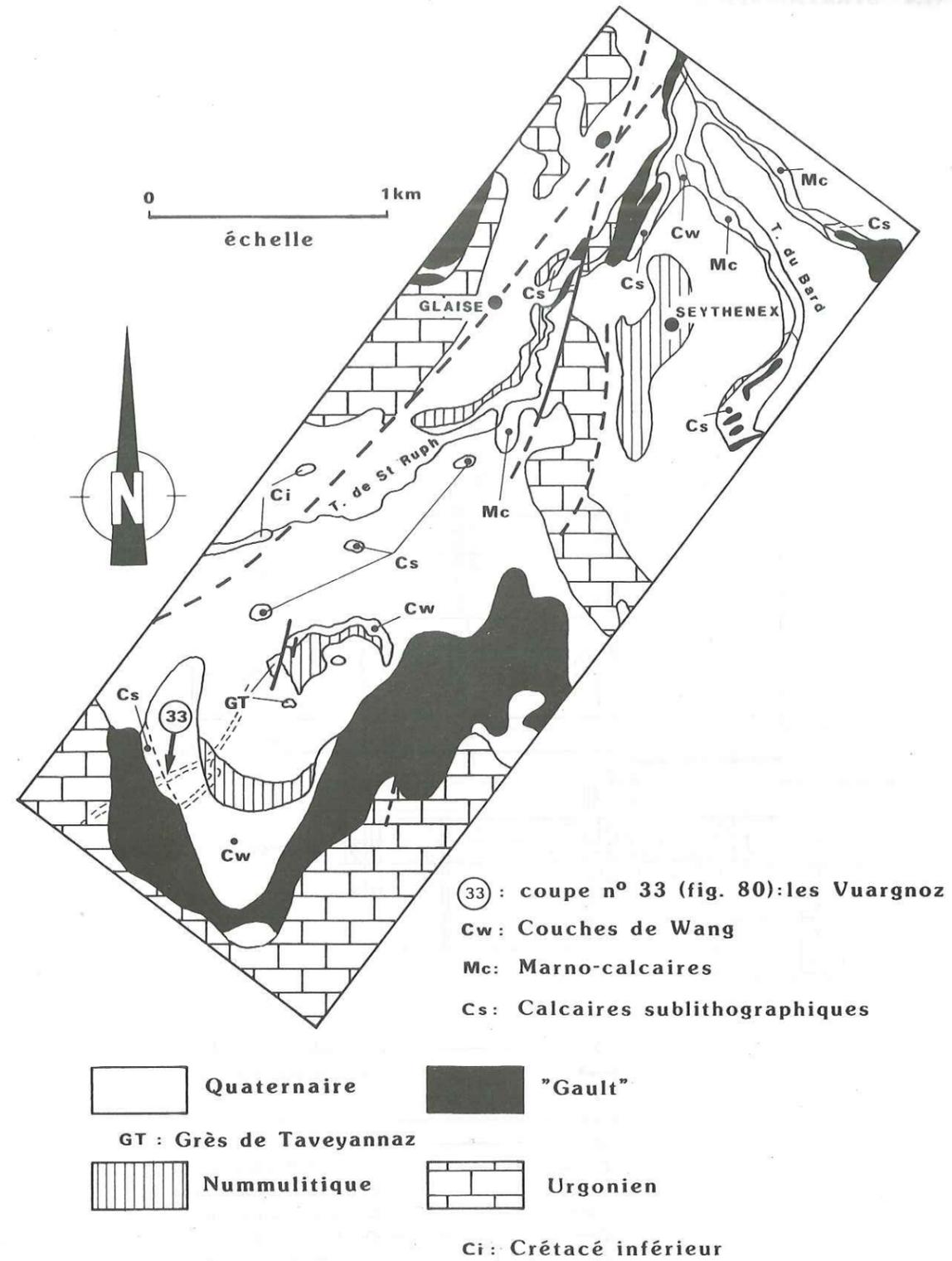


Fig. 56 : Discontinuité érosive D3 au Mont Charvin. Ce dessin a été réalisé d'après un agrandissement photographique. Les lignes fines subhorizontales représentent les plans de stratification. Le niveau 1a, à la base de Couches de Wang, se rapporte à la coupe sédimentologique du Mont Charvin (fig. 73). La surface de discontinuité D3 est très nettement érosive. Les premiers bancs de Couches de Wang drapent cette surface et comblent les dépressions érosives.



33 : coupe n° 33 (fig. 80): les Vuargnoz
 Cw: Couches de Wang
 Mc: Marno-calcaires
 Cs: Calcaires sublithographiques

Quaternaire
 "Gault"
 GT: Grès de Taveyannaz
 Nummulitique
 Urgonien
 Ci: Crétacé inférieur

Fig. 57 : Carte géologique de la Montagne de Seythenex, modifié d'après DOUDOUX (1987, inédit) Cette carte, complétée d'après les levés inédits de DOUDOUX (1987), montre le biseau d'érosion des Couches de Wang sur les Calcaires sublithographiques puis le "Gault" (33). Cette érosion profonde s'inscrit peut-être comme un sillon très localisé. La série de Calcaires sublithographiques et de Marno-calcaires est à nouveau complète et épaisse au nord de la carte, dans les torrent de St Rulph et du Bard.

VI.4 STRATIGRAPHIE

Analyse biostratigraphique

L'étude biostratigraphique (onze coupes analysées) s'appuie principalement sur les foraminifères planctoniques étudiés en formes dégagées et en sections. Les marqueurs biostratigraphiques sont illustrés sur les planches I à V. Ces datations sont complétées par l'analyse de quelques préparations de nannoplanctons et de dinoflagellés. Les associations fauniques mentionnées sur les figures 61 et 62 indiquent un âge maastrichtien supérieur. Les datations mettent en évidence un léger diachronisme de la base des faciès des Couches de Wang.

Ainsi, dans les zones externes des chaînes subalpines, les Couches de Wang débutent au sommet de la zone à *Gansseri* (sous-zone CC25b du nannoplancton, dét. E. DE KAENEL) alors que dans les zones internes, la base est datée de la partie inférieure de la zone à *Mayaroensis* (biozone à *Quadratus* du nannoplancton, dét. C. MULLER), (fig. 58, 59 et 60 : coupe du Roc de Viuz, du Villaret et de Aillons le Jeune).

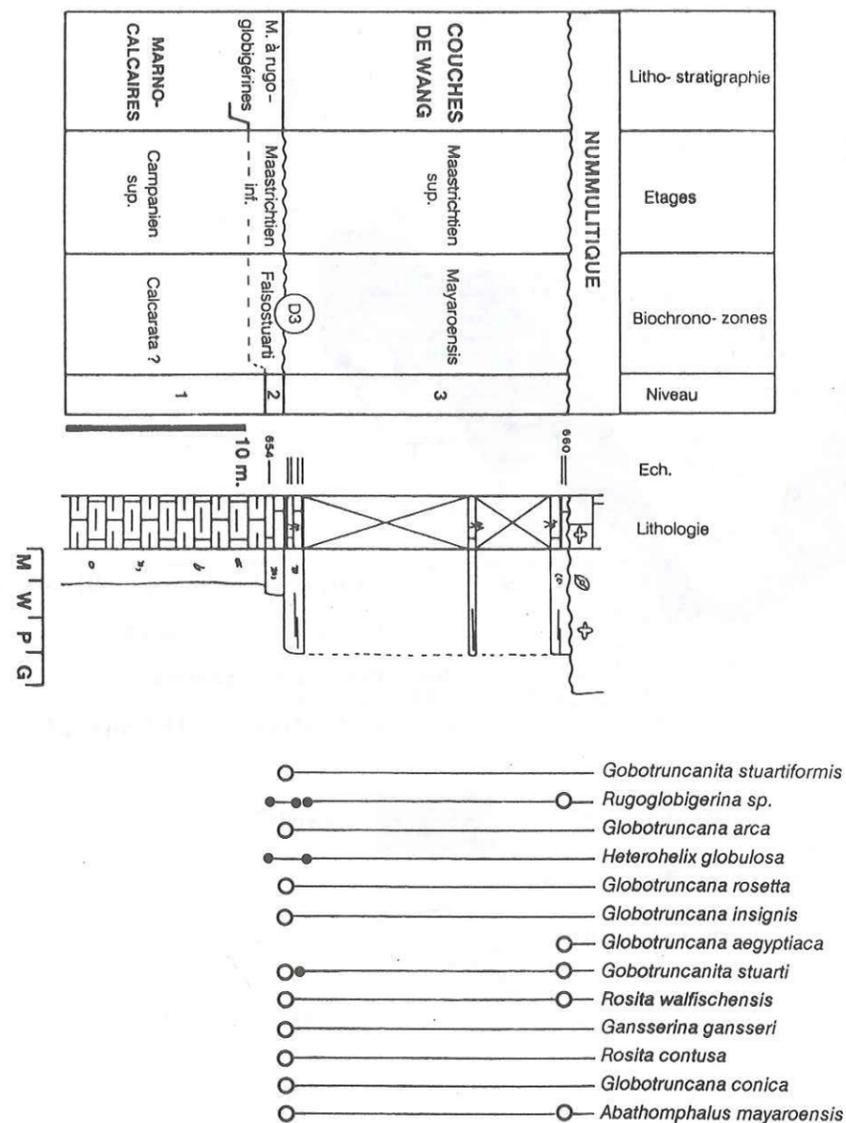


Fig. 58 : Coupe du Roc de Viuz (fig. 82 n° 30) : lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés).

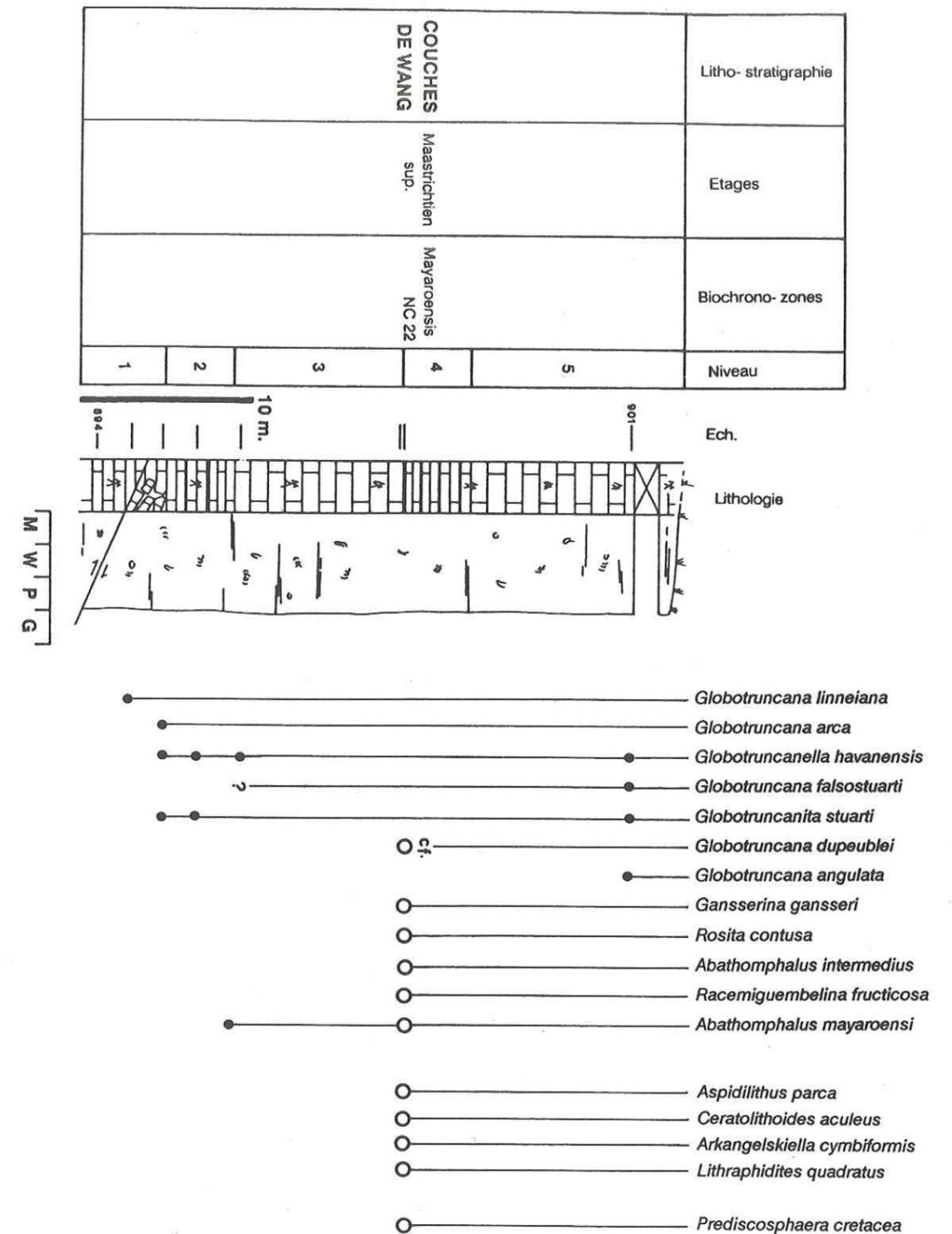


Fig. 59 : Coupe du Villaret (fig. 82, n° 32) : lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et Nannoplanctons).

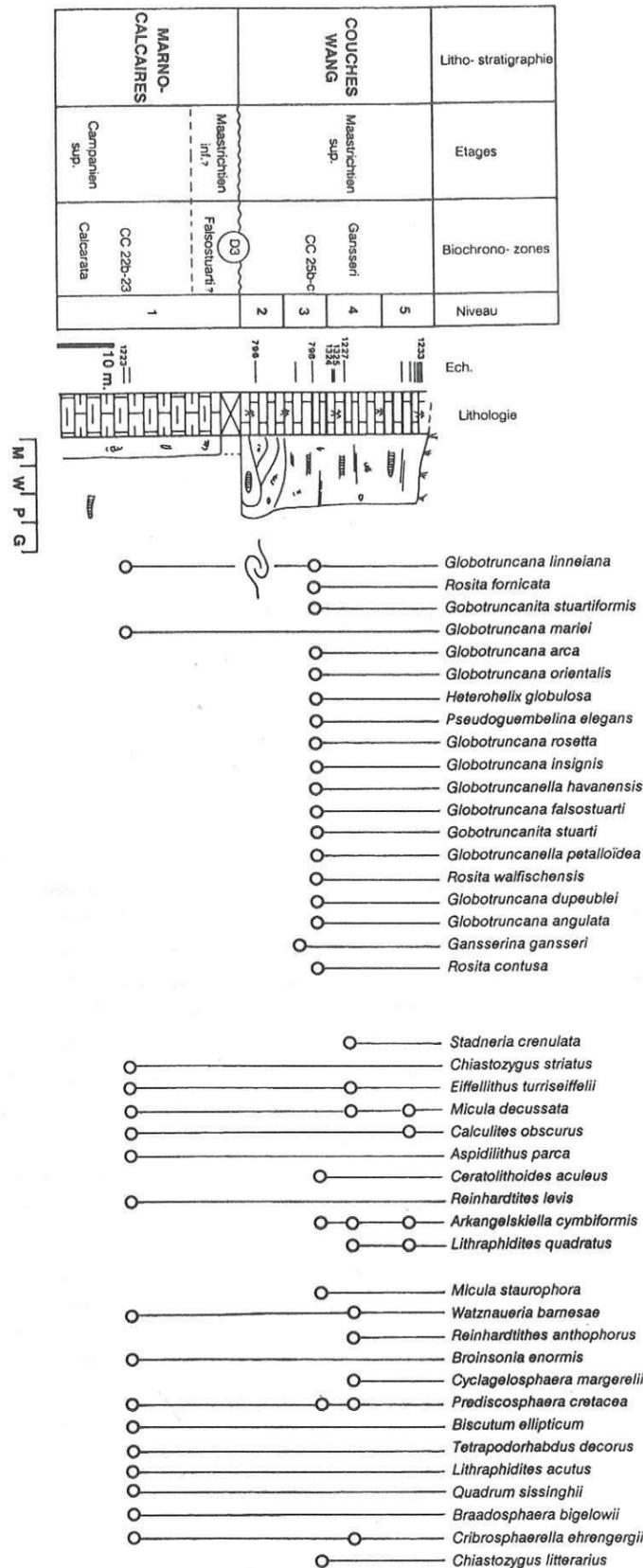


Fig. 60 : Coupe d'Aillons le Jeune (fig. 82, n° 42): lithostratigraphie et biostratigraphie (Globotruncanidés et Nannoplanctons).

L'analyse palynologique des Couches de Wang a permis de confirmer ces datations dans la coupe de Bellefond située en Chartreuse orientale (fig. 81, n° 52; éch. fv 1440, dét. E. MONTEIL).

- L'association à : *Ceratiopsis diebelii*, *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Deflandrea boloniensis*, *Dinogymnium westralium*, *Isabelidinium cooksoniae*, *Palacocystodinium benjaminii*, *Phelodinium magnificum*, *Pierceites pentagonum*, *Spongodinium delihense* et *Trigonopyxidra ginella* permet d'attribuer un âge Maastrichtien supérieur;
- Les présences conjointes de *Ceratiopsis medcalfei*, dont l'apparition a été signalée récemment dans le Maastrichtien terminal (ASKIN, 1988), et celles de *Dinogymnium westralium* et *Pierceites pentagonum* (FIRTH, 1988) suggèrent un âge attribuable à la partie supérieure du Maastrichtien supérieur.

Concernant ces résultats, un effort particulier a été entrepris afin de tenir compte des possibilités de remaniements qu'avait envisagées KINDLER (1986, 1987), invoquant des processus de resédimentation durant le Paléogène. Les remaniements observés se sont révélés très discrets, voire même indiscernables. Au niveau des dynoflagellés, les espèces *Palaeohystrichophora infussorioides* (Albien-Campanien), *Palaeotetradinium silicorum* (Turonien-Campanien), et *Stephodinium coronatum* indiqueraient des remaniements d'âges possibles turonien à campanien dans la coupe de Bellefond (éch. fv 1440).

Parmi les foraminifères planctoniques seuls quelques rares *Rosita fornicata*, *Globotruncana linneiana* et *Globotruncanella cf. subspinosa* sont remaniés (fig. 61). Ces formes disparaissent normalement dans la partie inférieure de la zone à *Gansseri*.

Dans les bancs calcaires, de nombreuses lames minces ont permis d'observer des petites sections de foraminifères planctoniques (50-150 µm), comparables à celles décrites, illustrées et utilisées par KINDLER (1986, 1987) pour caractériser le Paléocène-Eocène inférieur dans l'Ultrasuisse savoyard (*Globigerina cf. triloculoides*, *Morozovella cf. pseudobulloides*, *Planorotalites cf. chapmani*, *Morozovella cf. velascoensis*, *Morozovella cf. uncinata*, *Morozovella cf. rex*). Afin de s'assurer de l'âge crétacé des Couches de Wang, nous avons entrepris une recherche minutieuse des petites formes dans les marnes encadrant les bancs calcaires. Les foraminifères planctoniques inférieurs à 200 µm déterminables se sont toujours avérés être d'âge sénonien avec *Hedbergella* sp., *Archeoglobigerina* sp., *Globotruncanella* sp., *Globotruncana* sp. **En conclusion, aucun argument biostratigraphique basé sur les Globotruncanidés ne permet d'avancer un âge différent que le Maastrichtien supérieur.**

De plus, l'examen attentif des préparations de nannoplanctons et de dinoflagellés récoltés dans ces niveaux exclue même un âge paléogène en raison de l'absence de formes tertiaires.

L'étude biostratigraphique, basée sur les foraminifères planctoniques, le nannoplancton et accessoirement les dinoflagellés, permet de dater avec précision les Couches de Wang du Maastrichtien supérieur. Ces faciès se développent sur la discontinuité érosive basale D3 et les données biostratigraphiques montrent que leur installation est diachrone dans la région étudiée. Elle débute à la fin de la zone à *Gansseri* dans les chaînes subalpines externes et à la base de la zone à *Mayaroensis* dans les massifs plus internes (fig. 63). Cette hétérochronie met en évidence une progradation de 40 à 50 kilomètres (distance actuelle ne tenant pas compte des raccourcissements alpins) répartie sur une période d'environ 500'000 à 800'000 ans.

Finalement, le taux de sédimentation apparent moyen, calculé en fonction des âges obtenus et des épaisseurs maximales conservées est très important. Il s'élève à plus de 13 cm par millier d'années.

Fig. 61 : Tableau des foraminifères planctoniques des Couches de Wang. Ce tableau synthétique indique un âge Maastrichtien supérieur.

COUPES		<i>Globotruncana linneliana</i> *	<i>Rosita fornicata</i> *	<i>Globotruncanella stuartiformis</i>	<i>Globotruncana arca</i>	<i>Pseudotextularia elegans</i>	<i>Globotruncanella subspinosa</i> *	<i>Globotruncanella rosetta</i>	<i>Globotruncanella insignis</i>	<i>Globotruncanella havanensis</i>	<i>Globotruncanella falsostuarti</i>	<i>Globotruncanella aegyptiaca</i>	<i>Globotruncanella stuarti</i>	<i>Rugoglobigerina</i> sp	<i>Globotruncanella petaloidea</i>	<i>Rosita walffschensis</i>	<i>Globotruncana dupeblei</i>	<i>Globotruncanella angulata</i>	<i>Gansserina gansseri</i>	<i>Rosita contusa</i>	<i>Globotruncanella conica</i>	<i>Globotruncanella pettersi</i>	<i>Abathomphalus intermedius</i>	<i>Racemiguembelina fructicosa</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	Biozones
Mont Charvin	24	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Crêt des Mouches	26	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Roc de Viuz	30	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Le Villaret	32	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Les Vuargnoz	33	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Mont de la Coche	34	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Pleuvens	35	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Dent des Portes	36	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Mayaroensis
Aillons-le-Jeune	42	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Gansseri
La Fontanette	44	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Gansseri
Col de Bellefond	52	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Gansseri

* formes remaniées

COUPES		<i>Eiffelithus turriseiffeli</i>	<i>Watznaueria barnesae</i>	<i>Brolinsonia enormis</i>	<i>Microrhabdus decoratus</i>	<i>Calcillites obscurus</i>	<i>Micula decussata</i>	<i>Kamptrernius magnificus</i>	<i>Braadudospaera bigelowi</i>	<i>Reinhardtites anthophorus</i>	<i>Cribrosphaerella ehrenbergi</i>	<i>Lucianorhabdus cayeuxi</i>	<i>Markalius inversus</i>	<i>Chiastozygus litterarius</i>	<i>Micula staurophora</i>	<i>Stadneria crenulata</i>	<i>Brolinsonia parca</i>	<i>Tetralithus aculeus</i>	<i>Arkangeliskella cymbiliformis</i>	<i>Litraphidites quadratus</i>	Biozones NC	Biozones CC	Sous zones
Le Villaret	32	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Quadratus	25	b
Pleuvens	35	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Quadratus	25	b
Dent des Portes	36	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Quadratus	25	b
Aillons le Jeune	42	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Quadratus	25	b

Fig. 62 : Tableau des nannoplanctons des Couches de Wang. Ce tableau synthétique indique un âge Maastrichtien supérieur.

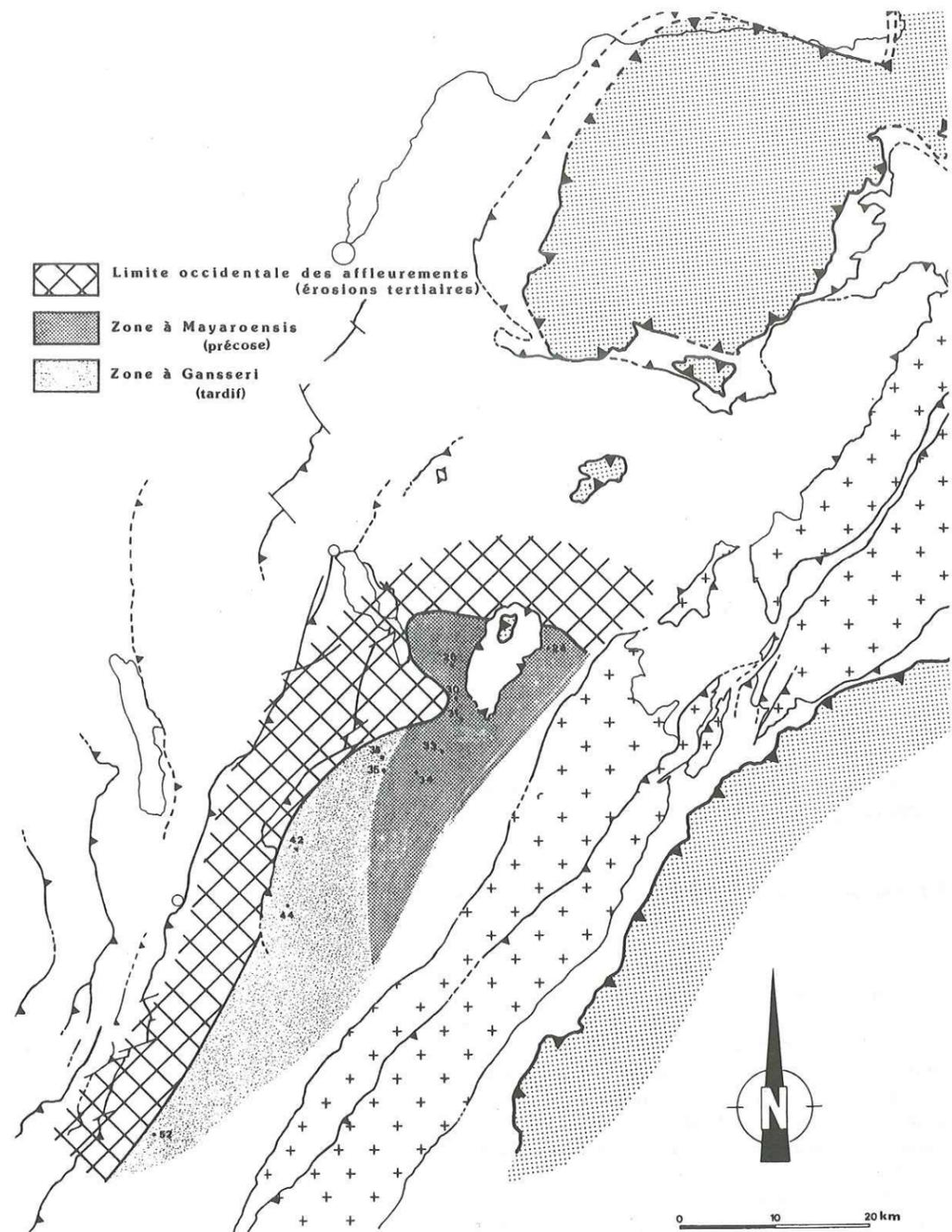


Fig. 63 : Progradation des Couches de Wang dans les chaînes subalpines septentrionales. Cette carte illustre la diachronie des Couches de Wang dans les chaînes subalpines septentrionales. La sédimentation est plus précoce dans les régions occidentales (zone à *Gansseri* tardif) qu'orientale (zone à *Mayaroensis* précoce) ce qui détermine une progradation en direction du domaine delphino-helvétique interne.

IV.5 ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE

IV.5.1 Microfaciès

Les microfaciès des Couches de Wang sont remarquablement homogènes dans la région étudiée. Ils présentent une texture de type wackestone fortement bioturbée, à spicules de spongiaires calcifiés. La matrice est une micrite argileuse dolomitisée (5-25 % de MgCO₃), imprégnée de silice et de matière organique.

Les éléments figurés sont de la taille des silts à sables fins (fig. 70) et le type pétrographique correspond à une calcisiltite.

Sous le microscope, on reconnaît:

- les spicules de spongiaires (20-40 %) dont la taille est comprise entre 80 et 250 µm. La taille moyenne se situe entre 120 et 130 µm.
- des débris calcitiques bioclastiques ? arrondis (10-30 %). Leur taille est comprise entre 80 et 250 µm (taille moyenne d'environ 80 µm).
- la microfaune (50-500 µm) qui est peu abondante (1 %), et qui est dominée par les foraminifères planctoniques auxquels s'ajoutent des petits foraminifères benthiques et quelques radiolaires.
- exceptionnellement se mêlent des débris de bryozoaires, de lamellibranches et des ooïdes à un cortex.
- enfin, la fraction détritique se compose de quartz silteux (10-50 µm) en faible quantité (1-3 %) ainsi que quelques grains de phosphate, de glauconie de même granulométrie et de très rares micas.

La bioturbation est ubiquiste et continue tout au long du dépôt. Elle est parfois si intense qu'elle donne un aspect marbré aux sédiments (calcisiltites bioturbées). C'est particulièrement frappant dans la coupe du Mont Charvin où certains bancs de 2 mètres d'épaisseur sont complètement bioturbés. Etant donné la nature boueuse à silteuse du sédiment et l'abondance des bioturbations qui s'entrecroisent, il est généralement difficile d'identifier les différentes traces fossiles. On reconnaît parfois des traces rondes, centimétriques, du type *Planolites ?* et/ou *Zoophycos ?*.

Les caractéristiques générales du microfaciès indiquent un milieu de sédimentation situé sur la plate-forme distale (WILSON 1969).

IV.5.2 Paléocologie des foraminifères benthiques et milieu de dépôt

Les quatre échantillons étudiés en détail par H. OBERHANSLI se répartissent dans deux coupes toutes deux localisées dans la partie externe du massif des Bauges. Dans la coupe de Pleuvens (fig. 81, n° 35), le premier échantillon analysé provient de l'extrême base des Couches de Wang (fv 1057), les deux suivants ont été prélevés respectivement à 4,9 et 5 mètres (fv 1061 et 1339). Dans la coupe d'Aillons le Jeune (fig. 60 et fig. 81, n° 42), l'échantillon fv 797 est prélevé à 8 mètres de la base. Il est à noter de surcroît que ces échantillons ont été récoltés dans les 10 premiers mètres des Couches de Wang. Les interprétations paléocologiques et paléobathymétriques seront donc significatives pour la base des Couches de Wang des régions externes. De plus, les comptages des foraminifères benthiques ont été effectués à partir des résidus de lavage provenant des interbancs marno-argileux. L'extrapolation des interprétations basées sur ces données aux bancs calcaires et à l'ensemble des Couches de Wang ne pourra se faire sans une certaine nuance relative aux modes de sédimentation différents entre les inter-bancs fins argilo-marneux et les bancs de calcaires à spicules laminés.

La figure 64 présente les diagrammes de fréquence des genres de foraminifères benthiques analysés dans les quatre échantillons.

D'après les caractéristiques générales des associations de foraminifères benthiques, la profondeur du milieu de dépôts devrait se situer approximativement entre -100 et -300 mètres, pouvant atteindre éventuellement -500 mètres. Ces profondeurs de dépôts correspondent bien à la plate-forme distale ce qui recoupe les interprétations basées sur les microfaciès.

L'examen plus attentif de ces diagrammes indique une grande variabilité du rapport des formes "à tests arénacés / à tests calcaires". Ce rapport peut totalement s'inverser suivant les prélèvements avec des valeurs extrêmes de 2,3 à 0,25 (éch. fv 1057 et fv 797 respectivement). Cette variabilité indique très probablement une irrégularité des apports détritiques liée à un régime de sédimentation perturbé. La comparaison de ces diagrammes de fréquences avec ceux présentés pour les Marno-calcaires campaniens de cette même région des Bauges (fig. 47 & 48) permet de dégager certains éléments intéressants. Les formes arénacées sont plus abondantes dans les Couches de Wang que

dans les Marno-calcaires ce qui indique une sédimentation plus détritique. De plus, on note l'absence des *Stensonia* sp. et une plus forte proportion de *Cibicides* sp. que de *Gavelinalla* sp. dans les Couches de Wang ce qui indiquerait des profondeurs de sédimentation légèrement moins importantes que pour les Marno-calcaires. Finalement, les faunes benthiques des Couches de Wang sont relativement riches en *Bolivina dracos* et en *Arenobulimina* sp. L'abondance de ces formes dans certains échantillons, spécialement fv 1057, pourrait indiquer une faible teneur en oxygène dissout de l'eau de fond, tout au moins périodiquement. Il semble même que les conditions d'oxygénation sur le fond aient varié assez rapidement au cours du temps. En effet, l'échantillon fv 1339, situé 0,1 mètre au dessus de fv 1061, enregistre une brusque disparition de ces genres qui constituaient précédemment 5 à 7% de la population benthique.

Ces différentes observations incitent à envisager un régime de sédimentation, au niveau des interbancs marneux des Couches de Wang, caractérisé par une irrégularité temporelle (et spatiale ?) des apports détritiques et des conditions d'oxygénation sur le fond. Ces caractéristiques sont probablement à mettre en relation avec un brassage différentiel des eaux de fond dans un contexte hydrodynamique perturbé.

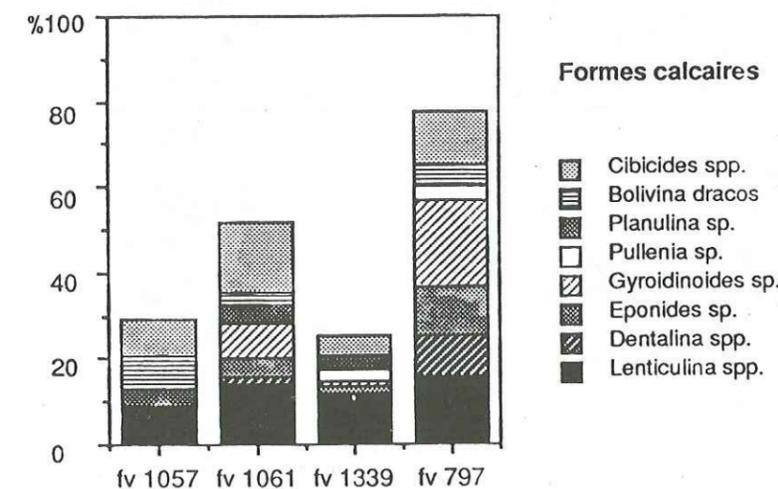
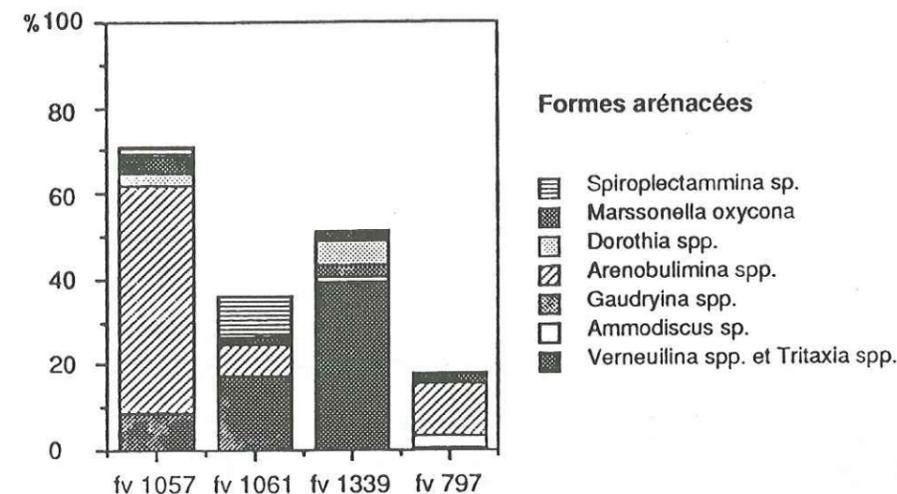


Fig. 64 : Foraminifères benthiques des Couches de Wang. Le détail des interprétations est donné dans le texte (chap. IV 5.2).

IV.5.3 Figures d'érosion

La surface d'érosion la plus spectaculaire est sans nul doute la surface de discontinuité basale D3. Dans de bonnes conditions d'affleurement, plusieurs caractères importants sont à relever :

- En premier lieu, les dépressions érosives déterminées par cette discontinuité D3 sont, dans tous les cas observés (p. ex. Mont-Charvin, Col de Bellefond, Fig. 56 et 68), "comblées" par les premiers bancs des Couches de Wang.
- Les relations stratonomiques sur la discontinuité sont de type ONLAP.
- En second lieu, les faciès qui reposent sur cette surface érosive sont toujours typiquement des "Couches de Wang" sans qu'aucun caractère n'indique des environnements moins profonds à la base de cette unité lithologique.

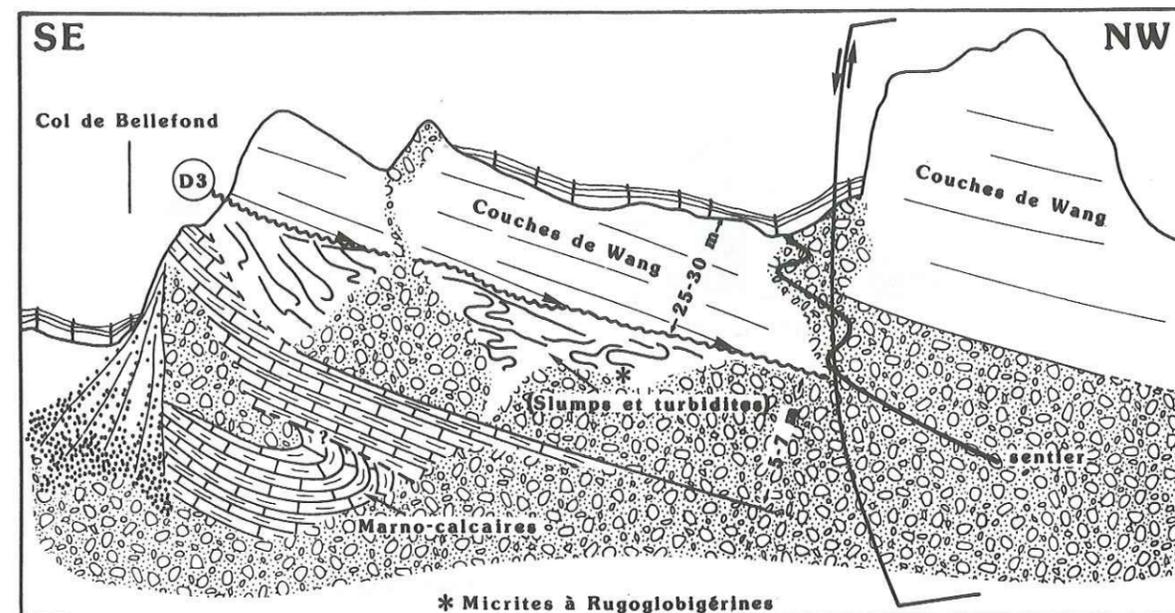


Fig. 65 : Discontinuité érosive D3 au Col de Bellefond. Remarquer l'ONLAP des premiers bancs de Couches de Wang sur la surface de discontinuité D3.

La surface de discontinuité basale est exposée en pente structurale sur le versant Sud du Mont Charvin. Cette surface érosive est sculptée par des cannelures ellipsoïdales, parallèles et d'orientation N20-35E. Ces entailles (centimétriques en profondeur et décimétriques en longueur) sont nettement érosives car elle recourent les bioturbations des Marno-calcaires sous-jacents. La direction de ces entailles érosives est parallèle aux directions paléo-géographique, ce qui est à relever.

Au niveau du remplissage de ces cannelures érosives, les faciès sont typiquement "Wang", excepté un paillage millimétrique coquillier. Sous le microscope on distingue des fragments recristallisés de bryozoaires ?, de bivalves (pyncodontes ?) et de brachiopodes ? Cette concentration de bioclastes (dépôt résiduel par vannage des Marno-calcaires sous-jacents ?) est génétiquement liée à la surface de discontinuité D3 et semble par conséquent déterminée par les mêmes processus physiques d'ablation et d'érosion.

Surface érosive "intra" - Couches de Wang

A Rière Bellevaud, dans le flanc occidental du synclinal d'Arclusaz (fig. 65), on observe une surface érosive coupant obliquement la stratification subhorizontale des Couches de Wang, avec un angle de 23°. Les bancs sus-jacents reposent parallèlement à cette surface avec un pendage de plus de 20 degrés. Ils s'amincissent latéralement tout en s'horizontalisant de façon à combler la dépression. Cette géométrie correspond au comblement d'une entaille érosive métrique à décamétrique qui pourrait correspondre à un "chenal".

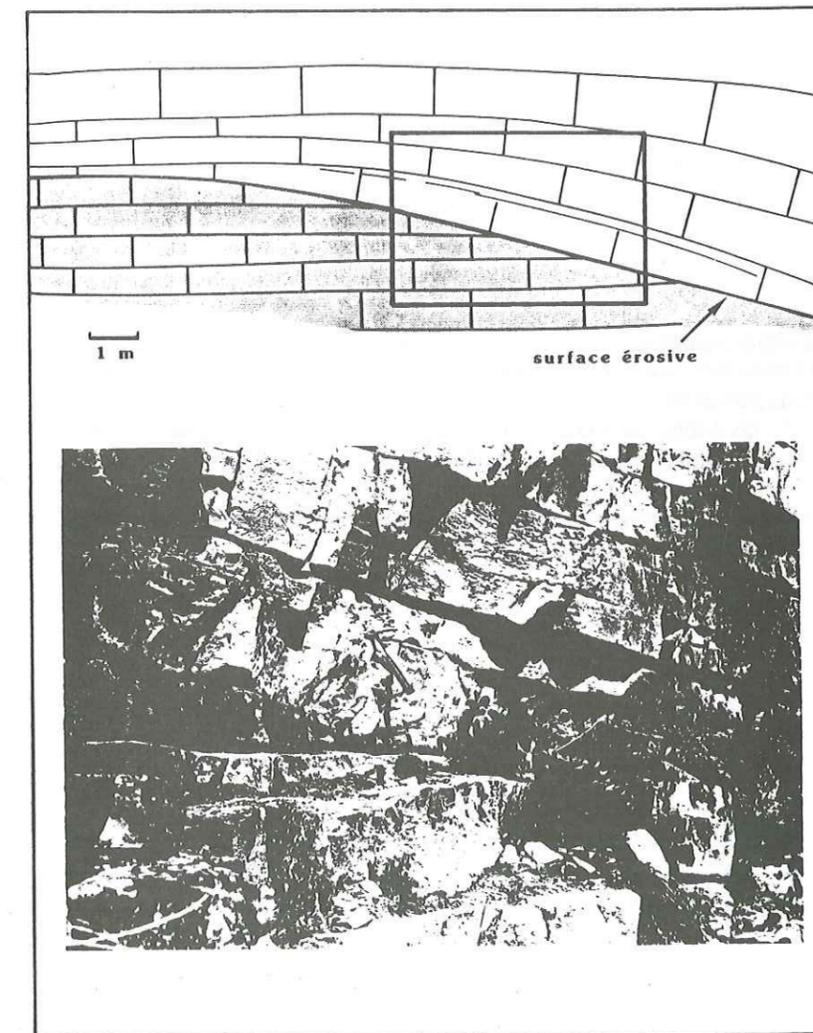


Fig. 66 : "Chenal" érosif de Rière Bellevaud. Les bancs inférieurs (grisés) sont tronqués par une surface d'érosion. La dépression ainsi créée est progressivement comblée par les bancs sus-jacents (blancs). Cette géométrie semble correspondre à la bordure d'un chenal érosif intra-Couches de Wang.

Passées micro-conglomératiques vannées

Localement, des passées micro-conglomératiques lenticulaires et discontinues ont été observées soit à l'extrême base des Couches de Wang soit dans les premiers mètres. Elles remanient des clastes de Marno-calcaires millimétriques à centimétriques. (cf. coupes sédimentologiques des Vuargnoz fig. 74 et du Mont de la Coche fig. 76).

Les clastes observés dans les différents affleurements sont de deux types :

- A.-Le premier type est constitué par des mud-clastes à déformations plastiques. Les microfaciès correspondent aux Marno-calcaires campaniens sous-jacents.
- B.- On trouve de plus des clastes plus ou moins anguleux, perforés et recristallisés (dolomités ?). Ces clastes proviennent probablement des Marno-calcaires sous-jacents et les recristallisations sont probablement dépendants de phénomènes diagénétiques locaux et de cimentation précoce.

La matrice de ces passées conglomératiques est constituée par les calcisiltites typiquement Couches de Wang. Elle est de plus localement enrichie en bioclastes (gastéropodes, lamellibranches), en foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp., *Lituola grandis* et autres agglutinants) et en foraminifères planctoniques. (*A. mayaroensis*, cf. planche V, fig. 1). Ces passées conglomératiques correspondent probablement à des dépôts résiduels vannés. Les phénomènes de vannage semble être également responsable des cimentations précoces observées.

IV.5.4 Figures de dépôt

Les Couches de Wang se caractérisent par d'abondantes figures sédimentaires observables à plusieurs échelles. Leur description est présentée ici en commençant par les structures à petites échelles (laminations) qui sont les plus abondantes et les mieux développées dans toutes les coupes étudiées. Dans un second temps, des structures hectométriques seront présentées ainsi que leur interprétation en terme de figures d'accumulation sédimentaire.

Laminations

Ce sont des figures sédimentaires très abondantes et ubiquistes à l'affleurement. Elles sont observées également en sections polies, en lames minces et en radiographie par rayon X de plaques sciées à cet effet. Leurs importances dans certaines sections permet de définir un faciès de calcilaminites (fig. 67).

Les laminations sont généralement planes à très faiblement obliques et peuvent alors s'organiser en "set" construits. Elles sont parfois ondulées ou lenticulaires. Les lamines peuvent être légèrement obliques.

Finalement, des Jérémnelles (incertae sedis) sont parfois concentrées en lamines millimétriques. Ces "micro-lumachelles" sont toujours intensément bioturbées et correspondent très probablement à des épisodes de sédimentation de plus forte énergie et de vannage.

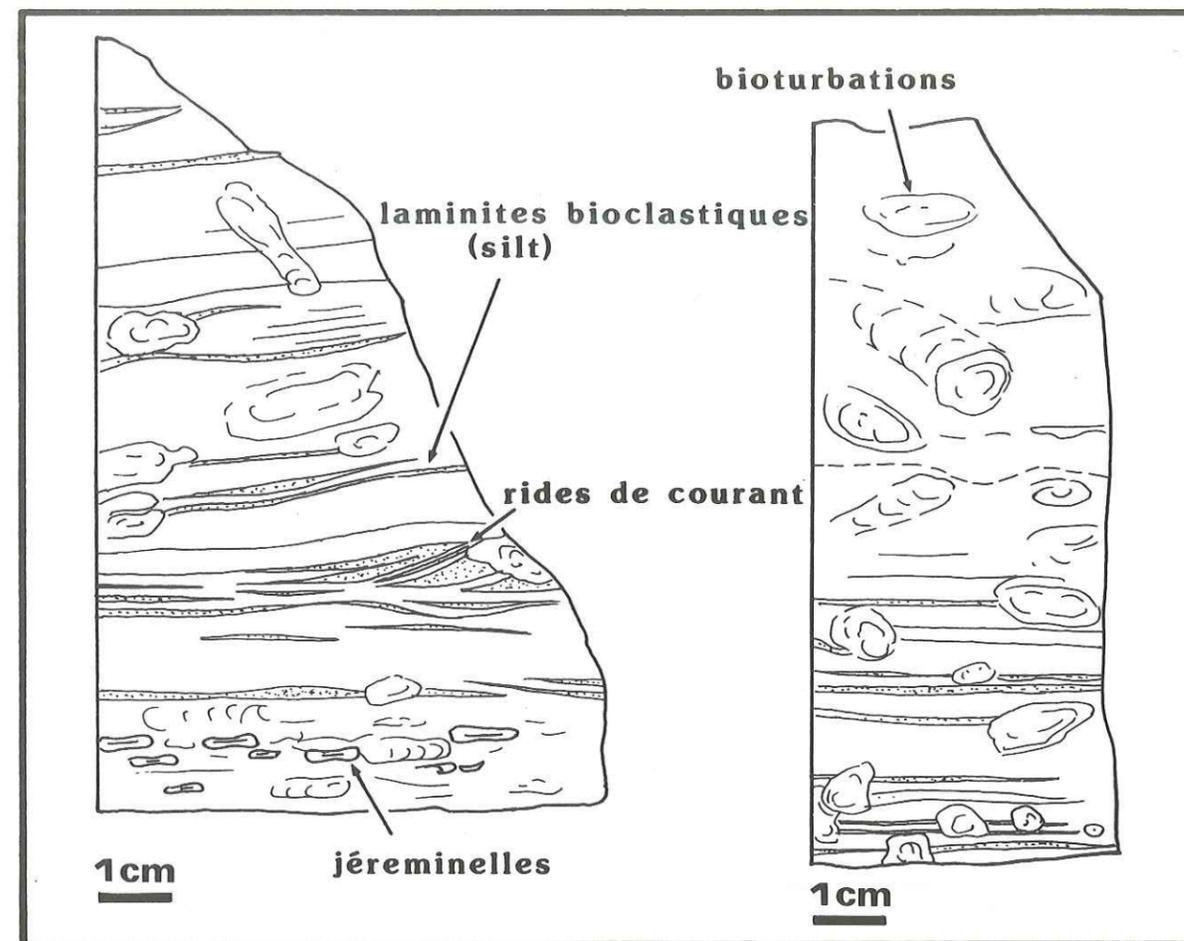


Fig. 67 : Principaux caractères sédimentologiques des faciès calcilaminites. Ce faciès sédimentologique est caractérisé par ses nombreuses laminations planes à légèrement ondulantes, parfois édifiées en rides de courant. Les "micro-lumachelles" à Jérémnelles sont très bioturbées et correspondent à des dépôts résiduels vannés, ou "Lag deposits". La bioturbation est ubiquiste.

L'agencement des laminations à l'intérieur des strates est généralement quelconque sans qu'aucune séquence ne soit mise en évidence. Par contre, une organisation des parties laminées et bioturbées au sein des bancs est parfois rencontrée. Dans ces cas, la base et le sommet des strates sont finement laminés, localement schisteux, alors que le corps central des bancs est intensément bioturbé. Cette "pseudo-séquence" est surtout observée dans la partie Nord-Est des Bornes (coupes sédimentologiques d'Arclosan, fig. 74 et du Charvin, et fig. 72).

Ripples et Mégarides

Les ripples sont des figures sédimentaires rares. Ils se présentent comme des ondulations de faible amplitude et sont fréquemment détruits par la bioturbation.

Les mégarides sont des formes sédimentaires complexes. Les meilleurs exemples ont été observés au Mont-Charvin (fig. 69). Les caractéristiques géométriques suivantes sont importantes :

- Les lamines constitutives présentent un "entrecroisement" complexe.
- Les mégarides sont amalgamées. Les surfaces enveloppes sont généralement érosives. Ces surfaces disparaissent latéralement suivant des surfaces sédimentaires discrètes.
- La bioturbation est très développée et continue tout au long du dépôt.

La structure composite ainsi décrite indique une construction polyphasée des mégarides.

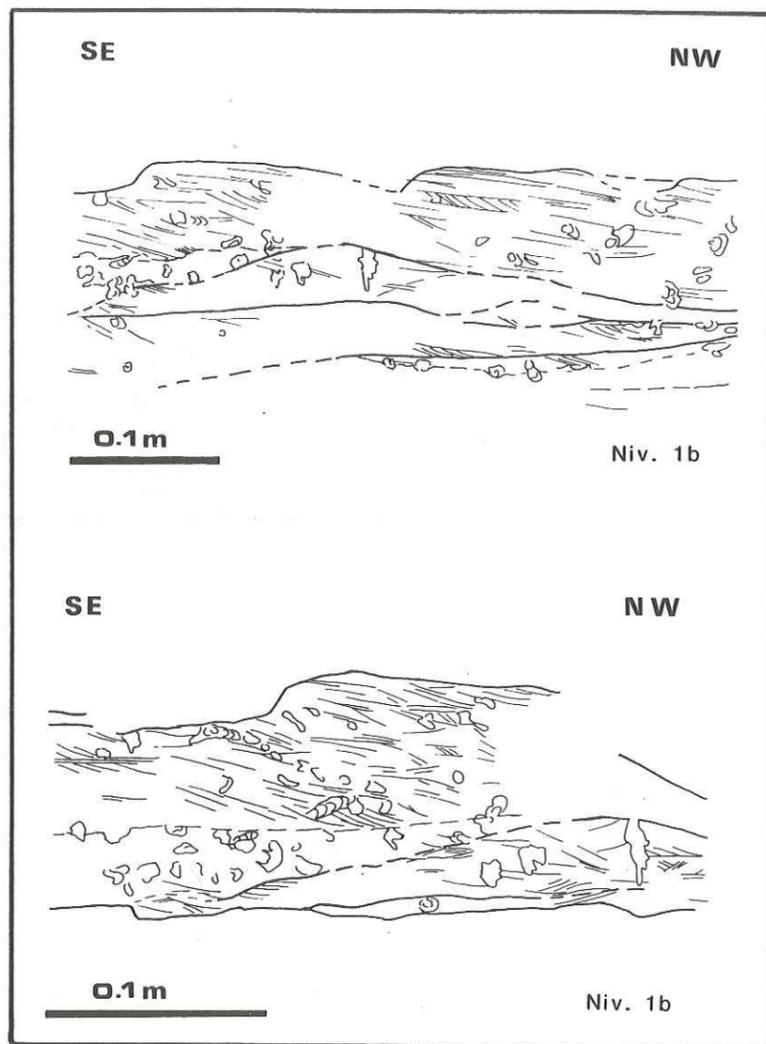


Fig. 68 : Mégarides à structures complexes, niveau 1b, coupe du Mont Charvin. Dessin réalisé d'après photo. La structure interne des mégarides est amalgamée et caractérisée par de nombreuses surfaces érosives (laminations et bioturbations coupées). Les laminations sont entrecroisées et les bioturbations sont ubiquistes.

Vagues de sédiments ou Dunes progradantes

Les observations présentées ici ont été effectuées au Mont-Charvin où les conditions d'affleurement sont exceptionnelles. La falaise nord-est de cette belle pyramide expose les Couches de Wang sur près de 300 mètres verticalement avec des couches très redressées (pendage de 60° vers le NW). Cet affleurement exceptionnel a permis une analyse géométrique fine de la stratification qui a été réalisée sur des agrandissements photographiques.

De façon générale, la stratification est très bien réglée. Les bancs sont plan-parallèles. La succession lithostratigraphique observée a été subdivisée en 8 niveaux (cf. coupe sédimentologique du Mont-Charvin, fig. 73). Ces niveaux ont pu être tracés et suivis latéralement (verticalement dans ce cas) sur près de 450 mètres et leur épaisseur semble très constante à l'échelle de l'affleurement.

Néanmoins, la géométrie interne de certaines unités lithostratigraphiques ainsi reconnues apparaît plus complexe dans le détail. On y observe des dunes de sédiments qui ont une amplitude décamétrique. La construction interne de ces dunes de sédiments montre un agencement oblique des strates qui résulte d'un processus d'aggradation latérale. Ces morphologies dunaires sont ensuite progressivement comblées et les remplissages inter-dunaires sont réalisés dans certains cas par un épaississement des bancs dans le centre des dépressions et un amincissement. Sur le flanc et la crête des dunes les strates sont au contraire amincies (niveau 6 de la coupe de Charvin, fig. 73). Un deuxième type de remplissage se fait par onlap des bancs sur les flancs des dunes (niveau 2, coupe du Charvin, fig. 73). Finalement, certaines dunes présentent une base légèrement érosive (limite niveau 1 et 2, limite niveau 3 et 4, coupe du Mont Charvin fig. 69).

Les dunes de sédiments s'organisent suivant des "champs de dunes" localisés dans certains niveaux lithostratigraphiques spécifiques. Dans ces niveaux on constate que la direction apparente de progradation, ou d'aggradation latérale, est assez constante. Elle se fait dans tous les cas observés vers l'amont paléogéographique, c'est-à-dire le NW.

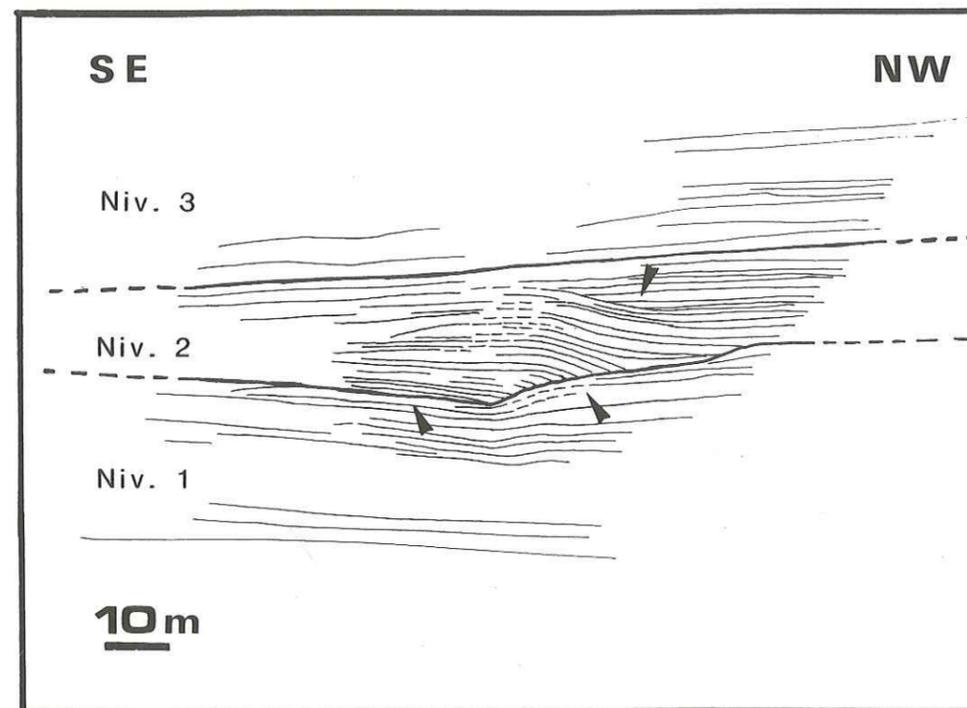
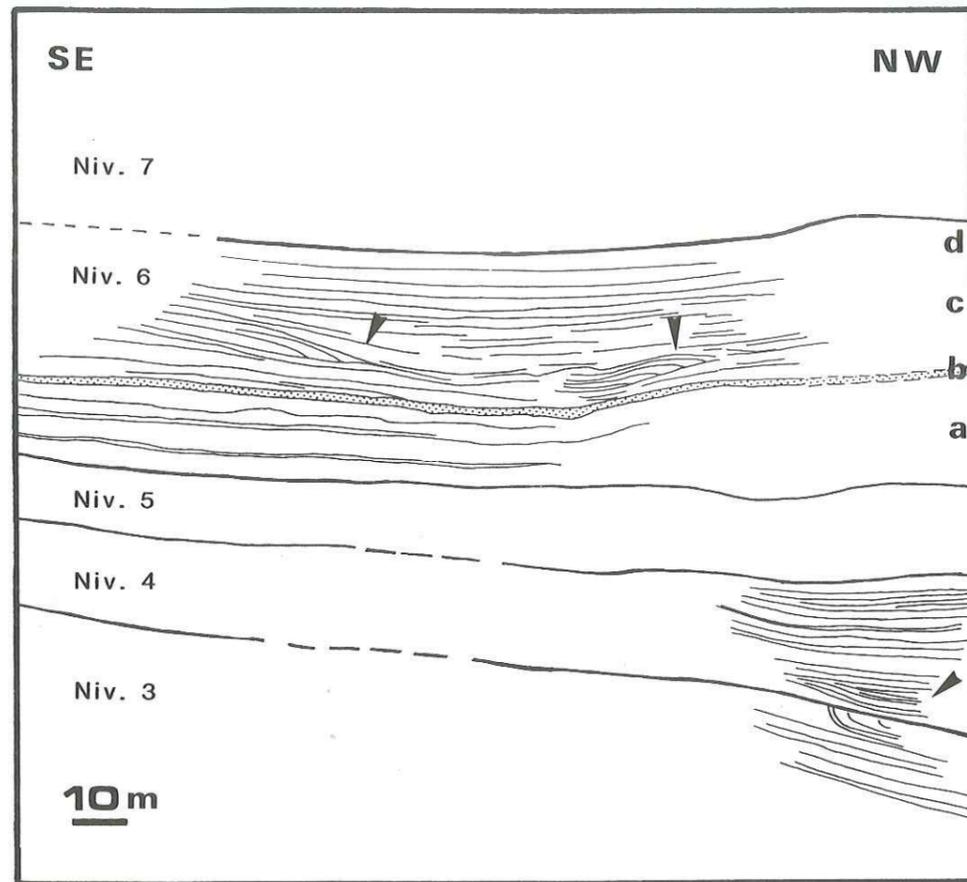


Fig. 69 : vagues de sédiment, niveau 2-4-6, coupe du Mont Charvin (fig. 73). Ces dessins ont été réalisés à partir d'agrandissements photographiques rabattus à l'horizontal. Le pendage des couches est en réalité de 60 degrés vers le NW. L'amplitude des dunes de sédiment atteint 10 à 20 mètres. Leurs géométries internes montrent une aggradation latérale en direction du NW.

Stratifications lenticulaires

La stratification peut présenter des bancs à surfaces entrecroisées, se terminant latéralement en biseau. La figure 69 illustre ce type de stratification (niveau 6d de la coupe du Mont-Charvin, fig. 69).

Au Mont Charvin, ce type de stratification a pu être observé dans certains niveaux à dunes progradantes. Cette géométrie de détail pourrait donc correspondre à l'agencement interne des bancs au sein d'une dune. Elle indiquerait alors une construction complexe et polyphasée des vagues de sédiments caractérisée par une succession de périodes d'accumulation et de progradation rapide, accompagnées de glissements synsédimentaires de réajustement, interrompues par des phases d'érosions plus ou moins vigoureuses.

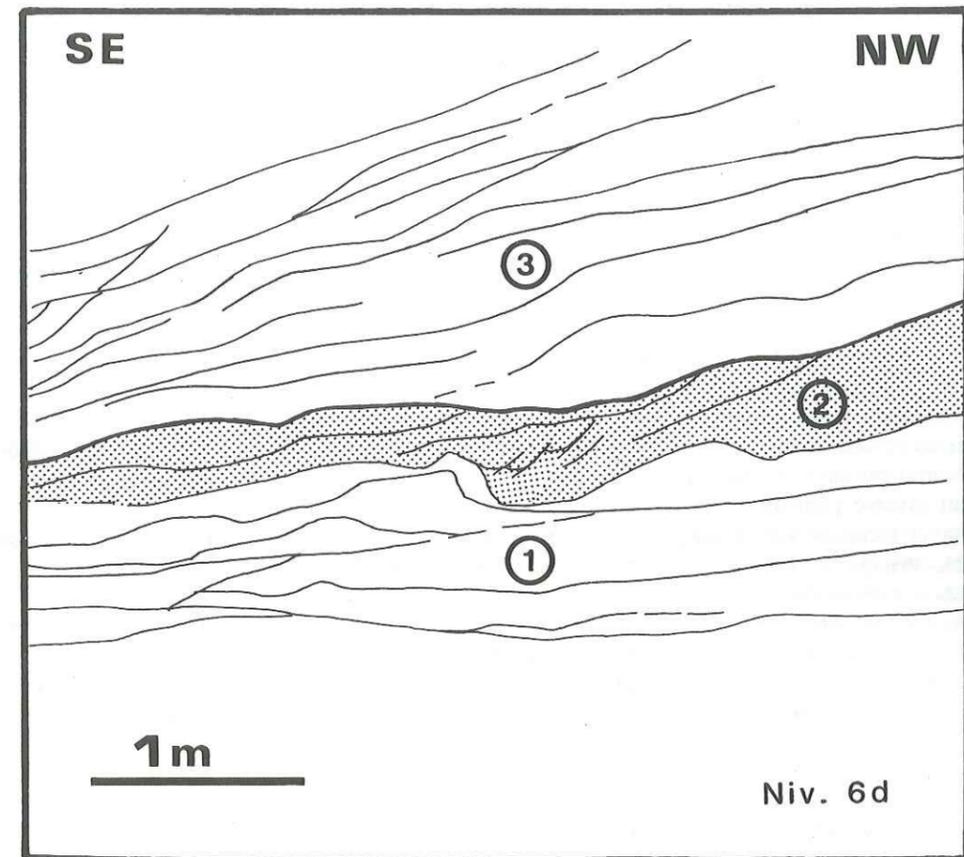


Fig. 70 : Stratification lenticulaire, niveau 6d, coupe du Mont Charvin (fig. 73). A la base (1), la stratification est lenticulaire et probablement légèrement glissée. Au milieu (2), les bancs sont obliques et érodés subhorizontalement au sommet. Au sommet (3), la stratification est à nouveau légèrement lenticulaire et entrecroisée.

- A la base de la figure (1), la stratification est entrecroisée, lenticulaire, les sommets de bancs sont arrondis et probablement légèrement glissés ? ou fortement érodés ?
- Au milieu le niveau pointillé (2) est constitué par des bancs obliques, lenticulaires, qui reposent sur la surface ondulée au sommet de (1). Les strates sont tronquées au sommet par une surface érosive.
- Au sommet (3), les strates sont légèrement entrecroisées.

IV.5.5 Variations latérales et agencement séquentiel

Dans les différentes coupes étudiées, les lithofaciès et les figures sédimentaires sont identiques de la base au sommet des séries. Les figures sédimentaires ne s'organisent jamais en séquences clairement identifiables et reproductibles. Seules quelques évolutions strato-croissantes ou strato-décroissantes d'ordre métrique ont été répertoriées, par exemple dans les coupes du Charvin (fig. 73) et du Crêt des Mouches (fig. 75). Il n'est malheureusement guère possible d'en déduire une logique sédimentologique. Le fait sédimentologique important à souligner à cette échelle d'observation est bien plutôt cette absence d'organisation séquentielle au niveau des Couches de Wang, et ceci quelque soit l'épaisseur des séries conservées sous le Tertiaire érosif (de 10 à 200 mètres).

Au niveau régional par contre, une évolution discrète des faciès se marque latéralement. Elle peut être décrite de la façon suivante :

- Dans la région interne (SE des Bornes et NE des Bauges), les faciès sont sombres et plus riches en matière organique ce qui provoque une odeur fétide à la cassure fraîche. Les figures sédimentaires dynamiques à petites échelles (lamines, "lags deposits" à Jérémnelles et microconglomératiques) sont abondantes et bien exprimées. C'est également dans ces régions internes que les corps sédimentaires décimétriques d'origine dynamiques, tel que les champs dunaires (et les stratifications lenticulaires), ont été observés. De même, il faut signaler les érosions importantes d'origine dynamique tel que le sillon ? de la Montagne de Seythenex, les cannelures N30-35E associées à la discontinuité D3 et le chenal ? intraformationnel de Rière Bellevaud.
- Dans la région externe (W et S des Bauges, Chartreuse orientale), les lithofaciès deviennent plus clairs avec des interbanco marneux généralement mieux exprimés. Les figures sédimentaires sont plus rares et discrètes (cf. coupe d'Aillons le Jeune, fig. 60). Au niveau microscopique, les bioclastes, principalement les spicules de spongiaires, semblent moins fragmentées et de granulométrie plus grossière.

Ces observations sédimentologiques indiquent une zonation des faciès parallèle à la marge et caractérisée par un gradient d'énergie croissant en direction des régions internes. Cet agencement paléogéographique des Couches de Wang est quelque peu surprenant en domaine de plate-forme distale et s'inscrit en opposition par rapport aux reconstitutions précédemment établies pour les dépôts hémipélagiques du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (Marno-calcaires, cf. chap. III.5).

Ce gradient inverse pourrait s'intégrer à un modèle de plate-forme dominé par une dynamique océanique principalement localisée sur sa marge distale. A ce propos, la localisation des divers figures sédimentaires dynamiques, ainsi que des érosions associées à la discontinuité basale D3, conforte cette hypothèse. Les cannelures d'érosions dirigées N30-35E pourraient alors indiquer un vecteur hydrodynamique orienté parallèlement à la marge. Finalement, les conclusions formulées d'après l'analyse paléocéologique des foraminifères benthiques étudiés dans les zones "plus proximales" de la plate-forme (S et W des Bauges, cf. chap. IV.5.2) indiquent un régime de sédimentation perturbé et un brassage différentiel des eaux de fond. Ces conditions pourraient résulter d'un hydrodynamisme encore troublé, mais nettement moins vigoureux que sur la marge de plate-forme.

IV.5.6 Discussion et interprétation

Dynamique sédimentaire régissant la sédimentation des Couches de Wang

Les figures sédimentaires indiquent sans conteste l'action continue et prépondérante de courants. Ces courants semblent être la dynamique sédimentaire dominante durant le dépôt des Couches de Wang. Au niveau de la sédimentologie physique, la décantation des particules silteuses à sableuses fines paraît être le processus dominant; des épisodes de décantation-traction sont de plus temporairement enregistrés. Ce mode de sédimentation est déterminé avant tout par la granulométrie fine et homogène des Couches de Wang et ne donne pas une quantification des vitesses de courant (fig. 71). Néanmoins, les observations sédimentologiques montrent que la vitesse du courant était variable, alternant des périodes de décantation et de décantation-traction avec des phases d'érosion à hydrodynamisme plus vigoureux. Finalement la bioturbation, toujours continue durant le dépôt, plaide en faveur d'une sédimentation continue à caractère "non catastrophique".

Dans son environnement de plate-forme distale, trois principaux agents dynamiques peuvent être invoqués pour la sédimentologie des Couches de Wang. Ce sont les courants de turbidités, les courants distaux générés par les tempêtes et les courants plus spécifiquement liés à la masse d'eau océanique. Une revue des caractéristiques sédimentologiques actuellement connues pour ces différents dépôts permettra de proposer une interprétation cohérente pour les Couches de Wang.

Les Turbidites

Dans le cas des Couches de Wang, un système de dépôt turbiditique est hautement improbable. Les arguments suivants permettent d'écarter rapidement cette hypothèse :

- nature biogénique fine du sédiment liée à une sédimentation de plate-forme distale carbonatée.
- absence de figures sédimentaires caractéristiques des turbidites distales, avec principalement les lamines convolutées et la bioturbation très discrète disposée en sommet de séquence uniquement (SCHOLLE, 1971; STOW, 1979; STOW & SHANMUGAN 1979)
- absence d'organisation séquentielle des faciès, verticale et régionale, typique des appareils turbiditiques (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; MUTTI & NORMARK, 1987).

Les Tempestites distales

Les dépôts liés aux tempêtes, ou tempestites, sont bien connus en zone littorale et sur la plate-forme proximale. Les structures classiques sont les HCS (Hummocky cross stratification). Sur la plate-forme distale, les tempêtes génèrent des écoulements "turbiditiques" qui peuvent être parallélisés aux isobathes par la force de Coriolis, ces écoulements deviennent alors géotrophiques. Dans ce type d'environnement sédimentaire, ces dépôts sont moins bien connus; il faut s'appuyer sur les rares descriptions présentées dans la littérature pour tester cette hypothèse dans le cas des Couches de Wang. Les divers exemples fossiles bien documentés soulignent certaines faiblesses.

Il faut signaler en premier lieu la séquence transgressive classique décrite par BOURGEOIS (1980). Cette séquence montre toute la transition de faciès depuis la plage jusqu'à la plate-forme distale. Les faciès de plate-forme distale, dominée par les tempêtes, sont décrits dans ce cas comme des ... "Parallel-Laminated and Burrowed Sandy Siltstone Facies" ... qui, outre les figures sédimentaires dynamiques, sont caractérisés par une diminution progressive de la granulométrie et une augmentation corrélative de la quantité de débris organiques. De plus, l'épaisseur des zones bioturbées augmente également vers le haut et les 10 mètres supérieurs sont entièrement bioturbés.

Les faciès décrits par BOURGEOIS (1980) présentent certaines analogies sédimentologiques avec les Couches de Wang, notamment en ce qui concerne les lithofaciès. Mais ils en diffèrent sensiblement par leur organisation séquentielle bien marquée qui n'a pas d'équivalent connu dans les Couches de Wang.

Le deuxième exemple comparatif provient de la plate-forme jurassique du Danemark. PEDERSEN (1985) a décrit des faciès distaux fins, ... "silt streak mudstone, graded siltstone" ... qui présentent des figures sédimentaires dynamiques proches de celles observées dans les Couches de Wang. Ces dépôts jurassiques se différencient néanmoins par une très faible bioturbation, qui ne semble pas conditionnée par des conditions anoxiques sur le fond, et une organisation séquentielle marquée. Régionalement en direction interne, ces faciès interprétés comme des tempestites distales passent progressivement à des dépôts de sables fins et de silts grossiers à hummocky cross stratification typiquement mis en place par des tempêtes. Cette organisation paléo-sédimentaire est de plus enregistrée verticalement (stratigraphiquement).

Dans le cas des Couches de Wang, la gradation des faciès, distale à proximale, s'exprime de façon inverse et n'a aucune similitude avec une gradation logique liée à la profondeur du milieu. De plus, l'absence d'organisation séquentielle au sein des Couches de Wang paraît être la différence fondamentale qui conduit à écarter l'interprétation en terme de plate-forme dominée par les tempêtes.

En regard à ces différentes comparaisons, l'hypothèse d'une sédimentation de plate-forme distale dominée par les tempêtes paraît peu applicable à la plate-forme delphino-helvétique maastrichtienne des Couches de Wang. Les différents problèmes évoqués conduisent à proposer une interprétation, peut-être plus hypothétique et novatrice, mais qui intègre mieux les observations effectuées dans les Couches de Wang.

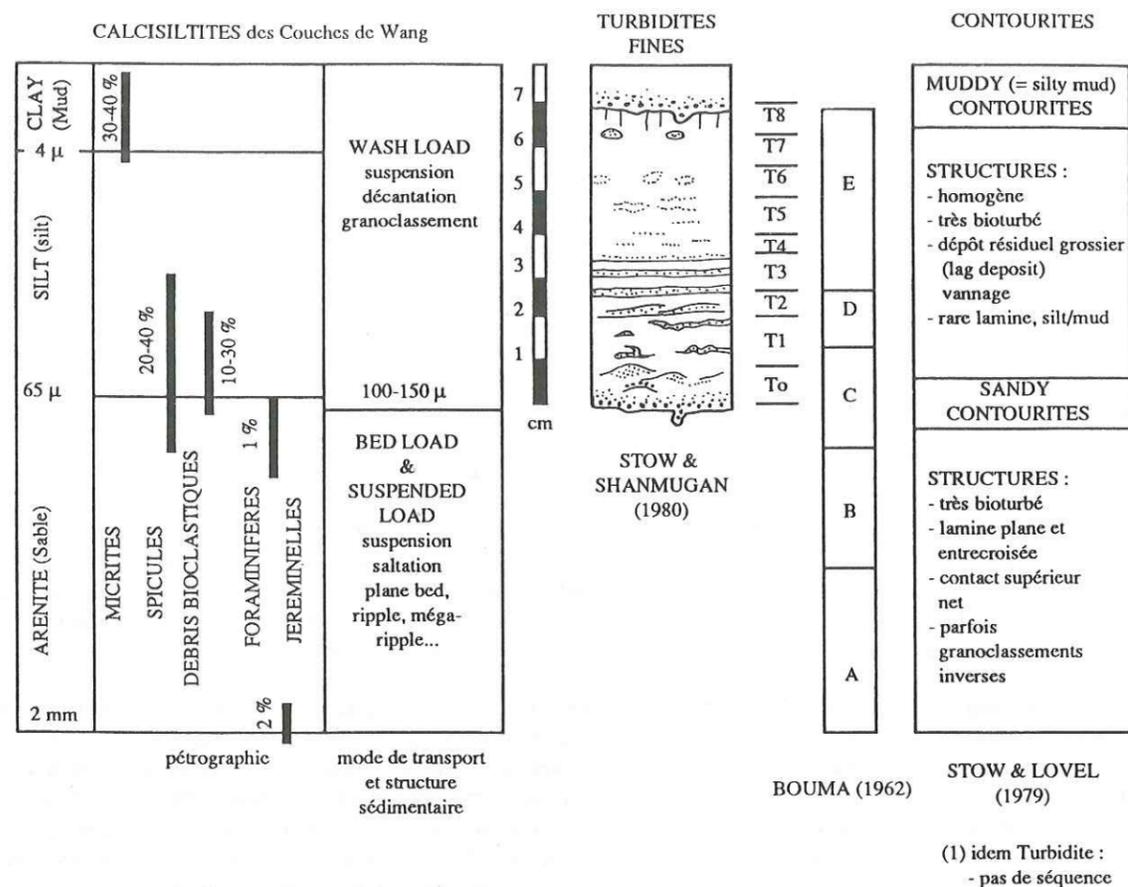


Fig. 71 : Caractères pétrographiques et sédimentologiques des bancs de Couches de Wang (par opposition aux inter-bancs marneux évoqués dans le chap. IV.5.2). Comparaison entre les dépôts fins turbiditiques et contouritiques. Le tableau de gauche récapitule les caractéristiques pétrographiques et granulométrique des Couches de Wang. Les processus physiques de transport ainsi que les figures sédimentaires sont indiqués en regard des différentes classes granulométriques. Les deux colonnes de droites résument les caractères sédimentologiques (granulométrie et figures sédimentaires) des turbidites fines et des contourites d'après STOW & SHANMUGAN (1980), BOUMA (1962) et STOW & LOVEL (1979).

Dépôts liés aux circulations océaniques ou contourites

Les différents caractères sédimentologiques présentés s'accordent pour interpréter les Couches de Wang en terme d'accumulation sédimentaire liée à des courants de contours. Les figures sédimentaires à petites échelles présentent en effet des caractéristiques très comparables avec les dépôts contouritiques actuels (fig. 71) [STOW & LOVEL (1979), REED *et al.* (1987), FAUGERES *et al.* (1985), STANLEY (1988)]. Dans ce sens, les Couches de Wang peuvent être qualifiées de contourites.

La pétrographie biodétritique, ainsi que la granulométrie homogène (calcisiltites) des Couches de Wang en font un terme intermédiaire entre les deux types de contourites actuellement définis par STOW & LOVEL (1979), "muddy contourites" et "sandy contourites" (fig.71). Elles pourraient être définies comme des "contourites silteuses".

Les études récentes des rides de contourites actuelles ont montré que ces dépôts présentaient des formes d'accumulations et d'érosions variées et complexes. Il est très intéressant de constater que toutes les structures décrites dans les Couches de Wang trouvent un équivalent sédimentaire dans les accumulations contouritiques actuelles. Voici la liste des équivalences établies :

Les **mégarides** sont des formes sédimentaires courantes dans les accumulations de contourites. Elles sont décrites dans la littérature anglo-saxonne sous le terme de "Longitudinal Ripples" (TUCHOLKE, 1982; FLOOD & HOLLISTER, 1980; MC CAVE *et al.*, 1984).

MC CAVE & TUCHOLKE (1986) ont présenté les principaux caractères sédimentologiques connus. On note que la taille, la morphologie, la pétrographie boueuse ainsi qu'une construction polyphasée sont autant de caractères analogues aux mégarides décrits dans les Couches de Wang. De plus, les mégarides actuelles ont une orientation parallèle aux écoulements et pourraient constituer de bonnes indications directionnelles. Malheureusement, elles n'ont jamais été observées en trois dimensions dans les Couches de Wang.

Les **vagues de sédiment** (Sediment Waves) sont très communes et bien documentées à la surface des accumulations de contourites actuelles. Une très forte analogie avec les vagues de sédiments ou dunes des Couches de Wang ressort des descriptions. Ces analogies concernent la taille, la morphologie, la pétrographie et les structures internes. Dans la plupart des cas étudiés, les stratifications internes des dunes indiquent une aggradation et une migration vers l'amont topographique et courantologique (MC CAVE *et al.*, 1980; SARNTHEIN & MIENERT, 1986; ROBERTS & KIDD, 1979; KIDD & HILL, 1986; KENYON & BELDERSON, 1973, EMBLEY *et al.*, 1980, CARTER & SCHAFFER, 1983; MC CAVE & TUCHOLKE, 1986). De plus, ces auteurs ont observés que le grand axe des dunes était parallèle au courant principal (fig. 72).

Finalement, les **entailles érosives** observées dans les Couches de Wang pourraient correspondre à des "furrows" (EMBLEY *et al.*, 1980; FLOOD, 1983; FLOOD & HOLLISTER, 1980; MC CAVE & TUCHOLKE, 1986).

Les comparaisons avec des contourites fossiles sont plus difficiles pour la simple raison qu'elles sont très rarement décrites. La Formation crétacée de Talme Yafe constitue un des seuls exemples de dépôts contouritiques bien documentés (BEIN & WEILER, 1976). Les similitudes sédimentologiques des faciès laminés décrits comme "...the calcilaminites lithofacies" ... et des faciès laminés des Couches de Wang sont à tout point de vue remarquables. Ces auteurs ont décrit et illustré d'autre part de magnifiques chenaux intraformationnels comparables au chenal ? érosif de Rière Bellevaud (fig. 66).

De plus, la Formation Talme Yafe s'est déposée en bordure du "shelf edge", sur la pente continentale supérieure. Cette localisation paléogéographique est proche de celle des Couches de Wang. Elle constitue une anomalie importante par rapport au schéma classique des rides de contourites actuelles qui se sédimentent au pieds de la pente continentale et sur le glaciais.

Les taux d'accumulation calculés dans ce prisme contouritique fossile atteignent 2 à 20 centimètres par millier d'année. Cette valeur est proche des estimations formulées pour les Couches de Wang (chap. IV.5.1).

Les Couches de Wang pourraient constituer un deuxième exemple fossile de contourite déposé sur la bordure d'une plate-forme distale. Bien que cette localisation paléoocéanographique ne corresponde pas au schéma classique des rides de contourites, les Couches de Wang montrent des caractéristiques sédimentologiques qui témoignent des mêmes processus sédimentaires.

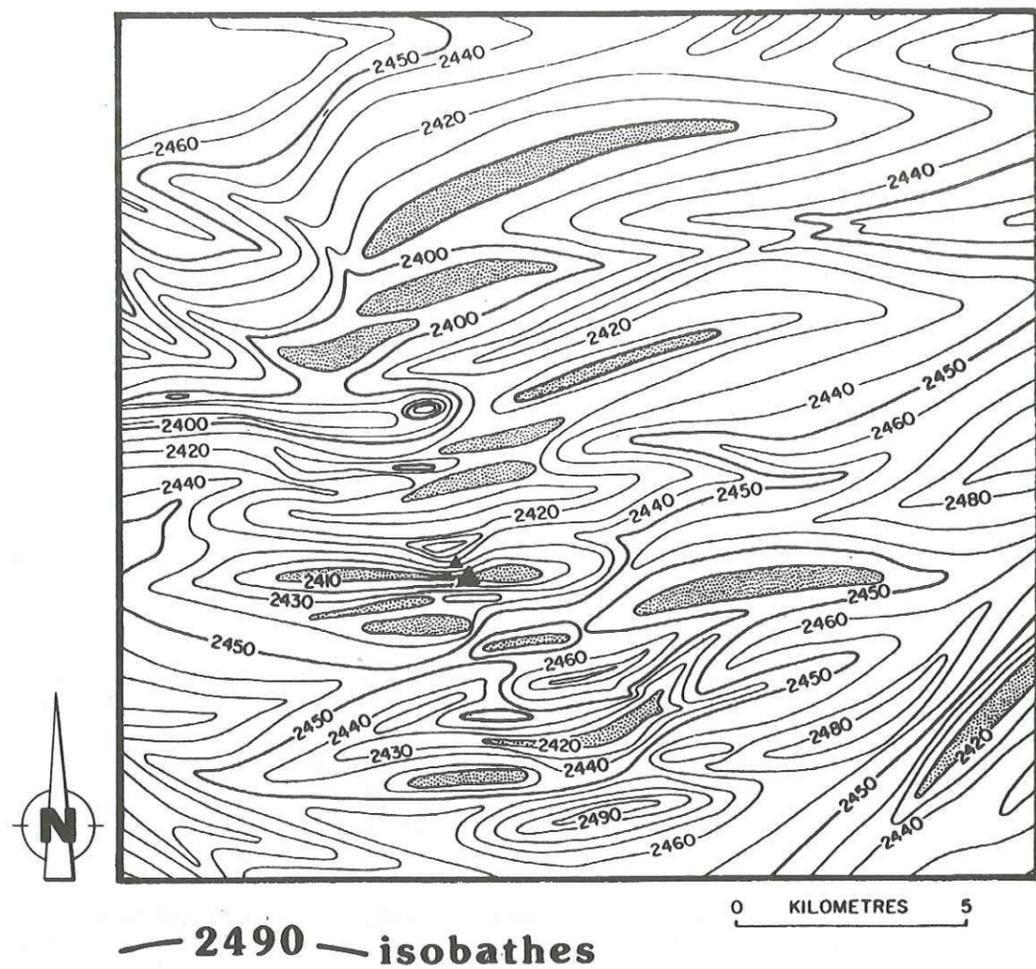


Fig. 72 : Champ de dunes à la surface de la "Fenidrift" KIDD & HILL (1986) Sur la ride contouritique de "Feni" les dunes de sédiments s'allongent parallèlement aux écoulements du courant de contour.

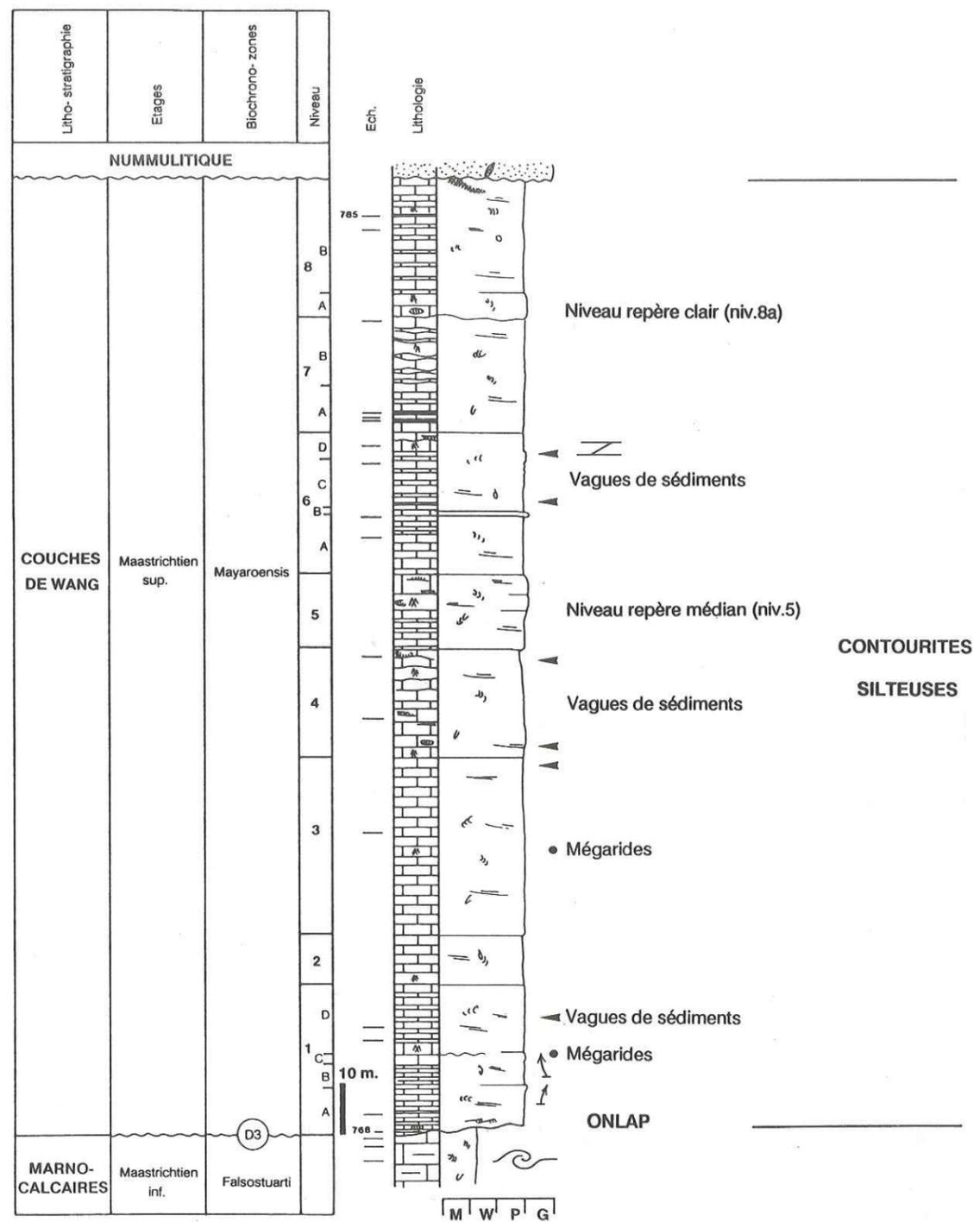


Fig. 73 : Coupe sédimentologique du Mont Charvin (fig. 82, n° 24). La série atteint 200 mètres de puissance mais reste très constante de bas en haut au niveau de la pétrographie et de la sédimentologie. La position des vagues de sédiments, ou dunes, est pointée par les flèches. Ces dépôts sont interprétés comme des contourites silteuses.

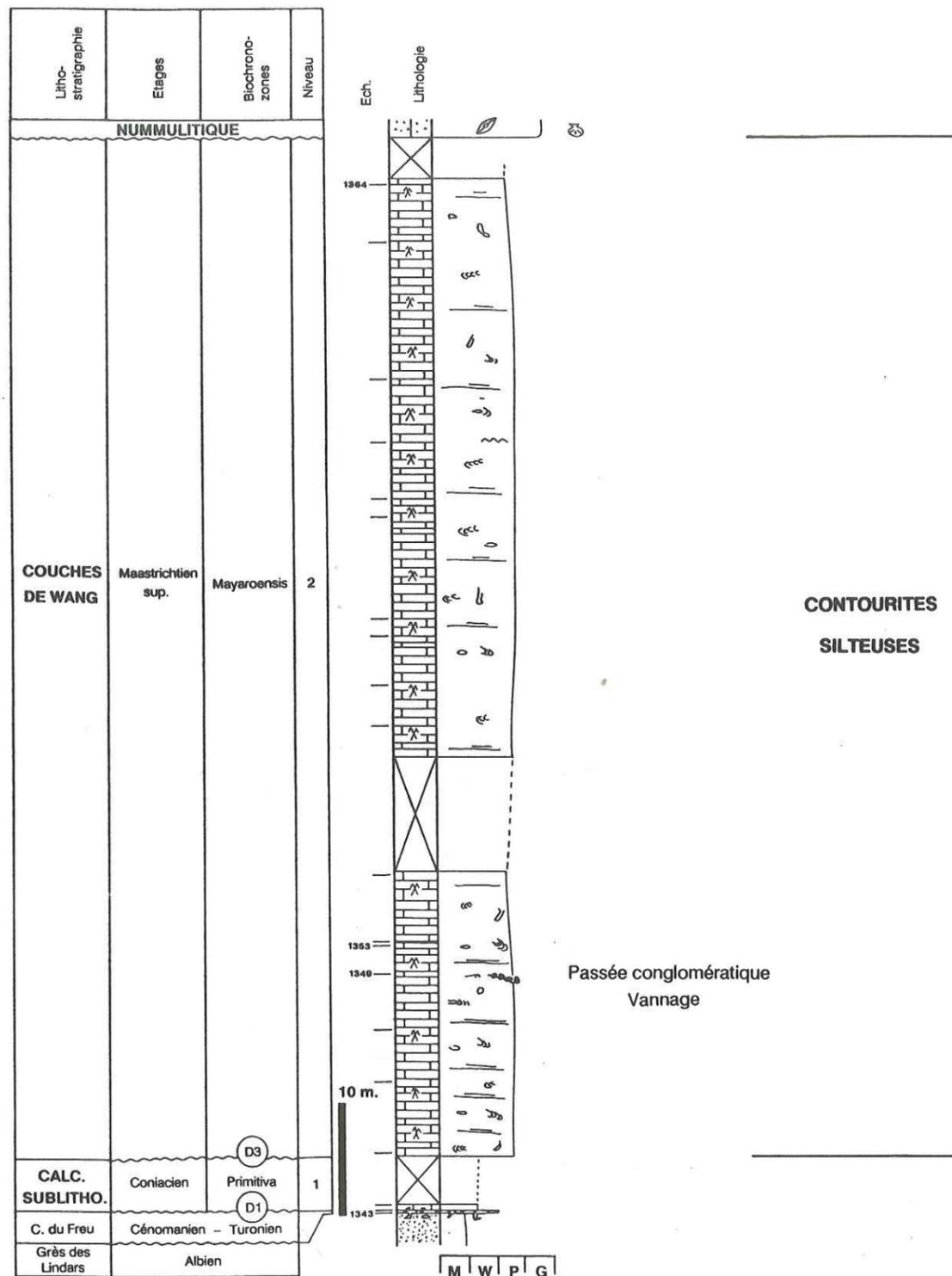


Fig. 74: Coupe sédimentologique des Vuargnoz (fig. 82, n° 33). Les Couches de Wang sont fortement érosives dans cette coupe (cf. fig. 57). Remarquez la passée conglomératique vannée dans la base des contourites silteuses.

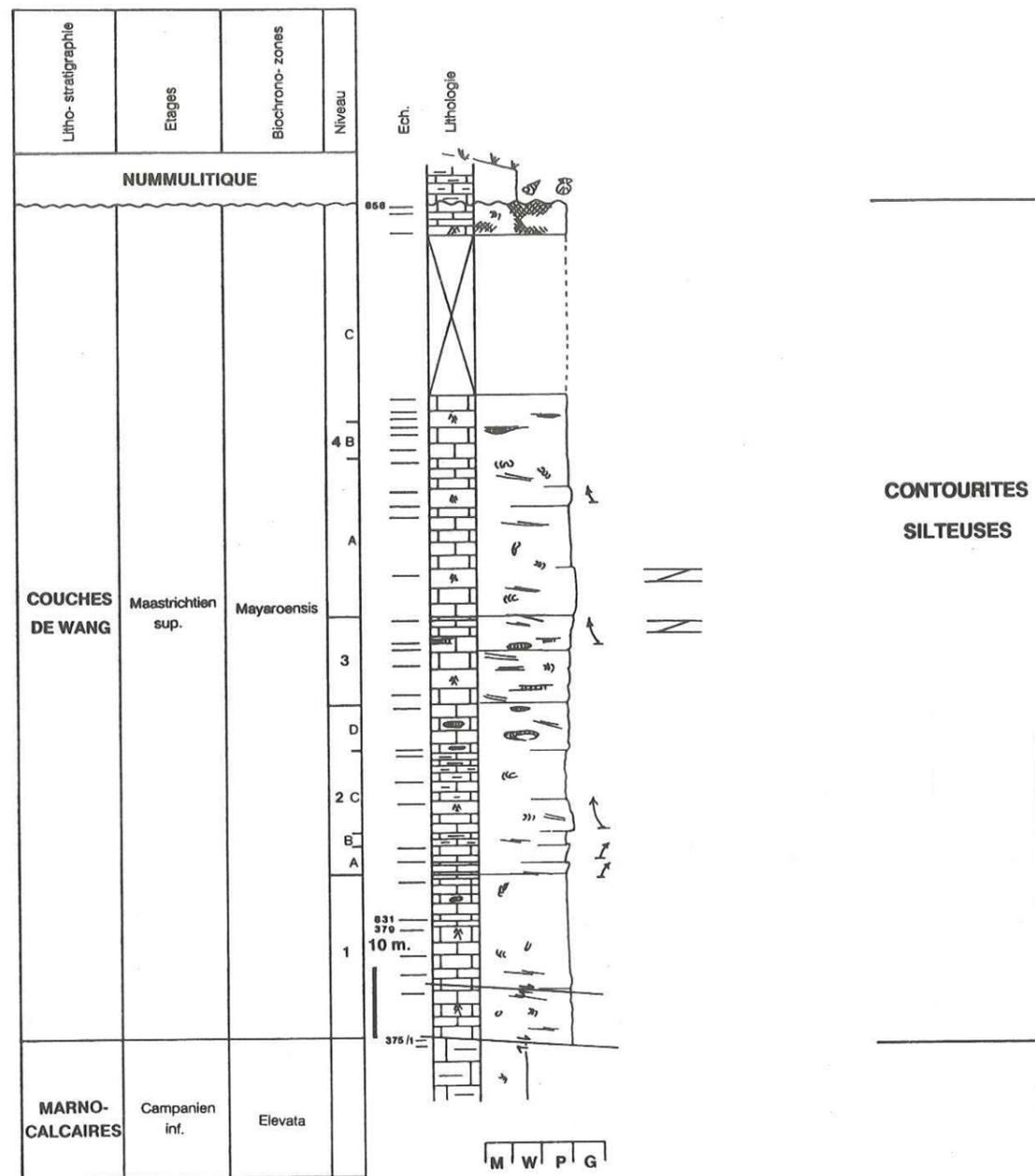
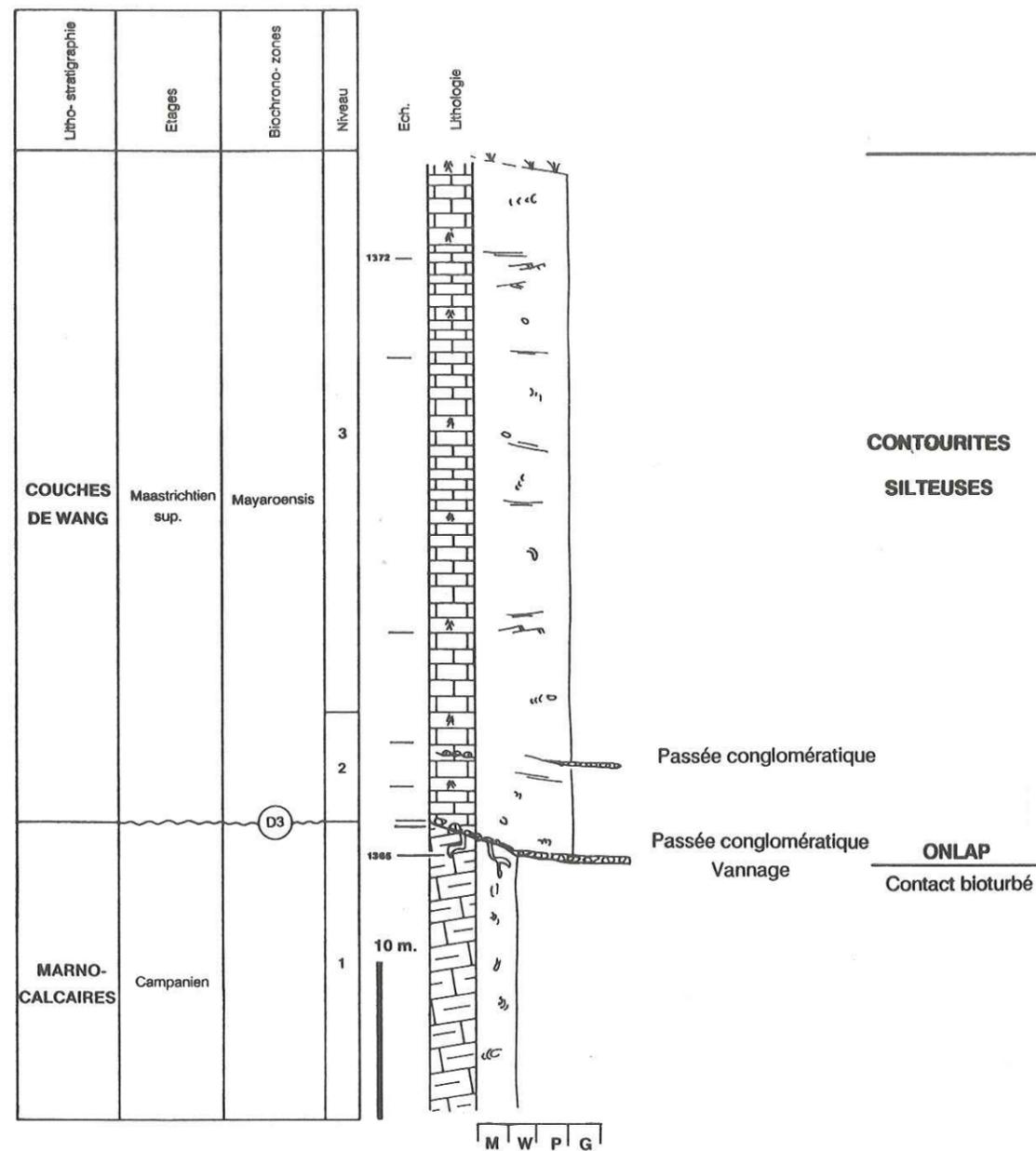


Fig. 75 : Coupe sédimentologique du Crêt des Mouches (fig. 82, n° 26). Dans le synclinal d'Arclosan, les Couches de Wang contiennent moins de figures sédimentaires dynamiques que dans les régions plus internes (fig. 73, 74). Quelques évolutions strato-croissantes (flèche vers droite) et strato-décroissantes (flèche vers gauche) se marque sans toutefois pouvoir en déduire une logique sédimentologique.



CHAPITRE V :

CONCLUSIONS - SYNTHÈSE SEDIMENTAIRE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

V.1 MODELE DE PLATE-FORME ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

V.2 EUSTATISME ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

V.3 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVE

Fig. 76 : Coupe sédimentologique du Mont de la Coche (fig. 82, n° 34). Les Couches de Wang reposent en légère discordance angulaire sur les Marno-calcaires campaniens. Deux passées conglomératiques vannées se sont accumulées à la base des contourites silteuses.

V.1 MODELE DE PLATE-FORME ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

Les différents aspects stratigraphiques et sédimentologiques présentés ont permis de définir trois unités génétiques de dépôt durant le Crétacé supérieur dans le domaine delphino-helvétique. Leurs agencements spacio-temporels révèlent une évolution complexe durant laquelle la dynamique sédimentaire et paléo-océanographique interfère avec les variations eustatiques.

De plus, la fin de la période crétacée s'inscrit entre les phases distensives jurassiques (LEMOINE *et al.* 1981) et néocomiennes (DETRAZ 1989) et les premières manifestations orogéniques alpines. Ces manifestations sont enregistrées en divers points de la marge nord-téthysienne des Alpes occidentales [LORY (1900), FÖLLMI (1981), FÖLLMI (1986), HILDBRECHT & LIEDHOLTZ (1987), VILLARS (1989)].

Afin de discriminer dans cette histoire complexe l'influence de ces différents facteurs, il convient de préciser pour chaque unité de dépôt un modèle paléogéographique et sédimentaire. Sur la base de ces modèles et de leurs successions durant le Crétacé supérieur, il sera possible de retracer les grands traits de l'évolution géodynamique du domaine.

Les Calcaires sublithographiques (fig. 77)

Ce premier cycle sédimentaire est limité par les discontinuités D1 et D2 et correspond aux dépôts du Turonien supérieur au Santonien. La sédimentation des Calcaires sublithographiques est carbonatée pélagique et s'organise, le long d'une coupe ouest-est recoupant les Bauges, les Bornes et les Aravis, suivant un prisme sédimentaire s'épaississant en direction du "bassin" (fig. 77).

Les différents aspects stratigraphiques et sédimentologiques présentés au chapitre II permettent de définir une morphologie de plate-forme qui montre de nombreuses analogies avec le modèle de la "Carbonate Ramp Slope". Ce modèle a été défini par MULLINS *et al.* (1987) dans la partie centrale de la plate-forme de Floride occidentale.

- Cette plate-forme se subdivise en deux domaines géomorphologiques distincts. Les pentes sont très faibles sur le "Shelf Margin", entre -200 et -400 mètres de fond. Elles s'accroissent légèrement sur la "Ramp-Slope" jusqu'à une profondeur de -2000 mètres (1-2 degrés).
- L'agencement des dépôts sur cette plate-forme correspond à un prisme sédimentaire s'épaississant en direction du bassin.
- La sédimentation est principalement constituée de boues pélagiques carbonatées. En raison de la topographie peu marquée de la plate-forme, les phénomènes gravitaires sont rares. On note une très faible importance quantitative des resédimentations et des slumps.
- La dynamique sédimentaire est contrôlée principalement par des courants cycloniques ("Loop Current"). Ils constituent une barrière océanographique et sédimentologique entre les deux domaines géomorphologiques, soit le "Shelf Margin" et le "Ramp-Slope". Ces courants influencent fortement la sédimentation et la diagenèse. Localement, ils stimulent la production carbonatée d'origine pélagique, vannent les boues sur le fond et accélèrent les cimentations.
- La courantologie gouverne la zonation des faciès qui est organisée en bandes parallèles aux isobathes.
- Trois faciès principaux sont distingués. Le "Hardground Facies" est situé entre -200 et -400 mètres de fond. Il est représenté par des grainstones interclastiques à rhodolithes, des rudstones et des cordons algaux. Il est bordé entre -400 et -600 mètres de profondeur par le "Winnowed-Sand Facies" qui est constitué par des sables à foraminifères planctoniques à intraclastes, glauconies, grains de phosphorite remaniés et coraux ahermatypiques. Finalement, le "Bioturbated Pelagic-Ooze Facies" caractérise la "Ramp Slope" jusqu'à -2000 mètres de fond. Comme son nom l'indique, ce faciès est constitué par des boues calcaires pélagiques et bioturbées.
- L'axe principal du courant, ainsi que la zonation des faciès qui lui est subordonnée, se déplace latéralement au cours du Quaternaire en réponse aux variations glacio-eustatiques.

Ce modèle de plate-forme est applicable aux Calcaires sublithographiques au niveau de l'organisation générale des faciès. La distribution des sédiments correspond en effet à un prisme s'épaississant vers le "bassin" (fig. 4, carte isopachique des Calcaires sublithographiques). Ce prisme est subdivisé en deux parties distinctes. La partie externe est peu épaisse et dessine un premier coin "plat" qui correspond à la plate-forme distale. La partie interne s'épaissit plus fortement et correspond à la "Ramp Slope".

La sédimentologie des Calcaires sublithographiques indique des paléotopographies douces et des pentes faibles, caractérisées par l'absence de phénomènes gravitaires importants.

La zonation des faciès au sein des Calcaires sublithographiques turoniens supérieurs à coniaciens inférieurs n'est pas strictement identique au modèle. Elle est par contre plus comparable au modèle dans sa partie supérieure de cette unité qui correspond aux dépôts du Coniacien supérieur à Santonien.

Dans cette partie des Calcaires sublithographiques (Micrites noduleuses et grès-glauconieuses, Calcaires rouges et Calcaires sublithographiques à fausses alternances, fig. 3), la zonation des faciès est proche du modèle et semble subordonnée également à une dynamique sédimentaire océanique. La répartition des faciès, illustrée sur la carte de la figure 18 et sur la figure 77 (limite des zones à *Concavata/Asymetrica*), peut être résumée de la façon suivante :

Dans les Bauges, les Micrites noduleuses et grès-glauconieuses du Santonien caractérisent une aire de sédimentation condensée. Un gradient croissant de condensation semble se dessiner en direction plus proximale (sud du synclinal des Aillons), c'est-à-dire en direction du sud-ouest (fig. 17). Ces faciès caractérisent une plate-forme distale à sédimentation pélagique condensée. Ce régime de sédimentation sous-alimenté est comparable à celui qui prévaut au développement du "Hard-Ground Facies" du modèle.

Les Calcaires rouges ont une extension géographique très limitée suivant une bande sub-méridienne (fig. 18). Cette bande paléogéographique correspond à une aire de sédimentation pélagique condensée. Les caractéristiques sédimentologiques observées constituent autant de traces liées à une dynamique sédimentaire déterminée par des courants (faible taux d'accumulation, nodularisation, vannage, tris granulométriques, cimentation précoce). Les caractéristiques sédimentologiques observées constituent autant de traces liées à une dynamique sédimentaire déterminée par des courants (faible taux d'accumulation, nodularisation, vannage, tris granulométriques, cimentation précoce). La signature sédimentologique des Calcaires rouges en fait un faciès comparable aux "Winnowed Sand Facies". Leur alignement souligne la rupture de pente entre la plate-forme distale, où "Shelf Margin", et la "Ramp-Slope" (fig. 77).

Latéralement, les Calcaires sublithographiques à fausses alternances constituent un prisme sédimentaire de calcaires pélagiques bioturbés. Les faciès sont analogues au "Bioturbated pelagic-ooze facies" du modèle et ces dépôts caractérisent la "Ramp Slope". Leur répartition d'ensemble est comparable à celle du remplissage frontal, ou "Slope-Front Fill System" défini par MULLINS *et al.* (1988).

Les observations sédimentologiques démontrent de plus que ces dépôts de rampe ont encore enregistré localement l'action discrète de courants (cf. chap. II).

Le modèle de plate-forme proposé s'applique bien à la partie supérieure, santonienne, des Calcaires sublithographiques, qui représente approximativement les deux tiers du temps enregistré par cette unité lithologique. Avant cela, durant le Coniacien, la plate-forme delphino-helvétique apparaît plutôt comme un plateau pélagique moins diversifié. Néanmoins, l'accumulation sédimentaire était déjà plus importante dans les parties internes et la morphologie en prisme sédimentaire se dessinait déjà entre les Bornes et les Aravis-Platé (Calcaires sublithographiques en bancs, fig. 3). De plus, des indices sédimentologiques de courant sont déjà sensibles dans les Micrites à lits de grès glauconieux (fig. 3) des Bauges.

C'est donc dès la zone à *Concavata*, puis durant la zone à *Asymetrica* pro parte que les caractéristiques morpho-sédimentaires du système "Plate-forme-Ramp Slope" se sont bien individualisées. C'est également à cette époque qu'une circulation océanique peut être proposée en tant que dynamique sédimentaire déterminante dans le domaine.

Du point de vue paléogéographique, la différenciation morpho-sédimentaire du domaine delphino-helvétique s'articule autour de l'alignement des Calcaires rouges. Cette ligne constitue un trait paléogéographique ancien, déjà marqué depuis l'Aptien supérieur. A cette époque, c'était en effet la limite orientale des faciès "Lumachelles" qui différencièrent la plate-forme dauphinoise de la plate-forme helvétique plus profonde (DELAMETTE 1988). Dès l'Albien, ce fut un des alignements de gouttières d'érosion liées au courant Nord-Téthysien (DELAMETTE 1988, fig. 76 p.174).

Finalement, cette ligne paléogéographique était encore marquée à la base des Calcaires sublithographiques. C'est la zone d'érosion maximale liée à la discontinuité D1.

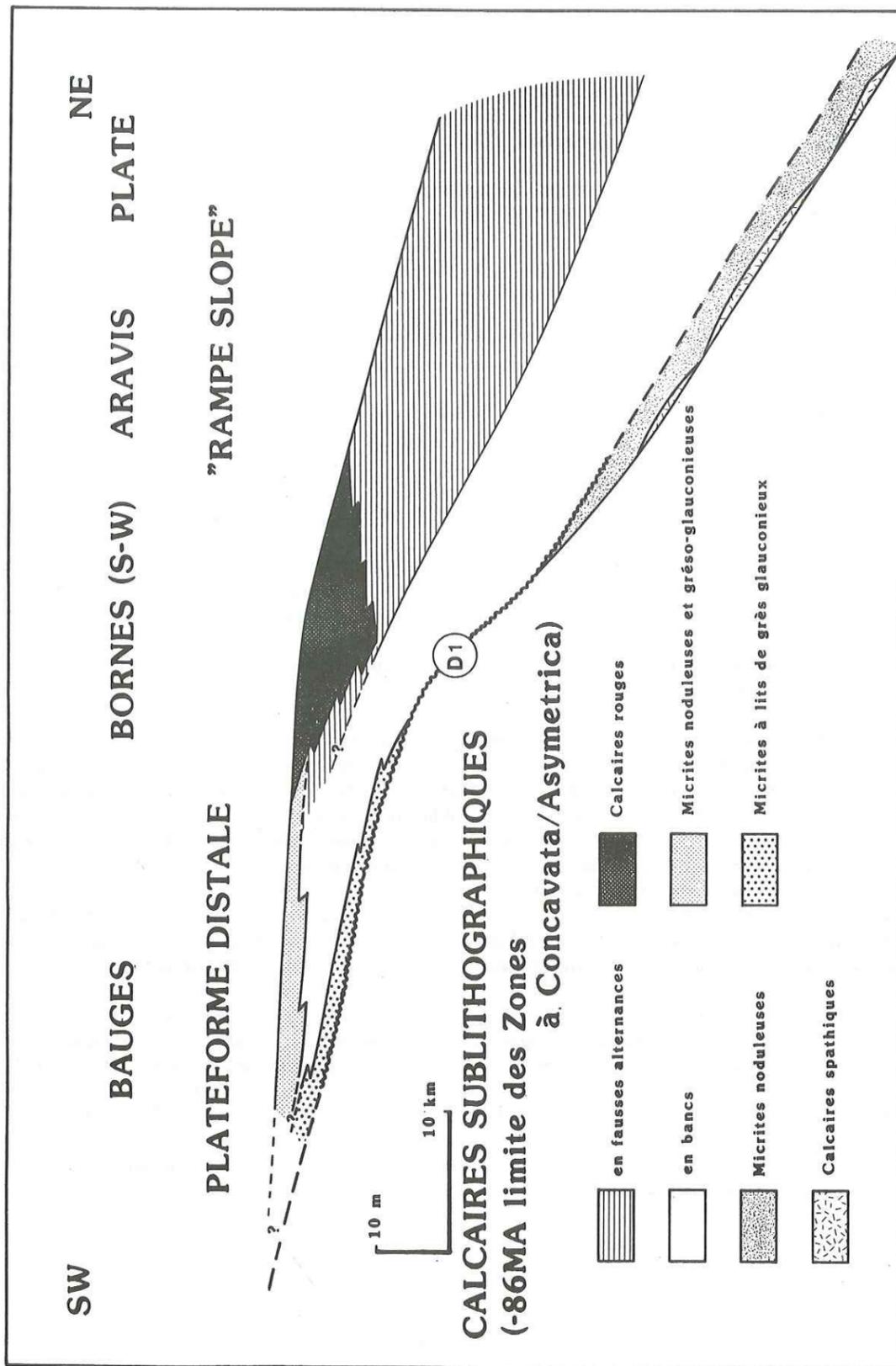


Fig. 77 : Reconstitution paléosédimentaire à la limite des zones à *Concavata/Asymetrica*. Modèle d'une "Ramp-slope". Les Calcaires sublithographiques dessinent un prisme sédimentaire. Ils se sont déposés dans un domaine de plate-forme distale dans les Bauges et de "Ramp Slope" des Aravis à Platé. La marge se situe au SW des Bornes et est caractérisée par des dépôts très condensés (Calcaires rouges). Cette reconstitution fait intervenir un courant de bordure responsable de la condensation des Calcaires rouges.

Les Lauzes et les Marno-calcaires (fig. 3 & 78) constituent le deuxième cycle sédimentaire reconnu. Ce cycle est limité par les discontinuités D2 et D3 et comprend les dépôts du Campanien-Maastrichtien inférieur. En Chartreuse, les Lauzes peuvent être subdivisées en trois séquences de dépôts au sens de la stratigraphie physique, lesquelles sont limitées par les discontinuités D2, D2.1, D2.2 et D3. Entre les Bauges et le Haut-Giffre, les Marno-calcaires ne présentent pas de découpage séquentiel bien marqué.

Les différents aspects stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques présentés (cf. cartes de faciès des fig. 49 à 53) donnent l'image d'une plate-forme qui peut être comparée au type "Carbonate Ramp" défini par (READ 1985). Cette rampe carbonatée se subdivise en deux aires de sédimentations principales qui correspondent aux grands ensembles géographiques. La Chartreuse et ses Lauzes (Calcarénites à bryozoaires, Marnes et marno-calcaires, Craies marneuses, Calcaires à silex, fig. 3) correspondent à un domaine de plate-forme proximale à l'ouest et distale à l'est. Des Bauges au Haut-Giffre, les Marno-calcaires se sont déposés sur une rampe à faible déclivité. Cette rampe mène jusqu'à la bordure interne du domaine delphino-helvétique.

La transition avec le domaine ultra-helvétique, bien que mal connue, semblerait correspondre à un talus plus accentué, siège de glissements synsédimentaires importants. Ces instabilités sédimentaires sont observées à plusieurs niveaux stratigraphiques. Les datations de ces différents horizons slumpés ne sont pas suffisamment précises actuellement pour affirmer que les périodes d'instabilités sédimentaires générant les glissements sont corrélables avec les discontinuités D2.1 et D2.2. Cependant, cette hypothèse n'est pas en contradiction avec la logique paléogéographique et séquentielle du domaine delphino-helvétique et ne peut être écartée a priori (fig. 78, et chap. III.3.4.2).

La première séquence correspond aux dépôts du Campanien inférieur (zone à *Elevata*). Elle est limitée par les discontinuités D2 et D2.1. Cette séquence débute par des faciès transgressifs dans l'ensemble du domaine (Deepening Upward Sequence).

Sur la plate-forme proximale, la sédimentation débute par des sables bioclastiques déposés dans la zone d'action des vagues. Sur la plate-forme médiane à distale, les premiers dépôts sont constitués par des Micrites bioclastiques, puis des Marno-calcaires hémipélagiques. Sur la rampe, la base des Marno-calcaires enregistre ce mouvement transgressif au niveau des populations de foraminifères benthiques ainsi que des ichnofaciès.

De plus, ces premiers dépôts hémipélagiques sont légèrement plus jeunes dans les parties proximales de la rampe que dans les parties distales. Cette diachronie détermine des relations stratigraphiques de type onlap sur la discontinuité D2.

Du point de vue séquentiel, l'intervalle transgressif correspond, sur la plate-forme proximale, au développement et à la submersion d'une barrière bioclastique littorale (mésotidale ?). Sur la plate-forme distale et sur la rampe, il ne s'individualise plus à proprement parlé au sein des Marno-calcaires.

La zonation des faciès observée en base de séquence évoque la géométrie sédimentaire d'une "Ramp-Barrier Bank" (READ 1985). Ce type morpho-sédimentaire de rampe carbonatée est caractérisé par une barrière hydrodynamique (barrier bank), la barrière bioclastique littorale (mésotidale ?) dans notre cas, protégeant un lagon et/ou un replat de marée. Ces différents faciès de basse énergie n'étant pas conservés en Chartreuse, ils sont très probablement à rechercher en Vercors occidental.

Les dépôts assimilés au prisme de haut niveau sont agencés, sur la plate-forme proximale, en barres bioclastiques édifiées par la houle. Sur la plate-forme distale, les Marno-calcaires hémipélagiques constituent les équivalents latéraux. Cette zonation des faciès pourrait correspondre à une plate-forme du type "Swell-Dominated Distally Steepend Ramp" (READ 1985). Les faciès de hautes énergies sont localisés en zone intertidale et correspondent aux barres bioclastiques de Chartreuse occidentale. Les dépôts subtidiaux, constitués par des complexes de plages et de dunes éoliennes, seraient théoriquement exposés dans le Vercors.

La deuxième séquence comprend les dépôts du Campanien "supérieur" (zone à *Ventricosa*). Cette séquence est limitée par les discontinuités D2.1 et D2.2 qui est fortement érosive. De ce fait, cette séquence est très incomplètement conservée.

La base de cette deuxième séquence enregistre une sédimentation de tempestites sur la plate-forme proximale et de turbidites calcaires sur la plate-forme distale. Pour le reste, l'ambiance est essentiellement marno-calcaire et toujours hémipélagique (Marnes et Marno-calcaires, fig. 3).

L'enregistrement sédimentaire étant très incomplet, il n'est pas possible de définir une morphologie de plate-forme.

La troisième séquence comprend les dépôts du Campanien terminal - Maastrichtien inférieur (zones à *Calcarata* et à *Falsostuarti*). Elle est limitée par les discontinuités D2.2 et D3. Ce système de dépôt comprend les Calcarénites à bryozoaires supérieurs, les Craies Marneuses, les Calcaires à silex, les Marno-calcaires et les Micrites à rugoglobigérines (fig. 3). La géométrie d'ensemble de cette séquence correspond à un prisme de bordure de plate-forme au sens de VAIL *et al.* (1987). En fonction des données disponibles, il ne semble guère possible de définir de façon plus détaillée les divers éléments du système de dépôts.

La zonation des faciès pourrait correspondre à une rampe de type "Ramp-Distally Steepend" (READ 1985). Une des caractéristiques morphologiques importantes de ce type de rampe est constituée par une pente plus accusée en partie distale.

La paléo-pente en Chartreuse orientale est un trait important et caractéristique du sommet de cette troisième séquence. Cette pente sédimentaire est enregistrée au niveau des Micrites à rugoglobigérines slumpés et resédimentés du synclinal du Granier (fig. 26, fig. 53 : carte paléogéographique du Maastrichtien inférieur et fig. 78).

Etant donné que seule la partie externe du dispositif est exposée entre la Chartreuse et le Haut Giffre, la partie proximale et ses faciès intertidaux et subtidaux (shoals, peri-tidal facies) sont probablement à rechercher en Vercors.

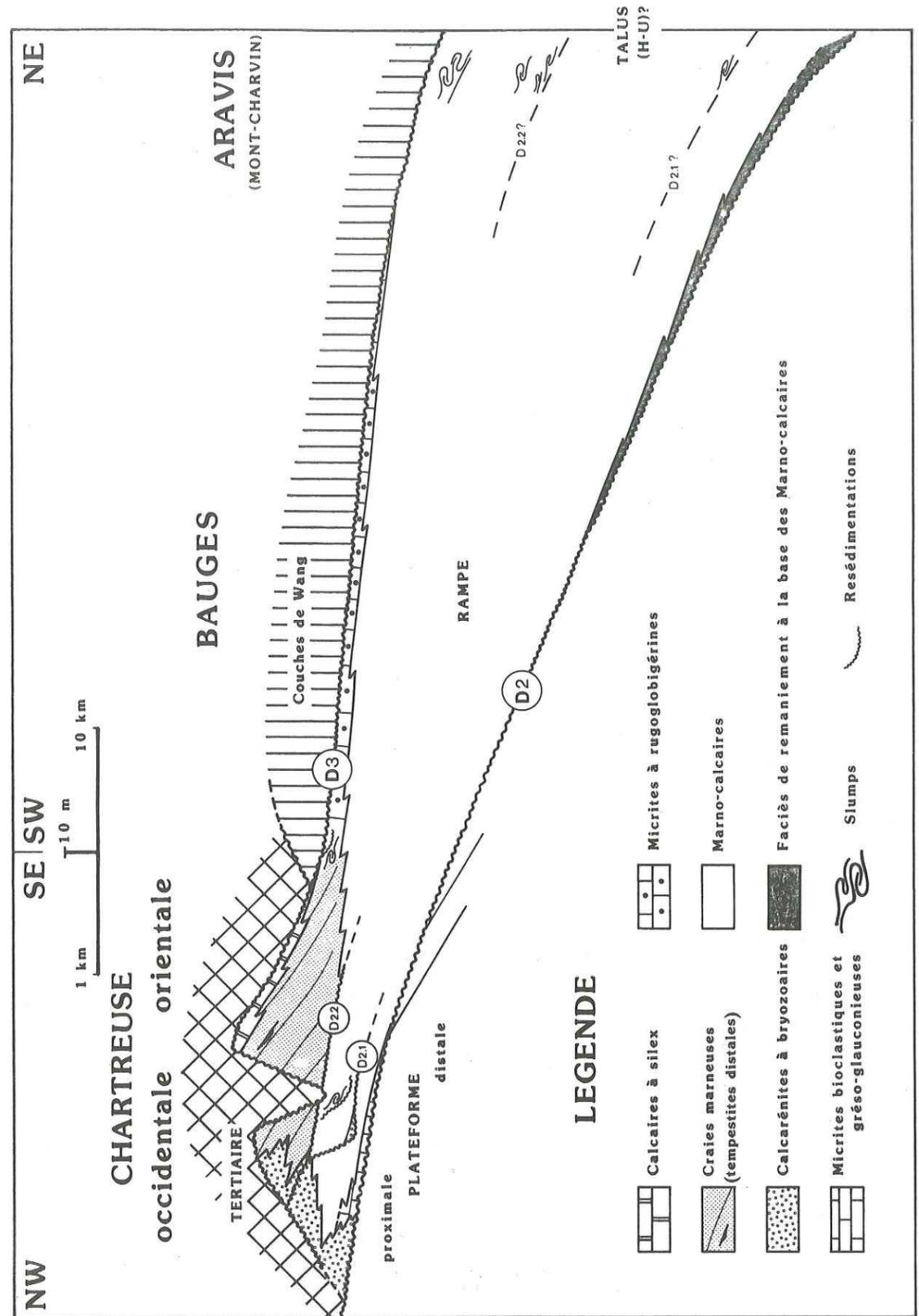


Fig. 78 : Reconstitution paléosédimentaire des dépôts du Campanien-Maastrichtien inférieur. Noter le changement d'échelle horizontale entre la Chartreuse et les Bauges ainsi que l'exagération verticale. La plate-forme (proximale et distale) est située en Chartreuse occidentale. Le détail des trois séquences de dépôts reconnus sur cette plate-forme est décrit dans le texte. La rampe s'étend depuis la Chartreuse orientale jusqu'à la bordure interne des chaînes subalpines septentrionales.

Les Couches de Wang constituent le troisième et dernier cycle sédimentaire reconnu dans le domaine. Cette unité lithostratigraphique est datée du Maastrichtien terminal. Elle est limitée à la base par la discontinuité D3 et généralement fortement érodée par le Nummulitique au sommet.

L'environnement sédimentaire des Couches de Wang correspond à une rampe distale peu inclinée (ou plate-forme distale). La morphologie de cette rampe semble peu diversifiée. Néanmoins, on peut discriminer une partie proximale qui est caractérisée par des faciès de calcisiltites peu laminées, d'une partie plus distale où les calcilaminites dominent largement. Dans cette région, les figures sédimentaires micro- à mésoscopiques sont très abondantes et elles indiquent un régime de sédimentation de relativement haute énergie. De plus, une légère pente sédimentaire marque la transition entre ces deux aires de sédimentation. Cette pente est marquée par des slumps (fig. 79).

L'étude biostratigraphique a montré une légère diachronie de la base des Couches de Wang qui est légèrement plus jeune sur la rampe distale. Du point de vue de la stratigraphie séquentielle (VAIL *et al.* 1987), cette progradation des Couches de Wang indique qu'elles s'agencent suivant un prisme de bordure de plate-forme.

La nature de la discontinuité D3 résulte de processus d'érosion sous-marins liés à des courants et les différents aspects sédimentologiques des Couches de Wang permettent de reconnaître une accumulation contouritique. Cette interprétation conduit à envisager une dynamique sédimentaire océanique durant la fin du Maastrichtien, dans laquelle les courants ont une importance morpho-sédimentaire prépondérante sur la marge du domaine delphino-helvétique.

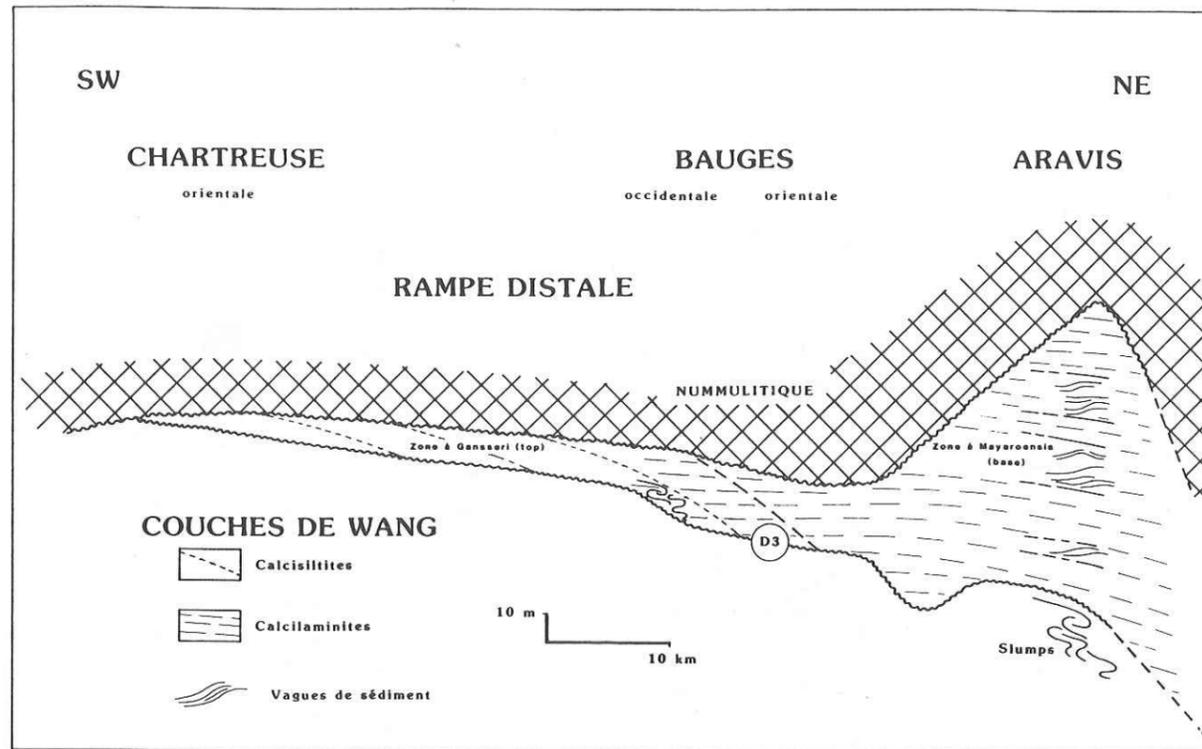


Fig. 79: Reconstitution paléosédimentaire au Maastrichtien terminal. L'accumulation contouritique s'est déposée en domaine de rampe distale. Les faciès de calcisiltites caractérisent la partie SW, plus proximale, alors que les faciès de calcilaminites et les vagues de sédiment sont situées sur la partie plus distale. La dynamique sédimentaire de type contouritique est plus marquée sur la marge de la rampe. La progradation de ce prisme de bordure de plate-forme est signalée par les traits tirés obliques.

Une telle dynamique sédimentaire océanique ne devrait logiquement pas être restreinte aux chaînes subalpines internes et pourrait avoir influencé des régions beaucoup plus vastes de la marge nord helvétique et/ou dauphinoise.

En ce qui concerne le domaine dauphinois et les dépôts du Maastrichtien (Calcaires à silex du Dévoluy), les études récentes manquent, ce qui interdit toutes comparaisons.

Par contre, de nombreux arguments vont dans ce sens dans le domaine helvétique et sa Formation de Wang. En effet, les analogies lithologiques (macro- et microfaciès) et sédimentologiques sont frappantes entre les Couches de Wang et la Formation de Wang. Ces analogies sont suffisamment marquées pour envisager une seule et même unité génétique de dépôts.

De plus, STACHER (1980) avait déjà envisagé l'action de courants pour expliquer les nombreuses figures sédimentaires observées au sein de la Formation de Wang (laminations planes à entrecroisées principalement). Mais cette interprétation reste très embryonnaire dans son travail, bien qu'il contienne des observations importantes susceptibles de l'étayer plus solidement.

Par exemple, cet auteur a mis en évidence un gradient granulométrique longitudinal, parallèle à la marge helvétique STACHER (1980). Ce gradient pourrait être interprété comme la marque d'une distribution longitudinale des sédiments, ce qui conforterait l'hypothèse d'une sédimentation principalement gouvernée par des courants de bordure cheminant sur la marge.

De plus, ce gradient sédimentaire longitudinal semblerait être une caractéristique pérenne durant la fin du Crétacé. Il se traduit au niveau biostratigraphique par une double hétérochronie; de l'âge de la base de la Formation d'une part et de l'âge des quatre niveaux lithostratigraphiques différenciés d'autre part. Ce gradient longitudinal correspond à un rajeunissement progressif des dépôts d'est en ouest. (STACHER 1980, table IX et fig. 81). Cette double hétérochronie pourrait être interprétée comme l'enregistrement de la migration des centres de dépôts, en relation avec une construction longitudinale de l'accumulation contouritique.

Cette interprétation paléosédimentaire est présentée sur la figure 80, qui illustre une coupe longitudinale de la bordure interne des domaines helvétique et delphino-helvétique durant la fin du Crétacé. Cette représentation donne une image schématique et quelque peu ambitieuse, mais elle cherche avant tout à préciser les caractéristiques essentielles du modèle sédimentaire.

Sur cette figure, on note que la Formation de Wang débute au Campanien terminal (zone à *Calcarata*) dans le Voralberg et dans la nappe orientale du Säntis. Dans ces régions, la sédimentation est continue entre les Marnes d'Amden sous-jacentes et la Formation de Wang.

Plus à l'ouest, dans la nappe de Drusberg (région de Schwalmis), la Formation de Wang débute au Maastrichtien inférieur, elle repose sur une discontinuité érosive sous-marine. Les érosions ont progressivement décapé la série sous-jacente et coupé un biseau qui atteint le "Gault" dans les régions les plus internes (STACHER 1980, fig. 2E, p. 15 et table IX).

Au Wilerhorn, la base des Couches de Wang est constituée par une brèche mal datée et attribuée actuellement au Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur. Mais dans la coupe du "Wilerhorn am Rothornweg" publiée par STACHER (1980, fig. 34, p. 67), les "Wang-Kalk/Wang-Schieferkalk" reposent directement sur le Schratenkalk (Urgonien). L'extrême base de ces faciès correspond déjà à la zone à *Gansseri*, du Maastrichtien supérieur. L'analyse des faunes récoltées par STACHER (1980) dans ce niveau permet d'affiner la datation. En effet, la présence de *Racemignembelina fructicosa* à la base de la Formation indique la partie supérieure de la zone à *Gansseri*. Il est à signaler que cette datation correspond très exactement à celle obtenue dans les parties proximales de la rampe delphino-helvétique.

Dans la nappe occidentale du Wildhorn, la Formation de Wang est très nettement érosive (LUGEON 1900). Le biseau d'érosion atteint également le Schratenkalk. L'âge de ces dépôts n'est guère étayé et ils sont attribués au Maastrichtien inférieur sans argument paléontologique (profil du Pas de Maimbré, STACHER 1980 et fig. 80). Dans ce contexte, il semble plus logique d'extrapoler les datations fiables obtenues dans les régions les plus proches situées de part et d'autre. Il paraît donc plus cohérent d'attribuer un âge Maastrichtien terminal analogue à celui obtenu dans les chaînes subalpines et dans la coupe du Wilerhorn.

En conclusion, l'agencement spacio-temporel des faciès "Wang" (Couches de Wang et Formation de Wang) présentés ici (fig. 80) pourrait correspondre à la construction d'une accumulation contouritique, s'édifiant progressivement du NE au SW sur la bordure interne des domaines helvétique et delphino-helvétique.

Bien évidemment ce modèle sédimentaire, qui tente d'intégrer le plus de données disponibles, demeure encore très schématique et incomplet. Il nécessitera de nombreux contrôles sédimentologiques et stratigraphiques dans les nappes helvétiques.

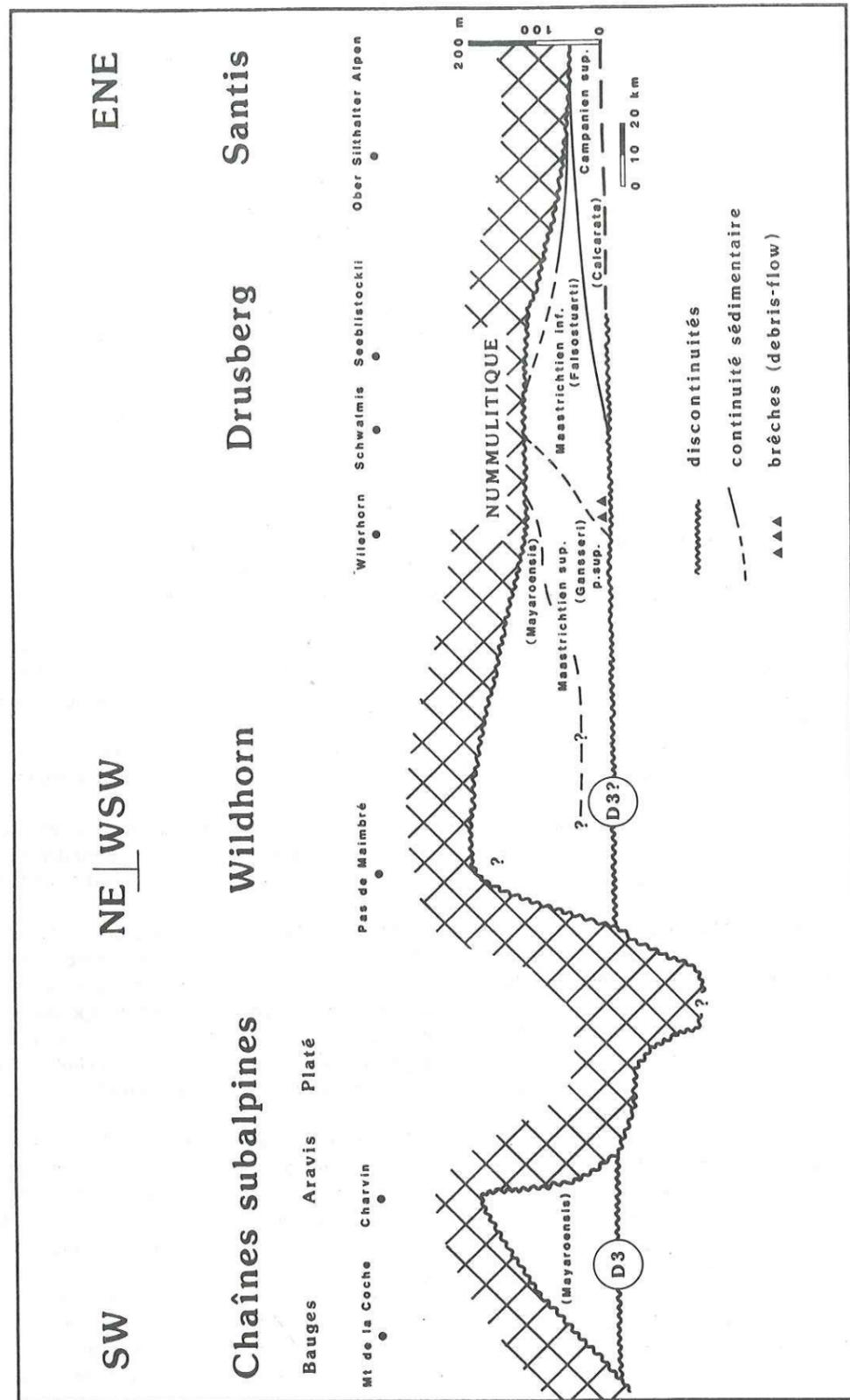


Fig. 80 : Reconstitution paléosédimentaire des Couches de Wang et de la Formation de Wang (STACHER 1980) sur la bordure interne des domaines delphino-helvétique et helvétiques. La base des faciès de type Couches de Wang est choisie comme plan de référence horizontal. Cette reconstitution intègre les données disponibles dans la littérature (STACHER 1980) et développe l'hypothèse d'une accumulation contouritique progradant, de l'ENE vers le WSW, sur la bordure interne des domaine helvétique et delphino-helvétique.

Il convient maintenant d'envisager la nature des courants et leur mode d'interaction sur la rampe. En ce qui concerne les érosions basales, liées à la discontinuité D3 des chaînes subalpines et liées aux biseaux d'érosion dans les nappes helvétiques, une comparaison avec la marge continentale ouest atlantique est instructive.

Sur cette marge, PINET *et al.* (1981) et PINET & POPENOE (1982, 1985) ont démontré l'action érosive du Gulf stream. Ils ont également mis en évidence sa mobilité latérale en réponse aux variations eustatiques globales. La trajectoire de l'axe principal du Gulf Stream est d'abord repoussé en direction de l'océan durant la chute du niveau marin. Il remonte ensuite progressivement sur la marge durant la remontée eustatique. Les positions successives sont marquées par des figures d'érosions d'ampleur plurikilométrique qui ont l'allure de discontinuités en auges (channeled unconformities).

Ce scénario pourrait être appliqué aux contourites des Couches de Wang. En ce qui concerne la discontinuité basale D3, une baisse eustatique importante de type T1 est reconnue au Maastrichtien terminal par HAQ *et al.* (1987). La discontinuité régionale D3 se corrélant avec cet événement eustatique (fig. 81 et chap. V.2), il apparaît que l'histoire sédimentaire est en étroite relation avec l'histoire eustatique. Ainsi, cette baisse rapide du niveau marin a sans doute permis la remontée d'un courant océanique sur la bordure externe du domaine delphino-helvétique. Son passage s'est marqué dans un premier temps par les érosions associées à la discontinuité D3. Par la suite, ce courant a construit une accumulation sédimentaire de type contouritique.

En ce qui concerne la nature et les paramètres du courant de bordure invoqué, nous sommes réduit à émettre quelques hypothèses. Comme dans le cas du Gulf Stream, un courant géotrophique de subsurface (wind-driven current) s'intégrerait bien au cadre sédimentaire et paléogéographique de la marge delphino-helvétique et helvétique. Cette hypothèse est d'ailleurs étayée par les données expérimentales et théoriques de LUYENDYK *et al.* (1972). En effet, ces auteurs ont proposé une circulation nord-téthysienne orientée est-ouest durant le Crétacé.

De plus, ce type de circulation océanique de sub-surface a déjà été envisagée, dans les domaines delphino-helvétique et helvétique, (RUBINO et DELAMETTE 1985a; RUBINO et DELAMETTE 1985b; DELAMETTE 1986; DELAMETTE 1988a; DELAMETTE 1988b et FÖLLMI 1986) pour expliquer la formation des séries condensées et lacunaires du Crétacé "moyen".

L'hypothèse d'un courant de contour thermohalin est à priori moins probable dans un contexte de marge continentale, mais elle ne peut être écartée de facto. En effet, quelques exemples actuels montrent l'importance morpho-sédimentaire de tels courants. A cet égard, il faut mentionner le courant de décharge de Méditerranée et la ride contouritique du Faro (FAUGERES *et al.* 1985; GONTHIER *et al.* 1984; STOW *et al.* 1986). Situé sur la marge sud-portugaise, cette accumulation de contourite est édifée par la veine d'eau méditerranéenne s'écoulant depuis le détroit de Gibraltar. Elle se situe à des profondeurs comprises entre -500 et -700 mètres qui sont très comparables aux profondeurs de dépôt des Couches de Wang. De plus, les sédiments du Faro sont très comparable avec les Couches de Wang en ce qui concerne la pétrographie, les faciès et les figures sédimentaires.

Bien sûr, le système de courant au niveau du détroit de Gibraltar n'a pas d'équivalent actuellement connu sur la marge nord-téthysienne du Crétacé terminal. Néanmoins, les cartes paléogéographiques du Maastrichtien (DERCOURT *et al.* 1987) indiquent une constriction importante du bassin nord-pennique en cours de fermeture (WILDI, 1988) et il n'est pas absurde d'imaginer un renouvellement et/ou une activation des circulations océaniques dans ce bassin. Ces courants pourraient s'écouler sur la marge helvétique et delphino-helvétique lors de baisses eustatiques importantes comme celle du Maastrichtien terminal.

Une dernière hypothèse serait d'envisager des courants thermohalins s'écoulant depuis les bassins plus ou moins fermés du nord de l'Europe. A titre de comparaison, on peut retenir le cas du bassin épicontinental permien du "Delaware" (Texas et Nouveau Mexique). HARMS & WILLIAMSON (1988) ont souligné le rôle sédimentologique important joué par les écoulements d'eau dense, saline, dans le transport et la distribution des sédiments terrigènes vers le centre de ce bassin. Dans une certaine mesure, ce modèle hydrologique de mer épicontinentale pourrait être appliqué au domaine delphino-helvétique (et helvétique) en postulant des courants d'échanges entre les bassins de Paris ou de Pologne et l'océan téthysien.

Evidemment, les différents aspects de cette question dépasse largement le cadre de ce travail et ne trouveront de réponse acceptable qu'en disposant d'une synthèse paléogéographique globale du Crétacé supérieur.

V.2 EUSTATISME ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Avant de rattacher les cycles sédimentaires reconnus sur la plate-forme delphino-helvétique au diagramme des cycles eustatiques de HAQ *et al.* (1987), il convient de rappeler que les concepts de la stratigraphie séquentielle ont été développés dans les sédiments clastiques. Leur application est notablement plus délicate dans certaines séries pélagiques à hémipélagiques du Crétacé supérieur ne représentant de surcroît qu'une portion de marge.

Sur la charte de HAQ *et al.* (1987) présentée à la figure 81, la courbe eustatique à long terme indique un niveau marin très élevé entre l'Albien supérieur et le Maastrichtien terminal. Le niveau moyen était situé approximativement 200 mètres plus haut qu'aujourd'hui. Après avoir atteint un premier maximum durant le

Turonien inférieur à moyen (+250 m.), le niveau marin est redescendu ensuite progressivement jusqu'au Santonien supérieur, avant de remonter pour atteindre un second maximum dans la partie moyenne du Campanien (+230m.). Il est ensuite redescendu de façon linéaire durant la fin du Crétacé et jusqu'au Paléocène supérieur.

Durant le Crétacé supérieur, six baisses eustatiques importantes sont recensées sur la courbe eustatique à court terme. Parmi ces six événements, cinq sont du type T1 correspondant à une exondation complète des plates-formes continentales (fig. 81), alors qu'une seule est de type T2. Des oscillations de moindre importance s'intercalent mais elles ne seront pas analysées ici n'étant pas identifiables biostratigraphiquement dans les séries.

Sur la plate-forme delphino-helvétique, cinq discontinuités sont repérées (D1, D2, D2.1, D2.2 et D3). La datation de ces surfaces de discontinuité s'avère relativement imprécise étant donné que leur passage latéral à des surfaces de conformités sédimentaires ne sont généralement pas observées. Les discontinuités D1, D2.1 et D2.2 font exception à cette règle et se corrélaient assez précisément avec les discontinuités globales (fig. 81).

Pour les autres (D2 & D3), elles ont été datées et corrélées en tenant compte des considérations suivantes :

Une discontinuité se trouve être plus vieille, ou de même âge que les premiers dépôts situés au-dessus d'elle; mais elle est plus jeune que les derniers dépôts non érodés, conservés au sommet de la séquence précédente.

Ainsi, l'âge de la discontinuité D2 se situe entre le Campanien basal et le Santonien supérieur. Dans cet intervalle, la D2 est corrélée avec la discontinuité située dans la partie médiane de la zone à *Asymetrica*. La discontinuité D3 se situe quant à elle entre la zone à *Gansseri* très élevée, et la zone à *Falsotuarti* du Maastrichtien. Elle se corréle donc avec la dernière discontinuité eustatique du Crétacé, positionnée au sommet de la zone à *Gansseri* (fig. 81).

Ces corrélations indiquent que l'histoire eustatique a été enregistrée plus ou moins fidèlement dans le domaine delphino-eustatique, et les cinq discontinuités reconnues peuvent être qualifiées d'eustatiques. Par contre, l'importance des baisses eustatiques sur la plate-forme delphino-helvétique ne correspond jamais à celle mentionnée sur la charte. Parmi les cinq discontinuités de type T1 attendues, aucune ne présente les caractéristiques liées à une exondation complète de la plate-forme. En conséquence, les baisses relatives du niveau marin semblent suffisamment atténuées dans le domaine delphino-helvétique pour être transformées en discontinuités de type T2.

L'analyse de la discontinuité D1 du Turonien supérieur mérite qu'on la replace dans son contexte.

En effet, la plate-forme carbonatée urgonienne s'est largement développée entre le Barrémien et l'Aptien inférieur. Cette plate-forme fut ennoyée par les dépôts silico-clastiques lacunaires et condensés de l'Aptien-Albien. Ces dépôts circalittoraux ont été relayés par une sédimentation pélagique carbonatée dès l'Albien terminal-Cénomaniens. L'approfondissement généralisé des milieux de dépôts depuis l'Aptien inférieur fut progressif et aucune déformation synsédimentaire importante n'est intervenue de façon évidente. Dès lors, la profondeur de sédimentation des dépôts crétacés supérieurs devrait être déterminée en premier lieu par la position relative du niveau marin et en second lieu par l'histoire de la subsidence.

Au niveau de la discontinuité D1 du Turonien supérieur, aucune observation indubitable ne permet de reconnaître les traces d'une érosion subaérienne (type T1) dans le domaine étudié. De plus, les premiers sédiments collés sur la discontinuité D1 (Calcaires sublithographiques) ne présente jamais de faciès littoraux qui indiqueraient une diminution de profondeur, et ceci même sur la plateforme plus "proximale" des Bauges occidentales. Il faut se déplacer jusqu'en Vercors pour trouver des sédiments franchement littoraux durant cette période (PORTHAULT, 1982). En tout état de cause, il paraît défendable de proposer une forte atténuation de la baisse eustatique du Turonien supérieur; la discontinuité D1 apparaissant plutôt comme du type T2. Dans cette interprétation, il faut imaginer des vitesses de subsidence anormalement élevées depuis l'Aptien supérieur, ou à la fin du Turonien (fig. 81).

Entre le Coniacien et le Santonien, une flexuration du domaine a déterminé l'évolution paléogéographique du domaine. En effet, la structuration en "Ramp-Slope" nécessite une subsidence différentielle, caractérisée par un effondrement relatif des régions internes (Slope) avec une subsidence plus rapide. La flexure s'articule autour de l'alignement des Calcaires rouges qui s'individualise comme un trait paléogéographique important (fig. 18 & 76). Le second cycle sédimentaire (Campanien - Maastrichtien inférieur) est subdivisé en trois systèmes de dépôt en Chartreuse. Les discontinuités qui les limitent (D2, D2.1 et D2.2) sont bien en phase avec les principales discontinuités eustatiques globales (fig. 77).

La discontinuité D2 est corrélée avec la baisse eustatique marquée de la fin du Santonien. Mais la géométrie des érosions qui lui est liée ne correspond pas au type T1. En effet, les érosions d'une discontinuité T1 devraient être situées sur la plate-forme distale, c'est à dire dans les Bauges orientales et les Bornes. Mais le biseau d'érosion observé entaille le substratum plus profondément en direction des régions externes du domaine (Chartreuse et Bauges occidentales, fig. 20). Cette géométrie correspond, selon VAIL *et al.* (1987, fig. 4), à la truncature de couches basculées. Elle est à mettre en relation avec des mouvements tectoniques positifs en Chartreuse. Ces mouvements s'accordent bien avec les indices de tectonique synsédimentaire observés dans les dépôts du Campanien inférieur (Coupe des Cuchets, fig. 41, niveau 2).

De plus, cette période marque l'arrivée du détritisme argileux sur la rampe (Marno-calcaires des Bauges au Haut Giffre). Ce changement de régime de sédimentation enregistre de façon lointaine et atténuée cette phase de déformations synsédimentaires.

Ce faisceau d'arguments soutient l'hypothèse, proposée dans la synthèse géologique du Sud Est (DEBRAND-PASSART 1984), d'un basculement généralisé du domaine delphino-helvétique durant le Santonien supérieur ? - Campanien inférieur ? Ce mouvement de bascule détermine la "remontée" de la Chartreuse et l'"effondrement" des massifs internes.

Les discontinuités D2.1 et D2.2, ainsi que les séquences campano-maastrichtiennes associées, sont trop incomplètement conservées en Chartreuse pour espérer déceler les traces d'une tectonique synsédimentaire. Néanmoins, il existe quelques indices pour une modulation du signal eustatique par une subsidence rapide. Au niveau de la discontinuité D2.1 par exemple, une subsidence rapide semble compenser les effets de la baisse eustatique, la discontinuité s'exprimant comme un type T2. De plus, cette subsidence accélérée avait déjà été envisagée par l'analyse paléocéologique des foraminifères benthiques (cf. chap. III.5.4).

Au Maastrichtien terminal, le troisième et dernier cycle sédimentaire s'individualise dans le domaine (Couches de Wang). Une lacune érosionnelle de 4 à 5 MA s'inscrit entre les Couches de Wang et les Marno-calcaires sous-jacents. Pourtant, ni les mécanismes d'érosion au niveau de la discontinuité D3, ni les premiers faciès wangs n'évoquent une exondation complète de la plate-forme. Etant donné que la dernière baisse eustatique de la fin du Crétacé est de type T1, la vitesse de subsidence devait être suffisamment élevée pour modifier la discontinuité D3 en type T2. Cette subsidence rapide a notoirement atténué la baisse eustatique tout en maintenant des environnements de plate-forme distale dans les zones interne du domaine (cf. chap. IV.5.2).

En conclusion, l'effondrement du domaine delphino-helvétique interne apparaît comme le trait important de l'évolution paléogéographique du Crétacé supérieur. Il s'est amorcé au Coniacien ? - Santonien. La Chartreuse occidentale s'est soulevée alors que les massifs plus internes se sont effondrés. Dès lors, un domaine de plate-forme (proximale et distale) s'est individualisé en Chartreuse, bordé par une rampe étendue jusqu'à la bordure interne du domaine. La subsidence des régions distales s'est probablement poursuivie durant le Campanien et le Maastrichtien de façon moins marquée. Par contre, la fin du Maastrichtien enregistre la reprise des mouvements d'affaissement du substrat et une accélération de la subsidence (fig. 81).

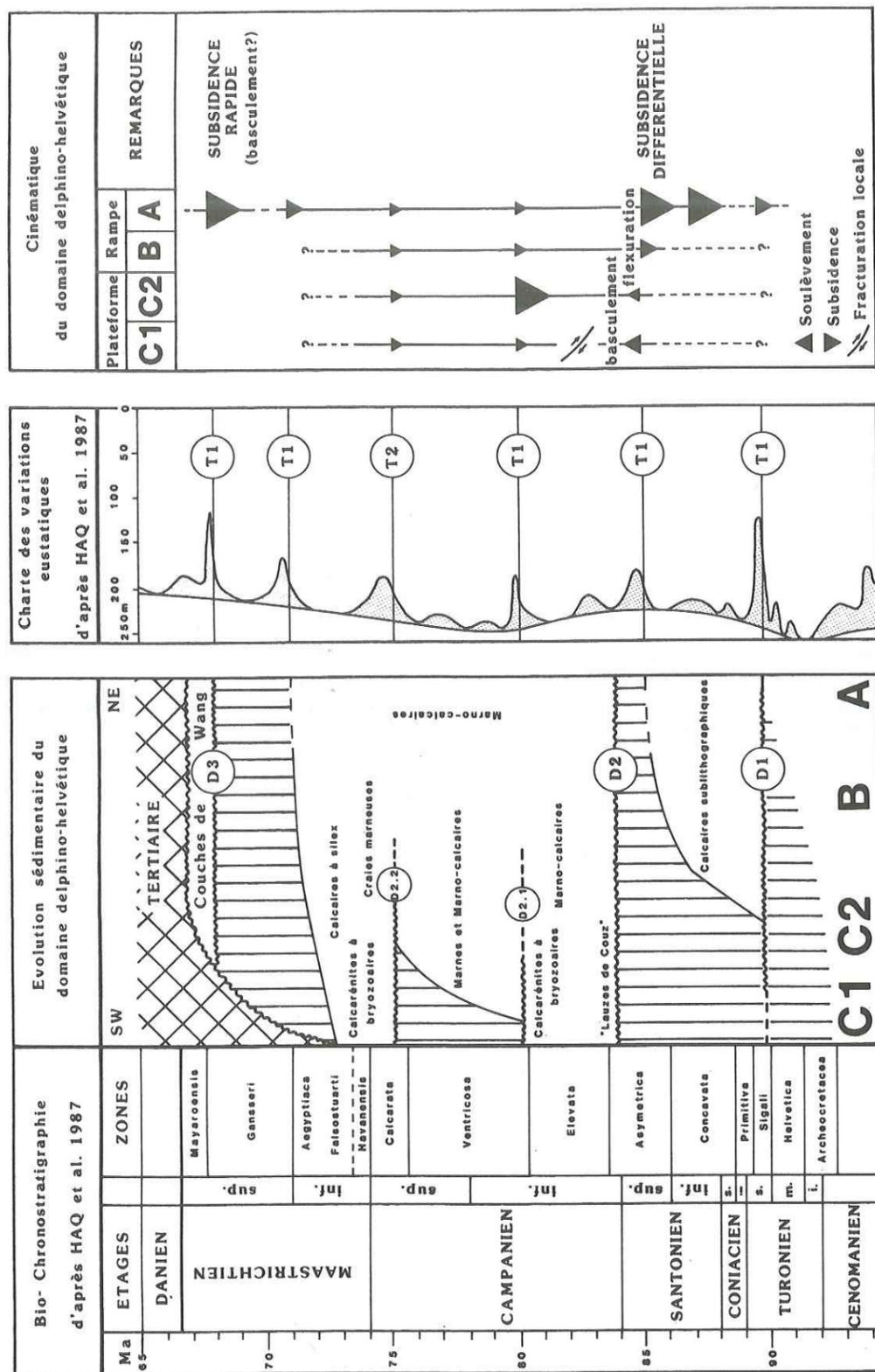


Fig. 81 : Corrélation des discontinuités régionales avec le diagramme des variations eustatiques globales. Cette corrélation permet de cerner la cinématique du domaine delphino-helvétique. Les principales variations eustatiques sont enregistrées au juste moment, mais de façon atténuée. Une subsidence différentielle du domaine est postulée depuis le Turonien supérieur. Elle se combine avec un mouvement de bascule et une flexure de la couverture sédimentaire durant le Santonien supérieur. Le Campanien inférieur enregistre les dernières traces de cet épisode tectonique en Chartreuse. Au Maastrichtien supérieur, la marge interne du domaine subit à nouveau une subsidence rapide, qui marque la reprise probable des déformations tectoniques (basculement ?).

VI. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La subsidence du domaine delphino-helvétique semble plus complexe durant le Crétacé supérieur qu'il ne paraissait jusqu'à présent (FUNK 1985) et la question de son origine se pose. Peut-elle être intégrée au modèle de subsidence thermique liée aux marges passives ou faut-il la considérer comme une subsidence d'origine tectonique ?

Le problème est difficile à résoudre à l'échelle du domaine delphino-helvétique. Mais dans d'autres points de la marge nord-téthysienne, les manifestations tectoniques synsédimentaires sont plus évidentes et fournissent des éléments de réponse.

Dans l'Helvétique de Suisse orientale, plusieurs phases tectoniques précoces sont décrites par FÖLLMI (1986). Cette région enregistrerait les premières déformations à l'Aptien terminal - Albien basal (phase austro-alpine). Des déformations d'âge Turonien-Coniacien sont également évoquées (phase pré-Gossau). Dans les chaînes subalpines plus méridionales, dans le Dévoluy, où des déformations importantes se développent entre le Turonien et le Campanien (DEBRAND-PASSART, 1984).

Le Santonien terminal - Campanien inférieur ? apparaît comme la période d'instabilité tectonique la plus largement enregistrée sur la marge nord-téthysienne. Une tectonique synsédimentaire est connue dans le Dévoluy (LORY 1900), dans la Chartreuse (ce travail), dans la nappe helvétique du Wildhorn (VILLARS 1989), dans le Vorarlberg (FÖLLMI 1981) et dans l'Allgäu d'Allemagne du sud (HILBRECHT & WEDHOLTZ 1987). Cette phase de déformation précoce s'enregistre donc sur presque toute la marge helvétique et dauphinoise. Dans le domaine subbriançonnais des Préalpes médianes, GUILLAUME (1986) envisage également les premiers basculements dès le Santonien supérieur - Campanien. Dans ce domaine, les déformations se poursuivent, avec le morcellement en plusieurs petits bassins, jusqu'au début des collisions continentales au Maastrichtien supérieur (ZIEGLER 1982). Durant le Maastrichtien supérieur, le domaine delphino-helvétique interne montre une tendance à l'effondrement (ce travail). Dans l'Helvétique, STAEGER (1943, 1944) a décrit et illustré des phénomènes qui incitent à envisager une tectonique synsédimentaire cassante durant le Maastrichtien terminal. Il s'agit de mégablocs de Calcaires de Seewer et de "Gault" interstratifiés en position renversée au sein de la Formation de Wang du Wildhorn (Brüniggebiet). Ces mégablocs sont visiblement resédimentés et probablement issus d'escarpement de failles actives durant la sédimentation.

En conclusion, l'histoire sédimentaire du domaine delphino-helvétique semble pour partie contrôlée par la cinématique des déformations alpines précoces, et pour partie par les variations eustatiques. La subsidence accélérée a eu pour effet principal d'atténuer les baisses eustatiques. Finalement, une dynamique sédimentaire océanique se surimpose dans le domaine delphino-helvétique interne. Cette dynamique aurait fonctionné au Santonien supérieur et au Maastrichtien terminal. Les courants invoqués sont en mesure d'expliquer la sédimentologie des Calcaires rouges et des Couches de Wang ainsi que l'origine des érosions sous-marines liées aux discontinuités D2 ? et D3.

ANNEXES

Liste des Coupes et coordonnées

Coupe No	Dénominations	Coordonnées
1	Col de Bostan	(945.50/2135.601/2300 m)
2	Tête de Bostan	(944.87/2135.92/2350 m)
3	Col des Chambres	(946.10/2132.75/2335 m)
4	Criou I	(941.45/2130.70/1670 m)
5	Criou II	(943.10/2130.40/1600 m)
6	Le Perret	(941.60/2127.25/750 m)
7	Rocher de Cluses	(928.00/2116.15/490 m)
8	Pointe d'Andey	(916.45/2124.25/1580 m)
9	Marches de Platé	(939.15/2116.00/1800 m)
10	Barmerousse	(937.30/2116.30/2420 m)
11	Tête du Colloné	(937.70/2118.40/2400 m)
12	Col de Monthieu	(938.15/2118.60/2270 m)
13	Vormy	(929.00/2120.80/1800 m)
14	Arrête de Chevry	(917.42/2120.40/1750 m)
15	Leschaux	(917.70/2121.60/1540 m)
16	Rouelletta	(929.80/2115.70/2070 m)
17	Colombière	(921.07/2119.62/1720 m)
18	Borderan	(919.70/2106.65/1800 m)
19	Pas du Loup	(910.70/2113.95/1750 m)
20	La Blonnière	(919.30/2103.85/2070 m)
21	Calvaire de Thônes	(909.32/2106.12/750 m)
22	Dran	(906.65/2108.20/770 m)
23	Ablon	(904.90/2109.12/1510 m)
24	Mont Charvin	(917.45/2097.50/2150 m)
25	Cul d'Ugine	(916.40/2097.00/1860 m)
26	Crêt des Mouches	(906.85/2096.10/2000 m)
27	Crêt des Tervelles	(904.50/2103.25/1650 m)
28	Roc de Chère	(899.60/2101.70/550 m)
29	Sevrier	(894.90/2102.45/580 m)
30	Roc de Viuz	(907.25/2092.35/820 m)
31	St Rulph	(908.20/2088.95/660 m)
32	Le Villaret	(908.20/2089.90/550 m)
33	Les Vuarnoz	(906.15/2086.50/1250 m)
34	Mont de la Coche	(902.90/2081.60/1960 m)
35	Pleuvens	(900.40/2083.90/1950 m)
36	Dent des Portes	(899.80/2085.10/1795 m)
37	Châtelard	(896.25/2085.50/950 m)
38	Grand Colombier	(894.80/2078.70/1770 m)
39	Nant de la Chapelle	(902.40/2076.30/1350 m)
40	Arclusaz	(899.70/2075.27/1640 m)
41	Col de la Cochette	(899.95/2074.45/1800 m)
42	Aillons-le-Jeune	(892.40/2075.50/910 m)
43	Col des Prés	(890.70/2071.25/900 m)
44	La Fontanette	(890.80/2069.15/1230 m)
45	Col de Cucheron	(875.50/2055.85/1215 m)
46	Les Gandy	(876.40/2055.25/1000 m)
47	Tancouvaz	(870.18/2054.63/426 m)
48	La Fracette	(875.10/2053.90/810 m)
49	Les Cuchets	(872.10/2053.80/750 m)
50	Le Château	(873.75/2051.75/940 m)
51	Riou Brigou	(872.30/2052.50/630 m)
52	Col de Bellefond	(877.70/2044.95/1902 m)
53	Malamille	(868.50/2044.50/970 m)
54	Charmant Som	(867.75/2040.65/1620 m)

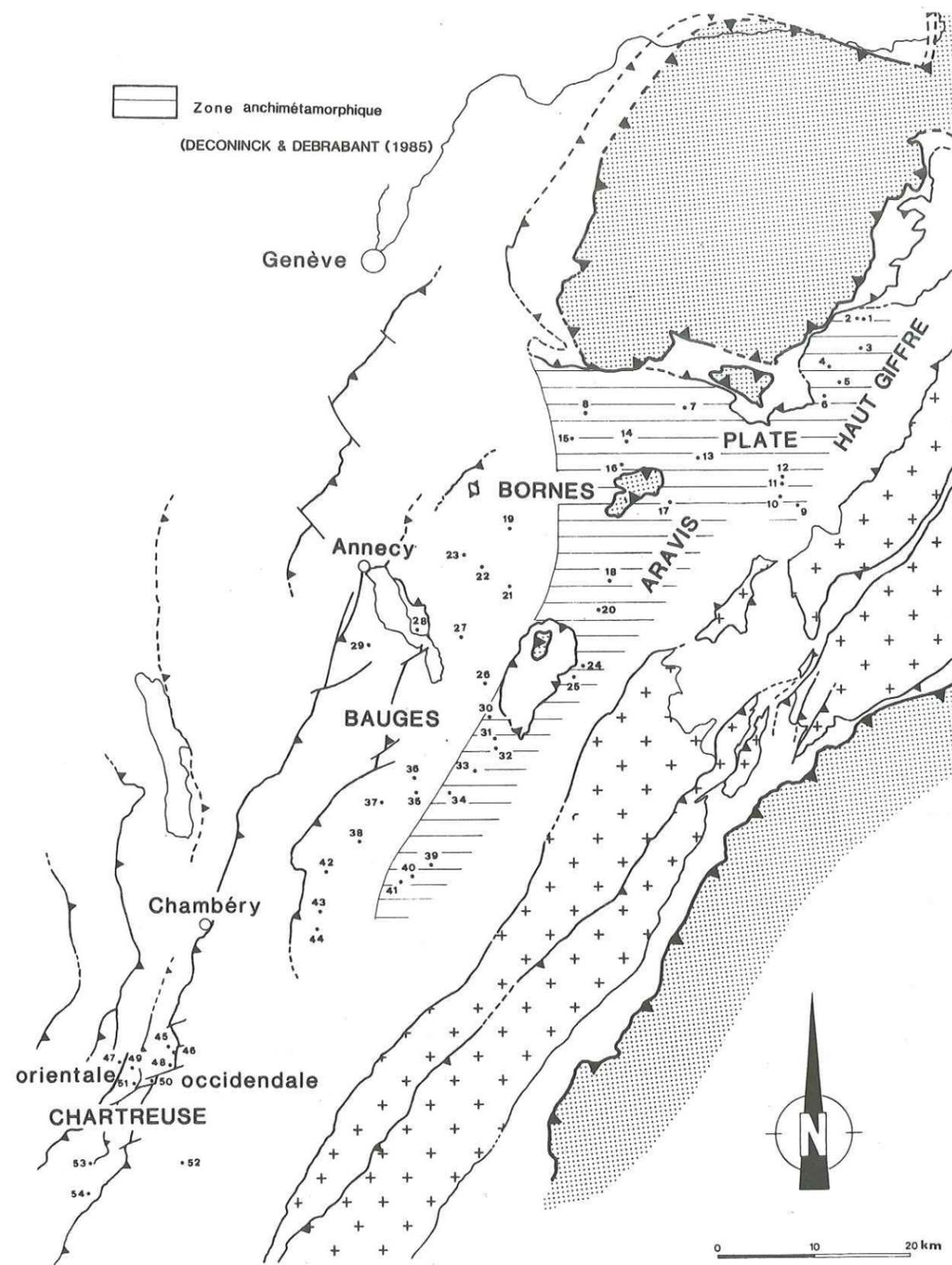


Fig. 82 : Situation des coupes étudiées et carte de la diagenèse d'enfouissement. La partie interne des chaînes subalpines septentrionales montre des assemblages de minéraux argileux qui ont subi un métamorphisme liée à l'enfouissement et à la surcharge des nappes préalpines (DECONINCK & DEBRABANT 1985). Ces transformations minéralogiques ont altéré le potentiel d'extraction des microfaunes dans les marno-calcaires, et par là même la résolution biostratigraphique dans ces régions.

LEGENDE DES SYMBOLES ET DES FIGURES

LITHOLOGIE

	Calcaires
	Calcaires marneux
	Marnes & marno-calcaires
	Marnes noires (Couches de Wang)
	Calcaires noduleux
	Calcaires bioclastiques
	Calcaires gréseux
	Grès
	Lits grésoglaucieux
	Extra-clastes (phosphatés, calcaires, gréseux)
	Silex et cherts
	Hard-ground
	Bioturbations et terriers
	Microcodium

CONTACT

	Faillé
	Erosif
	Net
	Progressif
	Stratifications lenticulaires

FAUNE

	Ammonite
	Belemnite
	Inocerame
	Echinide
	Bivalve
	Gastéropode
	Prisme d'inocerame
	Stromatolithe
	Bioclastes coquilliers, échinodermiques
	Ooïdes
	Bryozoaires
	Dent de requin
	Spicules de spongiaires
	Nummulite
	Algue corallinacée
	Lit silteux laminané
	Passée conglomératique
	Calcarénite chenalisée à globotruncanidés

FIGURES SEDIMENTAIRES

	Stratification entrecroisée
	HCS - "Hummocky Cross Stratification"
	Stratification sigmoïdale
	Slump
	Paléo-direction
	Laminations planes
	Laminations obliques et entrecroisées
	Laminations convolutées
	Laminations ondulées
	Rides de courants
	Evolution strato-croissante
	Evolution strato-décroissante

MICROPALEONTOLOGIE

	<i>D. primitiva</i> : Première apparition
	<i>F. maslakovae</i> ? : Forme associée importante
	Répartition stratigraphique des globotruncanidés et de nannoflores déterminées en formes dégagées
	Répartition stratigraphique des globotruncanidés déterminés en sections

INVENTAIRE PALEONTOLOGIQUE

Cet inventaire n'est pas exhaustif, il complète la liste des organismes déjà cités précédemment (chap. II à IV). Les groupes qui présentent un intérêt paléocologique ou biostratigraphique sont décrits. Ce sont principalement les ostracodes (dét. H.J. Oertli), les échinodermes (dét. B. Clavel) et les foraminifères benthiques (dét. H. Oberhansli) et les dinokystes (dét. E. Monteil).

OSTRACODES

D'après H. Oertli (comm. écrite), les faunes d'ostracodes sont paucispécifiques, soit peu diversifiées et "monotones". Ces ostracodes forment des populations composées d'individus peu nombreux, à prédominance de formes à test lisse (genre *Bairdia* et *Cytherella* principalement, avec aussi plus rarement le genre *Krihe*) sur celles à test ornementé (genres *Spinoleberis*, *Limburgina* ? ou *Oertliella* ?, *Trachyleberidea*, *Cuneoceratina* et *paracaudites*).

Voici la liste faunique :

- a) *Bairdia* gr. *pseudoseptentrionalis* (MERTENS, 1956)
- b) *Cytherella ovata* (ROEMER, 1841)
- c) *Cytherella parallela* (REUS, 1845)
- d) *Krihe* spp.
- e) *Spinoleberis ectypus* BABINOT, 1973
- f) *Trachyleberidea* cf. *geinitzi* (REUSS, 1874)
- g) *Cuneoceratina* cf. *pedata* (MARSSON, 1880)
- h) *Paracaudites* sp.
- i) *Limburgina* ? sp. ou *Oertliella* ? sp.

Biostratigraphie

Ce sont les formes ornées que permettent d'établir des datations. Ainsi pour l'ensemble des faunes d'ostracodes récoltées, celles-ci indiquent en tout cas un âge sénonien.

Voici plus précisément les extensions chronostratigraphiques actuellement connues (BABINOT *et al.*, 1983 et 1985 : Provence, Bassin de Paris et chaîne subalpines méridionales) de ces formes ayant une importance biostratigraphique :

- e) *Spinoleberis ectypus* : Turonien "moyen"
- f) *Trachyleberidea* cf. *geinitzi* : Turonien-Campanien
- g) *Cuneoceratina* cf. *pedata* : Turonien-Campanien.

Paléocologie

La prédominance très nette des formes à test lisse caractérise un milieu de dépôt circa à infralittoral (profondeur estimée entre -100 et -200 mètres environ) de plateforme externe ("bassin") sous influence océanique (mer ouverte à influence pélagique).

Liste des espèces par unités lithostratigraphiques :
(Pour la situation géographique des coupes, voir la figure n° 82).

- Calcaires sublithographiques (Turonien - Santonien)
Coupe n°17, La Colombière : a), b)

- Marno-calcaires (Campanien - Maastrichtien inférieur)

Coupe n°24, Mont Charvin : a)
Coupe n°31, Saint-Rulph : a), b), c)
Coupe n°18, Borderan : a)
Coupe n°40, Arclusaz : c)
Coupe n°21, Calvaire de Thônes : a), b), c)
Coupe n°27, Crêt des Tervelles : a), b), c)
Coupe n°23, Ablon : a), b), c)
Coupe n°36, Dents des Portes : a), b), c), d) e), f), h)
Coupe n°35, Pleuvens : c)
Coupe n°38, Grand Colombier : a), b), c)
Coupe n°27, La Fontanette : a), b), c)

Lauzes de Chartreuse occidentale (Campanien Maastrichtien inférieur)

- Marnes et marno-calcaires (Campanien)

Coupe n°45, Col de Cucheron : a)
Coupe n°48, La Fracette : a), b), c), e)
Coupe n°54, Charmant-Som : a), b), c)
Coupe n°53, Malamille : a), b), c)
Coupe n°49, Les Cuchets : a), b)

- Calcarénites à bryozoaires (Campanien supérieur)

(faciès inter-shoal)
Coupe n° 53, Malamille : a), b)

- Craies marneuses (Campanien terminal - Maastrichtien inférieur)

Coupe n°48, La Fracette : a), b), c)
Coupe n°51, Riou-Brigou : a), b), c)

- Couches de Wang, massif des Bauges (Maastrichtien supérieur)

Coupe n° 35, Pleuvens : a)

ECHINODERMES (communication écrite, B. Clavel)

Voici la liste des formes récoltées par unités lithostratigraphiques :

- Calcaires sublithographiques (Turonien - Santonien)

Coupe n° 1, Col de Bostan, : *Micraster* cf. *decepiens* Bayle

- Calcarénites à bryozoaires : "Lauzes de Couz" (Campanien inférieur)

Affleurement de la carrière de Côte Barrier : *Echinocorys* cf. *vulgaris* Breynius

- Craies Marneuses (Campanien terminal - Maastrichtien inférieur)

Coupe n°46, les Gandy : *Echinocorys* cf. *vulgaris* Breynius

Coupe n°50, Le Château : *Echinocorys* cf. *vulgaris* Breynius

: *Echinocorys* cf. *heberti* Seuness

: *Echinocorys* cf. *Micraster glyphus* Schluter

Biostratigraphie :

Ces faunes indiquent le Sénonien indifférencié, sauf *E. heberti* qui est connu dans le Campanien des Landes et d'Espagne.

Paléoécologie :

Ces formes indiquent un milieu circa littoral (50 à 250 mètres), de faible énergie. Les eaux semblaient bien oxygénées et relativement froides (très peu épais).

PALYNOMORPHES (Communication écrite E. Monteil)

L'échantillon fv 1440 a été étudié palynologiquement. Le matériel livré par cet échantillon présente une légère altération qui peut, parfois, nuire au niveau de la détermination spécifique, comme par exemple pour le genre *Areoligera*

Systematique:

Une étude préliminaire, non exhaustive, a permis de retenir 33 espèces de dinokystes, choisies pour leur intérêt stratigraphique ou leur abondance relative.

Kystes de dinoflagellés:

Achomospaerra ramulifera (Deflandre, 1937) Evitt, 1963

Areoligera cf. *coronata* (Wetzel, 1933) Le Jeune-Carpentier, 1938

Areoligera cf. *tenuicapillara* (Wetzel, 1933) Le Jeune-Carpentier, 1938

Areoligera spp.

Ceratiopsis diebelii (Alberti, 1959) Vozzhennikova 1967

Ceratiopsis medcalffi (Stover 1974 Heilmann-Clausen, 1985

Cordosphaeridium commune Corradini 1973

Cordosphaeridium fibrospinosum Davey & Williams, 1985

Coronifera oceanica Cookson & Eisenak, 1958

Dinogymnium pustulicostatum May 1977

Dinogymnium westralium (Cookson & Eisenak, 1958) Evitt et al. 1987

Elytrocysta druggii Stover & Evitt, 1978

Exochosphaeridium phragmites Davey et al. 1966

Exochosphaeridium spp.

Flotentinia deanei (Davey & Williams, 1966) Davey & Verdier, 1973

LES FORAMINIFERES BENTHIQUES

(La numérotation des listes fauniques se rapporte aux numéros dans les cellules)

ECHANTILLON fv 986, coupe de la Dent des Portes (fig. 82 n° 36), base Marno-calcaires. Age : Campanien inférieur, zone à *Elevata*

2) *Neoflabellina rugosa leptodisca* (Wedehind)

4) *Neoflabellina rugosa caesata* (Wedehine)

5) *Gyroidinoides nitida*

6) *Eponides* sp.

7) *Osangularia lens* Brotzen, 1940

8) *Gavelinopsis*

14) *Dentalina annulata*

15) *Lenticulina* sp.

16) *Oolina hystrix*

17) *Nodosaria* sp.

21) *Siderolithes* sp.

27) *Ammodiscus* sp.

28) *Ammodiscus* sp.

29) *Ataxophragmium oxoideum*

30) *Ataxophragmium ruthenicum*

32) *Ataxophragmium ovoideum*

33) *Ataxophragmium* (microsphérique) *ruthenicum*

34) *Ataxophragmium* (microsphérique) *oveidum*

35) *Ataxophragmium* (microsphérique) sp.

38) *Marssonella oxygeona*

39) *Spiroplectammina* sp.

40) *Gaudryina cretacea*

41) *Tritaxia* sp.

42) *Tritaxia dubia* (Reuss)

43) *Gaudryina chapmani*

44) *Siphogaudryina faveolata*

45) *Siphogaudryina faveolata*

59) *Gandryina cretacea*

ECHANTILLON fv 737, Coupe du Crêt des Tervelles, Marno-calcaires (fig. 82, n° 27). Age : Campanien inférieur, zone à *Ventricosa* ? ou sommet zone à *Elevata*

2) *Neoflabellina "deltoidea"* (Wedehind, 1940)

3) *Neoflabellina rugosa* "groupe" (d'Orgigny, 1840)

5) *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny)

6) *Gavelinopsis menneri* (Keller)

7) *Gavelinopsis bembix* (Reuss)

8) *Stensioeina exculpta* (Reuss, 1860)

9) *Gavelinella costata* "groupe"

14) *Fronicularia striatula* Reuss

15) *Lenticulina* sp.

16) *Lenticulina* sp.

17) *Lenticulina trilobata* (d'Orbigny)

18) " "

- 19) *Gavelinella* sp.
- 27) *Gaudryina cretacea* (Karrer, 1870)
- 28) *Marssonella oxycona* (Reuss)
- 28) *Ammodiscus* sp.
- 29) *Siphogaudryina rugosa* (Reuss)
- 30) *Spiroplectammia* sp.
- 31) *Ataxophragmium puschi* (Reuss, 1951)
- 32) " "
- 33) *Orbignyna variabilis* (d'Orbigny, 1840)
- 34) ? *Gaudryina* sp

ECHANTILLON fv 1067, coupe du Riou Brigou, Lauzes marmo-calcaires (fig 82, n° 52). Age : Campanien supérieur, zone à *Calcarata*

- 2) *Lenticulina* sp.
- 3) *Lenticulina pseudovortex* Marie
- 4) *Gavelinella* sp.
- 5) *Gavelinella* sp.
- 6) *Cibicides beaumontianus*
- 7) *Gyroidinoides* cf. *nitida* (Reuss) (Steinkern)
- 8) *Gavelinopsis* sp.

- 14) *Lenticulina* cf. *trilobata* (d'Orbigny)
- 15) *Nodosaria* sp.

- 26) *Ataxophragmium trochoides* (Reuss)
- 27) *Ataxophragmium ovoidum* (Marie) mégalosphère
- 28) *Orbignyna variabilis* (d'Orbigny) mégalosphère
- 29) *Ataxophragmium ovoidum* (Marie)

- 38) *Dorothia pupa* (Reuss)
- 39) *Ataxophragmium ovoideum* (Marie) microsphère
- 40) *Orbignyna variabilis* (d'Orbigny) microsphère
- 41) " "
- 42) " "
- 43) ?
- 44) *Orbignyna* sp.

- 50) *Orbignyna aquisgranensis* (Beissel) mégalosphère
- 51) *Gaudryina cretacea* (Karrer)
- 52) *Gaudryina cretacea*
- 55) *Flabelammia* sp.

ECHANTILLON fv 874, coupe du Col de Cucheron, Marno-calcaires (fig.82, n° 45). Age : Campanien supérieur, zone à *Calcarata*

- 2) *Lenticulina* cf. *trachyomphalus* Reuss, 1851
- 3) *Lenticulina (Planulina) tripleura* Reuss, 1860
- 4) *Dentalina* sp.
- 5) *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny, 1840)
- 6) *Cibicides* cf. *beaumontianus*
- 7) *Gavelinopsis* cf. *bembix* (Marsson, 1878)
- 8) *Gavelinopsis bartenstein*, Hofker, 1956
- 9) *Gavelinopsis* cf. *bembix*
- 10) *Gyroidinoides nitido* (Reuss, 1846)

- 14) *Ataxophragmium ruthenicum* (Reuss) micro et mégalosphères
- 15) " " " "
- 16) " " " "
- 17) " " " "
- 18) *Praebulimina laevia* (Beissel)

- 26) *Ammodiscus* sp.
- 27) *Marssonella oxycona* (Reuss)
- 28) *Tritaxia dubia* (Reuss)
- 29) *Dorothia* cf. *pupa* (Reuss)
- 30) *Dorothia* sp.?
- 31) *Dorothia* sp.

- 43) *Gaudryina rugosa* d'Orbigny
- 44) *Orbignyna aquisgranensis* (Beissel)
- 45) *Dorothia* sp.?

- 50) *Haplophragmium* sp.
- 51) *Tritaxia* sp.
- 52) *Lituola grandis*

ECHANTILLON fv 979, coupe d'Aillons-le-Jeune, Couches de Wang (fig. 82, n° 42). Age : Maastrichtien supérieur, sommet zone à *Gausseri*

- 1) *Eponides* groupe *lunata* Brotzen 1948
- 2) *Eponides* groupe *lunata* Brotzen 1948
- 3) *Eponides* groupe *lunata* Brotzen 1948
- 4) *Gavelinella* cf. *pertusa* (Marsson, 1878)
- 5) *Gavelinopsis* cf. *bembix* (Marsson, 1878)
- 6) *Gyroidinoides nitida* (Reuss, 1846)
- 7) *Gavelinella* cf. *incerta* Hofker, 1957
- 8) *Pullenia* sp.
- 9) *Bavelinella* sp.

- 14) *Lenticulina* cf. *trachyomphalus* Reuss, 1841
- 15) *Lenticulina pseudovortex* Marie 1941
- 16) *Lenticulina (Saracenaria) trilobata* (d'Orbigny, 1840)
- 17) *Lenticulina (Planulina) inepta* (Reuss, 1860)
- 18) *Gavelinella* sp.
- 19) *Gavelinella* cf. *pertusa* (Marsson 1878)
- 20) *Lenticulina* sp.

- 26) *Ammodiscus* sp.
- 27) ?
- 28) *Marssonella oxycona* (Reuss 1860)
- 29) *Ataxophragmium ruthenicum* macrosphère et microsphère
- 30) *Gaudryina cretacea* (Karrer, 1860)

- 38) *Lagena* sp.
- 39) *Nodosaria (Dentalina) vertebralis* (Batsch,)
- 40) *Nodosaria* sp.
- 41) *Nodosaria* sp.

- 50) *Bolivinoidea draco draco* (Marsson, 1878)
- 51) *Praebulimina laevis* (Beissel, 1891)
- 52) *Praebulimina parvula* (Brotzen, 1948)

ECHANTILLON fv 1057, coupe de Pleuvens, Couches de Wang (fig. 82, n° 35). Age: Maastrichtien supérieur, zone à *Gansseri*.

- 3) *Gavelinella* sp.
- 4) *Cibicides beaumontianus*

- 14) *Bolivinoides draco* (Marsson)
- 15) ?
- 16) *Lenticulina* sp.
- 17) *Lenticulina* sp.
- 18) *Lenticulina* sp.
- 19) *Gavelinella* sp.

- 27) ? *Gaudryina chapmani* Franke
- 28) *Ataxophragmium* sp.
- 29) *Dorothia pupa*

- 38) ? *Siphogaudryina gracilis* Hofker
- 39) *Tritaxia dubia*
- 40) *Gaudryina cretacea*
- 41) *Siphogaudryina laevis*
- 42) *Marssonella oxycona*
- 43) *Praebulimina laevis*
- 44) ? *Marssonella* sp.

ECHANTILLON fv 1061, coupe de Pleuvens, Couches de Wang (fig. 82 n° 35). Age : Maastrichtien supérieur, zone à *Mayaroensis* basale.

- 2) *Gyroidinoides* sp.
- 3) *Gavelinella* sp.
- 4) *Cibicides beaumontianus*
- 5) *Eponides* sp.
- 6) *Gavelinopsis* sp.

- 14) *Lenticulina pseudovortex* Marie 1941
- 15) *Lenticulina neorbicula* Hofker 1957
- 16) *Neoflabellina rugosa caesata* (Wedellind, 1940)
- 17) *Lenticulina trilobata* (d'Orbigny)
- 18) *Eponides* sp.?
- 19) *Gavelinella* sp.

- 26) *Nodosaria monile* Reuss
- 27) *Nodosaria monile* Reuss
- 28) *Nodosaria filiformis* Reuss
- 29) *Bolivinoides draco* (Marsson)

- 38) *Spiroplectamina laevis* (Roemer)
- 39) *Gaudryina cretacea* (Karrer)
- 40) *Gaudryina cretacea* (Karrer)
- 41) *Tritaxia dubia* (Reuss)
- 42) *Praebulimina laevis* (Beissel)
- 43) ?
- 44) *Gaudryina chapmani* Franke
- 45) cf. *Marssonella oxycona* (Reuss)
- 46) cf. *Marssonella oxycona* (Reuss)
- 47) cf. *Marssonella oxycona* (Reuss)

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

(La barre blanche représente 100 µm)

1 a, b, c : *Globotruncanita stuarti* (de LAPPARENT)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1339

2 a, b, c : *Globotruncanita cf. angulata* (TILEY)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1057

3 a, b, c : *Globotruncanita angulata* (TILEY)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1339

4 a, b, c : *Globotruncanita arca* (CUSHMAN)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1339

5 a, b, c : *Globotruncana cf. falsostuarti* SIGAL
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1339

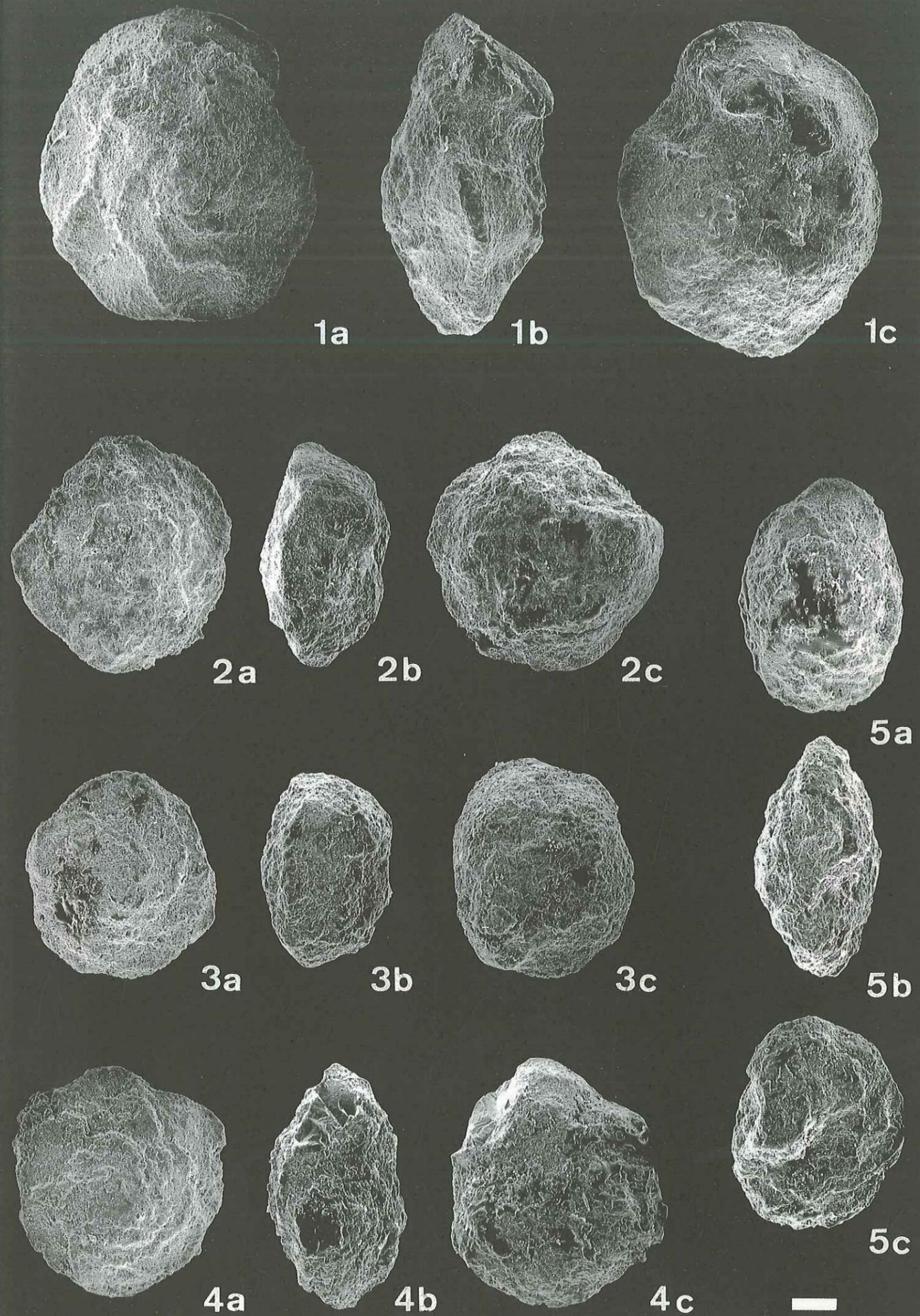


PLANCHE II

(La barre blanche représente 100 µm)

1 a, b, c : *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1339

2 a, b, c : *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK)
Coupe de la Dent des Portes (n° 4), fv 1000

3 a, b, c : *Globotruncanita pettersi* (GANDOLFI)
Coupe du Roc de Vuiz (n° 9) fv 655

4 a, b, c : *Globotruncana* cf. *rosetta* (CARSEY)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1339

5 a, b, c : *Globotruncana insignis* GANDOLFI
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1061

6 a, b, c : *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY
Coupe de la Dent des Portes (n° 4), fv 1000

7 a, b : *Pseudotextularia elegans* RZEHAJ
Coupe d'Aillons le Jeune (n° 3), fv 797

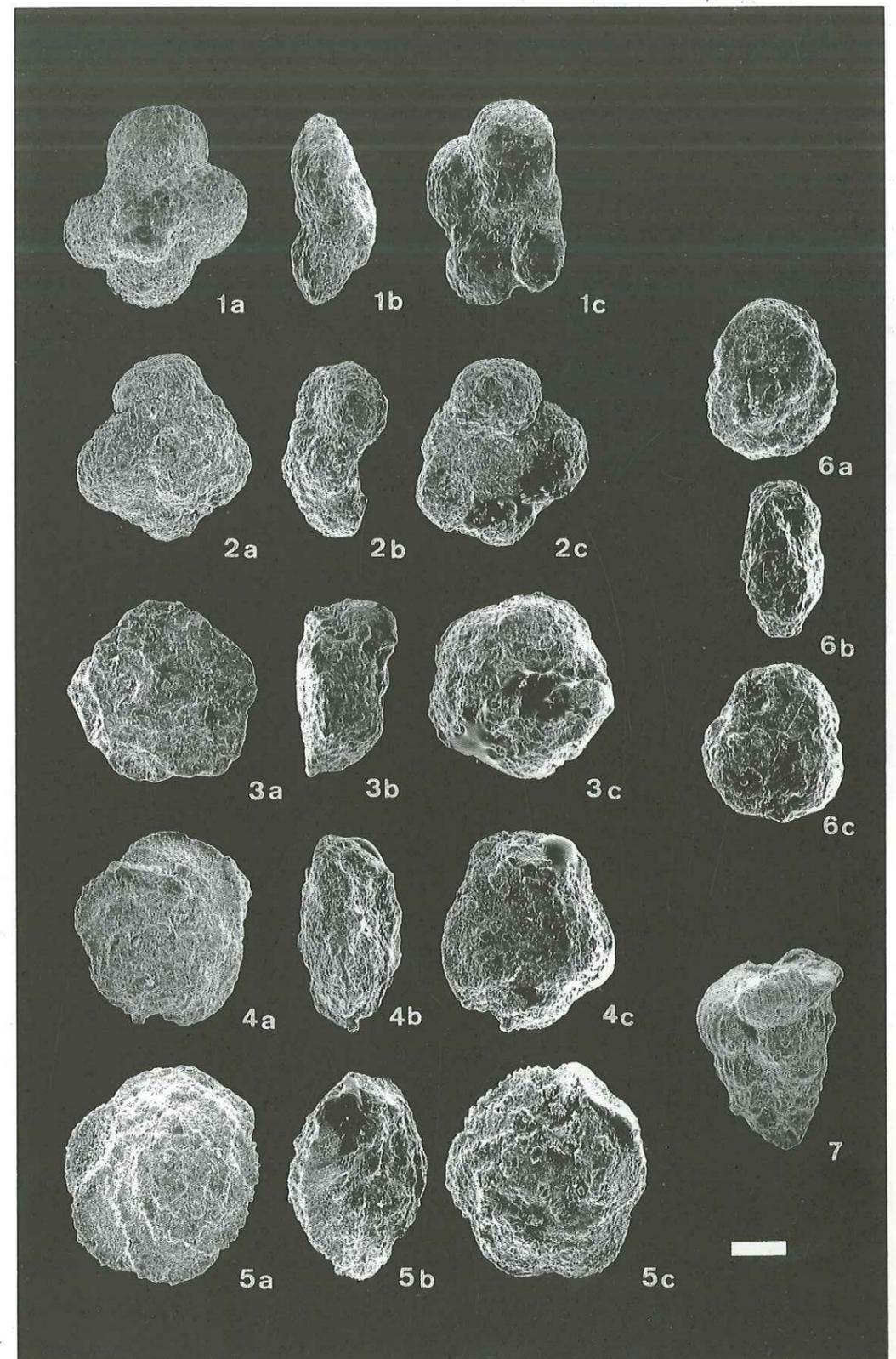


PLANCHE III

(La barre blanche représente 100 µm)

1 a, b, c : *Globotruncana* sp., forme conique, moulage interne
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1057

2 a, b, c : *Rosita contusa* (CUSHMAN)
Coupe d'Aillons le Jeune (n° 3), fv 797

3 a, b, c : *Rosita walfischensis* (TODD).
Coupe du Roc de Vuiz (n° 9), fv 655

4 a, b, c : *Globotruncana dupeblei* CARON, GONZALEZ, DONOSO, ROBASYNSKI & WONDERS
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1061

5 a, b, c : cf. *Racemiguembelina fructicosa* EGER, moulage interne
Coupe du Mont Charvin (n° 11), fv 785

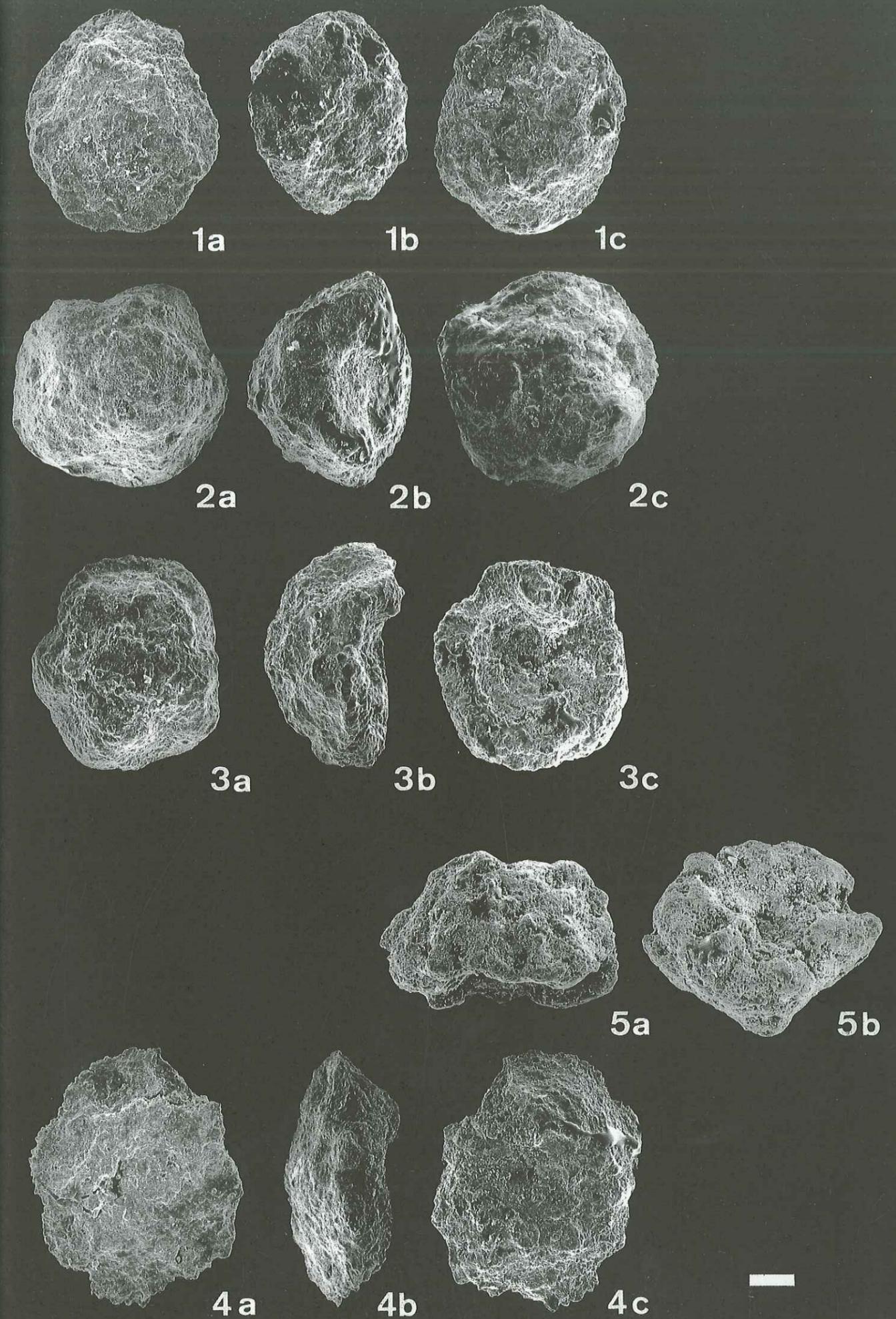


PLANCHE IV

(La barre blanche représente 100 µm)

1 a, b, c : *Abathomphalus cf. mayaroensis* (BOLLI), moulage interne
Coupe du Villaret (n° 8), fv 900

2 a, b, c : *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI)
Coupe du Roc de Vuiz (n° 9), fv 659/1

3 a, b, c : *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1057

4 a, b, c : *Gansserina cf. gansseri* (BOLLI), moulage interne
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1061

5 a, b, c : *Gansserina gansseri* (BOLLI)
Coupe de Pleuvens (n° 5), fv 1057

6 a, b, c : *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI)
Coupe du Roc de Vuiz (n° 9), fv 655

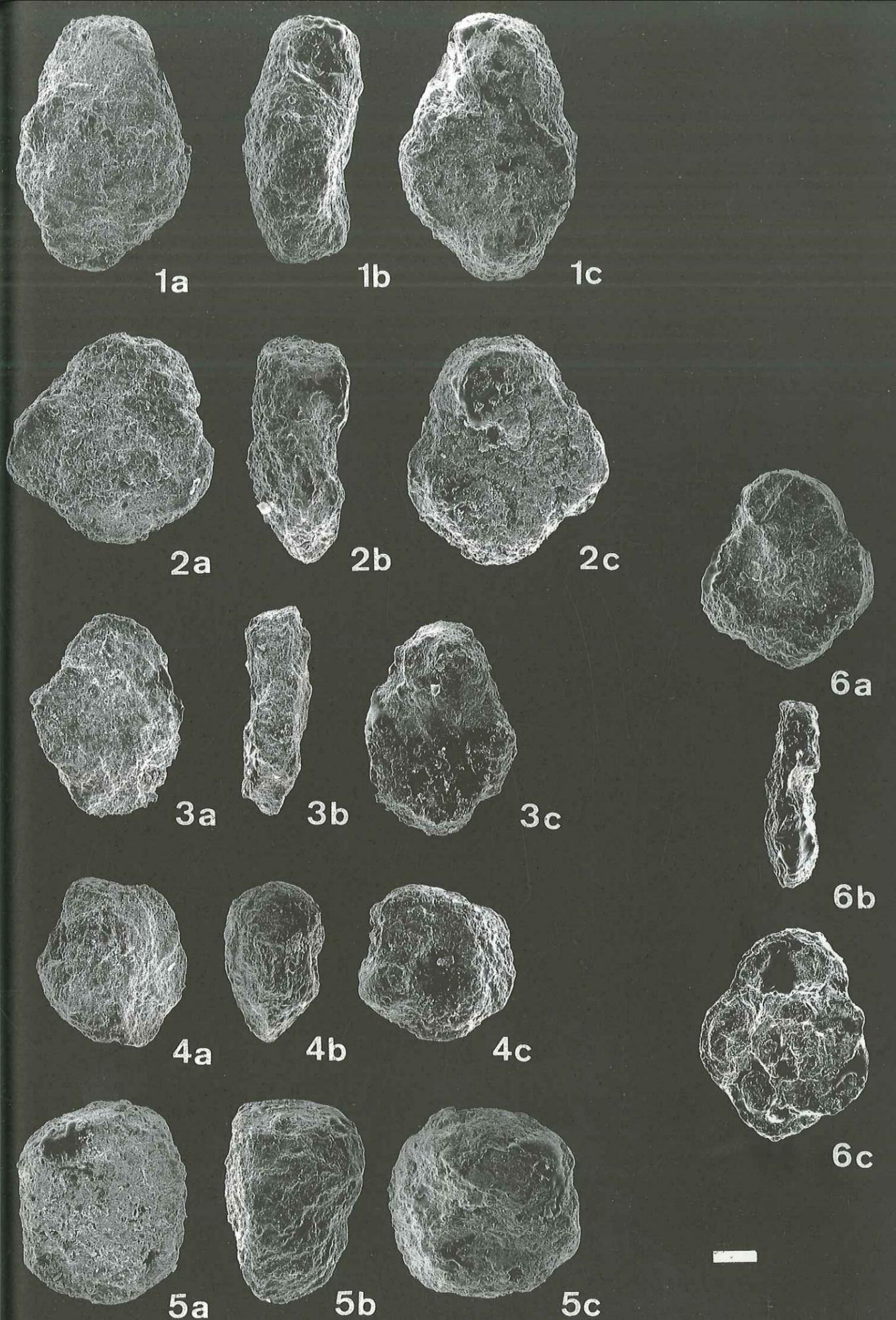


PLANCHE V

(Photos 1 à 12 : la barre blanche représente 100 µm)

1 : *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI)
Coupe du Mont de la Coche (n° 6), fv 1370

2 : *Racemiguembelina fructicosa* EGGER
Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 851

3 : *Globotruncanita stuarti* (de LAPPARENT)
Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 833

4 : *Gansserina gansseri* (BOLLI)
Coupe du Villaret (n° 8), fv 901

5 : *Globotruncanita angulata* (TILEY)
Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 580

6 : *Globotruncanita* aff. *pettersi* (GANDOLFI)
Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 853

7 : *Globotruncana rosetta* (CARSEY)
Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 832

8 : *Globotruncana falsostuarti* SIGAL
Coupe de la Dent des Portes (n° 4), fv 1003

9 : *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK)
Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 584

10-11 : *Globotruncana* cf. *aegyptiaca* NAKKADI
Coupe du Mont de la Coche (n° 6), fv 1370

12 : *Globotruncanita* cf. *subspinosa* (PESSAGNO).
Coupe du Mont Charvin (n° 11), fv 903

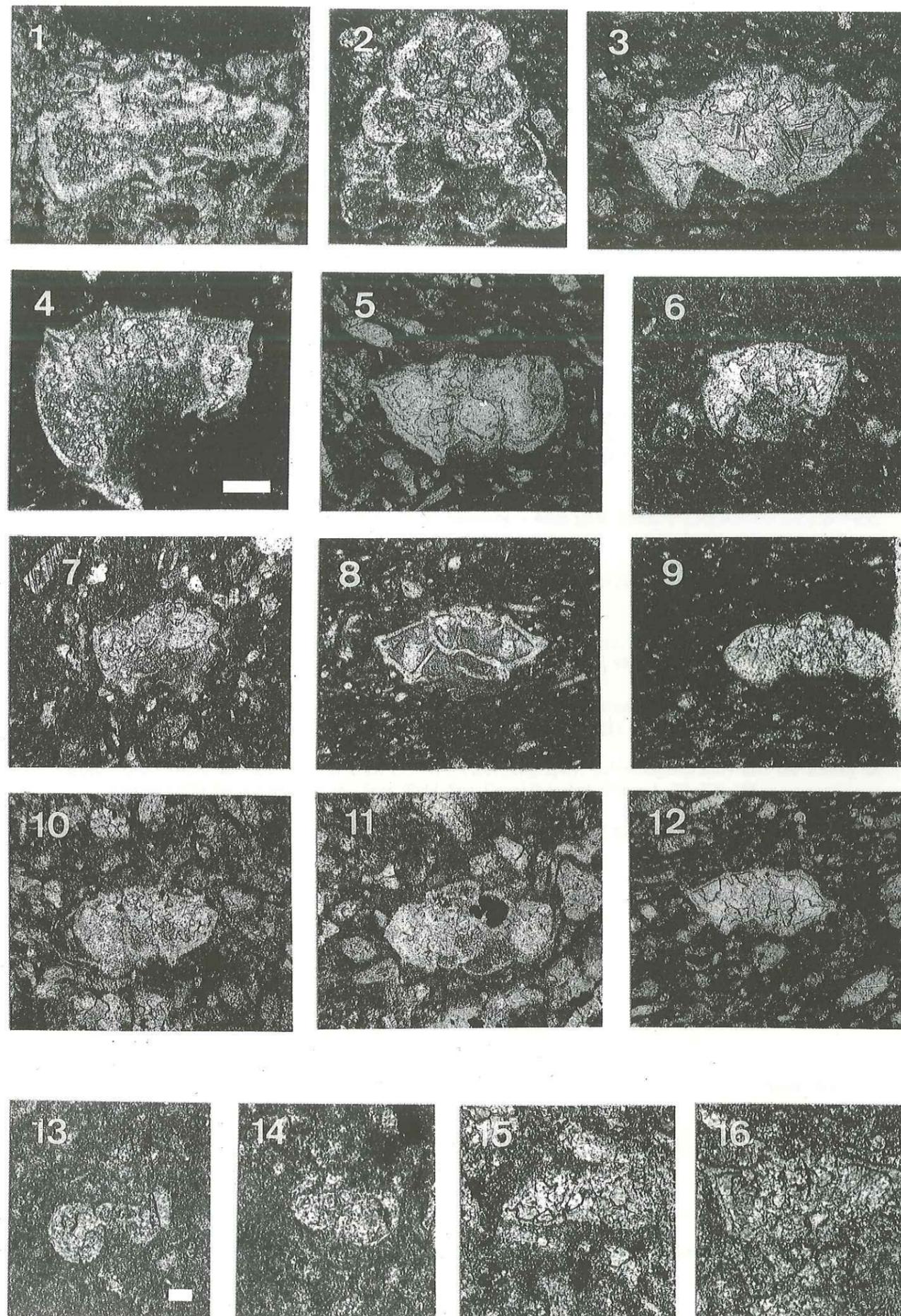
(Photos 13 à 16 : la barre blanche représente 10 µm)

13 : Petite forme à loges globuleuses. Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 582

14 : Petite forme à loges trapézoïdales. Coupe du Villaret (n° 8), fv 895

15 : Petite forme à loges comprimées. Coupe du Villaret (n° 8), fv 895

16 : Petite forme à loges trapézoïdales monocarénées. Coupe d'Arclosan (n° 10), fv 845



BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER T. (1985) : Storm depositional systems. Lectures Notes in Earth Sci., 3, 174.
- ANATRA S. (1985) : Les faciès pélagiques de l'Ultraselvétique entre Arve et Simme.- Thèse Univ. Fribourg.
- ANATRA S., ACKERMANN T. & HOMEWOOD P. (1980) : Les faciès de l'Ultraselvétique du Montsalvens (Préalpes Externes) et de la région d'Anzeinde (Préalpes Internes). - *Eclogae geol. Helv.*, 73, 283-292.
- ALLEN J.R.L. (1980) : Sand waves : a model of origin and internal structures. - *Sedimentary Geology* 26, 281-328.
- ALLOUC J. (1986) : Les encroûtements sous-marins de Méditerranée orientale : une explication génétique.- *Rev. Inst. français du Pétrole* 41/3, 351-376.
- ASKIN R.A. (1988) : Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. In : FELDMANN R.M. & WOODBURNE M.O. ed., *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. The Geological Society of America, mém. 169, 131-153.
- BADOUX H. (1960) : Notice explicative feuille 37 Monthey. - Atlas géol. Suisse 1:25'000, Kümmerly & Frey, Berne.
- BADOUX H. (1971) : Notice explicative feuille 58 Dt de Morcles.- Atlas géol. Suisse 1:25'000, Kümmerly & Frey, Berne.
- BALTASSAT J.M. (1986) : Synthèse géologique du massif de la Tournette, bordure occidentale du massif des Bornes (Hte-Savoie, France). - Dipl. ing. géol. Univ. Genève (inédit), 59 p.
- BARUSSEAU J.L. & VANNEY J.R. (1978) : Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds.- *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), 10/1, 59-94.
- BERGGREN W.A. & HOLLISTER C.D. (1974) : Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean.- *Spec. Publ. Soc. Econ. Palaeont. Mineral.*, 20, 126-186.
- BLASZKIEWICZ A. (1980) : Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula Valley, Poland : a stratigraphic-paleontologic study.- *Pr. Inst. geol.* 92, 1-63.
- BEIN A. & WEILER Y. (1976) : The Cretaceous Talme Yafe Formation : a contour current shaped sedimentary prism of calcareous detritus at the continental margin of the Arabian Craton.- *Sedimentology* 23, 511-532.
- BLONDET H. (1922) : Notes sur les Ammonites de la Chartreuse dans la vallée d'Entremont.- *Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie* 19, 147-151.
- BREISTROFFER M. (1933) : Sur le gisement fossilifère albien d'Entrèves-en-Bauges (Savoie).- *Assoc. franç. Avancement Sci.*, 233-234.
- BREISTROFFER M. (1936) : Sur la stratigraphie du Crétacé moyen de Chartreuse. *C.R. Acad. Sci.* 203, 1691-1693.
- BOUMA A.H. (1962) : *Sedimentology of some Flysch Deposits*.- Elsevier, Amsterdam, 186 p.
- BOURGEOIS J. (1980) : A transgressive shelf sequence exhibiting hummucky stratification : the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon.- *J. sed. Petrol.* 50, 681-702.
- BUTLER R.W.H. (1983) : Balanced cross-sections and their implications for the deep structures of the NW Alps.- *J. struct. geol.* 5, 125-137.

- BUTLER R.W.H., WELBON A., GILLCRIST R. & COWARD M. (1987) : External western Alpine thrust belt.- Field excursion guide of the Tectonics Studies Group.- Ed. R.W.H. BUTLER, Univ. Durham, G.B.
- CARON M. (1983) : La spéciation chez les Foraminifères planctiques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement.- *Zitteliana* 10, 671-676.
- CARON M. (1985) : Cretaceous planktic foraminifera.- extrait : *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press.
- CARON M., CHAROLLAIS J. & SEPTFONTAINE M. (1970) : Géologie de la partie septentrionale du Lindion (massif des Bornes, Haute-Savoie, France) : étude de la base des "calcaires sublithographiques".- *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 46, 49-65.
- CAROZZI A. (1953) : Données micrographiques sur le Crétacé supérieur helvétique.- *Bull. Inst. Nat. genevois*, LXI.
- CAROZZI A. (1956) : An intraformational conglomerate by mixed sedimentation in the Upper Cretaceous of the Roc-de-Chère, autochthonous chains of Hight-Savoy, France.- *J. sediment. Petrol.*, 26, 253-257.
- CARTER L. & SCHAFER C. (1983) : Interaction of the Western Boundary Undercurrent with the continental margin off Newfoundland.- *Sedimentology* 30, 751-758.
- CHAMOUSSET (1845) : *Comptes-rendus de la Société géologique de France à Chambéry*.
- CHAROLLAIS J. (1963) : Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie).- Thèse n° 1342, Univ. Genève, *Arch. Sci.*, 15/4.
- CHAROLLAIS J. & LOMBARD Aug. (1966) : Stratigraphie comparée du Jura et des chaînes subalpines, aux environs de Genève.- *Arch. Sci. (Genève)* 19/1, 49-81.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H. & REMANE J. (1981a) : Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadre dans l'unité de Nantbellet (= nappe inférieure sensus lato de la klippe de Sulens) Haute-Savoie, France. - *Géol. alpine (Grenoble)* 57, 15-91.
- CHAROLLAIS J., ARNAUD-VANNEAU A., BUSNARDO R., CLAVEL B., DONZE P., FAUCONNIER D., MANIVIT H., OERTLI H.J., SEPTFONTAINE M., STEINHAUSER N. & STRASSER A. (1981b) : Groupe Français du Crétacé, Réunion en Haute-Savoie.- *Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève*, série guide géol. n° 1.
- CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., CARDIN M., CLAVEL B., DECROUEZ D., DELAMETTE M., GORIN G., LEPILLER M., MONDIAN P.H., ROSSET J. & VILLARS F. (1988) : Notice explicative de la Feuille Annecy-Bonneville au 1/50'000.- Extrait : *Carte géologique de la France*. - Ed. B.R.G.M. (Orléans).
- CLAVEL B., BUSNARDO R. & CHAROLLAIS J. (1986) : Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 302, 583-586.
- COLLET L.W. (1910a) : Sur la présence du Cénomaniens fossilifère dans les Alpes calcaires de Haute-Savoie. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 150, 242-243.
- COLLET L.W. (1910b) : Les hautes Alpes Calcaires entre Arve et Rhône. - *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 411-586.
- COLLET L.W. (1943) : La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Matér. Carte géol. Suisse*, n.s., 79, 146 p.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. & LIENHARDT M.J. (1984) : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. B.R.G.M. (Orléans)* 125.

- DECONINCK J.F. (1984) : Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France-Sud-Est). Comparaison avec le domaine atlantique nord.- Thèse Univ. Sci. Tech. Lille, n° 1216.
- DECONINCK J.F. & DEBRABANT P. (1985) : Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôle de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique.- *Rev. géol. dynamique et géogr. physique* 26/5, 321-330.
- DELAMETTE M. (1981) : Sur la découverte de stromatolites circolittoraux dans la partie moyenne du Crétacé nord-subalpin (Alpes occidentales françaises). - *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 292, 761-764.
- DELAMETTE M. (1982a) : Filons sédimentaires dans les calcaires urgoniens du massif de Platé : enregistrement d'un épisode tectonique mésocrétacé dans le domaine nord-subalpin.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294, 607-610.
- DELAMETTE M. (1982b) : Les stromatolites du Mésocrétacé nord-subalpin : un exemple de bioconstruction en milieu profond.- 9° Réun. ann. Sci. Terre, Paris 1982, 191, *Soc. géol. France*.
- DELAMETTE M. (1985) : Phosphorites et paléocéanographie : l'exemple des phosphorites du Crétacé moyen delphino-helvétique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 300, 1025-1028.
- DELAMETTE M. (1988a) : L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). - *Public. dpt. Géol. Paléon. Genève* 5.
- DELAMETTE M. (1988b) : Relation between the condensed Albian deposits of the Helvetic domain and the oceanic current-influenced continental margin of the northern Tethys.- *Buul. Soc. Franc*, IV, 5, 739-745.
- DELAMETTE M., TERMIER H. & TERMIER G. (1983) : Présence de l'Heterostriidae *Parkeria* Carpenter 1870 (*Hydrozoa* Milleporina) dans le Cénomaniens de Haute-Savoie.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 296, 1351-1354.
- DE RAAF J.F.M., BOERSMA J.R. & VAN GELDER A. (1977) : Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland.- *Sedimentology* 24, 451-483.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LEPICHON X., KNIPPER A.M., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKIV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAUER J.P. (1985) : Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20'000'000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.- *Bull. Soc. géol. France*, 8, 1, 635-652.
- DESFORGES G. & CROS P. (1975) : Diagenèse calcaréo-dolomitique précoce en milieu pélagique profond (Quaternaire récent, Méditerranée occidentale).- IX Congrès international de sédimentologie, Nice, 19-26.
- DETRAZ H., CHAROLLAIS J. & REMANE J. (1987) : Le Jurassique supérieur-Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie; Alpes occidentales) : Analyse des resédimentations, architecture du bassin et influences des bordures.- *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 69-108.
- DETRAZ H. & STEINHAUSER N. (1988) : Le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. *Eclogae geol. helv.* 81/1, 125-154.
- DETRAZ H. & MOJON P.O. (1989) : Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre le Tithonique et le Valanginien : corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux.- *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 37-112.
- DONDEY D. (1960) : Précisions sur la paléogéographie du flanc ouest du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur. - *Bull. Soc. géol. France*, 7, 3, 33-39.
- DOUDOUX B. & COLETTA B. (1975) : Le synclinal Charbon-Trélod.- *Ann. Cent. Univ. Savoie (Sc. nat.)*, 2, 69-93.

- DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B & TARDY M. (1982) : Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées.- C.R. Acad. Sci. Paris, II, 295, 63-68.
- DOUVILLE H. (1916) : Le Crétacé et le Tertiaire aux environs de Thônes (Haute-Savoie).- C.R. Acad. Sci. Paris, 324-331.
- DOUXAMI H. (1896-1897) : Feuilles de Chambéry et Albertville, révision de Nantua, Annecy et Thonon.- Bull. Serv. Carte géol. France 8/53, 151-153.
- DOUXAMI H. (1902) : Révision de la feuille d'Annecy : massif de Platé.- Bull. Serv. Carte géol. France, 85, 489-493.
- DUNHAM, R.J. (1962) : Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1, 108-121.
- ELMI S. (1981) : Classification typologique et génétique des Ammonitico Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux. Essai de synthèse. In Rosso Ammonitico Symposium Proc. ed. A. et S. Elmi, Tecnoscienza Roma, 233-249.
- EKDALE A.A., BROMLEY R.G. & PEMBERTON S.G. (1984) : Ichnology - The use of Trace fossils in Sedimentology and Stratigraphy.- Short Course Soc. econ. Paleont. Mineral., 15, 317 p.
- ELTCHANINOFF C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FRUDAL S., RAMPNOUX J.P. & TARDY M. (1982) : Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mt-Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales.- Bull. Soc. géol. France, Paris (7), t. 24, n° 4, 817-830.
- EMBLEY R.W., HOOSE P.J., LONSDALE P., MAYER L., TUCHOLKE B.E. (1980) : Furrowed mud waves on the western Bermuda Rise.- Geol. Soc. of America 1/91, 731-740.
- EPARD J.L. (1986) : Le contact entre le socle du Mont-Blanc et la zone de Chamonix : implications tectoniques.- Bull. géol. Lausanne 288, 225-245.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK A. (1988) : Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses.- Mém. Géol. Lausanne 2.
- FAUGERES J.-C., CREMER M., MONTEIRO H. & GASPARD L. (1985) : Essai de reconstruction des processus d'édification de la ride sédimentaire de Faro (marge sud-portugaise).- Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, 37, 229-286.
- FAUGERES J.-C., FRAPPA M., GONTHIER E., DE RESSEGUIER A. & STOW D.A.W. (1985) : Modélé et faciès de type contourite à la surface d'une ride sédimentaire édifiée par des courants issus de la veine d'eau méditerranéenne (ride du Faro, Golfe de Cadix).- Bull. Soc. géol. France (8), I/1, 35-47.
- FIRTH J.V. (1987) : Dinoflagellate biostratigraphy of the Maastrichtian to Danian interval in the U.S. Geological Survey Albany Cow, Georgia, U.S.A.- Palynology II, 199-216.
- FLOOD R.D. & HOLLISTER C.D. (1980) : Submersible studies of deep-sea furrows and transverse ripples in cohesive sediments.- Marine Geology 36, 1-9.
- FLÜGEL E. (1982) : Microfacies Analysis of Limestones, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York.
- FÖLLMI K.B. (1981) : Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberg Helvetikum.- Eclogae geol. Helv. 74/1, 175-187.
- FÖLLMI K.B. (1986) : Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberg Helvetikum und Ultrahelvetikum.- Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F., 262.

- FÖLLMI K.B. & OUWEHAND P.J. (1987) : Garschella-Formation und Götzi-Schichten (Aptian-Coniacian) : Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs.- Eclogae geol. Helv., 80, 141-191.
- FUNK H.P. (1985) : Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz.- Eclogae geol. Helv. 78/2, 249-272.
- GARDUÑO MONROY V.H. (1981) : Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges (Savoie, France).- Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris, 196 p.
- GIDON M. (1964) : Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses régions avoisinantes.- Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 187-205.
- GIDON M. (1977) : Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne.- Ed. DIDIER-RICHARD (B.R.G.M.), Grenoble.
- GONTHIER E., FAUGERES J.-C. & STOW D.A.W. (1984) : Contourites facies of the Faro Drift, Gulf of Cadix. In : STOW D.A.W. & PIPER D.J.W. (Ed.) : Fine-Grained Sediments : Deep-Water Process and Facies.- Geol. Soc. Spec. Publ., 15, 275-292.
- GOURLAY P. (1984) : La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales).- Thèse Univ. Paris VI.
- GUILLAUME M. (1986) : Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes Médiannes Romandes.- Thèse Univ. Fribourg, n° 910.
- HANTKE R. (1966) : Wangschichten, Campanien-Maastrichtien, Helvetikum, Ultrahelvetikum.- Extrait : Lexique stratigraphique international Europe Suisse 1/7.- Ed. C.N.R.S., Paris.
- HAQ B.B., HARDENBOL J & VAIL P.R. (1987) : Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 millions Years Ago to Present).- Science 235, 1152-1167.
- HARMS J.C. & WILLIAMSON C.R. (1988) : Deep-Water Density Current Deposits of Delaware Mountain Group (Permian), Delaware Basin, Texas and New Mexico.- A.A.P.G. Bull. 72/3, 299-317.
- HAUG E. & LUGEON M. (1902) : Revision de la feuille d'Annecy; Région des Annes.- Bull. Serv. Carte géol. France, XIII, 646-649.
- HAYES M.O. (1979) : Barrier Island morphology as a fonction of tidal and wave regime. In : LEATHERMAN ed. : Barrier Island from Gulf of St-Lawrence to the Gulf of Mexico, 1-28, Academic Press New York.
- HILBRECHT H. & LIEDHOLTZ J. (1987) : Dislocated Seewer Limestone (Turonian-Santonian) in the Anden Marl Formation (Santonian-Campanian) of the Allgäu (Alps, Helvetic Zone, S-Germany) and its structural implications. In : 3rd International Cretaceous Symposium, Abstracts 20, Tübingen.
- HOLLANDE D. (1881) : Excursion au Grand-Carre ou Mont Charvin.- Revue Savoissienne, 31, Annecy.
- HOLLANDE (1889) : Etude sur les dislocations des Montagnes calcaires de la Savoie.- Extrait : Bull. Soc. Hist. Nat. de Savoie 8.
- KENYON N.H. & BELDERSON R.H. (1973) : Bed forms of the mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar.- Sedimentary Geology 9, 77-99.
- KIDD R.B. & HILL P.R. (1986) : Sedimentation on mid-ocean sediment drifts. In : SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. eds. North Atlantic Palaeoceanography.- Geol. Soc. Spec. Publication 21, 87-102.
- KILIAN W. (1907) : Das Mesozoicum Kreide.- Lethaea geognostica 2/3, 1-398.- Ed. Schweizerbartischen, Stuttgart.

- KINDLER P. (1986) : Découverte du Paléocène supérieur-Eocène inférieur dans l'Ultrasavoie savoyard (Préalpes chablaisiennes, France). Conséquences sédimentologique et paléogéographiques.- C.R. Acad. Sci. (Paris) 303/19, 1725-1730.
- KINDLER P. (1987) : Découverte de calcaires "sublithographiques" paléocènes dans l'Ultrasavoie de Haute-Savoie (France). Conséquences sédimentologiques, stratigraphiques et paléogéographiques.- C.R. Acad. Sci. (Paris) 305/19, 1201-1205.
- LEMOINE M., GIDON M. & BARFETY J.C. (1981) : Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien.- C.R. Acad. Sci. Paris, 292, 917-920.
- LORY P. (1900) : Mouvements du sol et sédimentation en Dévoluy durant le Crétacé supérieur.- Bull. Soc. Géol. France 38, 780-782.
- LUGEON M. (1900) : Les dislocations des Bauges (Savoie).- Bull. Serv. Carte géol. France 77, 359-474.
- LUGEON M. (1918) : Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander.- Mat. Carte géol. Suisse N.S. 30.
- LUYENDYK B.P., FORSYTH D. & PHILLIPS J.D. (1972) : Experimental Approach to the Paleocirculation of the Oceanic Surface Waters.- Bull. géol. Soc. Americ., v. 83, 2649-2664.
- MAILLARD G. (1889) : Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches, Haute-Savoie.- Bull. Serv. Carte géol. France 1/6, 1-63.
- MacCAVE I.N., HOLLISTER C.D., De MASTER D.J., NITTROUER C.A., SILVA A.J. & YINGST J.Y. (1984) : Analysis of a longitudinal ripple from the Nova Scotian continental rise.- Marine Geology 58, 275-286.
- Mac CAVE I.N. & TUCHOLKE B.E. (1986) : Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In : VOGT P.R. & TUCHOLKE B.E. eds.- Western North Atlantic Region.- The Geological Society of America.
- MARTINI J. (1968) : Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes.- Arch. Sci. Phys. Hist. nat. Genève 21/1, 37-72.
- MERCIER de LEPINAY B. (1981) : Etude géologique de la région des Gets et de Samoens (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques.- Thèse 3ème cycle Univ. P. et M. Curie, Paris, 217 p.
- MORET L. (1934) : Géologie du massif des Bornes et des klipmes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie).- Mém. Soc. géol. France (n.s.) 22, 1-162.
- MULLINS H.T., GARDULSKI A.F., WISE S.W. & APPLGATE J. (1987) : Middle Miocene oceanographic event in the eastern Gulf of Mexico : Loop Current/Gulf stream circulation.- Geological Society of America 92, 702-713.
- MULLINS H.T., GARDULSKI A.F., HINCHEY E.J. & HINE A.C. (1987) : The modern carbonate ramp slope of central west Florida.- J. Sed. Pet. 58/2, 273-290.
- MULLINS H.T., GARDULSKI A.F., HINE A.C., MELILLO A.J., WISE S.V. & APPELGATE J. (1988) : Tree-dimensional sedimentary framework of the carbonate ramp slope of central west Florida : A sequential seismic stratigraphic perspective.- Geological Society of America Bull. 100, 514-533.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) : Comparing examples of modern and ancient turbidite system : problems and concepts. In : LEGGET J.K. & ZUFFA G.G. eds. Marine clastic sedimentology, 1-38, Graham & Trutman.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) : Le torbiti dell'Apennino settentrionale : Introduzione all'analisi di facies.- Mem. Soc. ital. Geol. 11, 161-199.

- OBERHANSLI-LANGENEGGER H. (1978) : Mikropaläontologische Untersuchung in der Amdener Formation.- Matér. Carte géol. Suisse, N.F., 150, 83 p.
- PAIRIS B. (1975) : Contribution à l'étude géologique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie).- Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- PAREJAS E. (1925) : La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie).- Eclogae geol. Helv. 19/2, 420-503.
- PAREJAS E. & LILLIE A. (1935) : Données micrographiques sur le Crétacé supérieur de Vormy (Aravis, Haute-Savoie).- C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 52, 275-277.
- PEDERSEN G.K. (1985) : Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence : an exemple from the Lower Jurassic in the Stennille well, Denmark.- J. geol. Soc. London 142, 357-374.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) : Mesozoic calcareous nannofossils.- Extrait : Plankton Stratigraphy.- Ed. Cambridge University Press.
- PIETRAFESA L.J. (1983) : Shelfbreak circulation, fronts and physical oceanography : East and West Coast perspectives.- SEPM Spec. Publ. 33, 233-250.
- PINET P.R. & POPENOE P. (1982) : Blake Plateau : control of Miocene sedimentation patterns by large-scale shifts of the Gulf Stream axis. Geology, 10, 257-259.
- PINET P.R. & POPENOE P. (1985) : A scenario of Mesozoic-Cenozoic ocean circulation over the Blake Plateau and its environs. Bull. geol. Soc. Amer., 618-626.
- PINET P.R., POPENOE P. & NELLIGAN D.F. (1981) : Gulf Stream : reconstruction of Cenozoic flow patterns over the Blake Plateau. Geology, 9, 6, 266-270.
- PORTHAULT B. (1968) : Le problème du "Sénonien" du Vercors : données stratigraphiques nouvelles, conséquences paléogéographiques et paléotectoniques.- Bull. Soc. géol. France, 7, 10, 419-427.
- READ, J.F. (1985) : Carbonate Platform Facies models.- A.A.P.G. Bull. 69/1, 1-21.
- REED D.L., MEYER A.W., SILVER E.A. & PRASETYO H. (1987) : Contourite sedimentation in an intraoceanic forearc system : eastern Sunda arc, Indonesia.- Marine Geology 76, 223-241.
- REVIL J. (1911-1913) : Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. (Petit-Bugey, Environs d'Aix-les-Bains et de Chambéry, Massif des Bauges, Massif de Curienne-La Thuile, Extrémité septentrionale du Massif de la Chartreuse).- Mém. Acad. de Savoie (5), 1-2. Impr. Générale Savoisiennne, Chambéry.
- RIVANO-GARCIA S.O. (1978) : Contribution à l'étude géologique du SE du massif des Bornes : la partie méridionale des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (Hte Savoie, France).- Thèse Univ. Pierre & Marie Curie, Paris.
- ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1979) : Atlas of Mid-Cretaceous planktonic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys). Cah. Micropaléont., 1 et 2.
- ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ DONOSO J.M. & WONDERS A.A.H. (1984) : Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids.- Revue Micropal. 26/3-4.
- ROBERTS D.G. & KIDD R.B. (1979) : Abyssal sediment wave fields on Feni ridge, Rockwall Trough : Long-range sonar studies.- Marine Geology 33, 175-191.
- ROSSET J. (1956) : Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie).- Bull. Serv. Carte Géol. Fr. (247), 53.
- RUBINO J.-L. & DELAMETTE M. (1985a) : The Albian shelf of South-East France : an exemple of clastic sand distribution diminated by oceanic current. In Abstr. 6th euro. reg. Meet. Sedi. Lleida, 399-402.

- RUBINO J.-L. & DELAMETTE M. (1985b) : La sédimentation de plate-forme à l'Albien sur la marge nord de la Téthys (Europe). Influence du courant téthysien. Réun. Spéc. Soc. géol. France, Résumé communic., Inst. géol. Bassin d'Aquitaine, 45.
- SANTOS NARVAEZ J.S. (1980) : Contribution à l'étude géologique des chaînons externes nord-occidentaux du massif de Chartreuse (Savoie).- Thèse Univ. Paris VI.
- SARNTHEIN M. & MIENERT J. (1986) : Sediment waves in the eastern equatorial Atlantic : sediment record during Late Glacial and Interglacial times.- In : SUMEMRHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. eds : North Atlantic Palaeoceanography.- Geological Society Spec. Public. 21, 119-130.
- SCHOLLE P.A. (1971) : Sedimentology of Fine-Grained Deep-water Carbonate Turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines, Italy.- Geol. Soc. of America 82, 629-658.
- SCHOLLE P.A., BEDOUT D.G. & MOORE C.H. (1983) : Carbonate depositional environments.- A.A.P.G. Mém. 33.
- SHANMUGAN G. & MOIOLA R.J. (1984) : Eustatic control of calciclastic turbidites.- Marine Geol. 56, 273-284.
- SISSINGH W. (1977) : Biostratigraphy of Calcareous nannoplankton.- Geol. Minjbouw. 56/1, 37-65.
- SORNAY J. (1983) : Etude biostratigraphique des faunes d'Inocérames du Sénonien français.- In géol méditer. X/3-4, 193-198.
- STACHER P. (1980) : Stratigraphie, Mikrofacies und Micropaläontologie der Wang-Formation.- Matér. Carte géol. Suisse, N.F., 152, 105 p.
- STAEGER D. (1943) : Besonderheiten der helvetischen Oberkreide am Wilerhorn (Brünniggebiet).- Mitt. natf. Ges. Bern 1942/43, 33-44.
- STAEGER D. (1944) : Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern.- Eclogae geol. Helv. 37/1, 99-188.
- STANLEY D.J. (1988) : Turbidites Reworked by Bottom Currents : Upper Cretaceous Examples from St. Croix, U.S. Virgin Islands.- Smith. contribution Marine Sci. 33, 79 p.
- STOW D.A.V. (1979) : Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin.- Sedimentology 26, 371-387.
- STOW D.A.V. & LOVELL J.P.B. (1979) : Contourites : Their Recognition in Moderne and Ancient Sediments.- Earth-Sci. Rev. 14, 251-291.
- STOW D.A.V. & SHANMUGAN G. (1980) : Sequence of structures in fine-grained turbidites : comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments.- Sedimentary Geology 25, 23-42.
- STOW D.A.V., FAUGERES J.-C. & GONTHIER E. (1986) : Facies distribution and textural variation in Faro drift contourites : velocity fluctuation and drift growth.- Marine Geology 72, 71-100.
- TULCHOLKE B.E. (1982) : Origin of longitudinal triangular ripples on the Nova Scotian continental rise.- Nature 296, 735-737.
- VAIL P.R., MITCHUM M.R. & THOMPSON S. (1977) : Seismic stratigraphy and global changes of sea level.- Mem. A.A.P.G. 26.
- VAIL P.R., COLIN J.-P., JAN du CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) : La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris.- Bull. Soc. géol. France (8), 3/7, 1301-1321.

- VILLAIN J.M. (1981) : Les Calcisphaerulidae : intérêt stratigraphique et paléocéologique.- Cretaceous Research 2/3-4, 435-438.
- VILLARS F. (1986) : Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (Zone delphino-helvétique, Haute-Savoie, France) : implications régionales. - Géol. Alpine 62, 107-116.
- VILLARS F. (1988) : Progradation de la Formation de Wang dans les chaînes subalpines septentrionales (Alpes occidentales, France) au Maastrichtien supérieur : biostratigraphie et milieu de dépôt.- Eclogae geol. Helv. 81/3, 669-687.
- VILLARS F. (1989) : Mégablocs resédimentés dans les Marnes d'Amden de la Plaine Morte (nappe helvétique du Wildhorn, Suisse) : tectonique synsédimentaire à la fin du Santonien.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 167-172.
- VILLARS F., MULLER D. & LATELTIN O. (1988) : Analyse de la structure du Mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique synsédimentaire paléogène : Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales.- C.R. Acad. Sci. Paris 307/2, 1087-1090.
- WELBON A. (1988) : The influence of intrabasinal faults on the developments of a linked thrust system.- Geol. Rdsch. 77/1, 11-24.
- WELBON A. (1988) : Deformation styles and localisation of thrust faults in the external French Alps.- Univ. Leeds, PhD thesis.
- WILDI W. (1988) : "Bündnerschiefer" and "Flysch" of the Northern Margin of Alpine Tethys : turbiditic Deep Water Clastics in Extensional and Compressive Basins.- Mém. Soc. Géol. France, N.S. 154, 115-130.
- WILSON J.L. (1969) : Microfacies and sedimentary structures in "Deeper Water" Lime Mudstones.- spec. pap. S.E.P.M. 14, 4-19.
- ZIEGLER P.A. (1982) : Geological Atlas of Western and Central Europe.- Shell Int. Petroleum Maatsch. B.V. 130 p.