Le Crétacé superieur en domaine subalpin méridional : biostratigraphie par les Globotruncanidae et paléogéographie

Monique Conard-Noireau

▶ **To cite this version:**

Monique Conard-Noireau. Le Crétacé superieur en domaine subalpin méridional : biostratigraphie par les Globotruncanidae et paléogéographie. Stratigraphie. Université du Maine, 1987. Français. NNT : . tel-00802593

HAL Id: tel-00802593
https://theses.hal.science/tel-00802593

Submitted on 20 Mar 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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 031945 4

CONARD-NOIREAU
M.

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

EN DOMAINE SUBALPIN MÉRIDIONAL

BIOSTRATIGRAPHIE PAR LES GLOBOTRUNCANIDAE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

Monique CONARD-NOIREAU

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

123 DEC. 1996

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT ES SCIENCES

PRÉSENTÉE A L'UNIVERSITÉ DU MAINE

soutenue le 16 Juin 1987 devant le Jury :

M. J.-P. GELARD, Président
Mme M. CARON, Rapporteur
M. P. COTILLON, Rapporteur
M. M. LANTEAUME, Rapporteur
Mme A. PELHATE, Rapporteur

RÉSUMÉ : La recherche et l'étude des Globotruncanidae (foraminifères planctoniques) dans les formations du Crétacé supérieur de Haute-Provence et des Alpes méridionales a permis la mise en évidence de dix biozones successives, caractéristiques des étages Cénomanien à Maastrichtien.

Au point de vue stratigraphique, les limites et les subdivisions du Cénomanien et du Turonien ont, d'une façon générale, été précisées. Les dépôts coniaciens, santoniens, campaniens et maastrichtiens, peu riches en macrofaune et mal différenciés jusqu'ici, ont pu être datés dans toute la région étudiée.

L'étude biostratigraphique et lithologique du Crétacé supérieur a permis en outre de suivre l'évolution de la sédimentation depuis la province nord-orientale, où sont développés des faciès de bassin, jusqu'au secteur méridional, caractérisé par des faciès de plate-forme proximale.

L'évolution géodynamique de ce domaine subalpin méridional, sous contrôle essentiellement tectonique et eustatique, conduira au cours du Crétacé supérieur, cette partie de la paléomarge alpine à l'émersion.

ABSTRACT : *Research and study on the Globotruncanidae (planktonic Foraminifera) in the Upper Cretaceous deposits of Haute-Provence and Southern Alps has revealed ten successive biozones characteristic of the Cenomanian to Maastrichtian stages.*

From the point of view of stratigraphy, the boundaries and subdivisions of the Cenomanian and Turonian have been determined. Coniacian, Santonian, Campanian and Maastrichtian deposits, poor in macrofauna and ill-defined lithographically, have been dated over the entire region studied.

The biostratigraphical and lithological studies of the Upper Cretaceous have, besides, made it possible to follow the evolution of sedimentation from the north eastern region where basin facies have developed to the southern sector characterised by proximal plate-form deposits.

The paleogeographical and structural evolution of this southern subalpine region suggests the emergence of this part of the alpine palaeomargin during the Upper Cretaceous.

MOTS-CLÉS : Crétacé supérieur, Foraminifères planctoniques, Globotruncanidae, Domaine subalpin, Sud-Est France, Biostratigraphie, Paléogéographie.

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

EN DOMAINE SUBALPIN MÉRIDIONAL

BIOSTRATIGRAPHIE PAR LES GLOBOTRUNCANIDAE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE
BIBLIOTHÈQUE - DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. 04 76 63 54 27
FAX 04 76 51 40 58

Monique CONARD-NOIREAU

28 DEC. 1990

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT ES SCIENCES

PRÉSENTÉE A L'UNIVERSITÉ DU MAINE

soutenue le 16 Juin 1987 devant le Jury :

M. J.-P. GELARD, Président
Mme M. CARON, Rapporteur
M. P. COTILLON, Rapporteur
M. M. LANTEAUME, Rapporteur
Mme A. PELHATE, Rapporteur

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

10147 584

AVANT-PROPOS

En me prenant dans son équipe, Monsieur M.LANTEAUME, Professeur à l'Université de Caen, m'a fait découvrir la géologie alpine, dans une région fort agréable, mais complexe, les Alpes méridionales. Les méthodes de travail rigoureuses qu'il sait imposer tant sur le terrain qu'au laboratoire ne s'oublient pas. Qu'il soit assuré de ma profonde reconnaissance pour tout ce qu'il m'a apporté.

Afin de m'initier au monde des Globotruncanidae, Madame M. CARON, Professeur à l'Université de Fribourg et de Genève, a bien voulu m'accueillir dans son laboratoire. Elle le fit avec une très grande gentillesse et sût me communiquer sa passion pour l'étude de ces foraminifères planctoniques. Les nombreux échanges que nous avons eus ont été pour moi extrêmement enrichissants. Je lui exprime ici toute ma gratitude.

Ma reconnaissance va également à Monsieur P. COTILLON, Professeur à l'Université de Lyon I, pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mes recherches. Il m'a fait bénéficier de sa grande connaissance du Crétacé du Sud-Est de la France, en apportant une critique très constructive sur les différents aspects de ce travail. Je le remercie vivement aussi de m'avoir fait l'honneur d'accepter, malgré ses nombreuses occupations, de participer au jury de ma thèse.

Mes remerciements s'adressent aussi naturellement à Madame A. PELHATE, Professeur à l'Université du Maine, dont le soutien au laboratoire a été constant. Les nombreux conseils et remarques qu'elle m'a prodigués ont permis une amélioration sensible de ce travail.

Bien que très sollicité par sa charge de Président de l'Université du Maine, Monsieur le Professeur J.P.GELARD a bien voulu accepter de juger ce mémoire et de me consacrer ainsi un temps précieux. Qu'il me soit permis de lui manifester ici toute ma reconnaissance.

S O M M A I R E

INTRODUCTION

I. Cadre géographique et structural
II. Rappel des principaux travaux antérieurs
III. Objet de l'étude

PREMIERE PARTIE : ETUDES STRATIGRAPHIQUES

I. Introduction
II. Cénomanien
III. Turonien
IV. Coniacien
V. Santonien
VI. Campanien
VII. Maastrichtien
VIII. Données radiométriques
IX. Conclusions de l'étude stratigraphique régionale

DEUXIEME PARTIE : EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION

I. Dynamique sédimentaire et répartition des faciès
II. Evolution au cours du Crétacé supérieur : organisation séquentielle
III. Evolution géodynamique

CONCLUSIONS GENERALES

INTRODUCTION

INTRODUCTION

I. CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

Le domaine étudié appartient historiquement et géographiquement à la Provence et au Comté de Nice. Mais au cours des siècles, le nom de Provence s'est appliqué à des régions de dimensions variables, allant des pays de langue d'oc au pays de Nice. Actuellement, la région appelée Provence - Côte d'Azur correspond aux départements des Bouches-du-Rhône, du Vaucluse, des Alpes-de-Haute-Provence, du Var et des Alpes-Maritimes. On peut distinguer près de la Méditerranée, au voisinage du Rhône et de ses embouchures, une Provence des plaines, rhodanienne, occidentale, la Basse-Provence, et au-delà de la vallée de la Durance en direction de la frontière italienne, une Provence des montagnes, alpine, orientale, la Haute-Provence.

La région faisant l'objet de ce mémoire s'étend sur une partie des départements des Alpes-de-Haute-Provence et du Var, sur le département des Alpes-Maritimes ainsi qu'en Ligurie occidentale (Italie).

Du point de vue géologique, ce secteur est situé à l'extrémité sud des Alpes occidentales et appartient aux zones externes alpines, composées des massifs cristallins externes et de leur couverture sédimentaire plissée appelée Chaînes subalpines (fig. 1). Il correspond plus précisément à la partie orientale de l'Arc de Castellane, à l'Arc de Nice et à leur avant-pays qui borde le massif des Maures et du Tanneron, au domaine de la couverture sédimentaire subalpine enveloppant le massif de l'Argentera-Mercantour au Sud, et à sa terminaison sud-est.

Le dispositif structural d'ensemble individualisé à partir de la déformation fini-crétacée et au cours de l'évolution tectonogénétique paléogène et néogène, affecte une couverture sédimentaire en partie décollée et comporte des dispositifs structuraux en extension, des dispositifs en décrochements, des structures

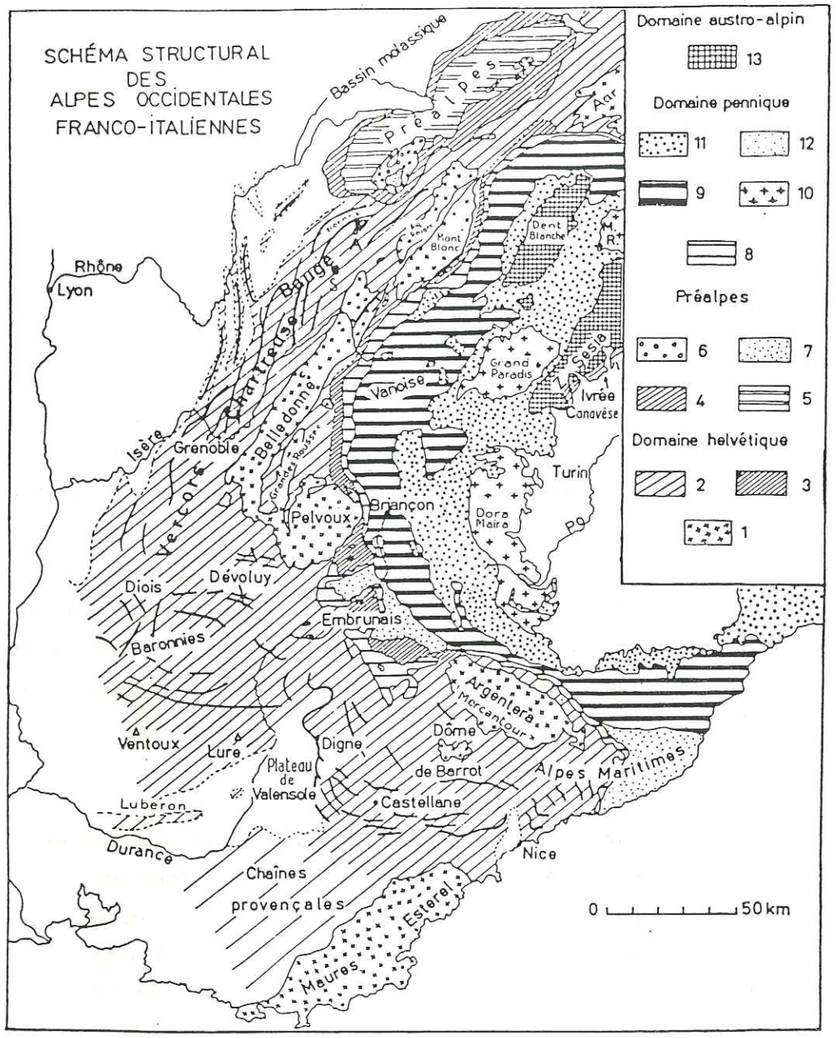


Fig. 1. Schéma structural des Alpes occidentales franco-italiennes (d'après J. DEBELMAS et M. LEMOINE).
Domaine helvétique externe ou dauphinois : 1-massifs cristallins externes; 2-leur couverture dauphinoise (chaines subalpines, etc.); 3-zones ultra-dauphinoise et ultra-helvétique.
Préalpes : 4-nappes ultra-helvétiques; 5-nappe des Préalpes médianes; 6-nappes de la Brèche; 7-flyschs exotiques des Gets.
Domaine pennique : 8-zone subbriançonnaise; 9-zone briançonnaise; 10-massifs cristallins internes; 11-schistes lustrés; 12-nappe du flysch à Helminthoides.
Domaine austro-alpin : 13-nappe de la Dent-Blanche et zone de Sesia-Lanzo.

plicatives généralement polyphasées et des chevauchements particulièrement bien caractérisés dans le domaine de l'Arc de Castellane et du front de l'Arc de Nice. Ce dispositif en décrochements se traduit par de nombreux accidents à tracé rectiligne et comporte quatre familles directionnelles (M. LANTEAUME et al., 1982 ; M. LANTEAUME, 1983) (fig. 2) :

- les accidents N 150 - N 170, décrochements dextres, ayant localement rejoué en faille normale ;
- les accidents N 20 - N 50, décrochements sénestres, avec une prépondérance des accidents N 30 - N 40 ;
- les accidents N 110 - N 140, décrochements dextres parfois à forte composante verticale ;
- les accidents N 60 - N 80, d'importance secondaire.

La répartition des formations du Crétacé supérieur ordonnée par le dispositif structural, a été affectée par ce système de décrochements conjugués intervenu postérieurement. Ce dernier est à l'origine du décalage dans la continuité des affleurements de Crétacé supérieur observables actuellement.

Etant donné l'importance des phénomènes tectoniques, les limites du domaine étudié sont ainsi plus géologiques que géographiques (fig. 3) :

- au Nord, la bordure méridionale du massif de l'Argentera - Mercantour et du dôme du Barrot ;
- à l'Ouest, les accidents décrochants sénestres du Haut-Var et les dépôts mio-pliocènes du plateau de Valensole ; à titre de comparaison, quelques affleurements ont été étudiés au Nord-Ouest de ces accidents ;
- au Sud, la bordure septentrionale des massifs des Maures et du Tanneron, et le littoral méditerranéen ;
- vers l'Est, la limite choisie est celle du front chevauchant des zones internes.

L'extension des affleurements de Crétacé supérieur de ce domaine subalpin méridional est indiquée sur cette même figure 3, ainsi que le cadre de la zone étudiée.

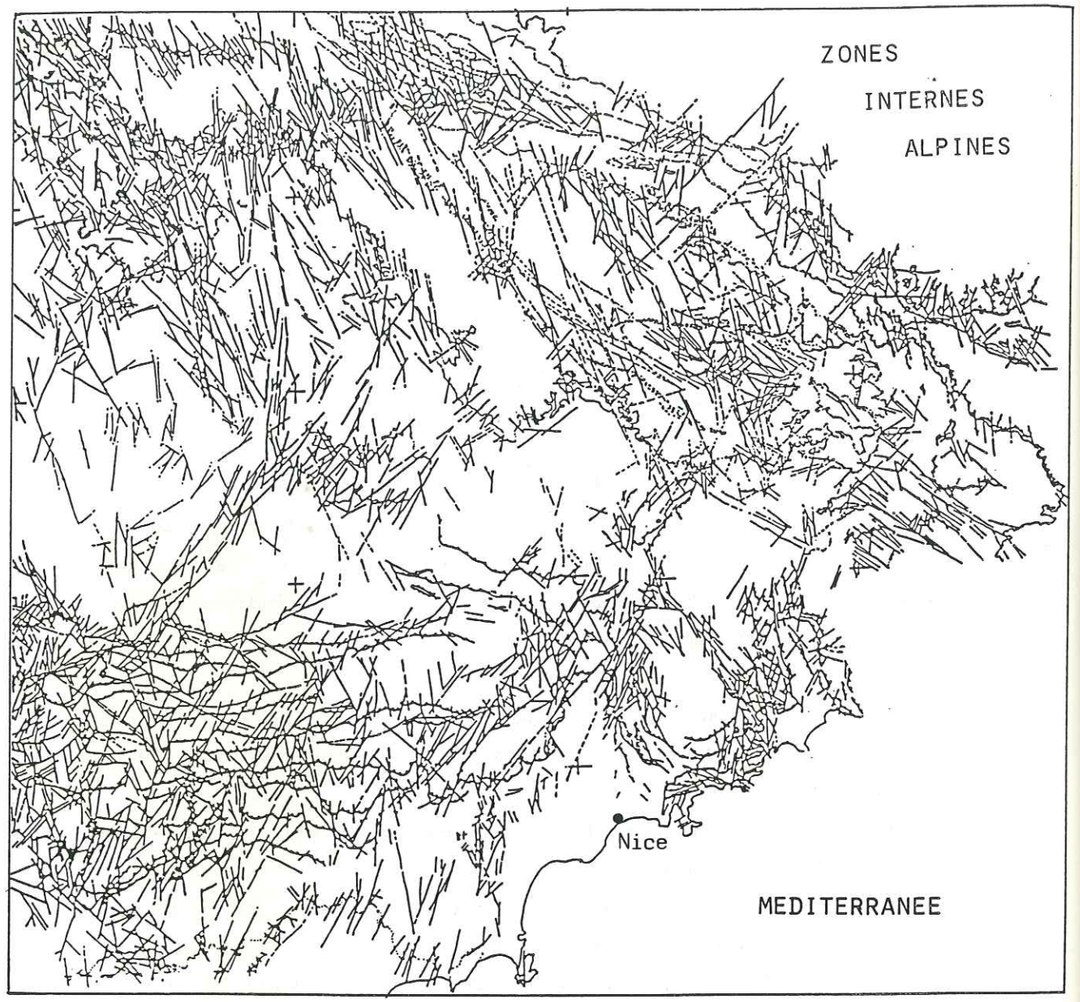


Fig. 2. Carte des accidents à tracé rectiligne du Massif de l'Argentera-Mercantour et des entours subalpins et internes; la couverture correspond aux feuilles au 1/100 000 de Vièye, Nice, Barcelonnette, Castellane et Cannes (d'après M. LANTEAUME et al., 1982).

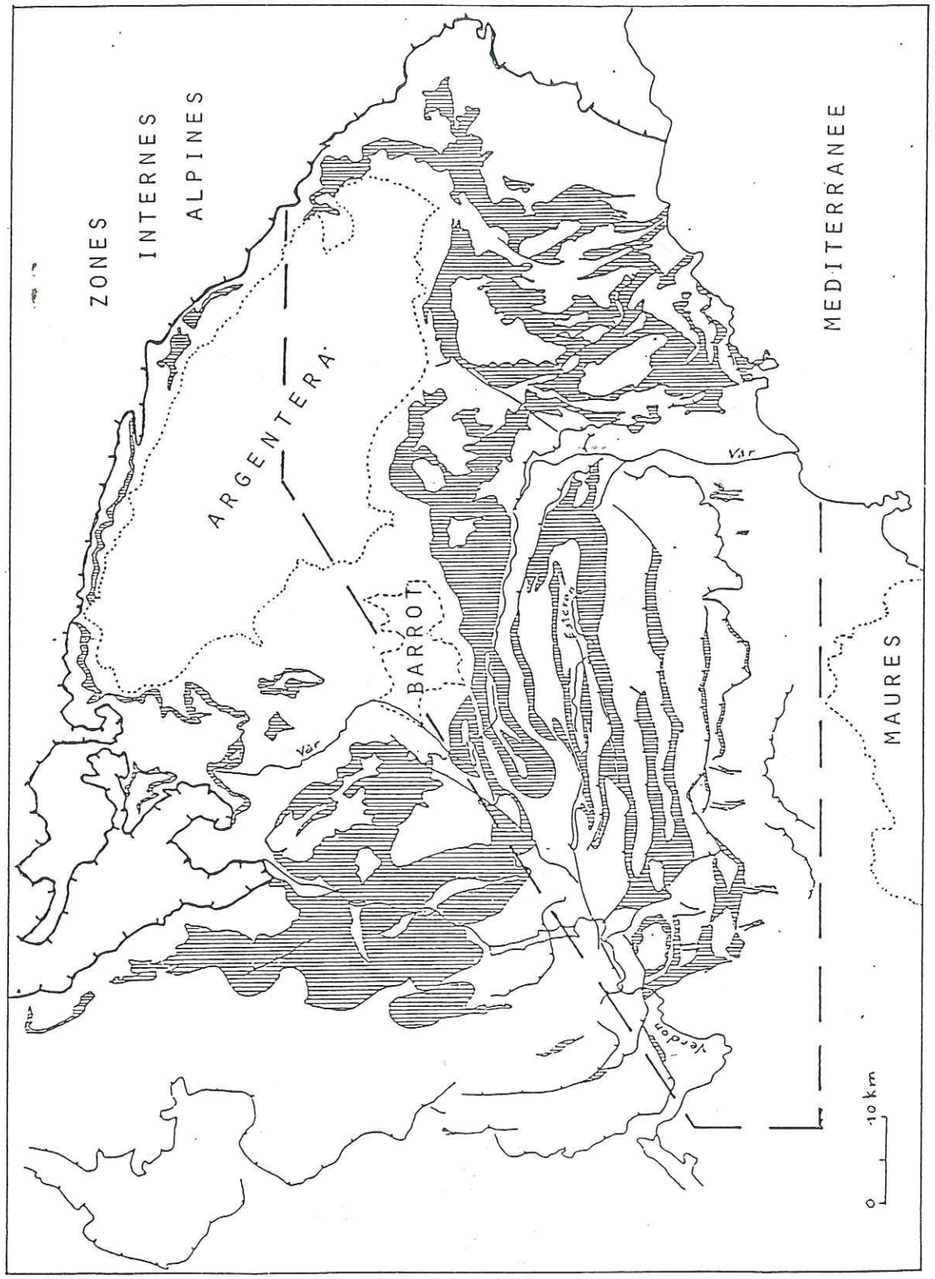


Fig. 3. Affleurements de Crétacé supérieur et limites de la zone étudiée.

II. RAPPEL DES PRINCIPAUX TRAVAUX ANTERIEURS

Le terme de Crétacé supérieur eut une interprétation différente suivant les auteurs, incluant ou non à la base le Cénomanien et au sommet le Danien. Les limites et subdivisions de ce sous-système, utilisées dans le présent travail, font références à trois Colloques stratigraphiques récents : Colloque sur le Cénomanien (France - Europe occidentale) (1978), Colloque sur le Turonien (1982), Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien (1983), ainsi qu'au Symposium "Cretaceous Stage Boundaries" (1984).

Les limites et les zones des six étages reconnus dans le Crétacé supérieur sont définies à partir des extensions des Ammonites - index, groupe paléontologique de référence. Les étages Cénomanien et Turonien ont été créés par A. d'ORBIGNY, en 1847 pour le premier et en 1842 pour le second ; le Coniacien, le Santonien et le Campanien ont été proposés par H. COQUAND en 1857 ; le Maastrichtien a été introduit par A. DUMONT en 1849. Ces quatre derniers étages constituent pour certains auteurs le Sénonien, mais pour d'autres le Maastrichtien en est exclu. L'ambiguité de ce terme, commode dans le Bassin parisien, ainsi que dans le domaine mésogéen, est de moins en moins usité au niveau international ; pour plus de clarté, ce vocable ne sera pas utilisé.

Les terrains faisant l'objet de cette étude furent d'abord désignés par le terme de "craie". Celle-ci fut citée pour la première fois dans les Alpes-Maritimes par J. RISSO en 1813, à la pointe Saint-Hospice.

En 1846, C. PEREZ dans son étude sur les terrains crétacés des "Alpi-marittime" distingue déjà un Crétacé inférieur, moyen et supérieur.

Pendant la seconde moitié du 19ème siècle, de nombreux auteurs s'intéressèrent au Crétacé du Sud-Est de la France et en particulier à son contenu faunistique. Il faut citer : H. COQUAND (1857, 1861), A. TOUCAS (1876, 1882), E. HEBERT (1872, 1877), W. KILIAN (1889, 1895), L. BERTRAND (1896). En 1877, à l'occasion de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, N. CAMERE présente une des premières cartes géologiques d'une portion du département des

Alpes-Maritimes, située entre le Var et la Vésubie à l'Ouest, la frontière italienne au Nord et à l'Est. En ce qui concerne la stratigraphie du Crétacé, ses observations au long du versant méridional du Braus lui permettent de reconnaitre notamment un niveau de calcaire qu'il situe dans la craie de Rouen (c'est-à-dire Cénomanien) et au-dessus des "calcaires argileux... séparés par des lits argileux" qu'il situe dans la "craie marneuse" et la "craie blanche" (ce qui correspond au Turonien - Santonien).

Une date importante fut également marquée par la parution en 1885 de la thèse de E. FALLOT, qui précisa la stratigraphie du Crétacé supérieur et distingua plusieurs types de faciès.

Les travaux de A. de GROSSOUVRE (1894, 1901) sur la "Craie supérieure" restent fondamentaux pour la stratigraphie et la paléontologie du Crétacé supérieur. Il se fonde principalement sur les Ammonites pour établir une échelle zonale, base de référence toujours actuelle.

Ensuite vint une période d'une trentaine d'années où les connaissances sur le Crétacé du Sud-Est progressèrent plus lentement.

J. GOGUEL s'intéressera surtout à l'évolution tectonique des Chaînes subalpines et montrera par ses travaux (1936, 1944, 1963) l'importance de certains accidents structuraux.

Le Cénomanien des Alpes-Maritimes fut particulièrement étudié, d'une part par H. PARENT (1943, 1955), d'autre part par L. GINSBURG (1953, 1959).

Des précisions sur le Crétacé encore mal connu du Nord et de l'Est des Alpes-Maritimes furent apportées par P. BORDET (1950) pour la bordure méridionale du dôme de Barrot, par A. FAURE-MURET (1955) sur les enveloppes sédimentaires du massif de l'Argentera-Mercantour, et par M. LANTEAUME (1962) pour les Alpes maritimes franco-italiennes.

Parmi les travaux les plus récents relatifs à notre domaine d'étude, il faut citer ceux de G. THOMEL sur le Cénomanien des Chaînes subalpines méridionales (1962, 1965, 1972), de B. PORTHAULT, G. THOMEL et O. de VILLOUTREYS (1966) sur le Cénomanien de l'Estéron (Alpes-Maritimes), de P. DONZE, B. PORTHAULT, G. THOMEL et O. de VILLOUTREYS (1970) sur le Sénonien de la région de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes), de R. CAMPREDON et B. PORTHAULT (1971) sur la

présence de Maastrichtien dans la vallée de l'Argentina (Italie), de C. KERCKHOVE et J. P. THIEULOY (1973) sur le Sénonien de la province néritique de l'Arc de Castellane.

Le Crétacé supérieur des régions voisines a fait aussi l'objet ces dernières décennies, de nombreux travaux importants par J. PHILIP (1970) et G. TRONCHETTI (1981) sur la Basse-Provence, B. PORTHAULT (1974) sur le "domaine vocontien", Y. EL KHOLY (1972) sur les Alpes-de-Haute-Provence, de Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL (1961) et de C. STURANI (1962) sur la bordure nord du massif de l'Argentera - Mercantour, dans la Haute-vallée de la Stura (Italie).

III. OBJET DE L'ETUDE

Les problèmes posés étaient d'abord d'ordre stratigraphique. Il fallait en effet disposer d'une stratigraphie précise avant de tenter toute étude sédimentologique ou paléogéographique. Or si la zonation du Cénomanien, riche en céphalopodes, était relativement bien établie, en particulier par les travaux de G. THOMEL, bien que le problème de ses limites ne soit pas complètement résolu, il n'en était pas de même pour les autres étages du Crétacé supérieur. On peut noter en effet que sur l'ensemble des 9 coupures au 1/50 000 de la carte géologique de la France, qui couvrent la presque totalité du domaine étudié, en dehors du Cénomanien quelquefois associé à l'Albien, les différents étages du Crétacé supérieur ne sont pas différenciés ; seul le Turonien est parfois repéré en raison de son rôle morphologique dû à sa succession très carbonatée ; les séries de marnes et de calcaires sus-jacentes étant en général attribuées au Sénonien, sans plus de précisions, sauf dans quelques cas ponctuels.

Il a donc été nécessaire de lever des coupes détaillées, bien réparties spatialement, c'est-à-dire dans les différentes unités, et les plus continues possibles, dans cette région structuralement complexe et présentant de nombreux accidents. La carte (fig. 2) représentant uniquement les accidents à tracé rectiligne peut donner un

aperçu des difficultés rencontrées sur le terrain.

Le Crétacé supérieur, dans la région étudiée, se présente sous un faciès couramment appelé marno-calcaire, terme regroupant des séries alternantes plurihectométriques de calcaires, de calcaires argileux et de marnes plus ou moins indurées. En fonction de la variabilité ou au contraire de la monotonie des faciès observés, le lever des coupes sur le terrain a été effectué au 1/20 ou au 1/50. Ces relevés permettent une localisation précise de l'échantillonnage et l'établissement ensuite de coupes synthétiques en vue de leur exploitation stratigraphique et sédimentologique.

La rareté de la macrofaune dans ces formations conduisit, pour leur datation, à la recherche de la microfaune. Les foraminifères planctoniques, et plus spécialement la famille des Globotruncanidae, sont un outil précieux pour la stratigraphie du Crétacé. Leur recherche a donc été entreprise de façon systématique afin d'établir une échelle biostratigraphique régionale. Celle-ci a ensuite été correlée aux biozonations d'autres régions du Sud-Est de la France, et plus généralement du domaine téthysien.

Pour la microfaune recherchée, l'étude des caractères de morphologie externe des organismes m'a amenée à prélever des échantillons de marnes et parfois de calcaires argileux (environ un millier), afin d'en extraire par différents procédés de laboratoire ces microfossiles.

En ce qui concerne la macrofaune, les rares spécimens récoltés, souvent en mauvais état de conservation, ont été confiés aux spécialistes des différents groupes paléontologiques, dans le but d'améliorer les connaissances sur la stratigraphie régionale.

Les niveaux indurés ont fait l'objet également de prélèvements d'échantillons, généralement orientés dans l'espace. Ce matériel a permis la fabrication de lames minces (environ 1500), elles-mêmes le plus souvent orientées et dont l'examen, en plus de l'étude du contenu organique, a contribué à la caractérisation lithologique de ces dépôts.

Les bases stratigraphiques posées, quelques problèmes plus généraux de géologie sédimentaire pouvaient être abordés : reconstitution des paléoenvironnements, répartition des principaux faciès, mise en évidence d'éléments de dynamique sédimentaire, évolution de la sédimentation au cours du Crétacé supérieur.

PREMIERE PARTIE

ETUDES STRATIGRAPHIQUES

I. INTRODUCTION

Au Crétacé supérieur, le domaine considéré fait partie du bassin subalpin, prolongeant vers l'Est le bassin vocontien, et s'ouvrant au Nord vers la mer alpine. Il est limité au Sud par des zones hautes : le bombement durancien dont l'émersion est datée de l'Albien supérieur par J. P. MASSE et J. PHILIP (1976) et le massif corso-sarde. Les sédiments déposés dans cette région au cours de cette époque présentent des variations de faciès qui ont été mises en évidence par les recherches antérieures. Cette différenciation avait été décrite dès 1885 par E. FALLOT, qui distinguait des faciès pélagiques au Nord et des faciès néritiques au Sud. Depuis, divers travaux ont été consacrés à ce domaine péri-alpin, notons parmi les plus récents, l'étude de A. F. BAUDRIMONT et P. DUBOIS (1977) et l'ouvrage sur la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (1984, S. DEBRAND-PASSARD et al., coord.).

Ces formations du Crétacé supérieur sont représentées en majeure partie par une alternance irrégulière de marnes et de calcaires fins dont les successions, puissantes de 800 à 1000 m, sont considérées souvent comme monotones. Cette monotonie n'est qu'apparente et de nombreuses variations de faciès ont pu être observées à l'aide du lever de coupes banc à banc et du calage stratigraphique précis de ces séries par la microfaune de foraminifères planctoniques récoltée.

Afin d'établir une échelle biostratigraphique régionale, j'ai en effet entrepris la recherche systématique des foraminifères planctoniques appartenant à la famille des Globotruncanidae et j'en ai effectué leur détermination. Cette biozonation a été corrélée avec celle connue dans d'autres secteurs : Basse-Provence, bassin vocontien,

domaines téthysien et boréal. On fit appel aussi pour préciser en particulier la stratigraphie de séries à caractères plus littoraux à d'autres groupes de microfossiles, comme les Nodosariidae, les ostracodes, les palynoflores. La macrofaune a également été recueillie, mais en plus de sa rareté, son mauvais état de conservation n'a pas toujours permis une détermination spécifique certaine. Enfin des datations absolues par la méthode d'analyse isotopique potassium/argon ont été effectuées sur différents niveaux riches en glauconie, afin de mettre en corrélation les échelles biostratigraphiques et radiométriques.

L'étude détaillée de ces terrains crétacés sera faite, selon l'ordre stratigraphique, en distinguant trois zones de faciès correspondant d'une part aux milieux de bassin (pélagiques), d'autre part aux milieux de plate-forme (néritiques), des faciès de transition ou intermédiaires existant entre les deux types précédents. Ces zones de faciès s'étendent schématiquement du Nord-Est au Sud-Ouest, depuis la bordure méridionale du massif de l'Argentera jusqu'au massif des Maures, caractérisant ainsi la province nord-orientale, limitée approximativement par la moyenne et basse vallée du Var, le bassin de l'Estéron et, au Sud, le secteur méridional.

Les cartes d'extensions des différentes formations crétacées ont été élaborées à partir de la carte géologique de la France au 1/50 000 et d'après des levers personnels. Etant donné l'existence des déplacements tangentiels d'âge tertiaire (chevauchements et décrochements conjugués), les coupes ont été choisies au mieux dans les diverses unités structurales. La localisation précise du début de chaque coupe est donnée en annexe à l'aide des coordonnées Lambert (annexe I). Pour des raisons pratiques, les coupes de référence sont présentées, suivant la puissance des dépôts, à une échelle voisine du 1/1 000 ou du 1/2 000, les corrélations entre coupes à l'échelle de 1/2 500 environ.

Pour aider à la reconstitution des paléoenvironnements une interprétation séquentielle de ces séries marno-calcaires a été tentée. C'est pourquoi dans les descriptions lithologiques on a cherché

à mettre en évidence des ensembles sédimentaires en fonction des proportions relatives existant entre les deux pôles marne et calcaire, c'est-à-dire entre les épaisseurs mesurées des bancs et des inter-bancs, tout en sachant que les épaisseurs de ces horizons peuvent varier et que leurs limites sont parfois très floues. Une succession de termes lithologiques a ainsi été établie :

- marnes, parfois micacées, sableuses ou glauconieuses, en strates métriques à décamétriques ;
- marnes (métriques à plurimétriques) présentant des cordons de miches calcaires dont l'épaisseur n'excède pas la dizaine de centimètres ;
- marnes (métriques à plurimétriques) à petits bancs, en général décimétriques, de calcaire argileux ;
- alternances de marnes et de calcaires, ou de calcaires et de marnes, quand les proportions des uns et des autres sont voisines (décimétriques à pluridécimétriques) ;
- calcaires en bancs pluridécimétriques, à interlits marneux dont la puissance est proche de la dizaine de centimètres ;
- calcaires (pluridécimétriques) à faibles délits marneux, de l'ordre de quelques centimètres d'épaisseur ;
- calcaires (pluridécimétriques) à joints marneux centimétriques ;
- calcaires lités, en bancs jointifs ou massifs.

Les symboles lithologiques et paléontologiques utilisés dans la présentation graphique des coupes géologiques sont illustrés sur un schéma-dépliant situé en annexe (annexe II).

A. GLOBOTRUNCANIDAE : METHODES D'ETUDES

Les Globotruncanidae sont des foraminifères à test calcitique, hyalin, pluriloculaire, dont la détermination se fait classiquement sur des critères de morphologie externe : ouvertures, sutures, forme des loges... Seules quelques espèces sont suffisamment caractéristiques pour être déterminées de façon certaine en sections (lames minces).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Afin d'obtenir à partir des divers échantillons une microfaune bien dégagée de sa gangue, j'ai soumis les prélèvements de marnes et de calcaires argileux à un traitement chimique selon la méthode d'AVERBURG, légèrement modifiée. Les échantillons sont attaqués par une solution d'eau oxygénée à 30 volumes, additionnée de quelques gouttes d'ammoniaque afin de neutraliser le milieu. Quand la réaction est terminée (entre 12 et 48 heures), ils sont lavés sur une colonne de tamis sous un courant d'eau claire.

Cette technique classique ne donnant pas un résultat suffisant sur les échantillons récoltés, j'ai soumis les résidus de lavage à l'action d'un agent mouillant cathionique selon une méthode inspirée de celle décrite aux Etats-Unis par R. P. ZINGULA (1968). L'agent mouillant dont je me suis servie est fabriqué à partir de l'Amine O, produit CIBA-GEIGY disponible en France et commercialisé en assez petite quantité, produit stable à la chaleur, mais non soluble dans l'eau. Pour obtenir cette solubilité, on le met en présence d'acide, j'ai utilisé l'acide chlorhydrique, en contrôlant bien le pH en fin de réaction.

Les résidus de lavage subissent donc l'action de cet agent mouillant, à chaud, et cela pendant une vingtaine de minutes. Ils sont à nouveau lavés sur une colonne de tamis et abondamment rincés à l'eau claire, puis à l'alcool. Enfin ils sont mis à sécher à l'étuve.

Cette technique a une double action : la désagrégation des marnes indurées et le nettoyage de la microfaune, sans effet corrosif sur le test des Globotruncanidae. Seul inconvénient, en plus du temps nécessaire à l'ensemble de ces manipulations, ce type de détergent est très moussant. La mousse risquant d'entrainer les microfossiles, j'ai ajouté, lors des rinçages quelques centimètres cubes d'un antimousse de type industriel (Rhodorsil par exemple).

B. CLASSIFICATION UTILISEE

Les foraminifères planctoniques, et notamment les Globotruncanidae, ont fait l'objet depuis quelques décennies de très

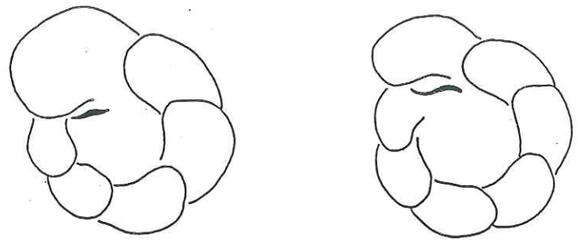
nombreuses publications, montrant de ce fait une grande diversité. Les recherches récentes du Groupe Européen des Foraminifères Planctoniques, recherches auxquelles j'ai participé, ont permis d'apporter des éclaircissements sur la taxinomie et la systématique de ces microfossiles. En effet, l'un des premiers objectifs fixés était "une mise au point sur le langage et les acquis dans le domaine des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen" ; les espèces du Crétacé supérieur furent traitées de la même façon par la suite. Les résultats de ces travaux ont été publiés dans trois atlas où sont données les diagnoses des espèces retenues, les synonymies envisagées ; ces descriptions sont illustrées à l'aide de photographies au microscope électronique à balayage du matériel holotypique, quand cela était possible, ou de topotypes, où à défaut d'hypotypes (F. ROBASZYNSKI, M. CARON coord., 1979 et F. ROBASZYNSKI, M. CARON, J. M. GONZALEZ DONOSO, A. A. H. WONDERS, ed., 1983).

L'architecture du test des Globotruncanidae est de type trochospiralé, ce qui définit chez les représentants de ce groupe, une face spirale et une face ombilicale. Sur cette dernière se situe l'ouverture principale dont la position et la plus ou moins grande complexité sont des caractères importants dans la détermination des taxons. Ces dispositifs oraux (lèvres, portici, tegilla) sont schématisés sur la figure 4. En outre, certains genres présentent en plus de l'ouverture principale, des ouvertures supplémentaires ; celles-ci sont soit ombilicales, soit suturales.

Les loges de ces foraminifères montrent des morphologies diverses, sphériques, ovoïdes, anguleuses, dont la périphérie peut être ou non soulignée par 1 ou 2 carènes. La position de ces carènes est variable ; lorsqu'elles sont au nombre de 2, un bandeau carénal, plus ou moins large, peut les séparer. Les dessins de la figure 5 illustrent quelques exemples de forme de loges en vue de profil. Ces loges présentent aussi des modes variés dans la façon de s'accoler, de se suturer. Cette suture, son ornementation (bourrelet) sont également des critères déterminants (fig. 4).

En conséquence, la classification adoptée pour cette étude, et qui fait l'objet de la figure 6, reprend celle proposée par

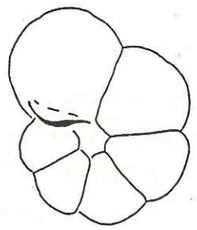
OUVERTURE PRINCIPALE



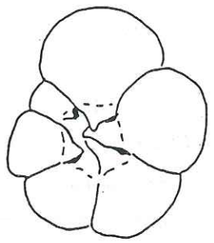
Ombilicale

Extraombilicale-ombilicale

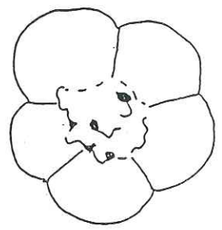
DISPOSITIFS ORAUX ET OUVERTURES ACCESSOIRES



Lèvre

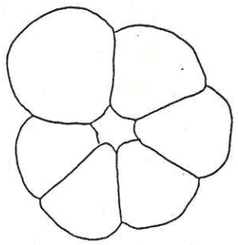


Portici et ouvert. acc. infralaminales

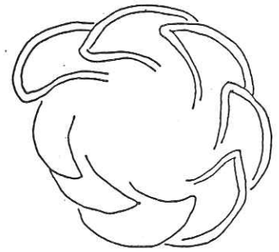


Tegilla et ouvert. acc. infra et intralaminales

SUTURES



Radiales déprimées



Sigmoides avec ou sans bourrelet

Fig. 4. Globotruncanidae (face ombilicale) : ouvertures et sutures.

SANS CARENE

1 CARENE

2 CARENES

Fig. 5. Exemples de loges de Globotruncanidae (vues de profil).

Ouverture principale extraombilicale - ombilicale

* avec lèvres
  - ouvertures supplémentaires à la face ombilicale
    x sans carène ..... *Ticinella*
    x 1 carène ..... *Rotalipora*
  - pas d'ouvertures supplémentaires à la face ombilicale
    x sans carène ..... *Hedbergella*
    x 2 carènes ..... *Falsotruncana*

* avec portici
  - sans carène ..... *Whiteinella*
  - périphérie angulaire tendant vers 1 carène .... *Globotruncanella*
  - 1 carène ..... *Praeglobotruncana*
  - 2 carènes
    x sutures ombilicales, radiales, déprimées.. *Dicarinella*
    x sutures ombilicales, sigmoïdes avec bourrelet..... *Marginotruncana*

* avec tegilla
  2 carènes et sutures ombilicales, radiales, déprimées ..... *Abathomphalus*

Ouverture principale ombilicale

* avec portici
  - 1 carène ..... *Globotruncanita*
  - 2 carènes ..... *Rosita*
  - 1 ou 2 carène(s) peu développée(s) ..... *Gansserina*

* avec tegilla
  - sans carène ..... *Rugoglobigerina*
  - 1 ou 2 carènes
    x sutures ombilicales radiales, déprimées, 2 carènes peu développées ..... *Archeoglobigerina*
    x sutures ombilicales sigmoïdes avec bourrelet..... *Globotruncana*

Fig. 6. Clé de détermination générique des Globotruncanidae.

LOEBLICH et TAPPAN (1964), emendée par PESSAGNO (1967), PORTHAULT (1974), LONGORIA et GAMPER (1975), LAMOLDA (1977), SIGAL (1977), CARON (1983 b).

C. BIOZONATION DU CRETACE SUPERIEUR

Les variations dans la longévité des différentes espèces de Globotruncanidae permettent de mettre en évidence une succession de zones ou biozonation. Les limites de chaque zone sont fondées sur l'apparition ou la disparition d'espèce, dite index ou marqueur, en général la plus représentative de l'association. On peut toutefois faire remarquer que si la présence et l'extension verticale de l'espèce-index sont importantes, l'assemblage caractéristique de la zone est plus significatif. Afin de faciliter les corrélations éventuelles, la biozonation retenue ici est celle que nous avons établie au sein du Groupe Européen des Foraminifères Planctoniques.

Les différentes biozones de Globotruncanidae du Crétacé supérieur se définissent donc ainsi, leur succession étant la suivante :

- zone à Rotalipora brotzeni : intervalle compris entre l'apparition de R. brotzeni et l'apparition de R. reicheli (Interval-Zone) ;
- zone à Rotalipora reicheli : extension totale de R. reicheli (Total Range-Zone) ;
- zone à Rotalipora cushmani : extension totale de R. cushmani (T.R.Z.) ;
- zone à Whiteinella archeocretacea : intervalle compris entre l'extinction de R. cushmani et l'apparition de P. helvetica (I.Z.) ;
- zone à Praeglobotruncana helvetica : extension totale de P. helvetica (T.R.Z.) ;
- zone à Marginotruncana schneegansi : intervalle compris entre la disparition de P. helvetica et l'apparition de D. concavata (I.Z.) ;
- zone à Dicarinella concavata : intervalle compris entre l'apparition de D. concavata et l'apparition de D. asymetrica (I.Z.) ;
- zone à Dicarinella asymetrica : extension totale de D. asymetrica (T.R.Z.) ;

- zone à Globotruncanita elevata : intervalle compris entre la disparition de D. asymetrica et l'apparition de G. ventricosa (I.Z.) ;
- zone à Globotruncana ventricosa : intervalle compris entre l'apparition de G. ventricosa et l'apparition de G. calcarata (I.Z.) ;
- zone à Globotruncana calcarata : extension totale de G. calcarata (T.R.Z.) ;
- zone à Globotruncana falsostuarti : intervalle compris entre la disparition de G. calcarata et l'apparition de G. gansseri (I.Z.) ;
- zone à Gansserina gansseri : intervalle compris entre l'apparition de G. gansseri et l'apparition de A. mayaroensis (I.Z.) ;
- zone à Abathomphalus mayaroensis : intervalle compris entre l'apparition de A. mayaroensis et l'apparition des premiers Globigerinidae tertiaires (I.Z.).

Les limites de ces biozones ne correspondent pas obligatoirement aux limites des étages. Rappelons que ce sont les Ammonites, bien que relativement rares à certains niveaux, qui ont servi de groupe-index à partir duquel sont définies les différentes subdivisions du système crétacé. Cette zonation par les céphalopodes est présentée sur la figure 7, avec en correspondance les zones de Globotruncanidae définies ci-dessus. Cette corrélation a été établie à partir de coupes où ces deux groupes coexistent, mais plusieurs points restent encore à préciser.

En ce qui concerne les Ammonites, la biozonation reprend les successions de faunes employées traditionnellement depuis les propositions de A. de GROSSOUVRE (1901) jusqu'à celles de divers Colloques récents.

Pour le Cénomanien, la division en trois sous-étages est maintenant généralement admise ; les zones indiquées sont celles reconnues dans le Sud-Est de la France, une zonation parallèle ayant été établie pour le Bassin anglo-parisien (conclusions du Colloque sur le Cénomanien, 1978). Dans ce domaine boréal, les travaux récents, en particulier ceux de W. J. KENNEDY (1984) font apparaître l'existence d'une zone supplémentaire (zone à Neocardioceras juddii) entre la zone à Metoicoceras geslinianum et la première zone du Turonien.

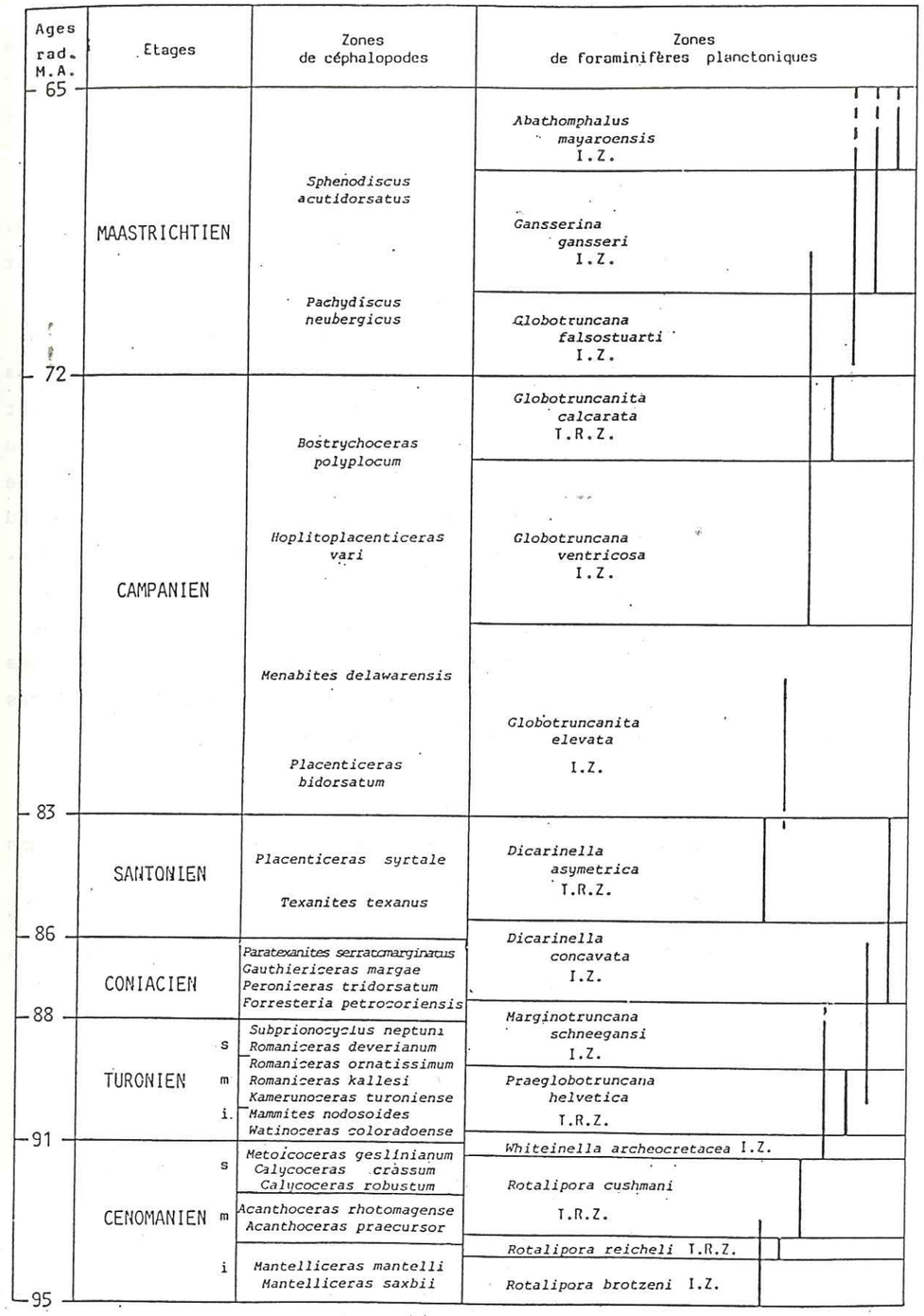


Fig. 7. Corrélations des zones de céphalopodes et de foraminifères planctoniques.

Le Turonien est également divisé le plus souvent en trois parties. La succession des zones présentée ici reprend les propositions du Colloque sur le Turonien (1982), surtout valables actuellement pour le domaine boréal.

La zonation du Coniacien est établie d'après les conclusions du Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien (1983). Le Coniacien basal parait bien défini dans le bassin d'Aquitaine par l'apparition de Forresteria petrocoriensis (W. J. KENNEDY, 1984).

Pour le Santonien, le Campanien et le Maastrichtien, en l'absence de zonation récente, les biozones reprennent les successions de faunes proposées par A. de GROSSOUVRE (1901). Le genre Texanites est reconnu d'une façon générale comme un bon marqueur du début du Santonien. L'apparition de Placenticeras bidorsatum et celle de Pachydiscus neubergicus marque respectivement la limite inférieure du Campanien et du Maastrichtien. Ces deux espèces sont considérées par W. J. KENNEDY (1984) comme de bons indicateurs de la base de ces étages.

A l'heure actuelle, on constate donc en ce qui concerne le Crétacé supérieur, que la biozonation établie d'après les Ammonites demande encore à être précisée, d'où l'intérêt des biozonations d'autres groupes paléontologiques comme celui des Globotruncanidae.

Les âges radiométriques des limites d'étages, indiqués sur ce tableau, sont extraits de l'échelle numérique des temps mésozoïques publiée par G. S. ODIN et W. J. KENNEDY (1982). Ces datations ont été effectuées en général à la fois sur des glauconies d'Europe et sur des minéraux des bentonites d'Amérique du Nord. La précision de ces données est de l'ordre de un million d'années.

II. CENOMANIEN

A. EXTENSION DES FORMATIONS CENOMANIENNES ET LOCALISATION DES COUPES

Le Cénomanien est largement représenté dans tout le domaine étudié, ce qui a permis le lever de vingt-cinq coupes et l'observation détaillée de plusieurs affleurements dont la localisation est donnée sur la figure 8. On a pu suivre ainsi de façon assez précise, malgré les divers accidents tectoniques, les variations de ces dépôts.

C'est E. FALLOT (1885) qui mit en évidence la première différenciation de faciès pour les terrains cénomaniens de cette région ; il reconnaissait ainsi plusieurs types :

- type marno-calcaire ou vaseux, riche en Inocérames et en Ammonites (Basses-Alpes centrales et orientales) ;
- type à Orbitolines et grandes Exogyra columba (Sud des Basses-Alpes, Nord du Var, région de Vence) ;
- type mixte (bassin de l'Estéron).

D'autres esquisses paléogéographiques ont été effectuées pour le Cénomanien du Sud-Est de la France ; on peut citer en particulier G. THOMEL (1965) qui distingue, toujours pour le secteur considéré, au Nord une zone à faciès marno-calcaire à Ammonites et Inocérames, au Sud une zone à faciès calcaréo-gréseux, localement glauconieux, à Orbitolines.

En ce qui concerne la stratigraphie du Cénomanien, celle-ci était relativement bien connue, la richesse faunique de cet étage ayant permis notamment à G. THOMEL (1962, 1972) d'établir une biozonation fondée sur les céphalopodes. En outre, des corrélations

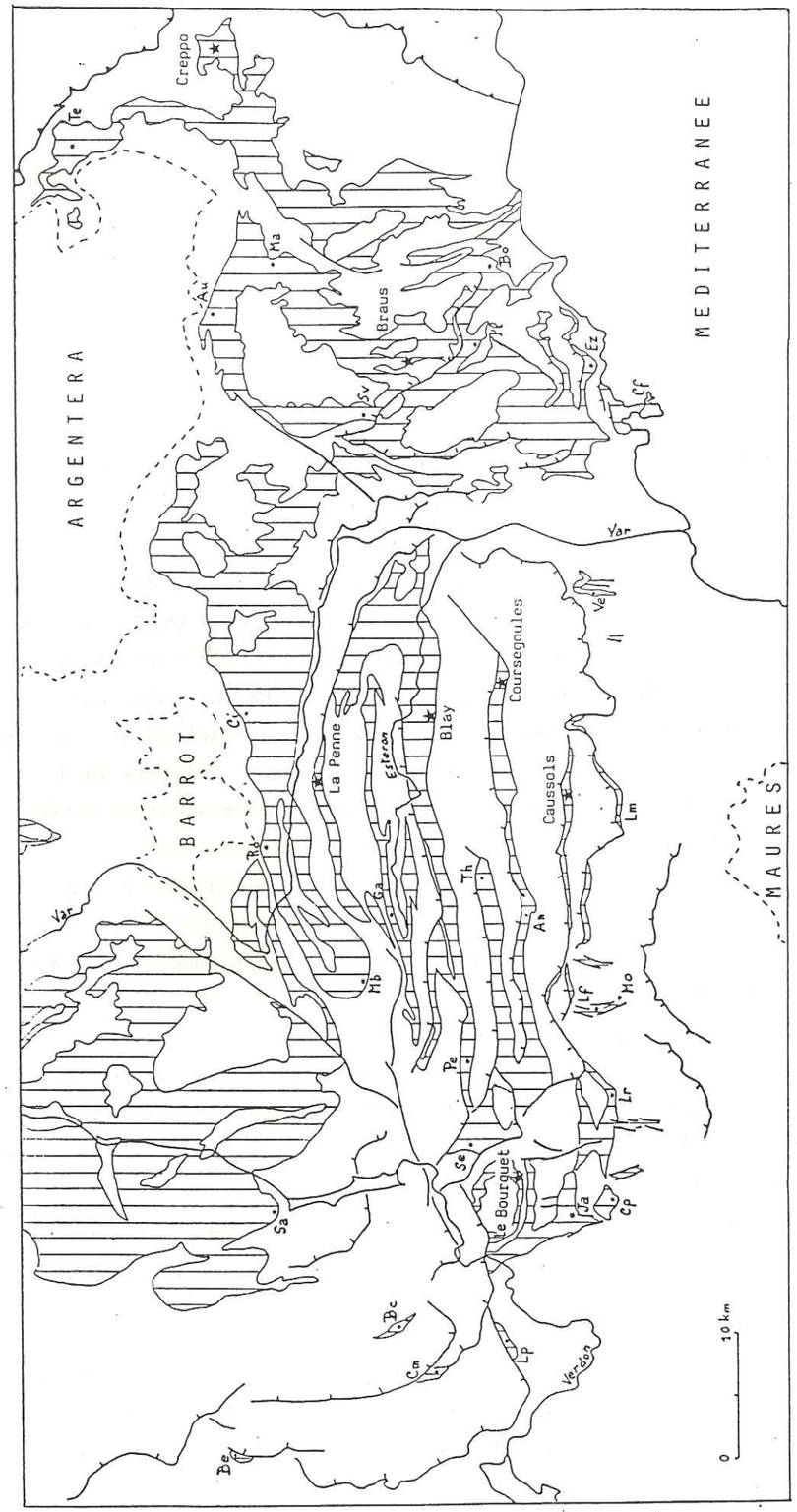


Fig. 8. Extension des formations cénomaniennes et position géographique des coupes étudiées (★ coupes de référence).
An Andon, Au Aution, Bc Bas-Chaudoul, Be Beynes, Bo Borrigo, Cf Cap Ferrat, Ci Cians, Cm Chateauneuf-les-Moustiers,
Cp Comps-sur-Artuby, Ez Eze, Ga Gars, Ja Jabron, Lf Le Fil, Lm La Malle, Lp La Palud-sur-Verdon, Lr La Roque-Esclapon,
Ma Maglia, Mb Montblanc, Mo Mons, Pe Peyroules, Pl Peille, Ro Roudoule, Sa Saint André-les-Alpes, Se Sebet, Sv Savel,
Te Tende, Th Thorenc, Ve Vence.

avaient été proposées par B. PORTHAULT et al. (1966), entre échelles biostratigraphiques d'Ammonites, d'Echinides et de foraminifères planctoniques, à partir de l'étude de deux coupes situées dans la partie supérieure du bassin de l'Estéron.

Si la limite inférieure du Cénomanien ne semblait pas poser trop de problèmes, il n'en était pas de même pour le conctact avec le Turonien. Les biozonations sont en effet différentes suivant les régions, les domaines boréal et téthysien n'étant pas riches des mêmes faunes ; en outre, certaines successions étudiées se sont revélées présenter des lacunes.

Pour les foraminifères planctoniques, le Cénomanien est caractérisé d'une façon générale par le genre Rotalipora, et trois biozones définissent la presque totalité de cet étage. On distingue successivement la zone à Rotalipora brotzeni, la zone à Rotalipora reicheli, la zone à Rotalipora cushmani. La limite avec l'Albien se situe peu après l'apparition du taxon R. brotzeni. Quant au passage au Turonien, il s'effectue après l'extinction du genre Rotalipora, au début de la zone suivante (zone à Whiteinella archeocretacea) caractérisée par des Whiteinelles qui forment la plus grande part des espèces appelées "grosses Globigérines".

B. PROVINCE NORD-ORIENTALE

Elle sera étudiée à l'aide des coupes du col de Braus, de Creppo et de La Penne (fig. 8).

1. Le Cénomanien du col de Braus

a. Description

La route qui mène de Nice à Sospel s'élève, peu après le village de Saint-Laurent-du-Touët, vers le col de Braus et domine des gorges où coule le ruisseau du Braus. Ces gorges recoupent la série crétacée et en particulier les différentes assises cénomaniennes.

Au-dessus de grès verts, très glauconieux attribués à l'Albien, la succession des différents termes, de bas en haut, est la suivante (fig. 9) :

1 - Calcaires glauconieux fossilifères, ayant livré plusieurs céphalopodes appartenant au genre Mantelliceras (1,50 m).
2 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (20,50 m).
3 - Calcaires à minces interlits marneux (5 m).
4 - Marnes à petits bancs calcaires (10 m).
5 - Alternance de calcaires et de marnes (6 m).
6 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (52 m).
7 - Marnes et calcaires alternant (6 m).
8 - Calcaires en bancs à joints marneux (5 m).

b. Interprétation

Les lavages des niveaux marneux ont livré de rares foraminifères benthiques, alors que les espèces planctoniques sont nombreuses et variées. Le premier assemblage observé au-dessus des faciès sablo-glauconieux et calcaréo-glauconieux peu favorables, est constitué essentiellement par Rotalipora appenninica, R. micheli, R. brotzeni, taxons caractérisant le Cénomanien inférieur. Puis nous trouvons l'espèce-marqueur de la deuxième zone de cet étage, Rotalipora reicheli, accompagnée de R. montsalvensis. Apparait ensuite dans les termes supérieurs, une association très caractéristique avec Rotalipora cushmani, R. greenhornensis, R. deeckei, Praeglobotruncana aumalensis et les premières Whiteinelles. L'abondance de ces foraminifères planctoniques permet de bien mettre en évidence trois associations microfauniques successives pour le Cénomanien.

La limite avec le Turonien peut être établie précisément dans cette coupe, avec l'apparition de deux espèces bicarenées appartenant au genre Dicarinella, peu après l'extinction des dernières Rotalipores.

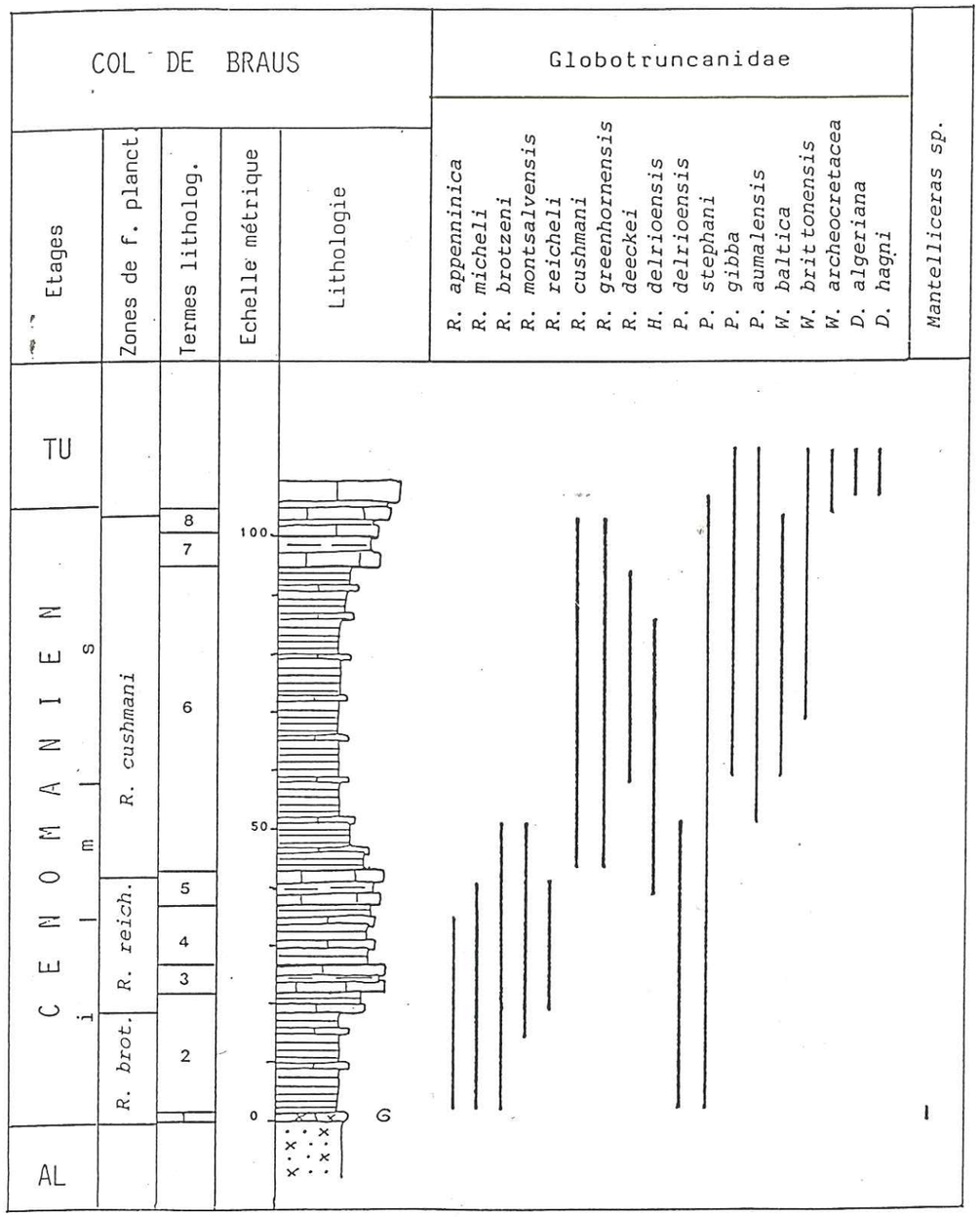


Fig. 9 . Coupe du Cénomanien du col de Braus.

Les spécimens de Mantelliceras récoltés dans le premier niveau confirment la datation du Cénomanien inférieur.

Dans cette série du col de Braus, ont également été recherchés les nannofossiles. Cette étude a été faite en collaboration avec H. MANIVIT (M. CONARD et H. MANIVIT, 1979). Les échantillons examinés en microscopie photonique ont livré un nannoplancton assez mal conservé ; on note des recristallisations, des phénomènes de diagénèse, qui masquent la structure des Coccolithes. Cependant, plusieurs nannofossiles ont été facilement identifiés. Les associations reconnues sont identiques à celles déjà décrites en domaine mésogéen : Sud-Est de la France, Tunisie, Espagne, Maroc, ou dans les legs du D.S.D.P. en Atlantique ou dans le Pacifique. Par contre certaines espèces observées dans le Bassin de Paris, en particulier dans les coupes du Boulonnais, n'ont pas été retrouvées. La fréquence des individus dans le Sud-Est de la France est inférieure à celle de certains gisements du même âge d'autres régions.

La distribution stratigraphique de ces nannofossiles corrélée avec la biozonation donnée par les Globotruncanidae recueillis dans ces mêmes échantillons, fait l'objet de la figure 10.

A la base, on observe un nannoplancton constitué d'espèces du Néocomien et de l'Albien supérieur ; seul Eiffelithus turriseiffeli marque le Cénomanien basal. Apparaissent ensuite Lithraphidites acutum, Zygodiscus theta, Microrhabdulus belgicus, association de coccolithes, caractérisant le Cénomanien inférieur et moyen. Le Cénomanien supérieur est indiqué par la présence de Microrhabdulus decoratus, Corollithion exiguum et Cylindralithus biarcus.

Au point de vue faciologique, cette série, d'une centaine de mètres d'épaisseur, est caractérisée par une alternance d'horizons marneux et de bancs calcaires, ces derniers étant plus importants en épaisseur et en nombre à la fin du Cénomanien inférieur et au Cénomanien moyen (termes 3 et 5), ainsi qu'à la fin du Cénomanien supérieur (termes 7 et 8). Ces calcaires sont des biomicrites à foraminifères planctoniques et à spicules de spongiaires.

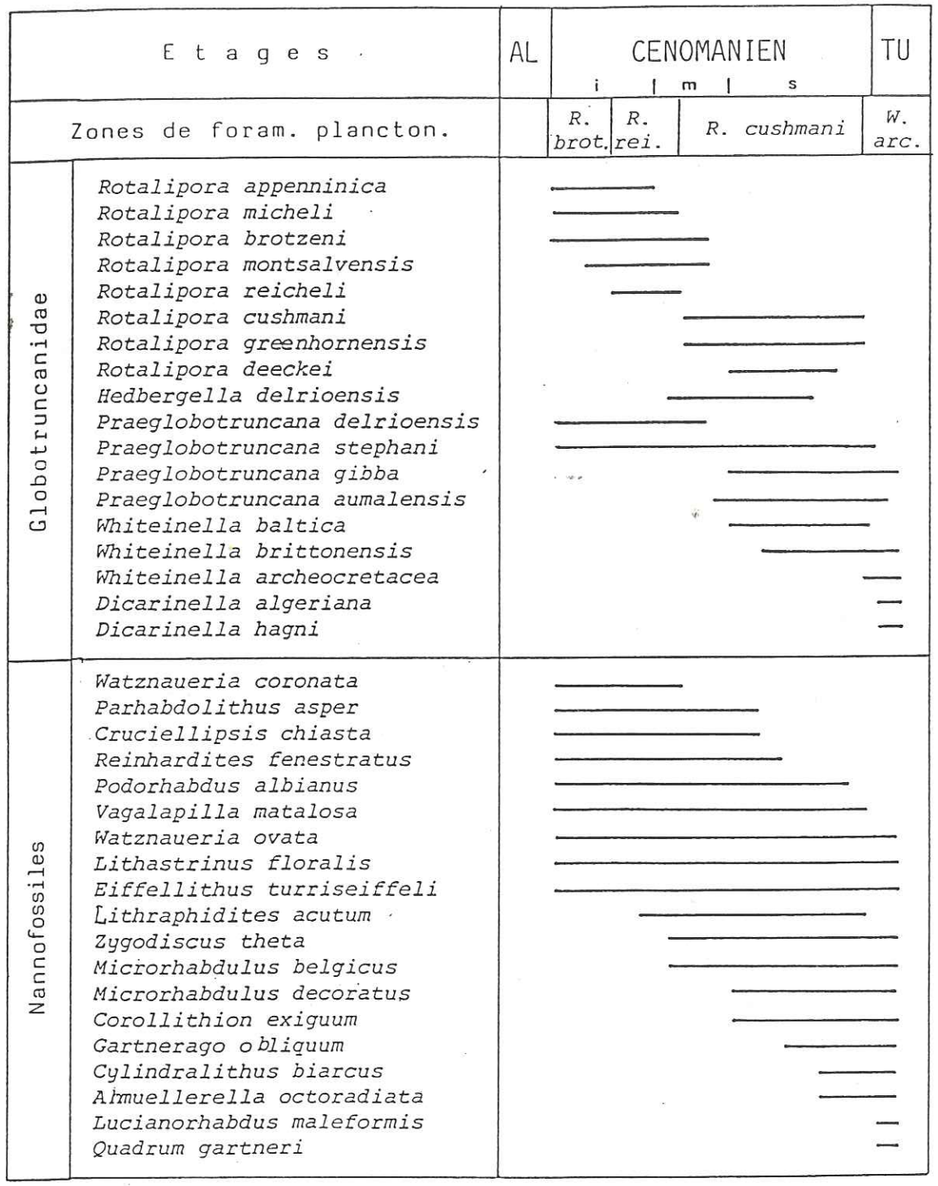


Fig. 10 . Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles (déterm. H. MANIVIT) dans le Cénomanien du col de Braus (Alpes-Mmes).

c. Faciès analogues

A l'Ouest du col de Braus, entre Lucéram et Coaraze, sur les flancs de la cime du Savel, le Cénomanien présente des faciès assez comparables. Il en est de même au Nord de Menton, près de Ste-Agnès, en bordure du torrent du Borrigo, ainsi qu'au Nord de Peille (fig. 8). On peut rappeler que près de ce village de Peille, G. THOMEL a récolté et décrit en 1962, une riche faune d'Ammonites, remarquable par l'abondance des formes indopacifiques, la pauvreté en Schloenbachia et en Acanthoceras et la présence d'un genre nord-américain Dunveganoceras.

Ces diverses successions, schématisées sur la figure 11, présentent toutes des alternances irrégulières de marnes et de calcaires fins. Les niveaux marneux ont livré de très nombreuses Globotruncanidae caractéristiques des trois biozones du Cénomanien ; les calcaires sont tous des biomicrites à foraminifères planctoniques et à spicules de spongiaires, caractérisant bien des environnements de mer ouverte.

La puissance des dépôts cénomaniens est ici, comme au col de Braus, de l'ordre de la centaine de mètres ; les parties moyenne et terminale de l'étage sont marquées également par une légère augmentation des niveaux carbonatés. On note enfin qu'aucun apport détritique ne vient troubler la sédimentation marno-calcaire.

Vers le Sud, bien que l'abondance des constructions gène les conditions d'observations, plusieurs affleurements de marnes et de calcaires argileux cénomaniens ont livré aussi une abondante microfaune de Globotruncanidae. Au Nord de La Turbie, en bordure du terrain de golf du Mont-Agel, ainsi qu'à proximité de la Station de Radio-Monte-Carlo, les résidus de lavage ont fourni des associations caractéristiques de la zone à Rotalipora cushmani. Près du col d'Eze, au Nord d'Eze-village, entre la moyenne et la grande corniche, les Rotalipores récoltées sont nombreuses, de grande taille, appartenant principalement aux espèces cushmani, greenhornensis, deeckei.

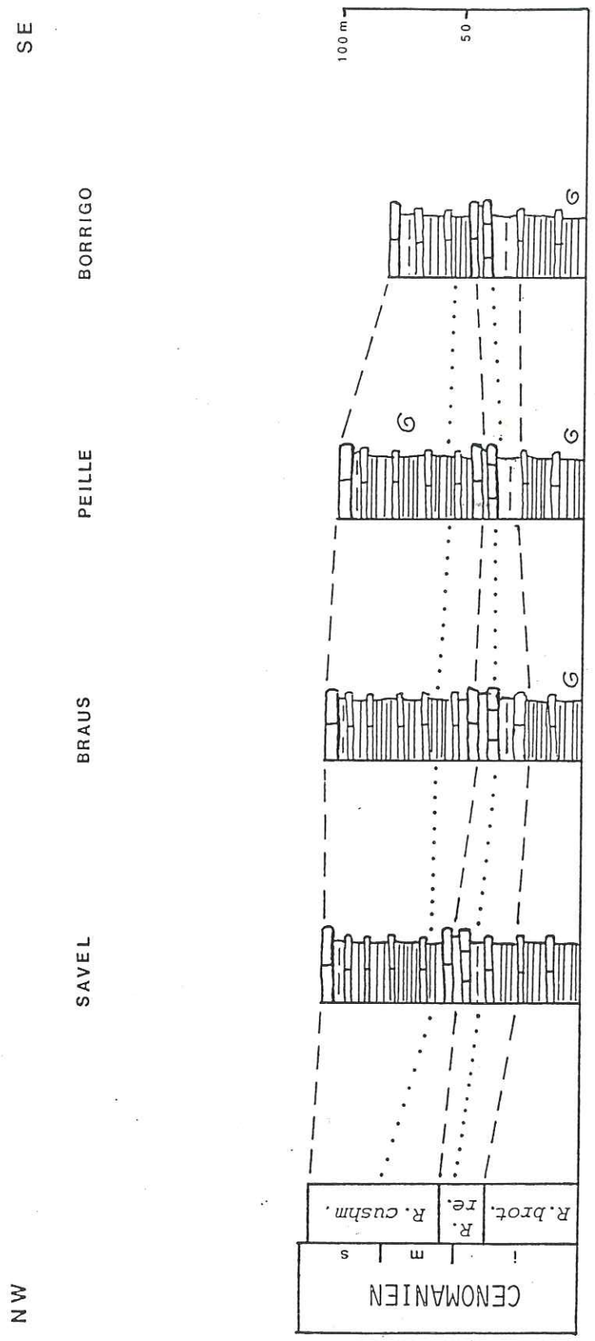


Fig. 11. Corrélations entre le Cénomanien du col de Braus, de la cime du Savel, de Peille et du ravin de Borrigo.

2. Le Cénomanien de Creppo

a. Description et interprétation

Le Crétacé supérieur de l'extrémité orientale du domaine étudié (fig. 8) est, dans son ensemble très carbonaté et affecté de nombreuses déformations tectoniques. Le Cénomanien affleure près du village de Creppo, dans la haute vallée de l'Argentina, aux débouchés du "Valle Infernetto" et du "Valle Negre". Il se présente sous un faciès de marnes schistosées noires, admettant des bancs de calcaire gris devenant de plus en plus nombreux en montant dans la série. Son épaisseur est de l'ordre de cinquante mètres. Les lavages effectués difficilement sur les marnes schistosées n'ont pas livré de microfaune ; les calcaires montrent de rares sections de Globotruncanidae, appartenant vraisemblablement au genre Rotalipora, mais dont la détermination spécifique est rendue délicate par l'étirement et la recristallisation des tests.

b. Faciès analogues

On peut également rattacher à ces faciès pélagiques les marno-calcaires sombres qui affleurent sur quelques dizaines de mètres au col de Raus, au Nord de l'Aution. Non loin de là, près de la vacherie de Cabane Vieille, N. WAZI (1981) a récolté dans ces mêmes niveaux une Ammonite un peu écrasée, du genre Calycoceras, confirmant l'âge Cénomanien supérieur de ces dépôts.

Dans la vallée de la Maglia, au Nord de Breil-sur-Roya, quelques mètres de marnes noires et de calcaires argileux gris sont attribués également à cet étage.

Enfin près du col de Tende, le Cénomanien est représenté par des calcshistes peu épais (fig. 8).

3. Le Cénomanien de La Penne

a. Description

Le Cénomanien est bien visible en bordure de la route (où la coupe a été levée), qui descend du col de St-Raphaël vers le village

de La Penne. Il fait suite à l'Apto-Albien marneux qui affleure au col. On distingue de bas en haut (fig. 12) :

1 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux à patine jaune, se débitant en miches (50 m).
2 - Marnes grises (14,50 m).
3 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (18,50 m).
4 - Calcaires en bancs parfois demi-métriques à interlits marneux décimétriques (15 m).
5 - Calcaires et marnes alternant (8 m).
6 - Marnes à petits bancs calcaires se débitant en miches (12,50 m).
7 - Marnes et calcaires alternant (5 m).
8 - Marnes grises à cordons de miches calcaires (33 m).
9 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (15 m).
10 - Marnes et calcaires argileux alternant (18,50 m).

b. Interprétation

Cette série de La Penne montre une alternance marno-calcaire à dominante marneuse à la base (termes 1 et 2), passant progressivement à des niveaux plus calcaires : termes 3, 4 et 5 ; les marnes du terme 8 évoluent également vers un ensemble plus carbonaté (termes 9-10). Tous ces calcaires sont des biomicrites à foraminifères planctoniques et à spicules de spongaires.

La microfaune recueillie dans cette succession est assez pauvre en foraminifères benthiques, en ostracodes, mais riche en espèces planctoniques. Les associations des trois biozones de Globotruncanidae y sont aisément caractérisées. Plusieurs Inocérames, entiers on brisés, ont été récoltés ; ils ont été positionnés sur la coupe (fig. 12). Il s'agit de Inoceramus crippsi, espèce caractéristique du Cénomanien inférieur et moyen.

En outre, ces formations ont livré de nombreuses Ammonites. C'est pourquoi une correspondance a été proposée entre les

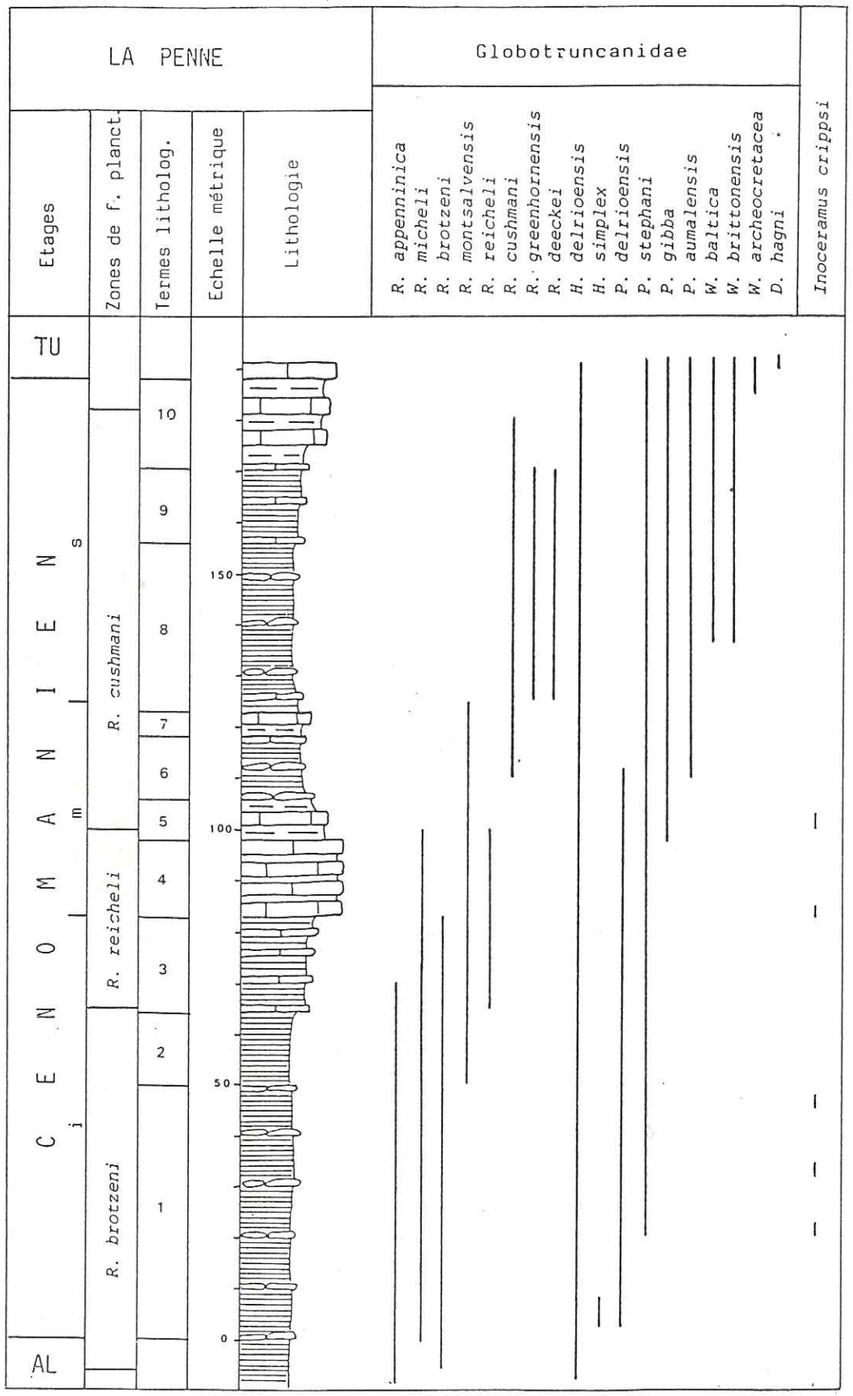


Fig. 12. Coupe du Cénomanien de La Penne.

répartitions verticales des différentes espèces de Globotruncanidae et de céphalopodes. Les déterminations des représentants de ce groupe sont de G. THOMEL. (fig. 13). Le Cénomanien inférieur est bien caractérisé à La Penne par plusieurs taxons appartenant aux genres Schloenbachia et Mantelliceras. Au Cénomanien moyen, les Mantelliceras disparaissent et sont remplacés par les Acanthoceras, auxquels s'associent des espèces hétéromorphes comme les Turrilites ; les Schloenbachia se diversifient. Le Cénomanien supérieur est bien marqué par l'épanouissement des Calycoceras et des genres voisins : Pseudocalycoceras, Eucalycoceras ; on note également l'extinction des différentes espèces de Schloenbachia.

c. Faciès analogues

De tels faciès s'observent à l'Ouest de La Penne où d'autres coupes ont été étudiées (fig. 8) :

- au Nord de Puget-Théniers, sur la rive gauche du torrent de la Roudoule, en aval du ravin de Jarja ;
- à l'Ouest du Pic de Chabran, dans le ravin de la Combe Garnier, sur le territoire de la commune de Montblanc ;
- à l'Ouest de St-André-les-Alpes, dans les ravins des Vignes et de Curbion près du col des Robines.

Vers l'Est, la série crétacée est bien visible dans les gorges inférieures du Cians où le Cénomanien affleure au niveau du Moulin de Rigaud.

L'ensemble de ces coupes, illustrées sur la figure 14, montre une série cénomanienne pouvant atteindre 300 mètres de puissance, sans épisodes détritiques ; l'alternance marno-calcaire, à dominante marneuse à la base, passe à des niveaux très calcaires au Cénomanien moyen ; on retrouve une évolution analogue des faciès du Cénomanien supérieur au Turonien. Les calcaires sont toujours fins, micritiques, argileux.

Les foraminifères planctoniques sont beaucoup plus abondants que les espèces benthiques. Ils permettent de bien caractériser dans toutes ces successions, le Cénomanien, ses limites et ses 3 zones de Rotalipores (R. brotzeni, R. reicheli et R. cushmani).

Dans la vallée de la Roudoule, une Ammonite du genre Acanthoceras a été récoltée dans des niveaux assez élevés de la coupe

Etages	AL	CENOMANIEN i	m	s	TU
Zones de foram. plancton.		R.brotz.	R. re.	R.cushm.	W.arc
Globotruncanidae					
Rotalipora appenninica					
Rotalipora micheli					
Rotalipora brotzeni					
Rotalipora montsalvensis					
Rotalipora reicheli					
Rotalipora cushmani					
Rotalipora greenhornensis					
Rotalipora deeckei					
Hedbergella delrioensis					
Hedbergella simplex					
Praeglobotruncana delrioensis					
Praeglobotruncana stephani					
Praeglobotruncana gibba					
Praeglobotruncana aumalensis					
Whiteinella baltica					
Whiteinella brittonensis					
Whiteinella archaeocretacea					
Dicarinella hagni					
Ammonites					
Schloenbachia subvarians					
Schloenbachia varians					
Schloenbachia subtuberculata					
Mantelliceras couloni					
Mantelliceras mantelli					
Acompsoceras sarthacense					
Acanthoceras rhotomagense					
Euomphaloceras cunningtoni					
Turrilites costatus					
Scaphites obliquus					
Scaphites aequalis					
Scipono-ceras baculoïdes					
Calycoceras naviculare					
Pseudocalycoceras harpax					
Eucalycoceras cf. pentagonum					

Fig. 13. Répartition des Globotruncanidae et des Ammonites (déterm. G. THOMEL) dans le Cénomanien de La Penne (Alpes-Maritimes).

Fig. 14. Corrélations entre le Cénomanien de La Penne, de St André-les-Alpes, de Montblanc, du ravin de la Roudoule et des gorges du Cians.

(fig. 14), en association avec plusieurs Globotruncanidae en particulier l'espèce marqueur de zone : Rotalipora reicheli. Dans les gorges du Cians, les premières assises ont livré plusieurs spécimens de Mantelliceras avec l'assemblage microfaunique caractéristique de la base de cet étage.

Faune (Ammonites, Inocérames) et microfaune (Globotruncanidae) caractérisent dans toutes ces séries des milieux de dépôts de mer ouverte, pouvant se situer à la bordure du bassin, comme l'indique la présence de foraminifères benthiques et de quelques ostracodes. Les sédiments sont uniquement constitués de marnes et de calcaires micritiques alternants.

C. BASSIN DE L'ESTERON : le Cénomanien du vallon du Blay

a. Description

La coupe du vallon du Blay a été levée dans les différents ravins formant ce vallon qui débouche sur la route menant à Conségudes à 3 km environ au Sud de Roquestéron. Une vue générale de cette série est donnée sur les photographies de la planche X. La partie basale du Cénomanien et le contact avec l'Albien ont été observés près de Conségudes, ainsi qu'au col des Ferres tout proche. On distingue de bas en haut (fig. 15) :

1 - Marnes grises finement sableuses, micacées et légèrement glauconieuses (20 m).

2 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (30 m).

3 - Marnes et calcaires argileux alternant (24,50 m).

4 - Marnes grises finement micacées (20 m).

5 - Marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux (8,50).

6 - Marnes et calcaires argileux alternant (12 m).

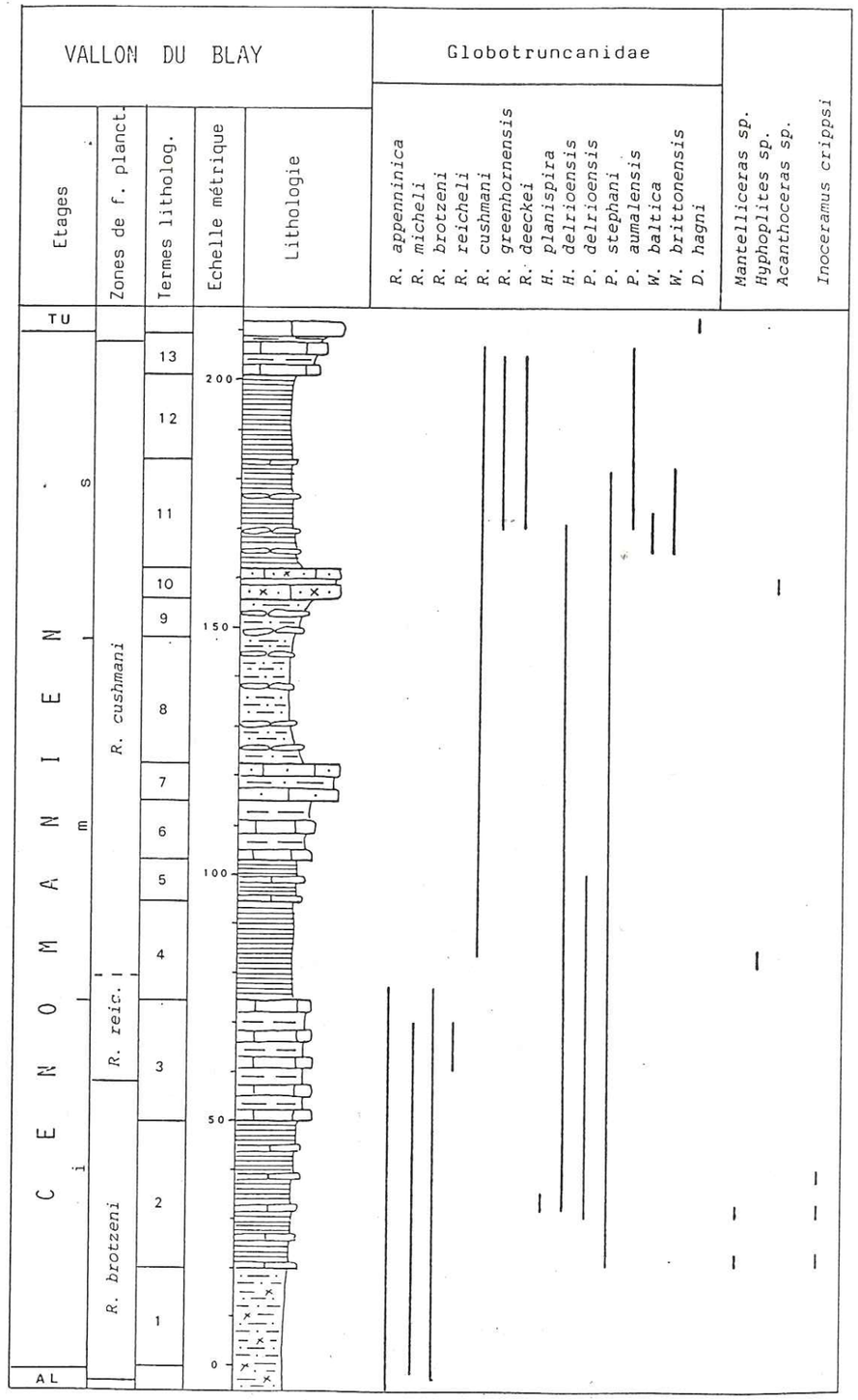


Fig. 15. Coupe du Cénomanien du vallon du Blay.

7 - Calcaires sableux et marnes sableuses (7,50 m).
8 - Marnes finement sableuses et micacées avec quelques cordons de miches calcaires (26 m).
9 - Marnes à nombreux cordons de miches calcaires (8 m).
10 - Calcaires sableux et très glauconieux (6 m), présentant quelques interlits de marnes glauconieuses, sur lesquelles des analyses isotopiques ont été effectuées ; les résultats sont discutés au chapitre VIII.
11 - Marnes à cordons de miches calcaires (21,50 m).
12 - Marnes grises (16,50).
13 - Marnes à bancs calcaires de plus en plus nombreux (8 m).

b. Interprétation

Cette succession a livré quelques Inocérames (Inoceramus crippsi) et quelques Ammonites (Mantelliceras sp. et Acanthoceras sp.) caractérisant les parties inférieures et moyennes de l'étage (fig. 15).

La microfaune est composée de nombreux ostracodes, de foraminifères planctoniques et benthiques ; ces derniers appartiennent essentiellement aux genres Arenobulimina, Tritaxia (Ataxophragmiidae), Gavelinella (Discorbidae) et Lenticulina (Nodosariidae). Les associations de Globotruncanidae permettent de reconnaitre la succession des trois biozones cénomaniennes. Les parties inférieure et supérieure de l'étage sont bien datées par la diversité des assemblages, les termes médians par contre, sont plus pauvres en espèces planctoniques. Ceux-ci sont mieux caractérisés par les ostracodes. Leur recherche et leur détermination ont été effectuées par P. DONZE. La figure 16 présente l'extension verticale des différentes espèces de Globotruncanidae et d'ostracodes recueillies dans les formations cénomaniennes du Vallon du Blay.

Cette coupe s'est révélée pour les ostracodes peu riche en espèces par rapport à d'autres séries cénomaniennes des Chaînes subalpines comme c'est le cas pour le Cénomanien supérieur de La Foux (Alpes-de-Haute-Provence) (P. DONZE et G. THOMEL, 1972). Néanmoins, la

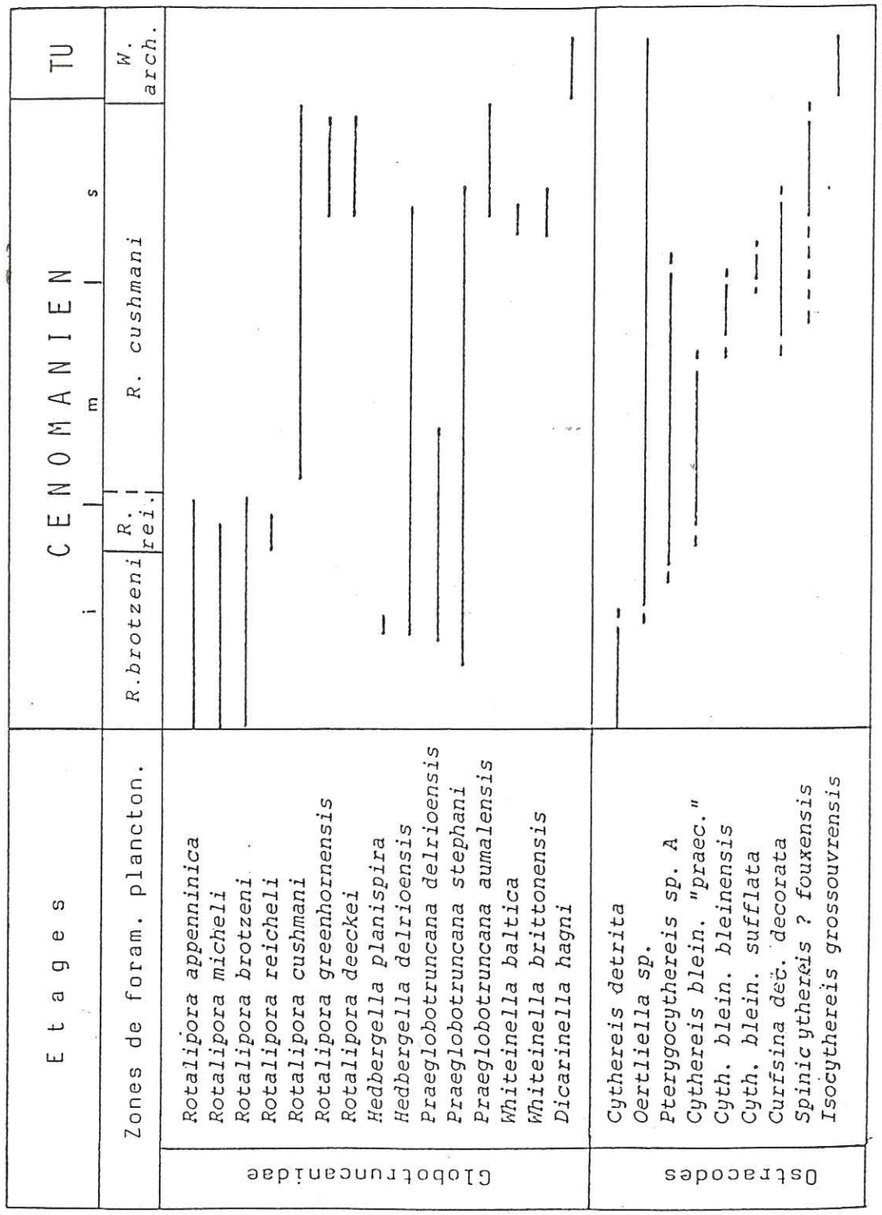


Fig. 16. Répartition des Globotruncanidae et des Ostracodes (déterm. P. DONZE) dans le Cénomanien du vallon du Blay (Alpes-Mmes).

partie inférieure du Cénomanien est bien marquée par l'apparition de formes nouvelles appartenant au genre Oertliella, et la diversité des espèces et sous-espèces de Cythereis permet de caractériser dans cette région les termes élevés de l'étage.

En ce qui concerne les faciès, ces assises cénomaniennes sont constituées par une succession de niveaux à dominante marneuse à la base (termes 1 à 5) ainsi qu'au sommet de cette série (termes 11 et 12) ; les bancs carbonatés étant plus importants dans la partie moyenne de l'étage (termes 6, 7 et 9, 10). Ces calcaires sont des biomicrites, à débris prismatiques d'Inocérames, parfois riches en spicules de spongiaires. Ces calcaires micritiques se chargent dans le terme 7 en éléments quartzeux (7 %) et glauconieux (3 %), dont la taille varie entre 100 et 150 µm. Dans le terme 10, ces pourcentages s'élèvent jusqu'à 10 %, la taille des grains atteignant 500 µm pour la glauconie, 150 µm pour le quartz.

c. Faciès analogues

A cette coupe du vallon du Blay, on peut rattacher les séries de Gars et de Peyroules situées plus à l'Ouest (fig. 8 et 17). La coupe de Gars a été levée dans les ravineaux près de la route qui va de Gars à la Chapelle St-Jeannet, au Nord ; celle de Peyroules, dans le ravin des Canebiers, au Nord du hameau de La Rivière.

Dans ces localités, les sédiments ont livré de nombreuses Globotruncanidae, dont les associations ont permis de reconnaître les 3 biozones caractéristiques du Cénomanien, et d'établir précisément les limites de l'étage.

Ces dépôts montrent également une succession d'horizons marneux et de bancs calcaires, à dominante marneuse au Cénomanien inférieur et supérieur, plus carbonatée dans la partie médiane de l'étage. De petites décharges épisodiques d'éléments détritiques (quartz, glauconie) viennent troubler cette sédimentation marno-calcaire.

La macrofaune est essentiellement pélagique ; la microfaune est riche en ostracodes, en foraminifères benthiques et planctoniques en proportions à peu près équivalentes.

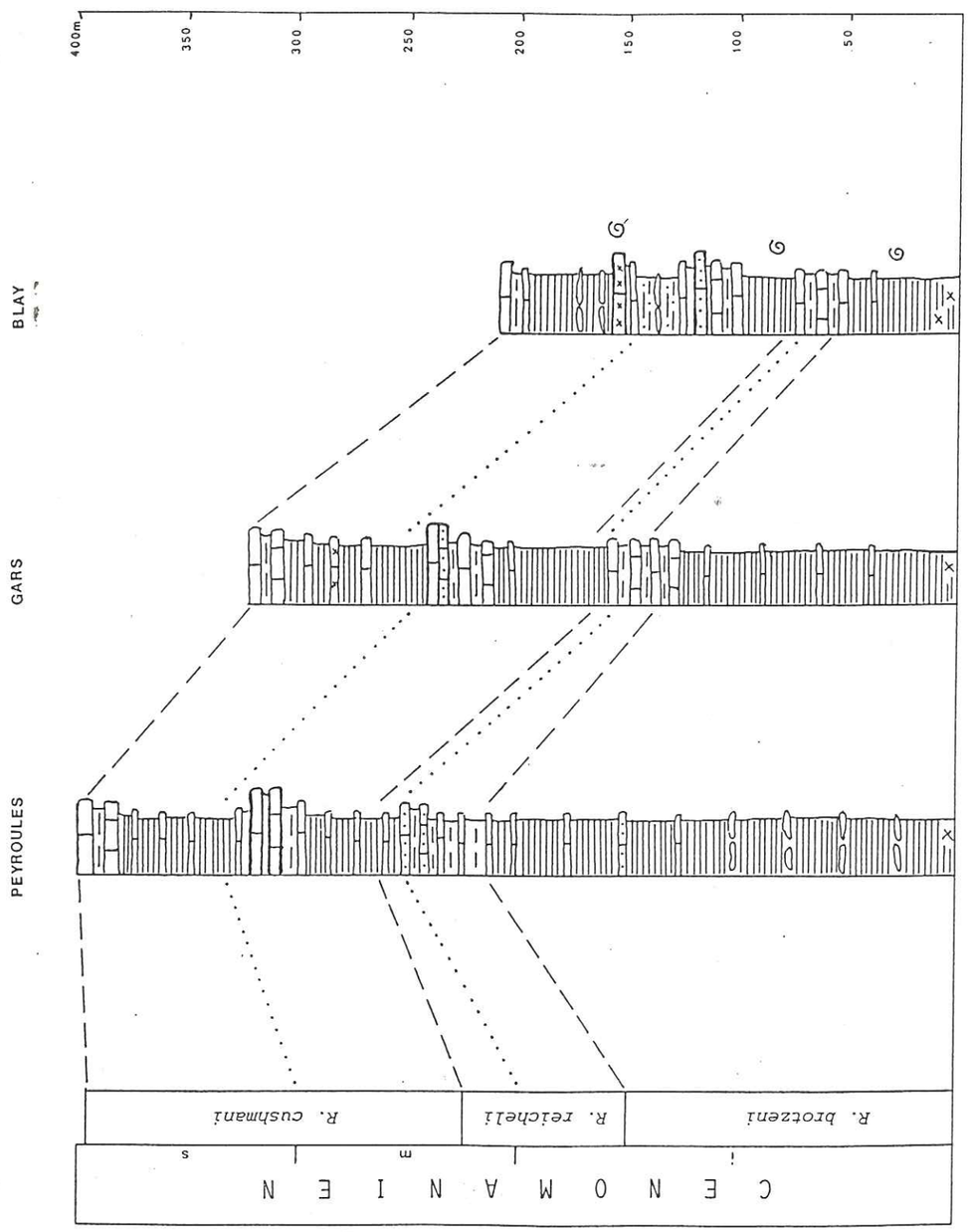


Fig. 17. Corrélations entre le Cénomanien du vallon du Blay, de Peyroules et de Gars.

Dans le bassin supérieur de l'Estéron, les successions des Mujouls et des Lattes, décrites par B. PORTHAULT et al. (1966) sont aussi très comparables à la coupe du vallon du Blay. Ces séries, puissantes de 220 à 230 m, présentent des faciès marno-calcaires, chargés en éléments clastiques fins et en glauconie, dans lesquels ont été récoltés des Ammonites, des Inocérames, des Echinides, et une microfaune pélagique spécifique du Cénomanien, dont la distribution verticale correspond assez bien à celle proposée sur la figure 15.

Des faciès analogues s'observent encore plus à l'Ouest, au hameau du Bas-Chaudoul, près de Blieux, où le Cénomanien marno-calcaire a livré quelques céphalopodes et des Inocérames.

Dans toute la vallée de l'Estéron et même plus à l'Ouest, marnes et calcaires micritiques se chargent de façon épisodique, en éléments détritiques fins. La faune est à dominante pélagique, la microfaune est constituée d'espèces benthiques et planctoniques, caractérisant le domaine de la plate-forme distale.

D. SECTEUR MERIDIONAL

Il sera analysé à travers les coupes de Courségoules, de Caussols et de la région du Bourguet (fig. 8).

1. Le Cénomanien de Courségoules

a. Description

Le Cénomanien affleure au Sud-Est et au Sud-Ouest de Courségoules, dans les ravins qui descendent vers la rivière la Cagne. Celle-ci coule dans les marnes et les argiles glauconieuses apto-albiennes. On distingue de bas en haut (fig. 18) :

1 - Marnes noires, micacées, finement glauconieuses, avec de petites cristallisations pyriteuses (5 m).

2 - Marnes grises à cordons de miches calcaires (25 m).

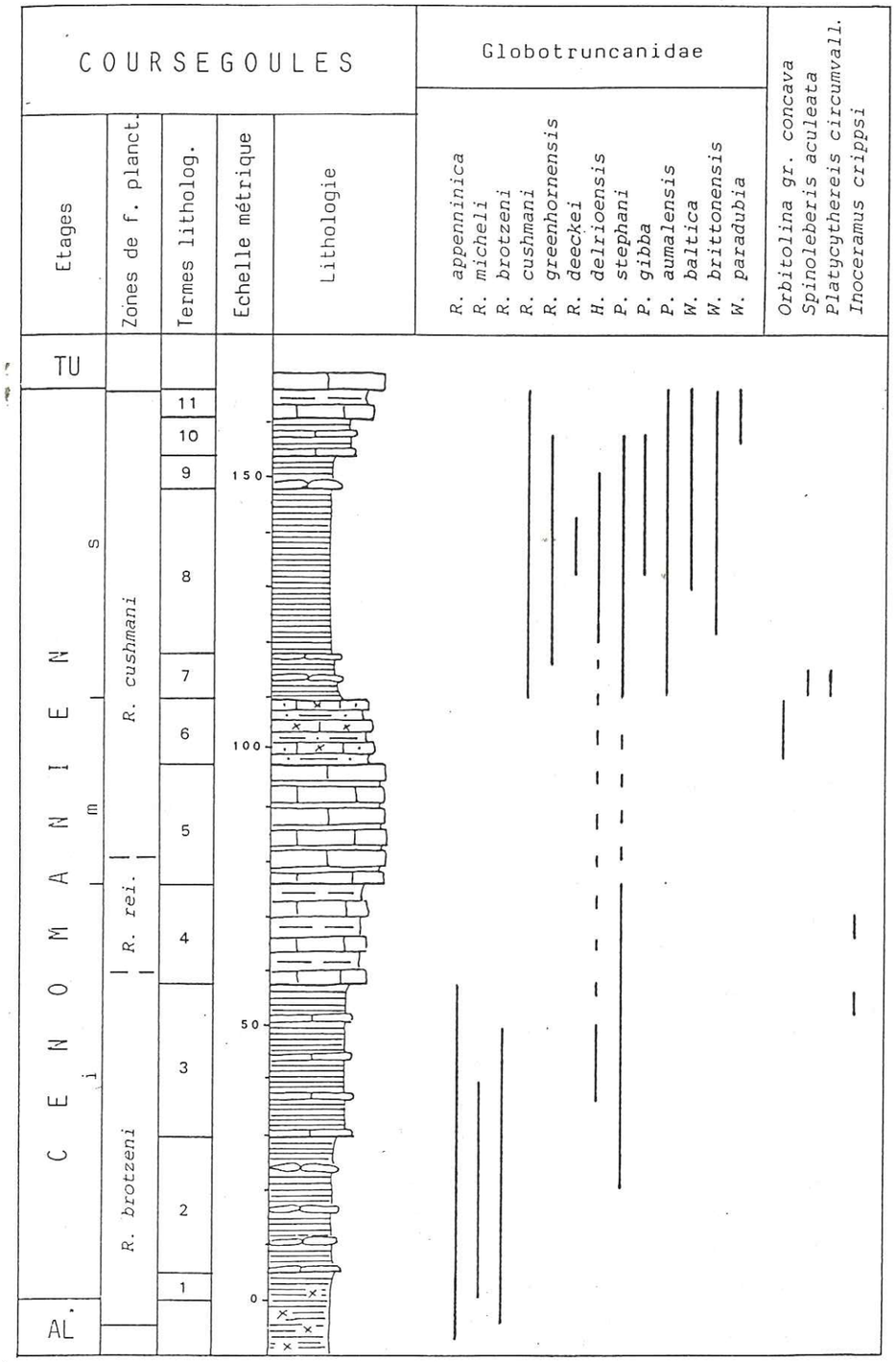


Fig. 18. Coupe du Cénomanien de Courségoules.

3 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (28 m).

4 - Marnes et calcaires argileux alternant (18 m).

5 - Calcaires gris, à patine claire, en bancs pluridécimétriques présentant des joints marneux de quelques centimètres (22 m).

6 - Calcaires et calcaires argileux, sableux et glauconieux, à nombreux débris coquilliers (Exogyres, Rhynchonelles, Pectinidae, bryozoaires) et Orbitolinidae, petites en général et peu abondantes (12 m).

7 - Marnes grises à cordons de miches calcaires (8 m).

8 - Marnes grises (30 m).

9 - Marnes grises à cordons de miches calcaires (6 m).

10 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (7 m).

11 - Marnes et calcaires alternant (5 m).

b. Interprétation

L'ensemble de ces niveaux cénomaniens a livré une abondante microfaune d'ostracodes, des foraminifères benthiques (Lenticulina, Gavelinella, Arenobulimina, Tritaxia, Frondicularia) et planctoniques, ainsi que de nombreux fragments de lamellibranches et d'Echinides.

La partie inférieure de l'étage est datée par les Globotruncanidae, association caractéristique de la zone à R. brotzeni, ainsi que par trois spécimens d'Inoceramus crippsi Mant. (détermination J. SORNAY), taxon caractérisant le Cénomanien inférieur à moyen. Les faciès calcaires à Orbitolines sont attribués au Cénomanien moyen. L'espèce Orbitolina (Orbitolina) gr. concava (LAMARCK) n'a jamais été récoltée au-delà de cette limite dans le Sud-Est de la France (Basse-Provence, bassin vocontien), ni même plus généralement dans tout le domaine téthysien. D'autre part, juste au-dessus de ces niveaux a été recueillie une association d'ostracodes avec Spinoleberis aculeata aculeata et Platycythereis circumvallata (déterm. P. DONZE)

caractéristique du Cénomanien supérieur, bien daté également par plusieurs espèces de Globotruncanidae, Praeglobotruncana aumalensis, Whiteinella brittonensis, W. baltica, Rotalipora deeckei.

Les termes inférieurs (1 à 4) montrent une série marneuse, admettant des niveaux de calcaires micritiques de plus en plus épais.

La partie moyenne du Cénomanien est très carbonatée, légèrement sableuse et glauconieuse. Il s'agit d'abord de micrites, souvent bioturbées, à rares grains de quartz, puis de biomicrites à débris de lamellibranches, d'Echinides, de bryozoaires, de brachiopodes, et à Orbitolinidae. Ces Orbitolines, en général de petites dimensions sont peu abondantes et éparses dans le sédiment. Tous ces bioclastes sont disposés plus ou moins parallèlement au plan de stratification.

Les termes supérieurs (7 à 11) essentiellement marneux, présentent quelques horizons de calcaire micritique argileux de plus en plus nombreux au sommet de la série.

c. Faciès analogues

A l'Ouest de Courségoules, de Thorenc à la colline du Sébet, le Cénomanien se présente sous des faciès voisins (fig. 8 et 19).

A Thorenc, le Cénomanien affleure le long de la route montant au col de Bleine, dans le village même et dans les ravins (Escaillon) situés au Sud. Des Ammonites du genre Mantelliceras ont été récoltées dans les marno-calcaires inférieurs et un fragment d'Acanthoceras a été trouvé dans les bancs de calcaire massif (Cénomanien moyen) affleurant dans le village.

A l'Est d'Andon, on peut observer les termes inférieurs de la série dans les ravineaux proches de la chapelle St-Hilaire, près de laquelle a été découvert un Acanthoceras.

Sur le flanc nord-ouest de la colline de Sébet, des ravins entaillent les marnes et calcaires cénomaniens. On peut noter dans cette série une plus grande abondance en éléments bioclastiques et détritiques à la fin du Cénomanien inférieur et au Cénomanien moyen. Les marnes sont finement quartzeuses et micacées.

Les termes inférieur et supérieur du Cénomanien, à faciès marneux, sont toujours bien datés par les assemblages de

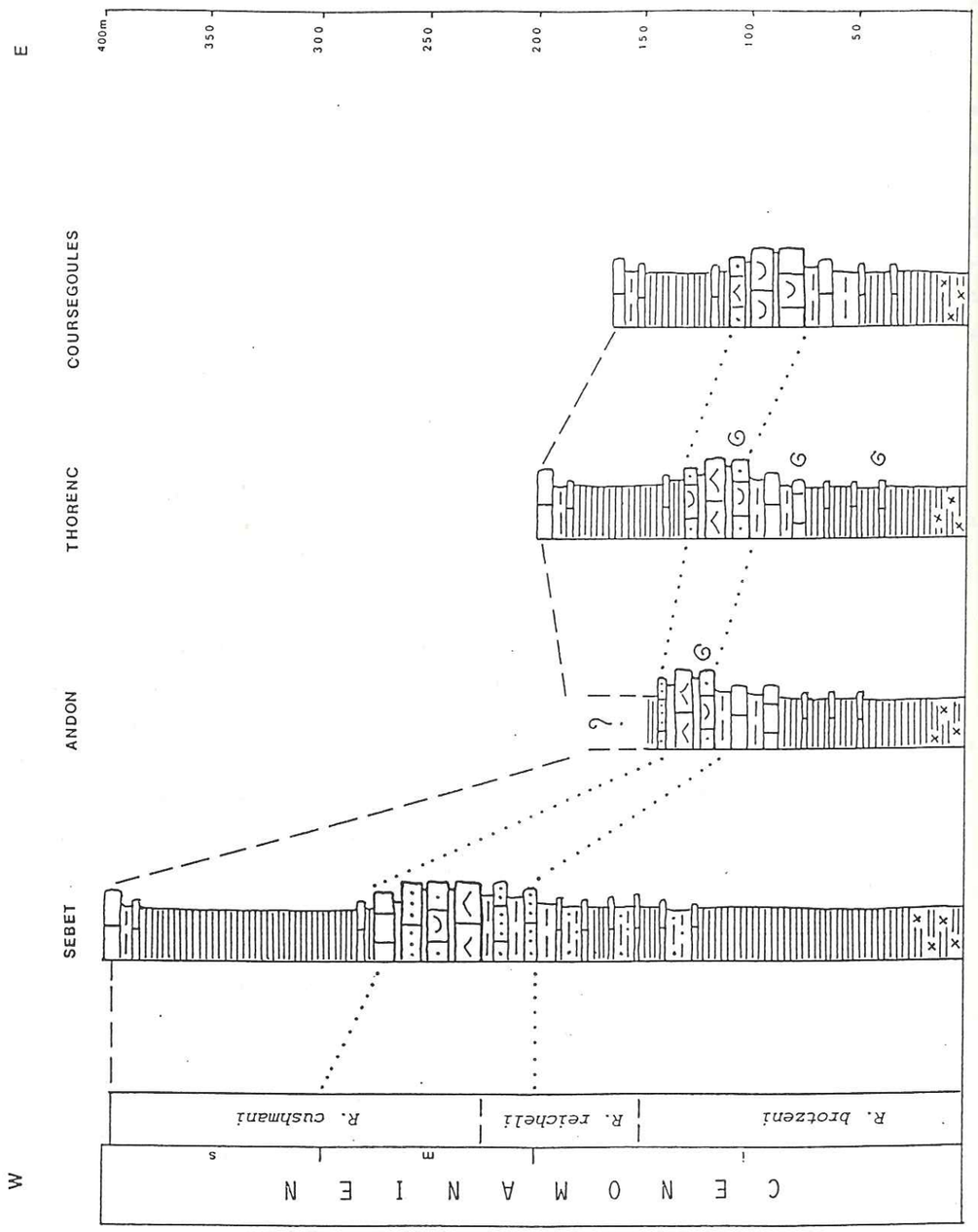


Fig. 19. Corrélations entre le Cénomanien de la colline de Sébet, d'Andon, de Thorenc et de Courségoules.

Globotruncanidae. Le Cénomanien moyen, à faciès carbonaté, est caractérisé par sa microfaune et les Orbitolinidae. Celles-ci ont été retrouvées, toujours assez rares et dispersées dans les sédiments, en de nombreux points : près de Caille, de Valderoure, de La Martre, du Logis-du-Pin, de La Bâtie.

A ces faciès on peut rattacher aussi les affleurements de Cénomanien situés encore plus à l'Ouest, près du col des Abbès (commune de Châteauneuf-les-Moustiers), ainsi qu'à l'Est, dans la presqu'île du Cap-Ferrat. Dans l'anse des Fosses, au Sud de Saint-Jean-Cap-Ferrat, affleurent des marnes et des calcaires blanchâtres, redressés, faillés, riches en petites Exogyres, Rhynchonelles, gastéropodes et lamellibranches. H. PARENT (1943) y a observé quelques empreintes d'Ammonites : Mantelliceras mantelli Sow., Schloenbachia varians Sow., caractéristiques du Cénomanien inférieur et moyen.

L'abondance de la faune, aussi bien pélagique que benthique, la présence d'éléments terrigènes, de bioclastes, parfois dispersés dans le sédiment, reflètent des conditions de dépôt pouvant se situer dans la zone distale à proximale de la plate-forme.

2. Le Cénomanien de Caussols

a. Description

La coupe a été levée dans les ravins de l'Ecre, sur le territoire de la commune de Caussols. On observe de bas en haut, au-dessus de marnes noires glauconieuses attribuées à l'Albien (fig. 20) :

1 - Marnes noires, micacées, glauconieuses (6 m).
2 - Marnes grises à cordons de miches calcaires (14 m).
3 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux (28 m).
4 - Marnes et calcaires argileux alternant (12 m).
5 - Calcaires à nombreux débris coquilliers (lamellibranches, gastéropodes, bryozoaires) et

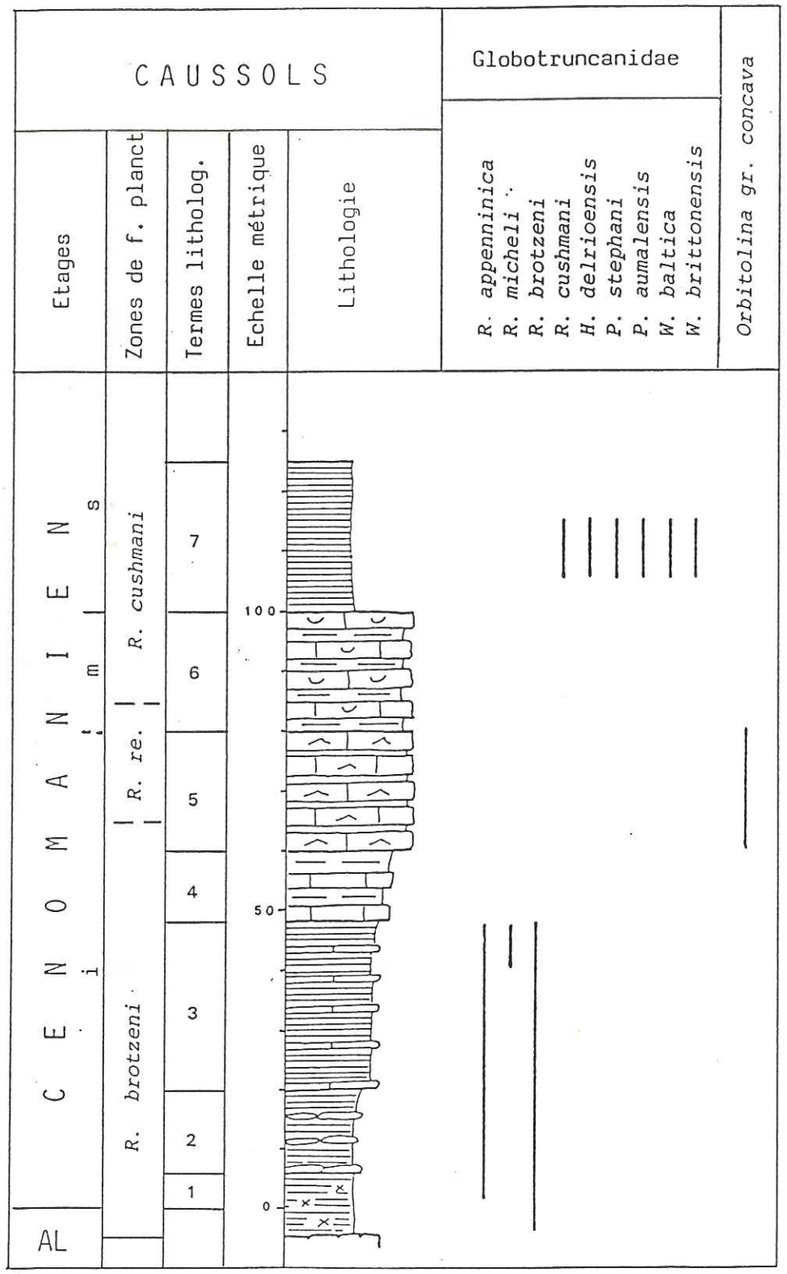


Fig. 20 . Coupe du Cénomanien de Caussols.

riches en Orbitolinidae, plutôt de grande taille (20 m).

6 - Calcaires à faibles interlits marneux, où abondent les Ostreidae (20 m).

7 - Marnes grises (25 m).

Un accident met en contact ces marnes avec à nouveau des calcaires à Orbitolines, juste en-dessous du Jurassique chevauchant.

b. Interprétation

Les Globotruncanidae ont permis de dater les termes inférieur et supérieur du Cénomanien. Quant à la partie moyenne, elle est surtout caractérisée par son faciès bioclastique et sa richesse en Orbitolines. Ces niveaux ont livré une abondante macrofaune, décrite dès 1965 par G. THOMEL dans son étude sur le Cénomanien du plateau de Caussols.

En association avec les Orbitolines, il a récolté : Mantelliceras tuberculatum (MANT.) et M. ventnorense DIENER datant le sommet du Cénomanien inférieur. Les marno-calcaires sus-jacents, riches en lamellibranches, ont livré des Ammonites de la zone à Acanthoceras rotomagense (Cénomanien moyen) : A. rotomagense (BRGT.), Calycoceras boulei (COLL.), C. choffati (KOSSM.) et C. subgentoni SPATH. Les marnes supérieures ont fourni Calycoceras naviculare (MANT.), taxon spécifique du Cénomanien supérieur.

Les marnes du Cénomanien inférieur et supérieur ont livré peu de foraminifères planctoniques mais cependant très caractéristiques, et de nombreuses espèces benthiques appartenant aux Ataxophragmidae, Discorbidae, Nodosariidae. Les ostracodes sont également très abondants et montrent une grande diversité.

Les calcaires argileux sont micritiques et finement quartzeux (5 % de grains de quartz de taille inférieure à 100 µm).

Les calcaires coquilliers (termes 5 et 6) sont des biomicrites à Exogyres ou à Orbitolines, de grande taille, le plus souvent entières et non usées ; ils renferment également des débris de lamellibranches, de bryozoaires, et quelques foraminifères à test aglutiné. Ces microfaciès à Orbitolina gr. concava sont représentés sur

les photographies 1 et 2 de la planche II.

c. Faciès analogues

A l'Ouest de la région de Caussols, le lever de plusieurs coupes a permis de mettre en évidence les mêmes types de dépôts, ainsi qu'un agencement analogue des assises cénomaniennes. Ces coupes, illustrées sur la figure 21, ont été levées :

- dans les falaises, situées au Nord du château de La Malle en montant vers le col du Clapier ;
- sur les rives du torrent du Fil, au lieu-dit La Tuilière ;
- près du village de La Roque-Esclapon, au lieu-dit Le Moutet ;
- en bordure de la route conduisant de Comps-sur-Artuby à Jabron ;
- au Nord-Ouest de La Palud-sur-Verdon, dans le ravin de la Tuilière.

Les faciès bien caractérisés du Cénomanien moyen ont été retrouvés en plusieurs points dans la zone la plus méridionale de la région étudiée. A Comps-sur-Artuby, des calcaires gris ou ocres, riches en Orbitolines, s'observent aux alentours du village. Au Nord-Est de Mons, près du hameau de Riens affleurent ces mêmes niveaux calcaires à grandes Orbitolines planes. A Escragnolles, en bordure de la Route Napoléon, le Cénomanien à Exogyres et à Orbitolines est connu depuis longtemps. Au Nord-Est de Saint-Vallier-de-Thiey, la Bastide de Ferrier, en ruine, est installée sur ces calcaires à Exogyres et à Orbitolines. Plus à l'Est encore, dans les gorges du Loup, à la hauteur de la chapelle Saint-Arnoux, des calcaires chargés en éléments quartzeux livrent de nombreuses Orbitolines, ainsi qu'à proximité de Notre-Dame-des-Fleurs, entre Tourette-sur-Loup et Vence.

On peut rattacher également à ce type de faciès, le Cénomanien de Beynes, situé au Sud de Chateauredon, dans la vallée de l'Asse, et décrit par G. THOMEL (1961). Dans cette localité, le Cénomanien est puissant, néritique, riche d'une faune variée où abondent les lamellibranches et les Orbitolines.

Ces faciès à Orbitolines, à Exogyres et autres bioclastes sont caractéristiques de milieux de dépôts de plate-forme proximale.

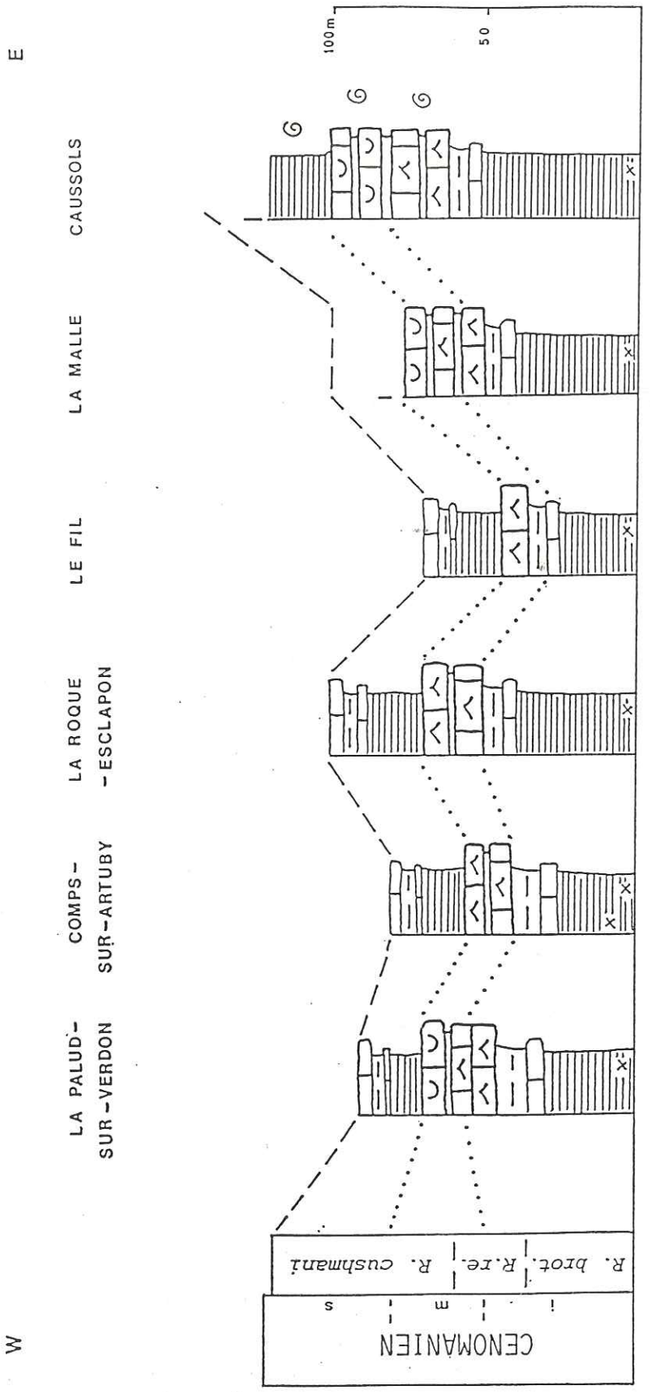


Fig. 21. Corrélations entre le Cénomanien de La Palud-sur-Verdon, de Comps-sur-Artuby, de La Roque-Esclapon, du Fil, du château de La Malle et de Caussols.

3. Le Cénomanien du Bourguet et de Jabron

a. Description

Dans ce secteur, les assises cénomaniennes montrent des faciès particuliers, mais ne peuvent être analysées de façon continue ; c'est pourquoi elles ont été étudiées dans plusieurs affleurements dont la localisation est indiquée par des flèches sur le schéma ci-après (fig. 22).

La coupe synthétique de la figure 23 a été effectuée pour sa partie basale, à partir de levers dans les ravins du vallon du Bourguet, à 1 km environ à l'Ouest de ce village ; pour la partie médiane, à partir des affleurements visibles au Nord, en bordure de la route D 252, avant d'arriver à St-Thyrs, et aussi vers le Sud près de Jabron ; quant à la partie supérieure, elle s'observe également à proximité de St-Thyrs ainsi qu'au Nord-Est du Bourguet dans les Bois du Défens.

La photographie 1 de la planche I, prise dans le vallon du Bourguet, illustre la partie inférieure, à dominante marneuse, de cette succession.

Au-dessus des marnes très glauconieuses albiennes, on distingue de bas en haut :

1 - Marnes grises admettant quelques bancs décimétriques de calcaire argileux (120 m).

2 - Marnes et calcaires argileux alternant (20 m).

3 - Sables argileux et calcaires sableux à fines stratifications horizontales ou obliques (17,20 m).

4 - Sables argileux et calcaires bioclastiques granoclassés, à Orbitolines, tubes de vers, Exogyres, gastéropodes, montrant des ravinements et des structures en auge (23,30 m).

5 - Sables argileux et calcaires sableux, à fines stratifications (14,20 m).

6 - Marnes sableuses et calcaires bioclastiques noduleux, à Orbitolines et Exogyres (11,70 m).

7 - Marnes grises et calcaires argileux à patine blanche (50 m), à Rhynchonelles du genre Cyclothyris commun au Cénomanien supérieur.

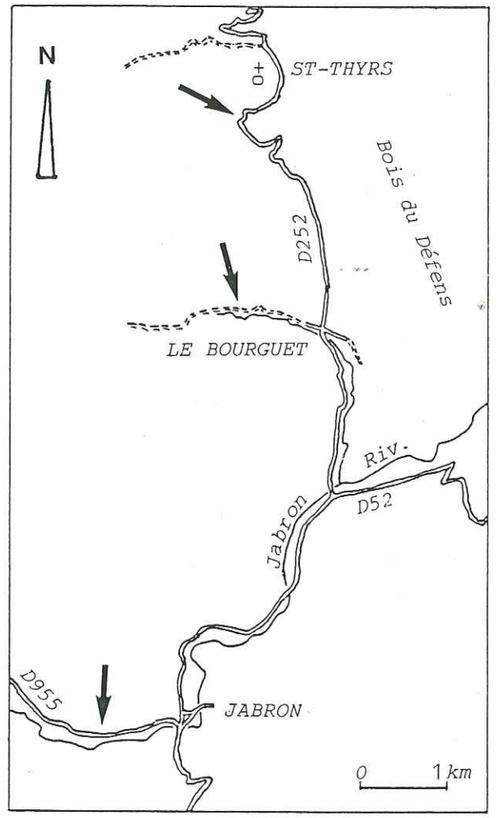


Fig. 22. Localisation des affleurements cénomaniens étudiés dans le secteur du Bourguet-Jabron.

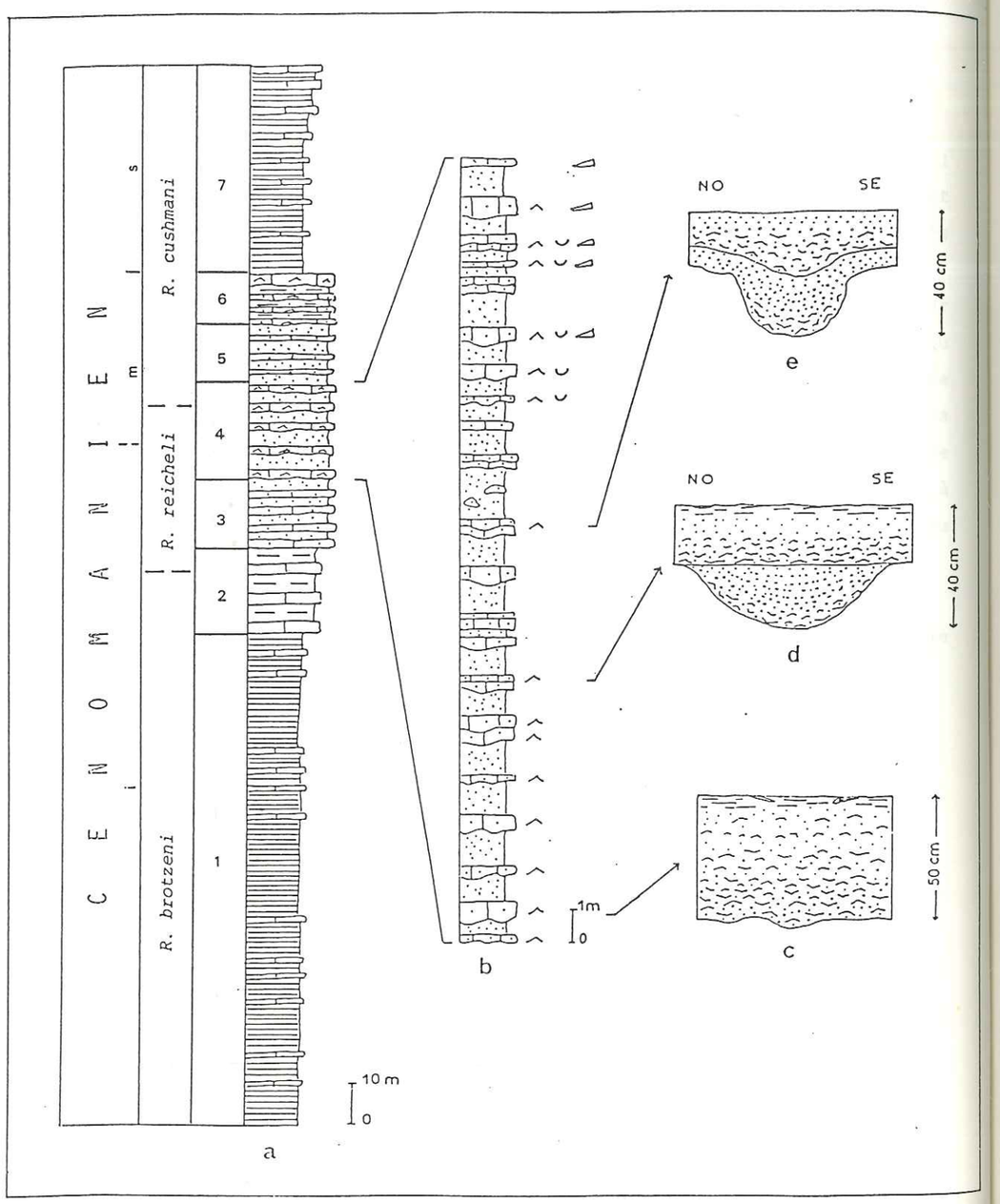


Fig. 23. Coupe synthétique du Cénomanien du Bourguet.

b. Interprétation

Les termes 1 et 2 sont datés du Cénomanien inférieur par une association de Globotruncanidae avec Rotalipora appenninica, R. brotzeni et Praeglobotruncana delrioensis.

Les marnes finement glauconieuses, micacées (muscovite), parfois pyriteuses, ont livré une abondante microfaune d'ostracodes et de foraminifères benthiques, à test agglutiné (appartenant aux genres Arenobulimina, Tritaxia) ou à test hyalin (Frondicularia, Gavelinella, Lenticulina, Vaginulina) ; les foraminifères planctoniques sont assez rares.

Les calcaires sont micritiques à éléments quartzeux et glauconieux dont la taille maximale varie selon les bancs de 75 à 125 µm pour le quartz, et de 200 à 500 µm pour la glauconie. Les pourcentages peuvent atteindre 7 % pour le quartz, 20 % pour la glauconie.

Les termes 3, 4, 5 et 6 sont attribués au Cénomanien inférieur terminal et au Cénomanien moyen. Ils forment une succession d'unités lithologiques, bien délimitées par des discontinuités sédimentaires (fig. 23 a et b). La base des bancs est irrégulière, toujours bien marquée, montrant des ravinements (fig. 23 c) ou des structures en auge ou en gouttière (fig. 23 d et e). Sur une vingtaine de mètres de dépôt (23, 30 m), on observe la répétition de 28 unités de même type, leur épaisseur variant de 12 cm à 60 cm. En dehors de quelques différences dans le contenu d'origine organique, leur organisation sédimentaire est toujours la même.

L'analyse d'une de ces unités montre que sa base est ravinante et de type biodétritique (fig. 23 c). Les grains de quartz et de glauconie ont une taille maximale de 150 µm ; leurs pourcentages sont respectivement de 10 et 2 %. Les Orbitolines sont très abondantes, disposées parallèlement à la stratification ; beaucoup atteignent 2 cm de diamètre. Ce sont des espèces légèrement convexes : pour moitié elles montrent leur face convexe tournée vers le haut, l'autre moitié est en position inverse. Le pourcentage et la taille maximale des grains de quartz et de glauconie décroissent de façon continue du bas vers le haut.

Aux trois quarts supérieurs de cette unité, l'analyse pétrographique donne 5 % de quartz et 2 % de glauconie avec des grains dont la taille maximale atteint 100 µm. Les Orbitolines sont peu abondantes, plutôt petites (1 cm de diamètre en moyenne), en position d'équilibre. On observe également à ce niveau de fins débris de coquilles de lamellibranches, des ostracodes, quelques foraminifères benthiques à test aggluliné et à test hyalin.

S'est déposé ensuite, sur 4 à 5 cm, un calcaire micritique sans Orbitolines, sans glauconie, à rares grains de quartz, spicules de spongiaires et radioles d'oursins, et présentant dans sa partie sommitale des traces de bioturbation.

Cette unité lithologique montre donc un certain granoclassement résultant de l'évolution d'un processus hydrodynamique, avec tous les indices d'une décroissance de la compétence du courant de bas en haut.

Les structures en auge ou en gouttière, présentes à la base de certains bancs ont une épaisseur variant de 10 à 20 cm et une largeur de 40 à 60 cm. L'inclinaison des flancs symétriques en général, sauf dans un cas, oscille entre 10 et 50°. Leur surface d'érosion basale est plutôt régulière, sans trace de figures sédimentaires (affleurements limités). Le remplissage de ces gouttières est fait de matériel détritique : grains de quartz, de glauconie (taille maximale 150 µm) et bioclastique : débris de lamellibranches, de gastéropodes, tubes de vers, foraminifères. Les éléments les plus grossiers sont déposés à la base ; lorsque des Orbitolines sont présentes, celles-ci sont disposées parallèlement à cette morphologie en auge et montrent un certain granoclassement. La partie supérieure de ces chenaux est souvent tronquée par une nouvelle unité lithologique, également granoclassée, dont la base est soulignée par l'alignement des Orbitolines et qui passe de façon continue à un calcaire fin. Parfois une seconde morphologie en gouttière se superpose à la première indiquant une certaine constance de l'axe du chenal, de la direction des courants et des apports.

Quelques unes de ces structures en auge sont illustrées par les photographies de la planche VI. Les ph. 3 et 4 de cette planche montrent la distribution des Orbitolines dans l'un de ces chenaux.

Leur orientation a été mesurée d'une part à l'Ouest de Jabron, où les directions relevées pour cinq chenaux varient de N 10 à N 20, d'autre part au Nord du Bourguet, où huit mesures donnent une direction allant de N 10 à N 50. La moyenne de ces mesures indique une orientation générale voisine de N 30.

Chacune des unités lithologiques granoclassées décrites ci-dessus représente une unité de dépôt, séquence à énergie décroissante, mise en place par des courants chargés, ravinant, apportant ou transportant plus loin dans des chenaux, des matériaux continentaux (quartz) et littoraux (Orbitolines).

Sédiments et organismes indiquent que l'environnement était marin et qu'il se situait aux confins de la plate-forme proximale. Ces séquences décimétriques, à hydrodynamisme décroissant, limitées spatialement, représenteraient la zone distale d'un complexe deltaïque.

E. CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DU CENOMANIEN

Bien que le cadre stratigraphique du Cénomanien du domaine subalpin considéré soit connu dans son ensemble, l'étude des diverses espèces de Globotruncanidae et de leur longévité permet de mieux caractériser ces dépôts au point de vue biostratigraphique. La distribution verticale des différents genres et espèces dégagés de tous les échantillons examinés est donnée sur la figure 24, et cela, selon l'ordre d'apparition de ces espèces.

La partie inférieure du Cénomanien présente un premier assemblage de taxons dont la majorité est héritée de l'Albien : Rotalipora appenninica, Hedbergella planispira, H. simplex, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, H. delrioensis. La présence de Rotalipora brotzeni définit le début de cette première zone du Cénomanien ; ce taxon est très rapidement suivi par R. micheli, dont l'apparition indique généralement dans la région, le Cénomanien basal.

La deuxième zone de cet étage est caractérisée par l'extension totale de Rotalipora reicheli, associée le plus souvent à R.

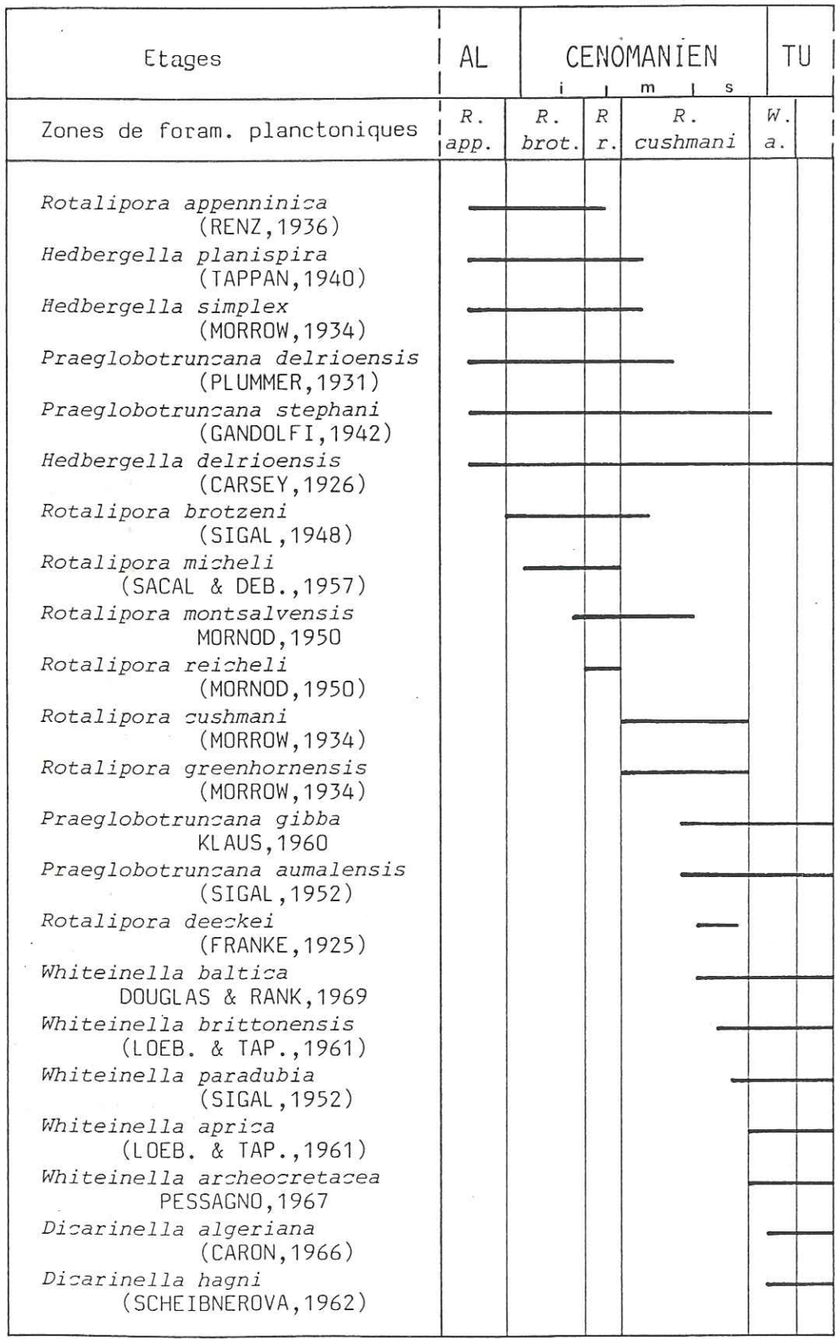


Fig.24. Répartition stratigraphique des Globotruncanidae cénomaniens en domaine subalpin méridional.

montsalvensis. La limite entre Cénomanien inférieur et moyen se situe dans la partie supérieure de cette zone, avec l'extinction de R. appenninica ; plusieurs espèces issues de l'Albien sont encore présentes dans cette zone.

L'extension verticale totale de Rotalipora cushmani définit la troisième biozone du Cénomanien ; ce taxon est accompagné en règle générale de R. greenhornensis. Dans la partie inférieure de cette zone, correspondant au Cénomanien moyen, ces deux espèces sont associées à R. montsalvensis et encore à quelques représentants d'origine albienne, tandis que dans la partie supérieure apparaissent des espèces nouvelles : Praeglobotruncana gibba, P. aumalensis, Rotalipora deeckei, Whiteinella baltica ; la présence de ces deux derniers taxons indiquant notamment le Cénomanien supérieur.

La partie sommitale du Cénomanien est caractérisée par l'extinction de toutes les Rotalipores et par l'apparition de Whiteinella aprica et W. archaeocretacea ; cette dernière étant l'espèce marqueur de cette nouvelle biozone où se développent également d'autres Whiteinelles (W. brittonensis et W. paradubia). Apparait ensuite un genre nouveau bicarené, Dicarinella, représenté par deux espèces le plus souvent associées : D. algeriana et D. hagni. La présence de ce dernier taxon marque d'une façon générale dans les successions étudiées la limite avec le Turonien.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

III. TURONIEN

A. EXTENSION DES FORMATIONS TURONIENNES ET LOCALISATION DES COUPES

Le Turonien apparait souvent dans la région étudiée comme une puissante barre calcaire, formant dans la morphologie des abrupts et des falaises. Néanmoins, une dizaine de coupes dont la localisation est donnée sur la figure 25 ont pu être levées. En raison de sa pauvreté en Ammonites, cet étage était mal connu au point de vue stratigraphique, étant généralement repéré et cartographié grâce à sa lithologie ; d'autres groupes d'organismes (Ostreidae, gastéropodes) caractérisant des milieux plus littoraux sont bien largement répandus à certains niveaux, mais leur faible valeur biostratigraphique excluait toute datation très précise.

En ce qui concerne la microfaune de foraminifères planctoniques, elle s'est révelée parfois moins abondante que dans les autres étages du Crétacé, ceci étant dû surtout aux difficultés d'extraction des microfossiles à partir du sédiment. Les nombreux lavages effectués dans les minces interlits marneux ont cependant livré divers assemblages de Globotruncanidae bien caractéristiques. Trois biozones se succèdent au cours du Turonien : la zone à Whiteinella archeocretacea, la zone à Praeglobotruncana helvetica, espèce mondialement connue comme caractérisant le Turonien, et plus précisément sa partie médiane, et enfin la zone à Marginotruncana schneegansi. La limite avec le Cénomanien se situe peu après l'extinction des Rotalipores, dans la première zone citée ci-dessus, avec l'apparition de

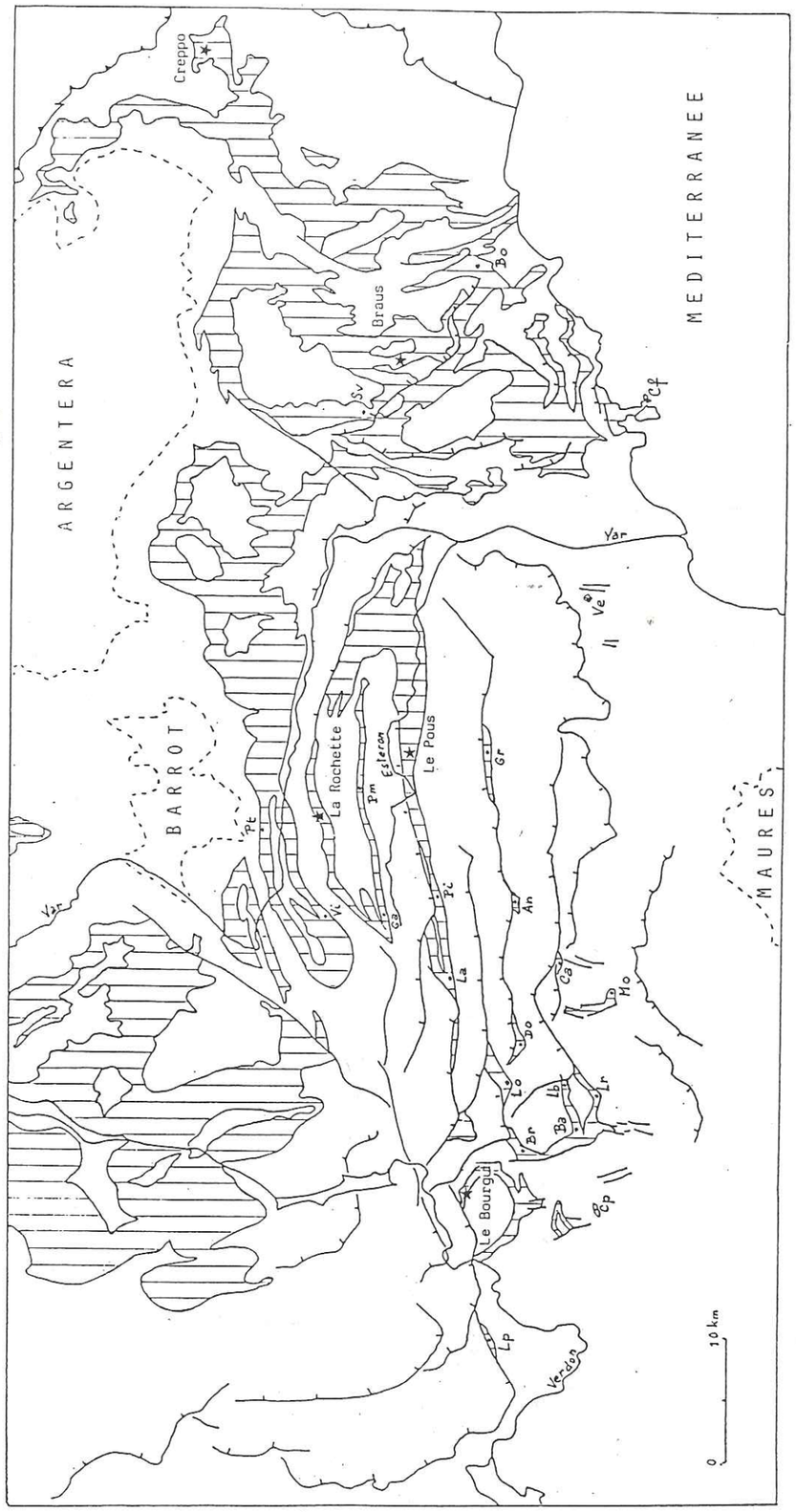


Fig. 25. Extension des formations turoniennes et position géographique des coupes étudiées (★ coupes de référence).
An Andon, Ba Bargême, Bo Borrigo, Br Brenon, Ca Combe d'Andon, Cf Cap Ferrat, Cp Comps-sur-Artuby, Do La Doire,
Ga Gars, Gr Gréolières, La Les Lattes, Lb La Bastide, Lo Logis-du-Pin, Lp La Palud-sur-Verdon, Lr La Roque-Esclapon,
Mo Mons, Pi Pinpinier, Pm Pont des Miolans, Pt Puget-Théniers, Sv Savel, Ve Vence, Vi Villevieille.

Dicarinella hagni. La limite supérieure de l'étage est déterminée par l'apparition d'espèces nouvelles coniaciennes, au sein de la zone à Marginotruncana schneegansi.

B. PROVINCE NORD-ORIENTALE

Les faciès de ce secteur ont été étudiés au moyen des coupes du col de Braus, de Creppo et de La Rochette (fig. 25).

1. Le Turonien du col de Braus

a. Description

Le flanc méridional du massif du Braus est entaillé par la route qui conduit de Nice à Sospel. La coupe du Turonien a été levée en bordure de cette route et fait suite à la série cénomanienne présentée dans les pages précédentes. On observe de bas en haut (fig. 26) :

1 - Calcaires en bancs demi-métriques à joints marneux ; le premier banc étant un peu glauconieux (12 m).
2 - Bancs calcaires en faisceau avec quelques délits marneux décimétriques (24 m).
3 - Calcaires en bancs demi-métriques à joints marneux (40 m).
4 - Calcaires avec quelques délits marneux (22 m).
5 - Calcaires à joints marneux (28 m).
6 - Alternance de bancs calcaires et d'horizons de marnes très indurées (35 m).

b. Interprétation

Ces calcaires ont un aspect très monotone ; il s'agit dans tous les cas de biomicrites à calcisphères, à Pithonelles, à spicules de spongiaires, à foraminifères planctoniques, caractérisant des environnements de mer ouverte.

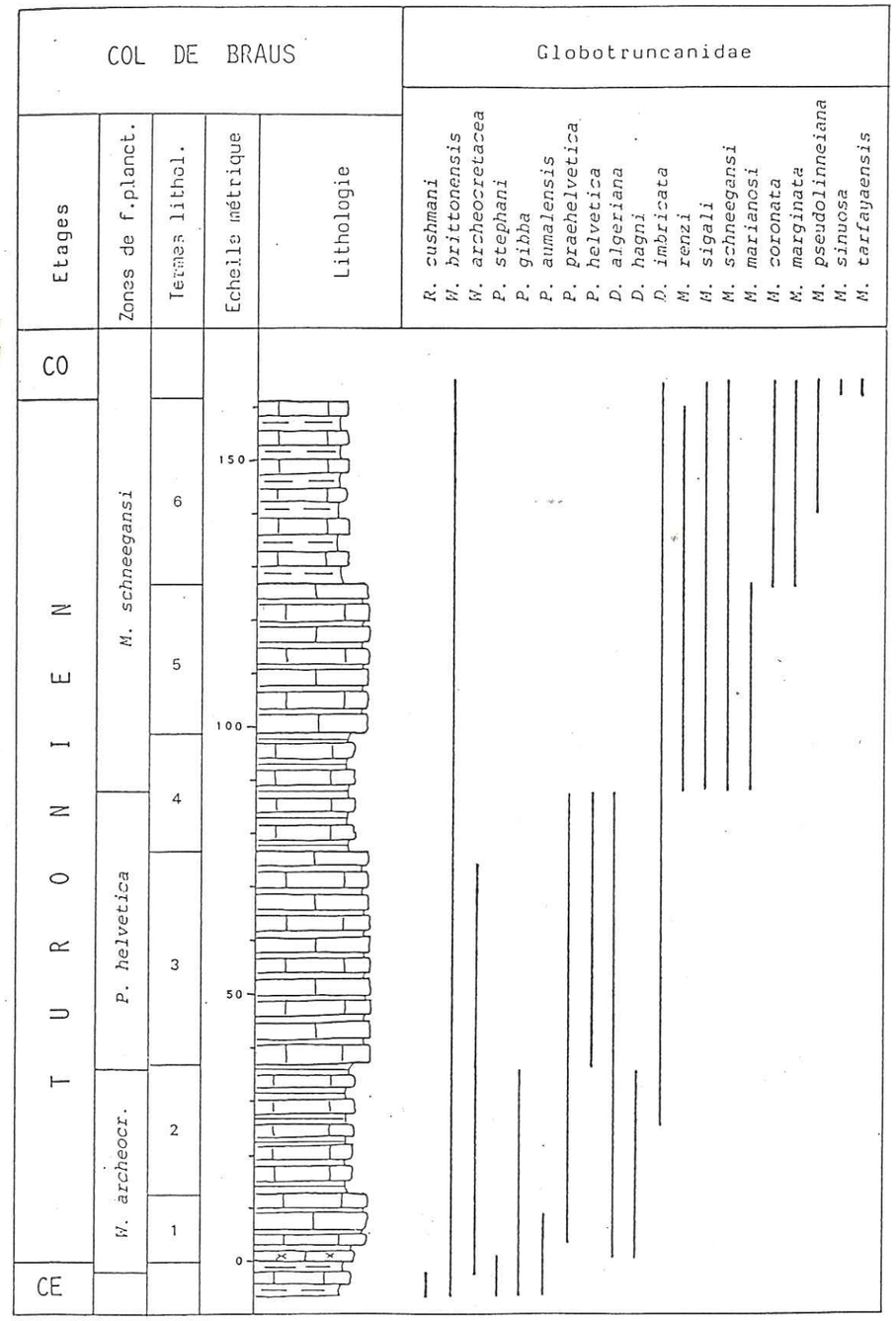


Fig. 26. Coupe du Turonien du col de Braus.

Les interstrates marneuses ont livré une première association avec Whiteinella archeocretacea, Praeglobotruncana gibba et deux espèces de Dicarinelles (D. algeriana et D. hagni), dont l'apparition marque ici la base du Turonien.

La biozone à Praeglobotruncana helvetica est bien indiquée par son espèce-index, accompagnée de Praeglobotruncana praehelvetica qui apparait antérieurement, et de Dicarinella imbricata.

Un troisième assemblage se développe ensuite dans les termes supérieurs de la coupe, caractérisé par les premières espèces appartenant au genre Marginotruncana (M. renzi, M. sigali, M. schneegansi, M. marianosi) ; d'autres Marginotruncana (M. coronata, M. marginata, M. pseudolinneiana) apparaissant plus tardivement.

L'extinction de M. renzi et l'apparition de M. sinuosa et de M. tarfayaensis établit de façon précise la limite Turonien-Coniacien.

Cette succession a livré également un certain nombre de nannofossiles qui ont été étudiés par H. MANIVIT. Leur distribution est présentée sur la figure 27, en correspondance avec la répartition des Globotruncanidae. Deux Coccolithes caractérisent l'intervalle Turonien inférieur à moyen : Lucianorhabdus maleformis et Quadrum gartneri. L'apparition de Eiffelithus eximius, accompagné de Kamptnerius magnificus, marque le Turonien supérieur.

c. Faciès analogues

Des faciès assez comparables ont été observés vers le Nord-Ouest, près de la cime du Savel, entre Lucéram et Coaraze (fig. 25). Les assises turoniennes ont ici une puissance de l'ordre de 170 m ; elles sont constituées en majeure partie par des calcaires, massifs ou à joints marneux, très monotones, biomicrites à Pithonelles et à spicules de spongiaires (fig. 28).

Vers le Sud, près de Menton, sur les bords du torrent du Borrigo, les dépôts turoniens sont représentés également par des faciès très carbonatés, mais leur épaisseur est moindre, voisine de 60 m.

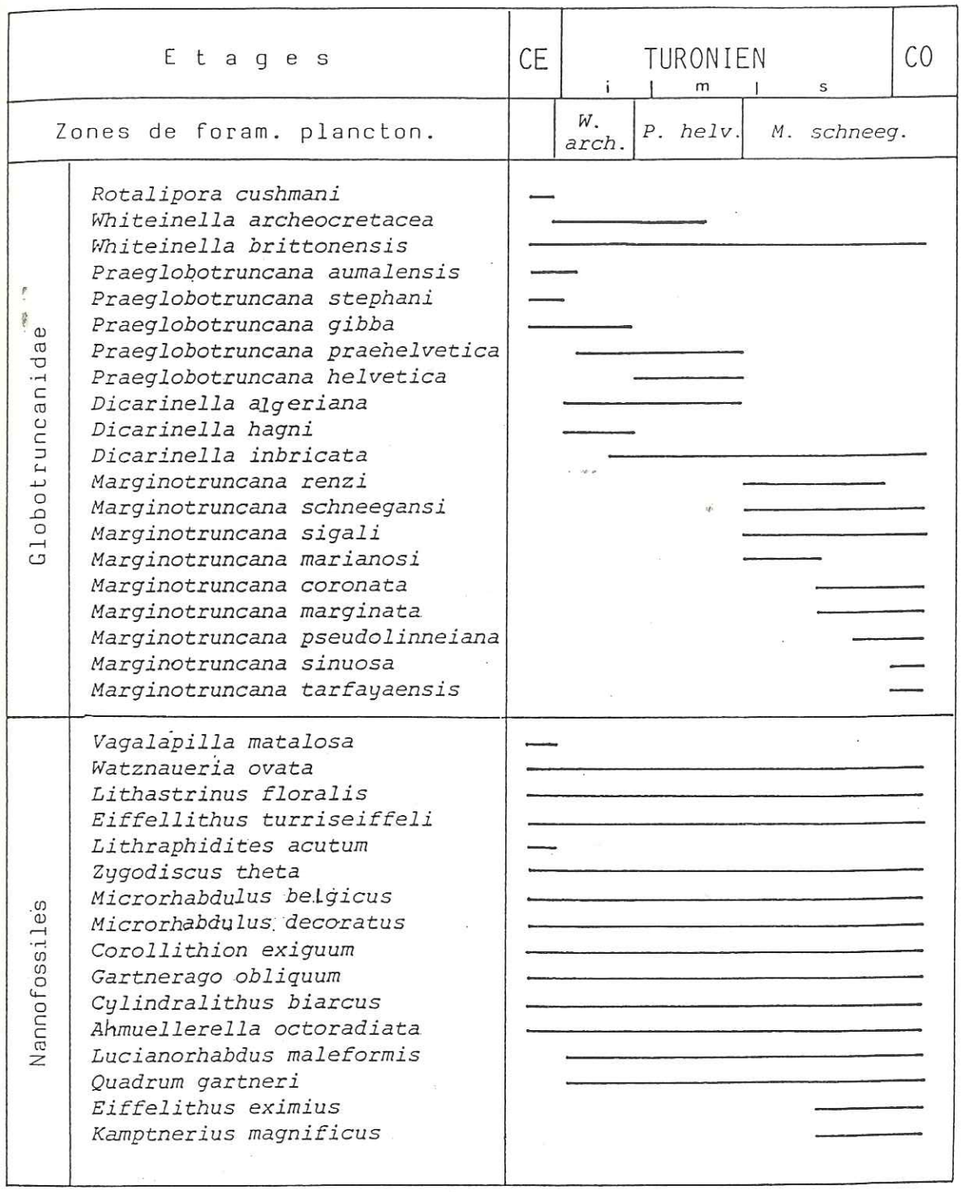


Fig. 27. Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles (déterm. H. MANIVIT) dans le Turonien du col de Braus (Alpes-Mmes).

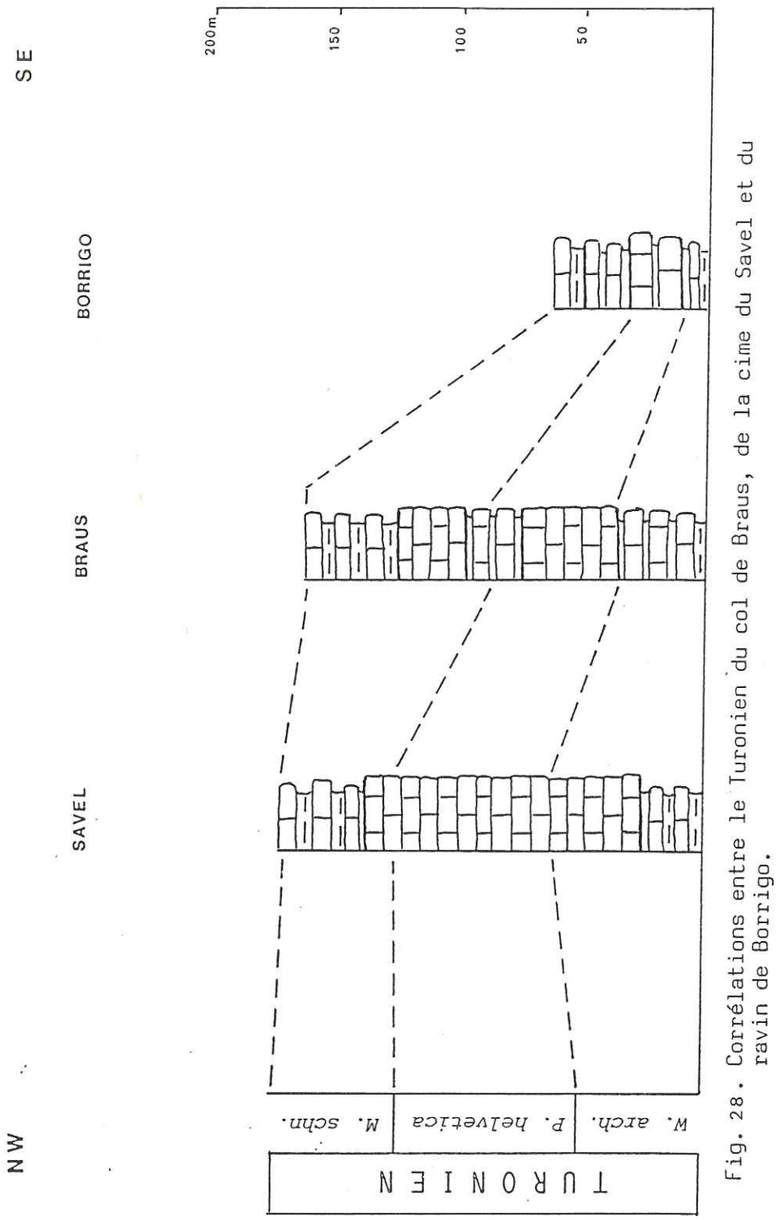


Fig. 28. Corrélations entre le Turonien du col de Braus, de la cime du Savel et du ravin de Borrigo.

Dans ces deux séries, les associations de Globotruncanidae permettent de mettre en évidence les trois biozones qui caractérisent le Turonien, et d'établir les limites de l'étage.

L'ensemble de ces formations se présente sous des faciès de biomicrites, la microfaune observée est constituée par des espèces planctoniques caractéristiques d'environnements de mer ouverte.

2. Le Turonien de Creppo

Dans la haute vallée de l'Argentina, près de Creppo (fig. 25), le Turonien succède en continuité aux dépôts cénomaniens ; sa puissance est estimée à une centaine de mètres. Ce sont essentiellement des calcaires gris massifs présentant parfois des accidents siliceux, ou des bancs calcaires demi-métriques avec quelques délits de marnes schistosées noires de 3 à 5 cm d'épaisseur. Les lavages de ces "marnes" n'ont livré aucune microfaune. Les calcaires sont des biomicrites à calcisphères, à Pithonelles et à débris de tests d'Inocérames, dans lesquelles ont été reconnues des sections de Globotruncanidae caractéristiques du Turonien. Une première association, observée dans les niveaux inférieurs, est constituée par Praeglobotruncana helvetica, P. gibba, Dicarinella algeriana, D. imbricata et des Whiteinelles. Un deuxième assemblage, présent dans les termes supérieurs, est formé de D. imbricata, Marginotruncana coronata, M. cf. marginata, M. cf. renzi.

3. Le Turonien de La Rochette

a. Description

Le Turonien qui affleure près du village de La Rochette (fig. 25), dans les ravins au Sud du Touet sur le versant méridional de la montagne de Gourdan, repose en continuité sur les marnes et calcaires cénomaniens. Ceux-ci sont bien datés par la récolte d'une Ammonite appartenant au genre Calycoceras groupe naviculare et par les espèces de

Globotruncanidae : Rotalipora cushmani, R. deeckei et R. greenhornensis. On distingue de bas en haut (fig. 29) :

1 - Calcaires en bancs décimétriques à interlits marneux (46 m).

2 - Calcaires en bancs décimétriques à demi-métriques à joints marneux (66 m).

3 - Calcaires en bancs décimétriques à faibles interlits marneux (100 m).

4 - Bancs calcaires à joints marneux ; quelques uns de ces niveaux calcaires présentent de fins grains de quartz (48 m).

5 - Marnes à bancs calcaires décimétriques dont l'un est faiblement sableux et glauconieux (26 m).

b. Interprétation

Les Globotruncanidae recueillis dans cette série sont abondants, permettant de distinguer les trois biozones caractéristiques du Turonien. La zone à Praeglobotruncana helvetica est bien indiquée par l'espèce-marqueur, et par le cortège de taxons qui lui sont associés.

La limite inférieure de l'étage est déterminée ici par l'apparition simultanée de Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella hagni accompagnées de D. algeriana. La limite supérieure est également clairement établie par l'extinction de Marginotruncana renzi, et l'apparition d'espèces coniaciennes : M. sinuosa, M. tarfayaensis et Archaeoglobigerina cretacea.

Les calcaires de cet ensemble, puissant de 290 m, sont de type micritique, parfois bioturbés, à rares grains de quartz dont la taille n'excéde pas 100 µm. Ils sont riches en calcisphères, en Pithonelles et en spicules de spongiaires ; des Lenticulines, des débris de tests d'Inocérames, quelques ostracodes à valves non ornementées complètent le contenu organique. On peut noter la présence, dans les termes supérieurs (4 et 5) de minces horizons finement détritiques ; le pourcentage des éléments quartzeux et glauconieux reste faible (5 à 7 %), la taille des grains généralement décroissante de bas en haut, ne dépassant pas 300 µm.

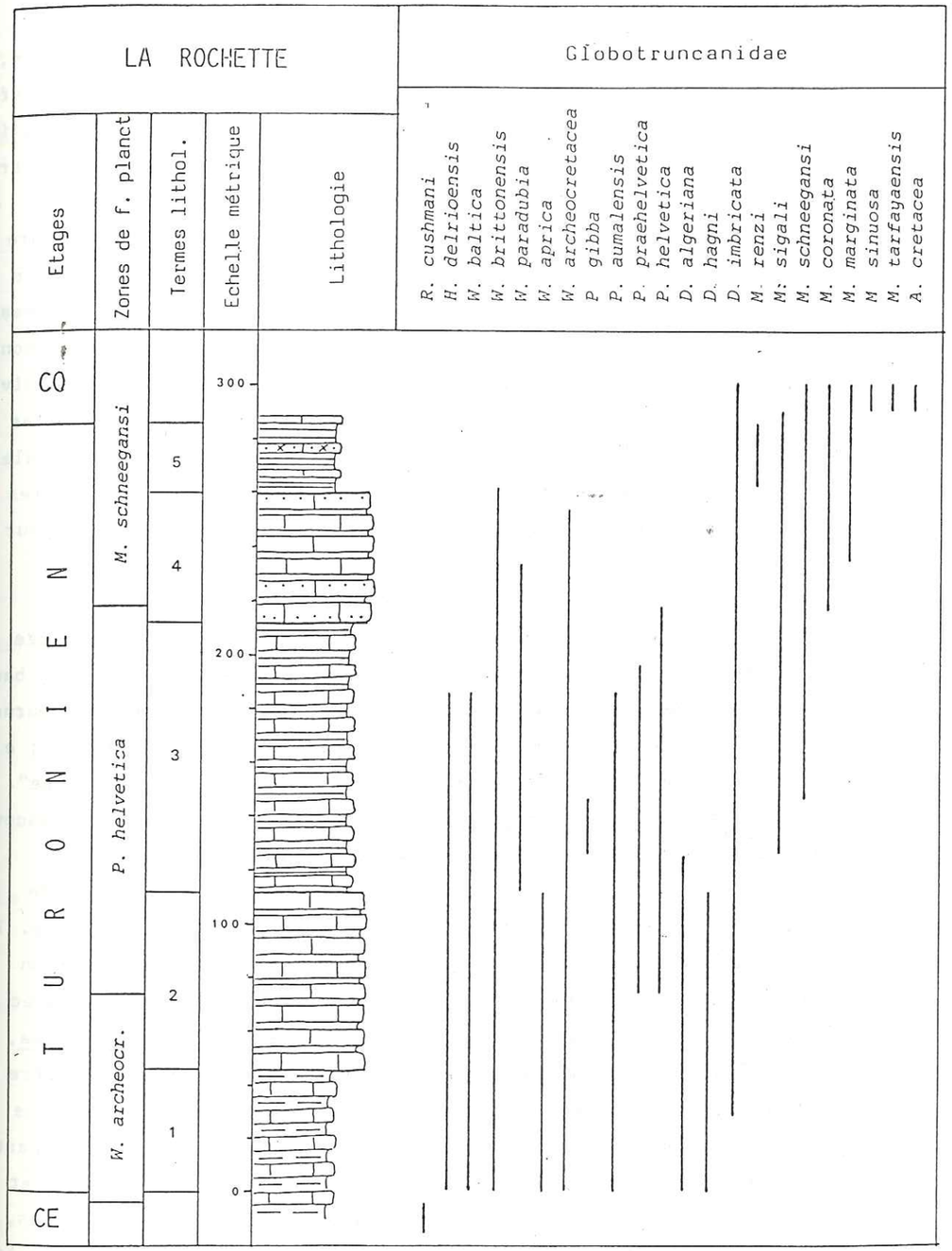


Fig. 29. Coupe du Turonien de La Rochette.

c. Faciès analogues

Cette même succession peut s'observer au Nord de Gars, en bordure de la route (D 84) qui conduit à la chapelle St-Jeannet (fig. 25 et 30). L'épaisseur du Turonien est voisine de 215 m, ses limites avec le Cénomanien et le Coniacien ainsi que la distinction des trois biozones peuvent être établies précisement par l'étude des Globotruncanidae. Mais ici dans les parties médiane à supérieure de l'étage (zone à Praeglobotruncana helvetica), on peut remarquer dans ces calcaires micritiques la présence de plusieurs épisodes successifs d'éléments plus grossiers : grains de quartz et de glauconie, foraminifères à test agglutiné, spicules de spongiaires, divers bioclastes parmi lesquels on rencontre des débris de coquilles de lamellibranches, de tests d'Echinides. La granodécroissance verticale de ces éléments, l'orientation préférentielle prise par les spicules de spongiaires traduisent ici l'existence de processus dynamiques pour la mise en place de ces apports terrigènes et littoraux.

Toujours sous un faciès très carbonaté, le Turonien affleure largement le long de la route qui monte au village de Villevieille. Il est constitué par une puissante série de bancs calcaires séparés par des joints marneux ou des interlits marneux décimétriques. Cette coupe a été étudiée par Y. EL KHOLY (1972) ; elle est caractérisée selon cet auteur par son "faciès silto-détritique". On peut remarquer en effet la présence de grains de quartz et de glauconie à plusieurs niveaux dans les termes inférieur et moyen de l'étage.

Près du Pont des Miolans, en prenant la direction de Sigale, affleurent également des faciès essentiellement calcaires. Les minces interlits marneux ont livré une première association de Globotruncanidae de la base de la deuxième zone du Turonien, avec en particulier Praeglobotruncana helvetica, P. praehelvetica, P. gibba, P. aumalensis, Dicarinella hagni. Un second assemblage permet de mettre en évidence la zone à Marginotruncana schneegansi avec la présence de Dicarinella imbricata, M. renzi et M. pseudolinneiana. La partie inférieure de l'étage n'est pas visible, masquée par les éboulis et la végétation. Il s'agit ici aussi de biomicrites à calcisphères, à Pithonelles, à spicules de spongiaires parfois abondants et à rares grains de quartz.

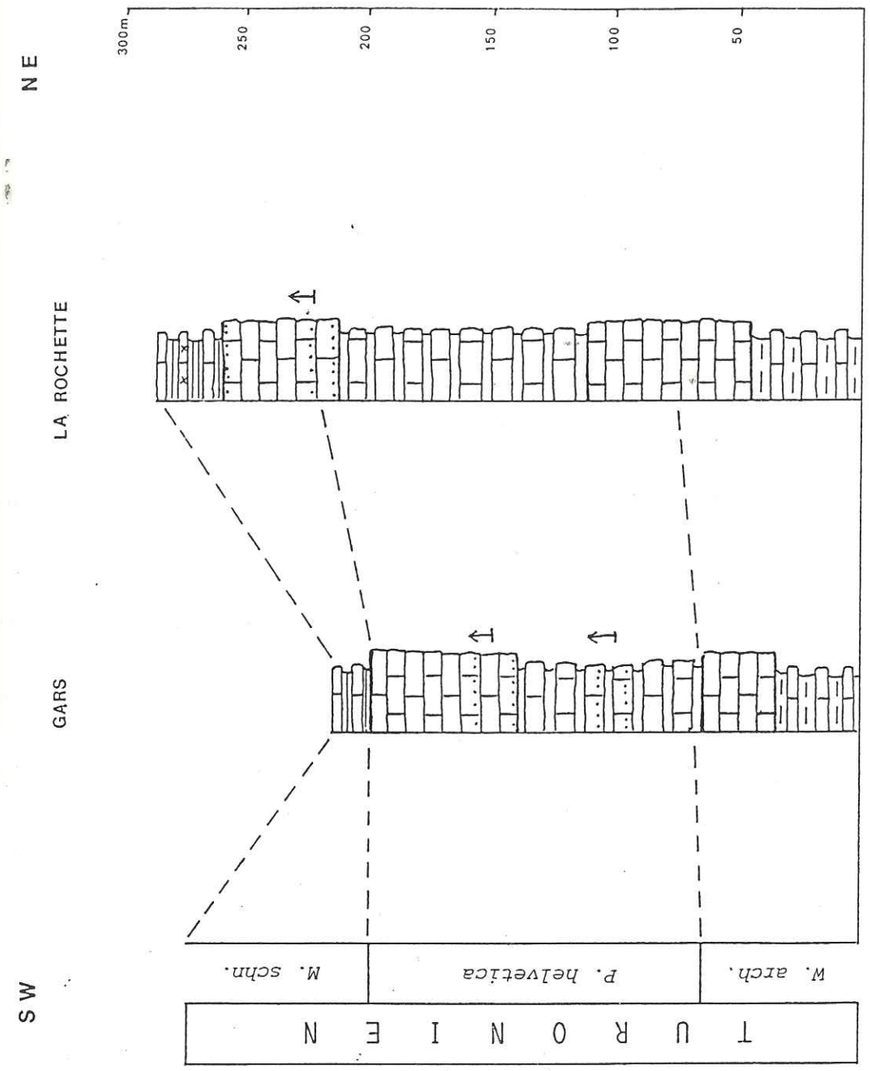


Fig. 30 . Corrélations entre le Turonien de Gars et de La Rochette.

Plus au Nord, entre Puget-Théniers et Puget-Rostang, la série turonienne apparait très monotone, constituée essentiellement de bancs décimétriques de calcaire micritique à joints marneux. Les accidents tectoniques ne permettent pas une stratigraphie bien précise.

Tous ces faciès micritiques où les microorganismes planctoniques dominent largement sur les espèces benthiques réflètent des conditions de dépôt dans un domaine de mer ouverte, mais se situant en bordure du bassin, comme l'indiquent également les apports épisodiques de bioclastes d'origine plus littorale et de produits terrigènes fins.

C. BASSIN DE L'ESTERON : le Turonien du Pous

a. Description

Cette coupe a été levée au lieu dit "Le Pous", à 3 km environ au Sud-Ouest de Roquestéron. Elle fait suite au Cénomanien marno-calcaire observé dans le vallon du Blay. On distingue de bas en haut (fig. 31) :

1 - Marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux (10 m).

2 - Calcaires, en bancs décimétriques à demi-métriques, à minces interlits marneux (70 m).

3 - Calcaires à silicifications de formes irrégulières à contours nets ou diffus (48 m).

4 - Calcaires à silex, riches en coquilles entières ou brisées de lamellibranches et de gastéropodes, ainsi qu'en débris d'algues (32 m).

5 - Calcaires à silex, à nombreux lamellibranches (Exogyres) et gastéropodes (28 m).

6 - Marnes et calcaires noduleux (42 m).

7 - Alternance de calcaire et de marne sableux et glauconieux (10 m) ; ces glauconies ont fait l'objet d'analyses isotopiques dont les résultats sont donnés au chapitre VIII.

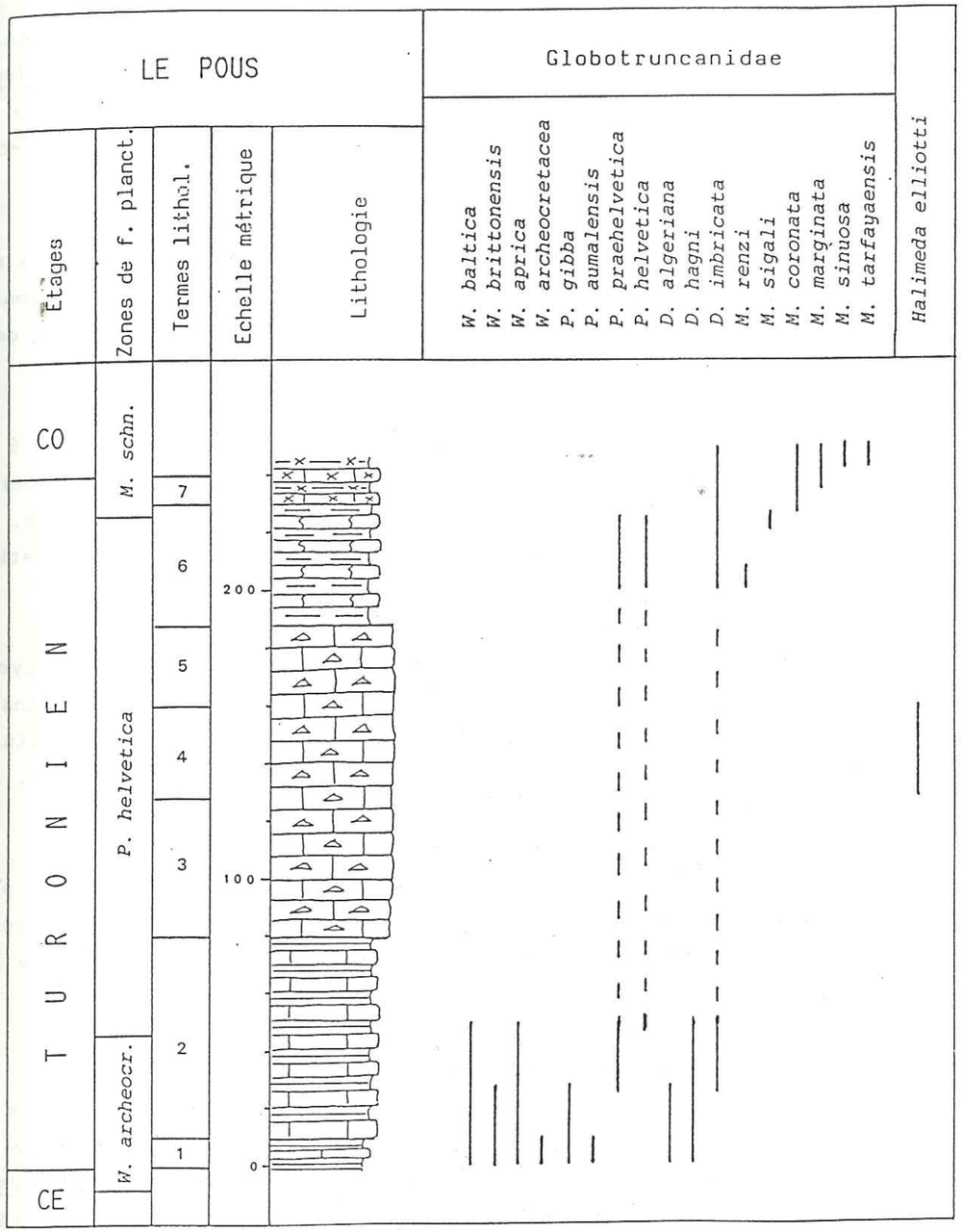


Fig. 31. Coupe du Turonien du col du Pous.

b. Interprétation

Les associations de foraminifères planctoniques permettent de bien dater les parties basale et sommitale de l'étage. La limite inférieure est indiquée par la présence de Whiteinella archeocretacea et de Dicarinella hagni ; la limite supérieure par l'apparition des espèces coniaciennes : Marginotruncana sinuosa et M. tarfayaensis.

Quant à la partie moyenne, elle est caractérisée par une abondante faune à cachet plus littoral. Mais néanmoins, la zone à Praeglobotruncana helvetica est bien marquée par l'apparition et l'extinction de l'espèce-index ; ce taxon est également accompagné de P. praehelvetica et de Dicarinella imbricata.

Les calcaires des termes 1 et 2, ainsi que du terme 6 sont des biomicrites à calcisphères, à Pithonelles et à spicules de spongiaires en quantité variable mais généralement abondante, et disposés le plus souvent parallèlement au plan de stratification. L'observation de phénomènes de bioturbation y est fréquente.

Les calcaires à accidents siliceux (termes 3, 4, 5) sont micritiques et suivant les niveaux, riches en coquilles d'Exogyres, de gastéropodes ou fragments d'algue. Quartz et glauconie sont fins et leurs pourcentages restent faibles (3 à 5 % pour le quartz, voisin de 1 % pour la glauconie), alors qu'ils atteignent, dans le terme 7, des valeurs beaucoup plus élevées (10 et 20 %).

Un aperçu de ces bancs calcaires, presque jointifs, est donné par la photographie 2 de la planche I. Des vues plus détaillées de ces faciès (planche IV) permettent de voir la diversité des silicifications : formes très irrégulières (ph. 1) ou en mince lit horizontal (ph. 2).

Les débris d'algues observés dans cette succession sont particulièrement nombreux à certains niveaux (50 à 60 sections au cm^2). Il s'agit d'une espèce nouvelle d'algue verte calcaire de la famille des Udoteaceae (Chlorophyceae), appartenant au genre Halimeda : Halimeda elliotti. Son étude a été faite en collaboration avec M. RIOULT (M. CONARD et M. RIOULT, 1977).

Les caractères morphologiques et anatomiques distincts de cette espèce permettent de l'individualiser nettement au sein du genre Halimeda. La diagnose de cette algue est la suivante : "Algue calcaire à port d'Halimeda, à thalle multiaxial, composé de cladomes cylindriques d'au moins trois tailles, se succèdant par dichotomie à 45-50° de l'axe et 80-90° d'angle de divergence entre les rameaux-fils, accompagnée par une réduction du diamètre d'ordre 2 ; le diamètre moyen varie de 1 000 à 200 µm pour une longueur moyenne des articles oscillant entre 1 500 et 250 µm ; zone médullaire à diamètre approchant la moitié du diamètre total, composée d'un faisceau de filaments axiaux, non cloisonnés, relativement grossiers, serrés et subparallèles à l'axe ; cortex plus fortement calcifié, surtout dans les cladomes proximaux, traversé par des filaments corticaux dont le diamètre se réduit successivement de moitié, d'abord à partir des filaments médullaires et par la suite, à chaque dichotomie pouvant atteindre le 4° ordre ; ces filaments corticaux débouchent à la surface du manchon cortical par des pores alignés en verticilles".

Des sections transversales, axiales, obliques d'articles de 1° et 2° ordre, ainsi qu'une bifurcation dans un article de 1° ordre sont illustrées sur les photographies 3 et 4 de la planche III. On peut noter le diamètre de la zone médullaire axiale par rapport au cortex calcifié, l'allure des filaments médullaires, peu enchevêtrés, presque parallèles, et des filaments corticaux qui aboutissent perpendiculairement à la surface externe du cortex.

Aucune différenciation anatomique susceptible d'indiquer la présence d'organes internes de reproduction n'a été observée dans le thalle. Il est toutefois vraisemblable que, dès le Turonien, les vésicules gamétogènes étaient externes comme chez les Halimeda actuelles et qu'elles se différenciaient à partir de verticilles privilégiés, peut-être à la limite des cladomes, au niveau des articulations. De toute façon, ces vésicules gamétogènes externes, non calcifiées, avaient peu de chance de se fossiliser.

Cette algue serait l'espèce la plus ancienne du genre Halimeda, représenté au Tertiaire par des taxons du groupe praemonilis et actuellement par des formes du groupe incrassata-monile.

Les espèces crétacées sont essentiellement mésogéennes et la majorité d'entres elles sont connues sur le pourtour de la Méditerranée actuelle : Espagne, Sud de la France, Carpathes, Anatolie, Syrie, Kurdistan, Arabie, Egypte, Somalie, Lybie, Algérie, Maroc ; d'autres sont mentionnées au Texas et à Cuba (G.F. ELLIOT, 1981).

Halimeda elliotti a été retrouvée en de nombreuses localités de Haute-Provence, depuis La Palud-sur-Verdon à l'Ouest du col du Pous, jusqu'à Gréolières vers l'Est. Sa position stratigraphique se situe toujours dans la partie inférieure à médiane du Turonien.

Toute une faune fossile permettant de mieux appréhender l'environnement accompagne ces débris végétaux. Aux débris d'algues calcaires sont associés des bioclastes et des coquilles entières, dont les plus fréquents sont les suivants :

- des tubes de Serpulidae, à section circulaire ou plus rarement triangulaire, isolés ou communément grégaires (Pl. III, ph. 3) ;
- des fragments de bryozoaires rameux ou lamelleux ;
- divers bivalves : Ostreidae, Pectinidae, Arcidae ;
- des tests, plus ou moins usés et corrodés de gastéropodes : Turritellidae (Pl. III, ph. 1) ;
- des éléments squelettiques d'échinodermes (plaques et radioles d'oursins, articles d'ophiures et de crinoïdes) ;
- de rares polypiérites de madréporaires solitaires (Pl. III, ph. 1) ;
- des valves d'ostracodes, isolées ou en connexion ;
- de nombreux tests de foraminifères benthiques (Lenticulina sp., Glomospira sp, Textulariidae).

c. Faciès analogues

Des successions de faciès analogues peuvent être observées en plusieurs localités, à l'Ouest de la région du Pous (fig. 25 et 32).

Près du col de Pinpinier, les calcaires bioclastiques à Exogyres, à gastéropodes, à bryozoaires et à silex affleurent largement. Au-dessus viennent des calcaires noduleux, surmontés eux-mêmes par une dizaine de mètres de marnes et de sables glauconieux. Des analyses

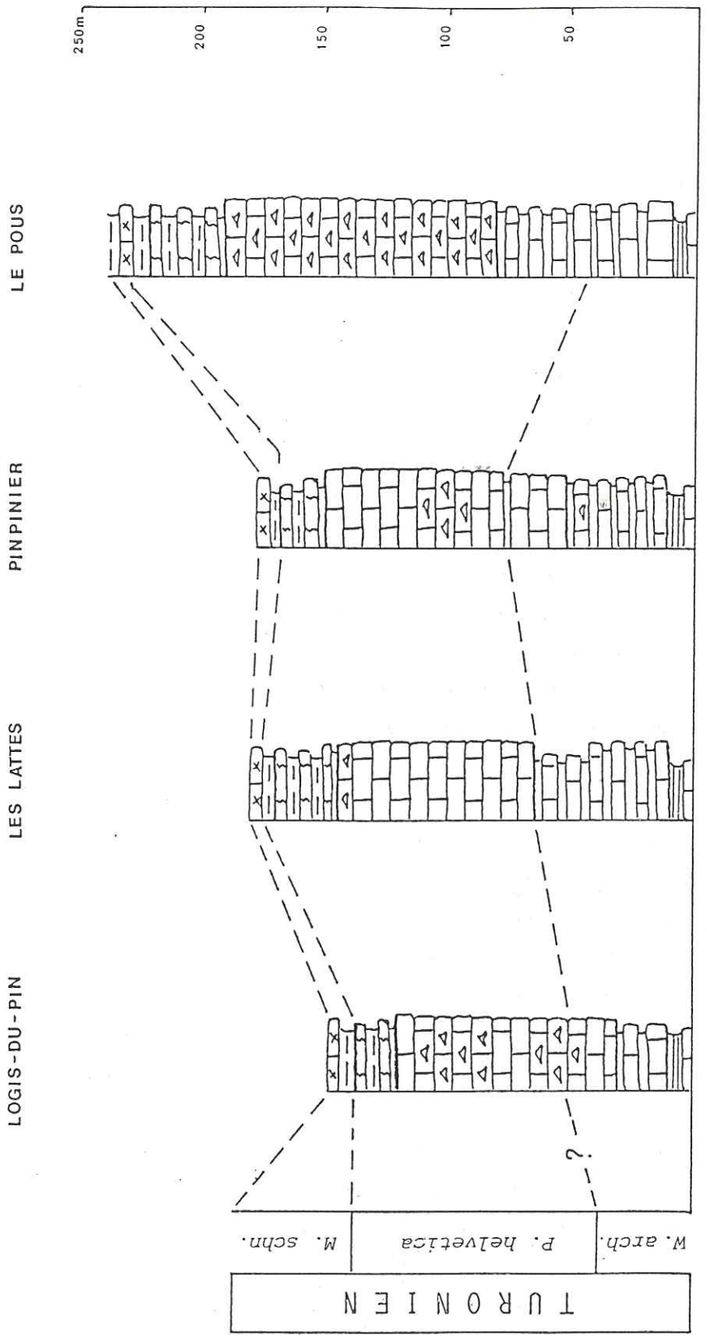


Fig. 32. Corrélations entre le Turonien du Logis-du-Pin, des Lattes, du col de Pinpinier et du col du Pous.

isotopiques ont été effectuées sur les minéraux glauconieux des derniers horizons ; les résultats sont donnés au chapitre VIII. Ces horizons sont datés par les Globotruncanidae de la zone à Marginotruncana schneegansi, c'est-à-dire du Turonien supérieur-Coniacien basal. Ils sont en effet interstratifiés entre des marnes à Praeglobotruncana helvetica, P. praehelvetica, Dicarinella imbricata, et des niveaux qui ont livré notamment Archeoglobigerina cretacea et Marginotruncana paraconcavata, espèces caractéristiques du Coniacien, associées à M. coronata, M. marginata et M. pseudolinneiana.

Au Nord des Lattes, la route conduisant vers St-Auban, recoupe les calcaires massifs à Exogyres, à gastéropodes et à rognons siliceux ; Praeglobotruncana helvetica y a été reconnue en section. Les marnes et les calcaires noduleux sus-jacents présentent des horizons riches en gastéropodes et un niveau bréchique. La partie terminale du Turonien est masquée en partie par la végétation ; seuls sont visibles de petits affleurements de calcaires glauconieux.

A quelques kilomètres de là, au Sud des Baumettes, les calcaires à silex, et à gastéropodes, ont livré également des fragments de bryozoaires et de nombreux articles dissociés d'Halimeda elliotti.

Près du Logis-du-Pin, en bordure de la Route Napoléon, la série turonienne présente des faciès semblables. Le terme inférieur est constitué par des marnes et des calcaires où abondent les Exogyres (Planche II, ph. 3). Il est surmonté par des calcaires massifs à accidents siliceux riches en bryozoaires, foraminifères benthiques (Textularia sp., Glomospira sp.), articles d'Halimeda elliotti (Planche III, ph. 2). Viennent au-dessus des marnes et des calcaires noduleux, puis des calcaires sableux et des sables glauconieux à Turritellidae. Ces gastéropodes ont été envoyé au professeur H. A. KOLLMANN du Muséum de Vienne ; ils appartiennent au genre Turritella, mais leur mauvais état de conservation n'a pas permis une détermination spécifique. Néanmoins, ces niveaux glauconieux peuvent, en toute vraisemblance, être attribués au Turonien terminal-Coniacien basal, par analogie de leur position lithostratigraphique avec les calcaires sableux et glauconieux observés au sommet des séries du Pous ou du col de Pinpinier. Ces mêmes horizons glauconieux, riches en Turritelles affleurent également à quelques kilomètres de là, près du petit village de La Doire.

On peut encore rattacher à ces faciès, les formations turoniennes situées au Sud du Pous, à la Selle d'Andon et dans la région de Gréolières.

Dans ce secteur, la série débute par une vingtaine de mètres de calcaires et de marnes à Exogyres ; viennent au-dessus des calcaires massifs (80 mètres environ) à silex, à Exogyres, à gastéropodes, à bryozoaires et à fragments d'Halimeda, puis des calcaires sableux à gastéropodes. Ces horizons détritiques ont livré, à Gréolières, un galet de rhyolite.

Toutes ces séries turoniennes présentent des termes médians (zone à P. helvetica) à faciès très carbonaté, à accidents siliceux et riches d'une faune caractérisant un domaine marin ouvert relativement peu profond, se situant vers la partie distale de la plate-forme. Ces faciès sont surmontés par un ensemble de marnes et de calcaires noduleux, mal stratifiés, et par des niveaux sablo-glauconieux dont la sédimentation se poursuit au Coniacien basal. Les termes supérieurs du Turonien montrent des épaisseurs très réduites.

D. SECTEUR MERIDIONAL : Le Turonien du Bourguet

a. Description

Le Turonien affleure aux environs du village du Bourguet, au Sud de ce village, au niveau du vallon de Ste-Sille, mais aussi au Nord près de la chapelle St-Thyrs, ainsi que dans les Bois du Défens. La succession est la suivante (fig. 33) :

1 - Marnes et calcaires argileux à patine banche, riches en Exogyres (20 m).
2 - Calcaires bioclastiques gris, à patine rousse (50 m).
3 - Calcaires noduleux, mal stratifiés, souvent à patine blanche (10 m).
4 - Calcaires sableux verdâtres, bien lités, riches en Turritellidae parfois alignés (15 m).

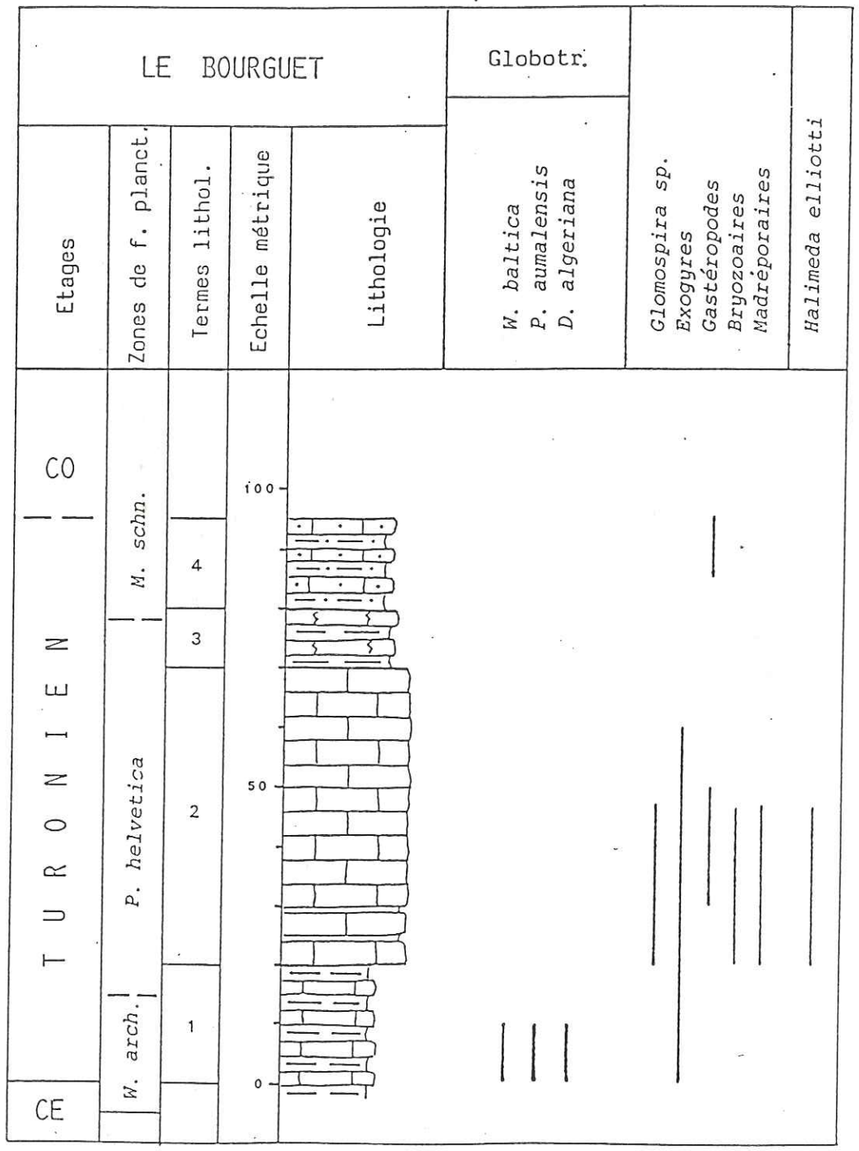


Fig. 33. Coupe synthétique du Turonien du Bourguet.

b. Interprétation

Les marnes du terme 1 ont livré de nombreux ostracodes, des Ataxophragmidae, des Nodosariidae, quelques Globotruncanidae que l'on rencontre communément près de la limite Cénomanien-Turonien (zone à Whiteinella archeocretacea), notamment Dicarinella algeriana qui apparait dans les coupes voisines simultanément avec Dicarinella hagni à la base du Turonien.

Les calcaires du terme 2 sont micritiques et renferment de nombreux fragments ou des tests entiers de gastéropodes, de lamellibranches, de bryozoaires, de madréporaires et de Serpulidae ; la microfaune est constituée de foraminifères à test agglutiné, de Glomospira sp., de Miliolidae ; des articles d'Halimeda ellioti (algue verte calcaire), parfois usés et disposés en lits sont associés à toute cette faune.

Les calcaires biodétritiques (terme 4) montrent des grains de quartz assez fins (3 à 400 µm), dont le pourcentage est de l'ordre de 20 %. Ces niveaux détritiques présentent certaines analogies avec les calcaires et sables glauconieux à Turritelles du Logis-du-Pin ; ils occupent par exemple la même position lithostratigraphique et sont attribués pour ces différentes raisons et à défaut de preuves paléontologiques au Turonien terminal.

c. Faciès analogues

Ces calcaires turoniens, facilement reconnaissables par leur richesse en débris organiques (lamellibranches, gastéropodes, bryozoaires, madréporaires) affleurent en plusieurs localités avec une épaisseur variable (fig. 25).

A Bargème, la puissance de ces faciès atteint la centaine de mètres.

A La Roque-Esclapon, à proximité du hameau Valentin, près du pont sur la Bruyère, quelques dizaines de mètres de calcaires riches en débris coquilliers, principalement des Exogyres, sont bien visibles ; ils sont surmontés par des biomicrites où abondent les bryozoaires (planche II, ph. 4).

A une vingtaine de kilomètres, vers le Sud-Est, à Mons, ces calcaires turoniens, bioclastiques et sableux se terminent par un banc à surface irrégulière montrant à certains endroits des accumulations de coquilles d'Ostreidae, ainsi que des fentes de dessication. L'ensemble est recouvert par des microcodiums largement développés.

A La Palud-sur-Verdon, les calcaires à bryozoaires, à Halimeda, etc... sont également carriés par des microcodiums.

On peut rattacher à ces faciès, un petit affleurement d'une dizaine de mètres de puissance, découvert au Sud de Vence, à la faveur de constructions nouvelles. Il s'agit de marnes et de calcaires argileux à Exogyres, sur lesquels reposent quelques bancs de calcaires sableux et bioclastiques riches en Exogyres, gastéropodes, Térébratulidae, bryozoaires, madréporaires, Serpulidae et ostracodes. Dans cette localité, où peu d'affleurements sont visibles maintenant, V. PAQUIER, avait recueilli en 1908, dans des grès grossiers situés au-dessus de calcaires gréseux à Turritelles et lamellibranches, Hippurites requieni MATH. espèce caractéristique de la partie supérieure du Turonien.

Vers l'Est, dans la presqu'ile du Cap-Ferrat, la pointe du Colombier est constituée en partie par des calcaires sableux où abondent les débris d'une faune semblable.

Les calcaires biodétritiques qui semblent terminer la série turonienne, montrent parfois des éléments plus grossiers. Les grains de quartz peuvent avoir une taille de plusieurs millimètres ; ils sont alors associés à des galets centimétriques de quartzite et de rhyolite, disposés en horizons successifs dans les sédiments turoniens. Cette même nature du matériel et cette distribution épisodique ont été observées en plusieurs endroits : à Comps-sur-Artuby, entre Bargème et La Bastide, près de Mons, en bordure de la Route Napoléon au débouché du vallon de la Combe d'Andon, au Sud et à l'Est du village de Brenon (fig. 25).

Macrofaune, microfaune, flore caractérisent des milieux de dépôts de plate-forme proximale. L'existence d'un continent voisin

est également indiquée par la présence de produits terrigènes, parfois grossiers.

E. CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DU TURONIEN

L'étude des foraminifères planctoniques, dans ce domaine subalpin méridional, a permis de mettre en évidence pour le Turonien, surtout repéré jusqu'à présent par son faciès très carbonaté, trois biozones de Globotruncanidae, ainsi que les limites de l'étage qui ne correspondent pas précisément au changement de lithologie. L'extension verticale, selon leur ordre d'apparition, de toutes les espèces observées, est présentée sur la figure 34.

La première biozone (zone à Whiteinella archeocretacea) se caractérise par le développement des Whiteinelles, certaines issues du Cénomanien (W. baltica, W. brittonensis, W. paradubia), d'autres nouvelles (W. aprica, W. archeocretacea) ; ces formes à loges globuleuses constituent une grande part des morphotypes appelés "grosses Globigérines".

Au sein de cette zone se situe la limite avec le Cénomanien, marquée par l'apparition d'une espèce bicarénée : Dicarinella hagni, accompagnée généralement de D. algeriana.

Peu après cette limite, disparait Praeglobotruncana stephani, commune au Cénomanien.

Praeglobotruncana helvetica, mondialement connue et facilement reconnaissable, est l'espèce marqueur de la deuxième zone turonienne, délimitée par l'extension totale de ce taxon. Elle est en règle générale associée à P. praehelvetica et Dicarinella imbricata, dont l'apparition est légèrement antérieure.

Au cours de cette période s'éteignent les Praeglobotruncana héritées du Cénomanien (P. gibba, P. aumalensis), ainsi que Whiteinella baltica, et apparaissent les premières Marginotruncana (M. renzi, M. sigali, M. schneegansi). La fin de cette zone est bien marquée par l'extinction simultanée de D. algeriana, D. hagni, P. praehelvetica et P. helvetica.

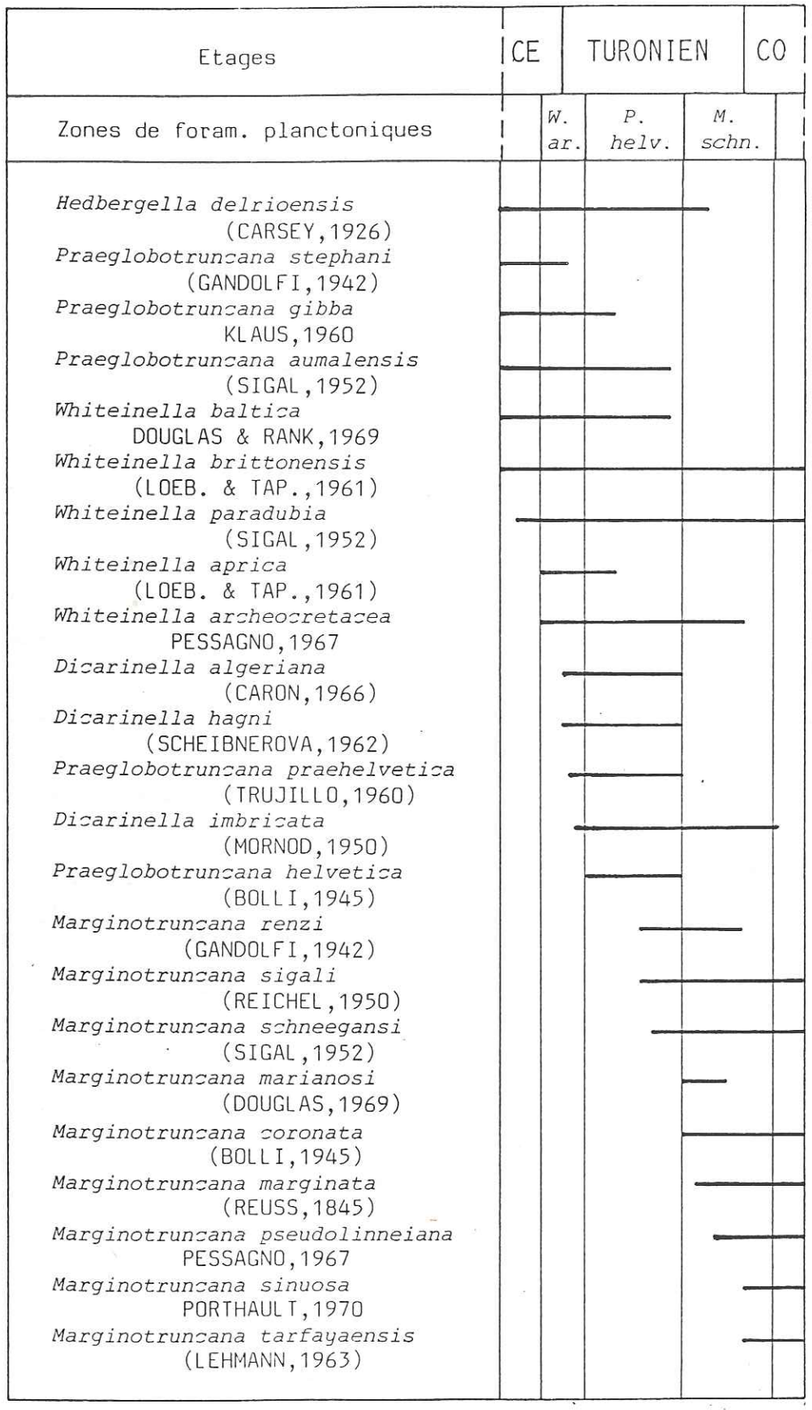


Fig. 34. Répartition stratigraphique des Globotruncanidae turoniens en domaine subalpin méridional.

La troisième biozone du Turonien, intervalle compris entre la disparition de P. helvetica et l'apparition de l'espèce coniacienne Dicarinella concavata, est surtout caractérisée par l'essor des Marginotruncana ; à côté des premiers représentants de ce genre apparus précédemment, se développent d'abord M. marianosi et M. coronata, puis M. marginata et M. pseudolinneiana.

La limite avec le Coniacien est clairement établie par l'apparition d'une association d'espèces nouvelles, notamment de Marginotruncana (M. sinuosa, M. tarfayaensis, M. paraconcavata), ainsi que par l'extinction de M. renzi.

IV. CONIACIEN

A. EXTENSION DES FORMATIONS CONIACIENNES ET LOCALISATION DES COUPES

En raison des érosions post-crétacées, le Coniacien affleure beaucoup moins largement dans le domaine étudié que le Cénomanien et le Turonien (fig. 35). Présentant dans sa presque totalité, des faciès marno-calcaires, localement sablo-glauconieux, il est très difficile de le distinguer du Santonien auquel il a généralement été associé. Le lever d'une dizaine de coupes dont la localisation est indiquée sur cette même figure a permis de préciser les limites de cet étage, grâce notamment aux associations de Globotruncanidae.

De nouvelles données stratigraphiques avaient été apportées par P. DONZE et al. (1970) sur la région de Puget-Théniers (moyenne vallée du Var) par l'étude détaillée de la microfaune (foraminifères et ostracodes).

Le secteur de La Rochette avait fait également l'objet de recherches par Y. EL KHOLY (1972), secteur caractérisé par son faciès de type "silto-détritique".

Au point de vue biostratigraphique, le Coniacien, étage relativement de courte durée (environ 2 millions d'années), est à cheval sur deux zones de foraminifères planctoniques. A sa partie basale correspond la fin de la biozone à Marginotruncana schneegansi, développée au Turonien. Les termes plus élevés sont définis par l'apparition d'une nouvelle espèce de Dicarinelle : biozone à

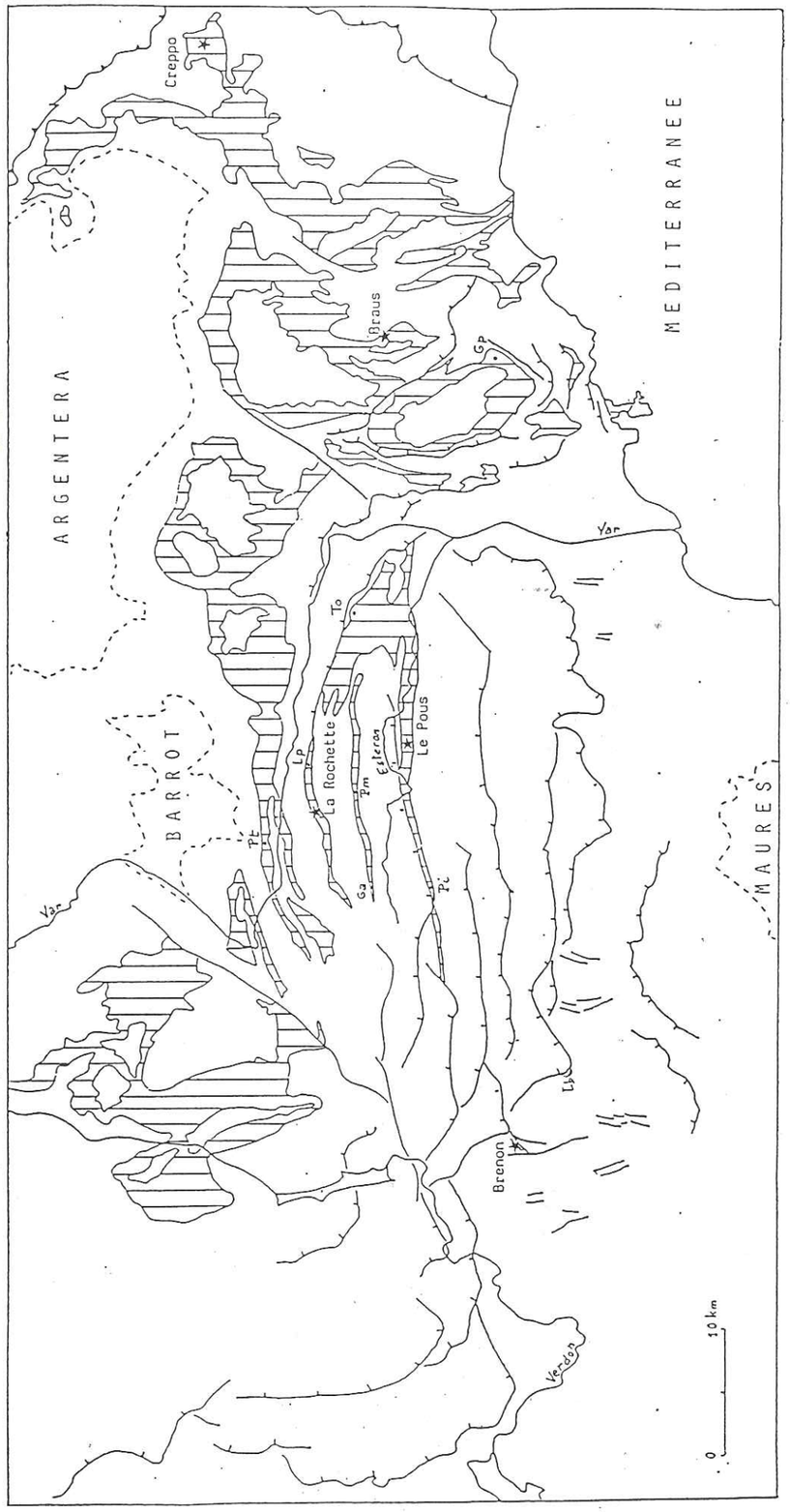


Fig. 35. Extension des formations coniaciennes et position géographique des coupes étudiées (★ coupes de référence).
Ga Gars, Gp La Grave-de-Peille, Lb La Bastide, Lp La Penne, Pi Pinpinier, Pm Pont des Miolans, Pt Puget-Théniers,
To Toudon.

D. concavata. La limite avec le Turonien est bien marquée d'un côté par l'extinction de M. renzi, de l'autre par la présence d'une association de taxons nouveaux, en particulier M. sinuosa, M. tarfayaensis, M. paraconcavata. La disparition de certaines espèces de Marginotruncana permet de saisir le passage au Santonien.

B. PROVINCE NORD-ORIENTALE

Les coupes du col de Braus, de Creppo, de La Rochette (et de La Penne) permettent d'étudier les faciès de ce secteur (fig. 35).

1. Le Coniacien du col de Braus

a. Description

Les formations coniaciennes ont été étudiées sur les versants du massif du Braus, où elles reposent en continuité sur les assises turoniennes décrites précédemment. On distingue de bas en haut (fig. 36) :

1 - Calcaires, en bancs demi-métriques à métriques, à joints marneux (20 m).

2 - Calcaires présentant plusieurs horizons d'accidents siliceux (11 m).

3 - Calcaires bien lités, en bancs décimétriques (22 m).

4 - Calcaires en bancs décimétriques à demi-métriques, riches en pistes diverses, en débris de coquilles, en Echinides généralement déformés (25 m).

5 - Calcaires en bancs décimétriques, à minces interlits marneux (42 m).

6 - Calcaires lités en bancs décimétriques, parfois faiblement détritiques (18 m).

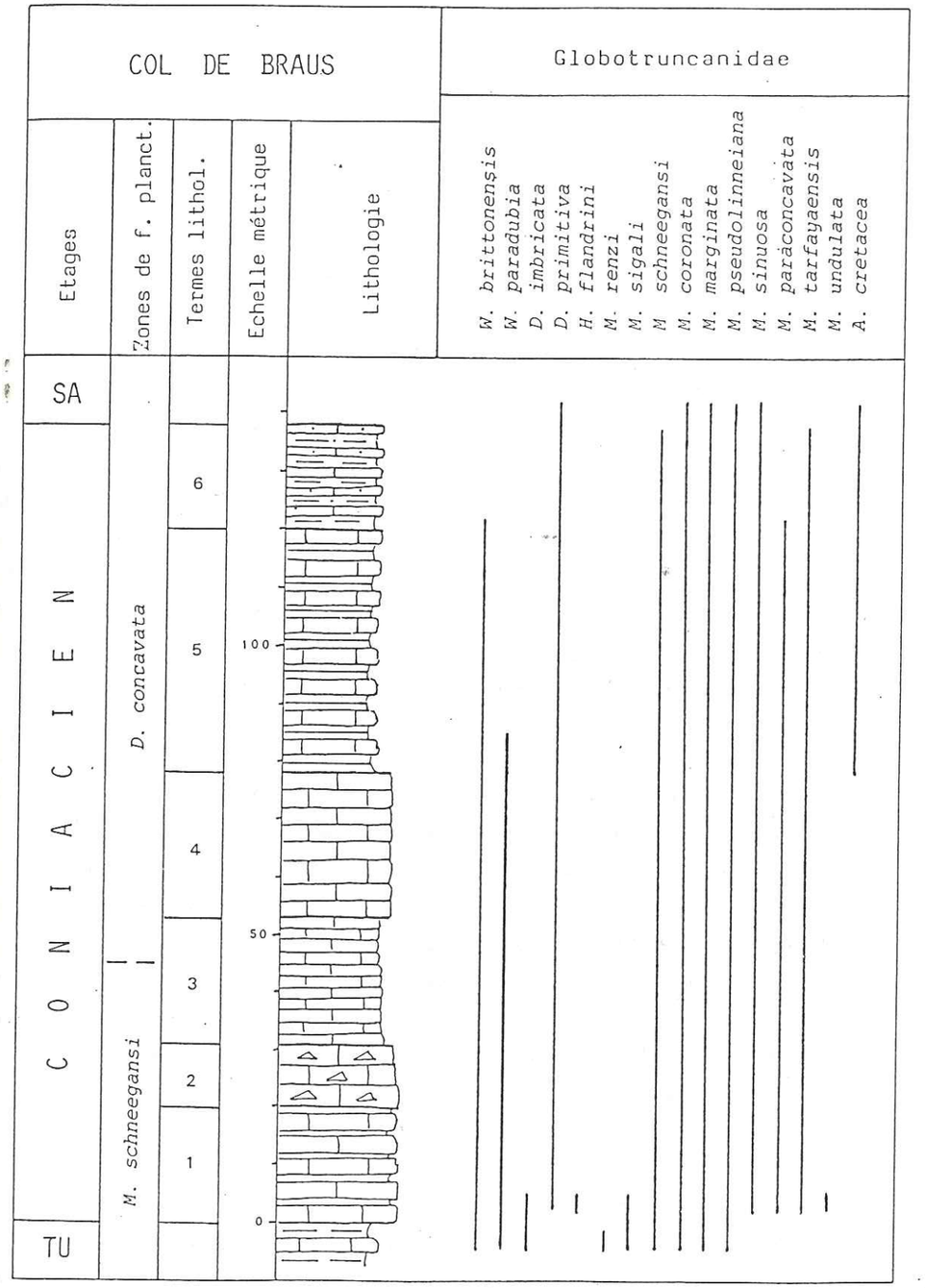


Fig. 36. Coupe du Coniacien du col de Braus.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

b. Interprétation

Tous ces calcaires sont des biomicrites à spicules de spongiaires, parfois en quantité importante, et à foraminifères planctoniques (planche V, ph. 3) , sauf dans le terme 6, où certains horizons sont en outre finement sableux (10 % de grains de quartz de taille inférieure à 100 µm), et parfois légèrement glauconieux (3 % de grains de glauconie de taille inférieure à 150 µm).

Le Coniacien basal est bien caractérisé par la disparition de M. renzi et par l'apparition de M. sinuosa, M. paraconcavata, M. tarfayaensis et M. undulata.

En l'absence de Dicarinella concavata, taxon-index, la présence de D. primitiva est très significative ; elle est accompagnée de nombreuses Marginotruncana, ainsi que de Archeoglobigerina cretacea, premier représentant de ce genre nouveau.

Dans la partie supérieure de la coupe, les sédiments plus détritiques ont livré une microfaune moins abondante ; néanmoins, l'extinction de M. schneegansi et de M. tarfayaensis, précédée par celle de M. paraconcavata, permet d'établir la limite avec le Santonien.

Sur les échantillons de cette série, ont également été recherchés les nannofossiles, étudiés par H. MANIVIT. La correspondance de la répartition des espèces de ces deux groupes micropaléontologiques fait l'objet de la figure 37. La base du Coniacien est indiquée par une petite forme, assez rare, mais caractéristique : Marthasterites furcatus. Les termes élevés de la coupe voient le développement de Micula decussata, très reconnaissable dans le Bassin de Paris au Coniacien supérieur. La limite Coniacien-Santonien est difficile à préciser avec les nannofossiles, car ils sont peu abondants et ceci en raison du faciès détritique.

c. Faciès analogues

Ces faciès marno-calcaires, où les bancs calcaires sont nettement prédominants sur les niveaux marneux, s'observent également vers le Sud du col de Braus, près de La Grave-de-Peille (à 1 km environ

Etages		TU	CONIACIEN	SA
Zones de foram. plancton.		*M. schneeg.* | *D. concavata*		
Globotruncanidae	*Whiteinella brittonensis*	—		
	Whiteinella paradubia	—		
	Dicarinella imbricata	—		
	Dicarinella primitiva		—	
	Marginotruncana renzi	—		
	Marginotruncana schneegansi	—		
	Marginotruncana sigali	—		
	Marginotruncana coronata	—		
	Marginotruncana marginata	—		
	Marginotruncana pseudolinneiana	—		
	Marginotruncana sinuosa	—		
	Marginotruncana paraconcavata	—		
	Marginotruncana tarfayaensis	—		
	Marginotruncana undulata	—		
	Hedbergella flandrini	—		
	Archaeoglobigerina cretacea	—		
Nannofossiles	*Lithastrinus floralis*	—		
	Watznaueria ovata	—		
	Zygodiscus theta	—		
	Lucianorhabdus maleformis	—		
	Microrhabdulus belgicus	—		
	Eiffellithus turriseiffeli	—		
	Microrhabdulus decoratus	—		
	Corollithion exiguum	—		
	Gartnerago obliquum	—		
	Cylindralithus biarcus	—		
	Ahmuellerella octoradiata	—		
	Quadrum gartneri	—		
	Eiffellithus eximius	—		
	Kamptnerius magnificus	—		
	Marthasterites furcatus	—		
	Micula decussata		—	
	Tetralithus obscurus		—	

Fig. 37. Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles (déterm. H. MANIVIT) dans le Coniacien du col de Braus (Alpes-Mmes).

050 031945 4

au Sud-Ouest du village). Là aussi la partie supérieure du Coniacien montre de nombreux horizons de calcaires sableux, finement lités. Les grains de quartz, de taille inférieure à 100 µm, atteignent des pourcentages de 10 à 20 %. Les calcaires sont des biomicrites, souvent bioturbées, riches en spicules de spongiaires, mais à rares foraminifères planctoniques.

Faune et microfaune sont caractéristiques dans ces séries de milieux de dépôts de mer ouverte, mais avec néanmoins de fins apports d'éléments détritiques, vraisemblablement dûs à des courants, plus importants dans la partie supérieure de l'étage.

2. Le Coniacien de Creppo

Près de Creppo, dans la "Valle negre", les assises coniaciennes reposent sur les calcaires massifs turoniens. Elles sont constituées par des calcaires gris, durs, bien lités en petits bancs, sur environ 80 m d'épaisseur. Ces calcaires micritiques sont riches en calcisphères, Pithonelles, débris d'Inocérames, et permettent de reconnaitre quelques Globotruncanidae : Whiteinella brittonensis, Marginotruncana cf. marginata, M. cf. coronata, et M. cf. pseudolinneiana ; cet assemblage pouvant caractériser le Coniacien.

3. Le Coniacien de La Rochette

a. Description

En bordure de la petite route (D 10) qui va de La Rochette au village de St-Pierre, les terrains coniaciens succèdent en continuité aux assises turoniennes décrites antérieurement. On distingue de bas en haut (fig. 38) :

1 - Marnes grises à bancs décimétriques de calcaire argileux, dans lesquels ont été recueillis deux spécimens de Lewesiceras sp. (40,50 m).

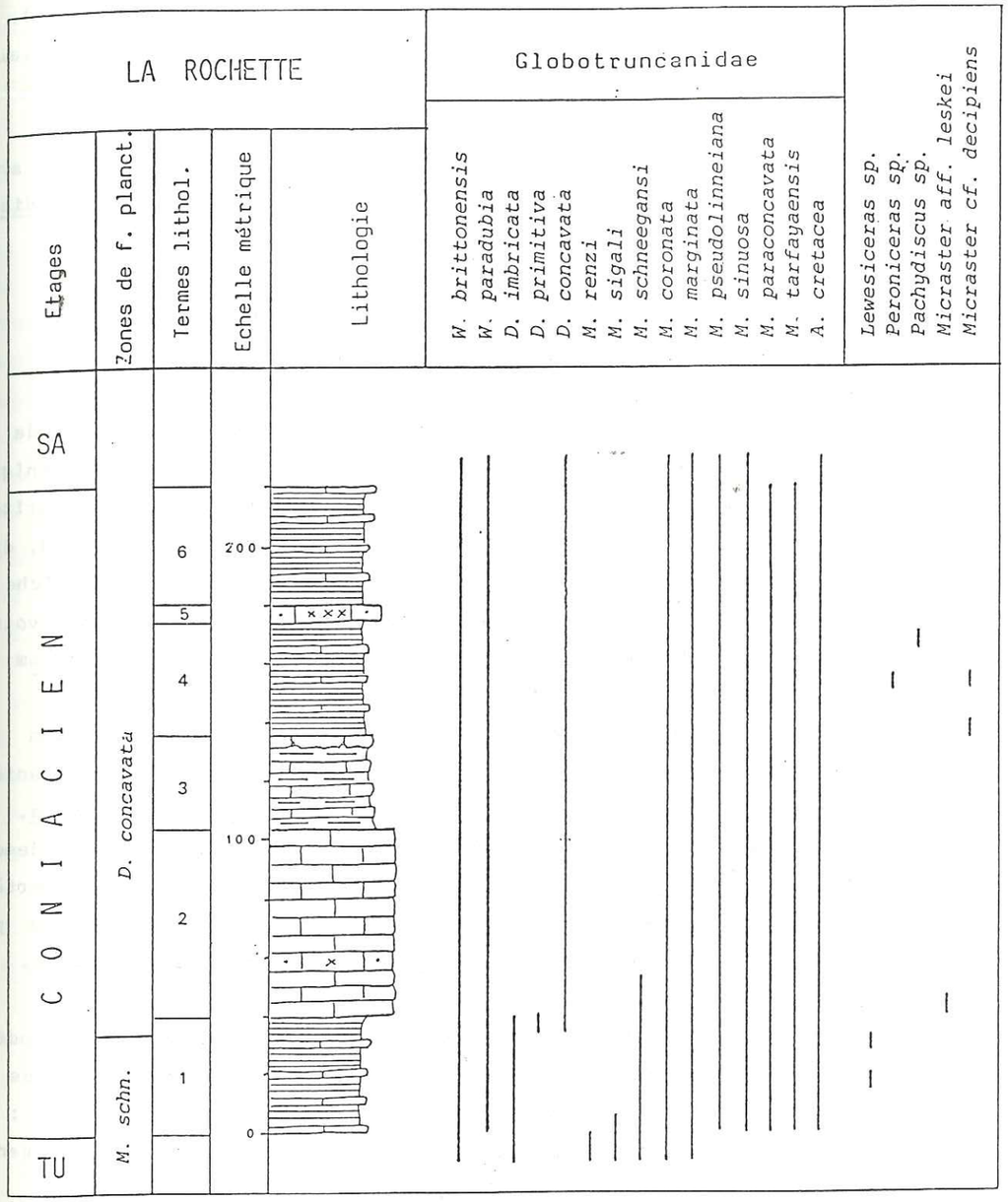


Fig. 38 . Coupe du Coniacien de La Rochette.

2 - Calcaires en bancs décimétriques à demi-métriques parfois légèrement sableux et glauconieux (64 m).

3 - Calcaires et marnes alternant, riches en spongiaires (32,50 m) et dont la partie terminale montre des figures de glissement (Pl. VIII, ph. 3).

4 - Marnes à bancs calcaires décimétriques (38 m), ayant livré deux Ammonites (Peroniceras sp. et Pachydiscus sp.)

5 - Calcaires sablo-glauconieux (6 m).

6 - Marnes à bancs calcaires décimétriques (40 m).

b. Interprétation

Tous ces calcaires sont des biomicrites à spicules de spongiaires, souvent très abondants, et à foraminifères planctoniques peu nombreux. Dans le terme 2, ces micrites présentent quelques horizons chargés en éléments quartzeux (10 à 15 %) et glauconieux (3 à 5 %), dont la taille est inférieure à 200 µm. Le terme 5 est encore plus riche en grains de quartz (20 %), le pourcentage de la glauconie restant voisin de 5 % ; la taille de ces grains demeure faible, inférieure à 100 µm.

Au point de vue microfaunique, le Coniacien est bien marqué, à sa base, par une nouvelle association de Globotruncanidae comprenant notamment Marginotruncana sinuosa, M. paraconcavata, M. tarfayaensis et Archeoglobigerina cretacea. Puis apparait rapidement Dicarinella concavata, taxon marqueur de zone, accompagné de son cortège de Marginotruncana. La limite avec le Santonien est indiquée par l'extinction des deux espèces : M. paraconcavata et M. tarfayaensis.

Ces assises coniaciennes ont livré quelques céphalopodes dont la détermination spécifique n'a pas encore été effectuée. Dans la partie inférieure, deux spécimens de Lewesiceras ont été récoltés ; en position stratigraphique plus élevée, un représentant du genre Peroniceras et un Pachydiscus ont également été trouvés.

Plusieurs Echinides, assez bien conservés ont aussi été recueillis dans cette succession. Il s'agit de Micraster aff. leskei (DES MOULINS) récolté dans les termes inférieurs de la coupe et de

Micraster cf. decipiens (BAYLE) dans les niveaux sus-jacents (détermination O. de VILLOUTREYS). Dans leur étude récente sur les Micraster de Picardie, B. DAVID et M. FOURAY (1984) indiquent que M. leskei, espèce caractéristique du Turonien supérieur, existe encore au début du Coniacien, mais en faible abondance ; quant à M. decipiens, il caractérise le Coniacien, les premiers individus apparaissant très légèrement sous la limite inférieure de cet étage.

Cette coupe de La Rochette avait été étudiée antérieurement par Y. EL KHOLY (1972). Les limites de l'étage établies ci-dessus ne correspondent pas tout à fait à celles reconnues auparavant. La taxinomie différente des espèces observées par cet auteur, leur faible nombre, rendent difficile des comparaisons précises.

c. Faciès analogues

Des faciès assez semblables à ceux de La Rochette ont été décrits par P. DONZE et al. (1970), dans la vallée de la Roudoule, au Nord de Puget-Théniers.

Dans cette coupe, le Coniacien est constitué par des "calcaires gréso-glauconieux en bancs massifs, entrecoupés de minces lits marneux (5 à 6 m)", puis par une "série alternante et assez monotone de marnes et de marno-calcaires finement gréseux (160 m)". Cet ensemble a livré les mêmes associations de Globotruncanidae qu'à La Rochette, mais aussi quelques Ammonites, en particulier, Peroniceras aff. moureti (DE GROSS.) et Barroisiceras aff. haberfellneri (VON HAUER), espèces caractéristiques du Coniacien.

A quelques kilomètres au Sud de La Rochette, au Pont des Miolans, les dépôts situés au-dessus des assises carbonatées datées du Turonien par la microfaune et juste au-dessous des formations nummulitiques, se présentent également sous un faciès de calcaires et de marnes. Ils ont livré un assemblage de foraminifères planctoniques caractérisant le Coniacien, notamment Archeoglobigerina cretacea, Marginotruncana schneegansi, M. coronata, M. pseudolinneiana, M. marginata, M. sinuosa, M. paraconcavata, M. tarfayaensis.

Un peu plus vers l'Ouest, entre Gars et la chapelle St-Jeannet, affleurent sur une trentaine de mètres des marnes et des

calcaires datés par les Globotruncanidae de la partie inférieure du Coniacien (M. coronata, M. sinuosa, M. paraconcavata, M. tarfayaensis). Ces niveaux succèdent en continuité aux calcaires turoniens, et sont tronqués à leur sommet par les poudingues éocènes.

Vers l'Est, des faciès analogues s'observent en bordure du ruisseau de La Penne, en amont du village du même nom (fig. 39). La photographie 3 de la planche I, donne une illustration de ces faciès marno-calcaires. Le Coniacien est bien daté par les Globotruncanidae, en particulier par l'espèce marqueur de zone Dicarinella concavata ; sa puissance est de l'ordre de 180 m. Mais on peut remarquer ici, à côté des espèces planctoniques, la présence aussi de foraminifères benthiques appartenant à la famille des Nodosariidae ; il s'agit de quelques représentants du genre Neoflabellina, caractérisé notamment par des loges en chevron aux sutures bien développées : N. praerugosa HILTERMANN et N. beaudouiniana (d'ORBIGNY). Ils sont associés, dans les résidus de lavages, à de nombreuses espèces coniaciennes : Dicarinella primitiva, D. concavata, Marginotruncana sigali, M. coronata, M. marginata, M. pseudolinneiana, M. paraconcavata, M. tarfayaensis, M. sinuosa, Archeoglobigerina cretacea.

Dans cette succession, on observe également interrompant l'alternance des marnes et des calcaires, plusieurs faisceaux à structure contournée (au nombre de 6) ; leur épaisseur est variable, de 0,70 m à 6,50 m. Il s'agit en général de fragments de bancs calcaires, en biseaux, plus ou moins contournés, ou en "rouleaux" apparaissant au sein d'un matériel argileux (Planche VIII, ph. 4). Des débris de spongiaires et des Echinides, déformés et en position inverse, ont été récoltés dans ces niveaux. Ces oursins, Micraster aff. decipiens (détermination O. de VILLOUTREYS) ne permettent pas de caractériser, au point de vue chronologique, ces phénomènes de remaniement. Une seule de ces structures contournées a permis une mesure du sens du déplacement ; ce sens est vers le N 70.

On peut noter aussi, toujours à La Penne, dans la partie moyenne de la série, à la base de la zone à Dicarinella concavata, la présence d'horizons successifs de calcaires sableux et glauconieux.

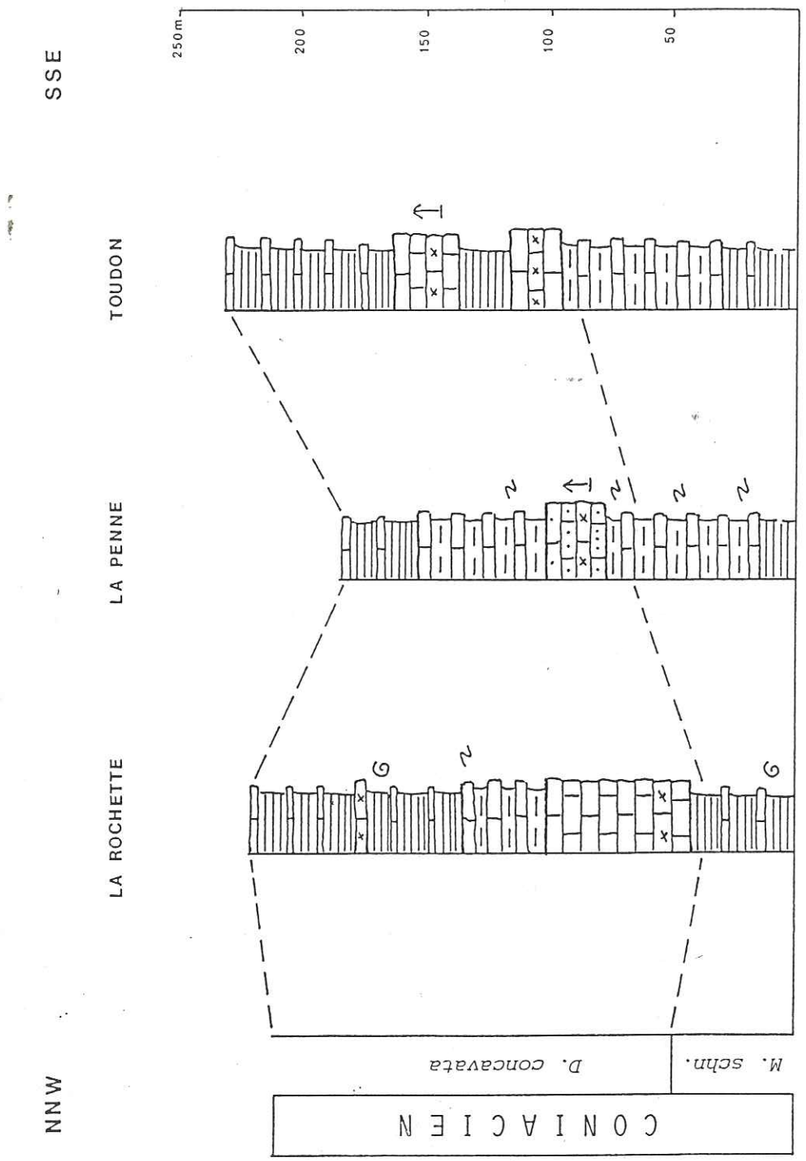


Fig. 39. Corrélations entre le Coniacien de La Rochette, de La Penne et de Toudon.

L'analyse de cet ensemble sédimentaire, puissant de 26 m, montre qu'il est composé de 58 unités lithologiques. Celles-ci présentent en général, trois faciès successifs : calcarénite biodétritique, calcaire ou calcilutite, marne. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 2,30 m, la succession étant parfois incomplète. A la base de la plupart des calcarénites, on observe une surface de discontinuité parfois ornée de formes de ravinement.

Les calcarénites sont souvent riches en spicules de spongiaires. Les éléments quartzeux ont une taille maximale de 150 um ; les pourcentages peuvent atteindre 20 % pour le quartz, 10 % pour la glauconie.

Les calcaires montrent parfois des traces de bioturbation. Ils renferment des spicules de spongiaires et des Radiolaires et peuvent présenter quelques grains de quartz (moins de 5 %, de taille inférieure à 75 um).

Les marnes livrent des foraminifères benthiques, de nombreuses espèces planctoniques, ainsi que quelques paillettes de mica, de rares grains de quartz et de glauconie.

L'analyse microscopique révèle aussi que le pourcentage et la taille maximale des grains de quartz (et de glauconie lorsqu'ils sont présents) décroissent de façon continue de bas en haut à l'intérieur d'une unité ou séquence. Cette décroissance s'effectuant au sein d'un mélange, il y a donc granoclassement vertical, ce qui implique l'existence de courants turbides pour la mise en place de ces sédiments.

Des séquences granoclassées analogues s'observent également à quelques kilomètres plus à l'Est, dans les ravins qui bordent le D 117, au Sud de Toudon. La série coniacienne est bien datée par une microfaune de Globotruncanidae très semblable à celle recueillie dans la série de La Rochette ; on peut noter aussi la présence de Neoflabellina beaudouiniana. Cette succession est représentée par une alternance de marnes et de calcaires dont la puissance est voisine de 230 m (fig. 39). Les séquences granoclassées apparaissent là aussi dans la partie inférieure de la zone à Dicarinella concavata.

L'étude de la faune, constituée essentiellement de formes pélagiques (Inocérames, céphalopodes, Globotruncanidae) et de quelques

espèces benthiques (Echinides, foraminifères à test hyalin), indique que l'environnement était hémipélagique, pouvant correspondre à la limite des domaines de bassin et de plate-forme.

L'empilement de ces séquences granoclassées (turbidites), leur nombre, conduit à penser qu'elles se sont accumulées dans une zone peu déclive, ou au pied d'une pente, comme semblent le prouver aussi les figures de glissement, zone qui pourrait se situer, étant donné le milieu de sédimentation à la base de la pente continentale.

C. BASSIN DE L'ESTERON : le Coniacien du Pous

a. Description

Au Pous, les assises coniaciennes reposent en continuité sur les formations turoniennes étudiées précédemment. On distingue de bas en haut (fig. 40) :

1 - Marnes et calcaires argileux alternant, glauconieux à la base (14,50 m).
2 - Calcaires en bancs demi-métriques, à joints marneux et à accidents siliceux (27,50 m) ; certains horizons sont riches en spongiaires, brachiopodes, lamellibranches et Echinides.
3 - Calcaires plus ou moins noduleux avec des interlits marneux peu épais (55 m).
4 - Marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux (39 m).
5 - Calcaires en bancs demi-métriques, légèrement sableux et glauconieux à la base (9 m).
6 - Alternance de marnes et de bancs calcaires généralement décimétriques (125 m).

b. Interprétation

Cette série marno-calcaire a livré une riche macrofaune constituée de tests entiers ou brisés d'échinodermes (Micraster sp.), de brachiopodes, de fragments de lamellibranches, de bryozoaires, de spongiaires. La microfaune est composée d'ostracodes, de foraminifères

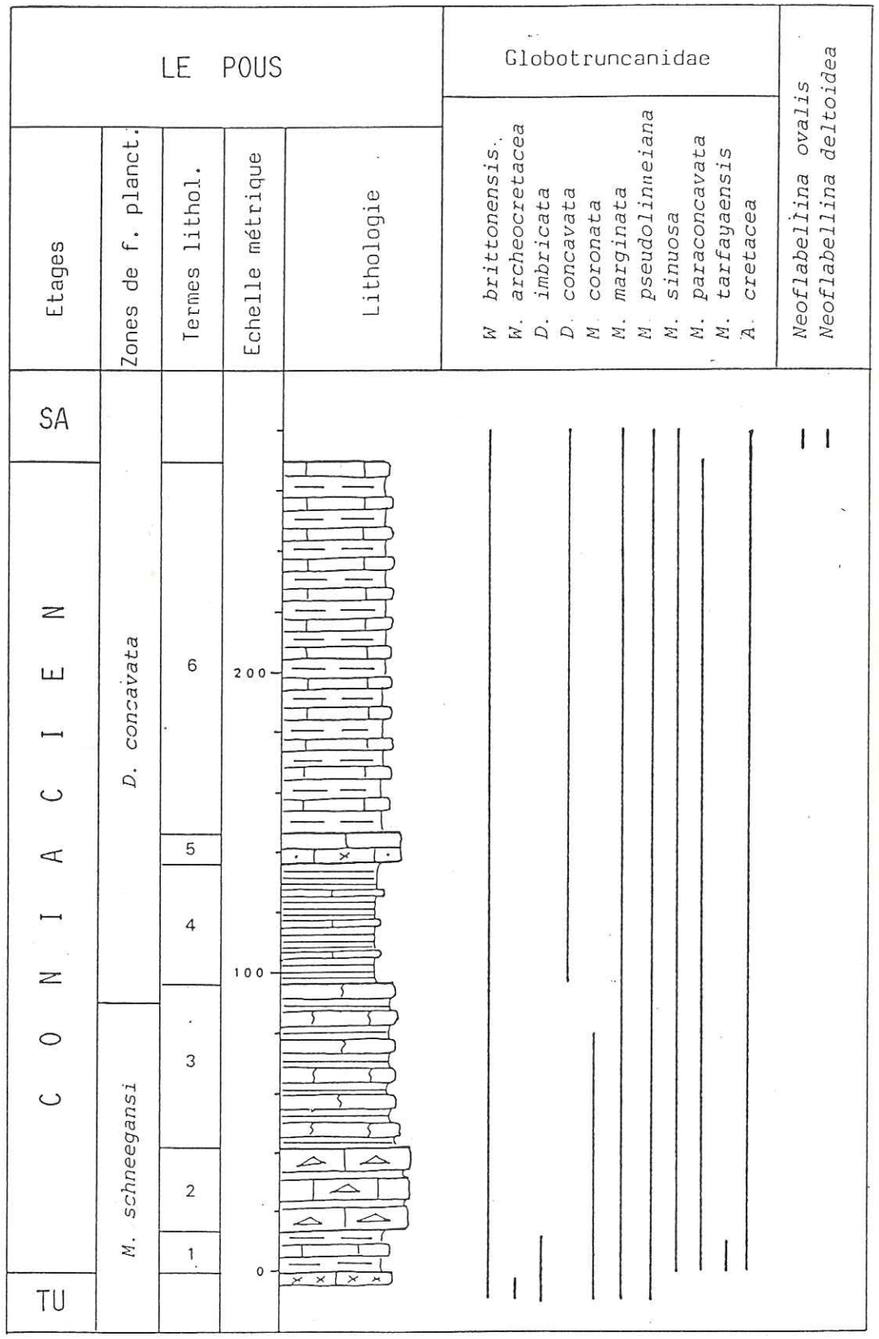


Fig. 40 . Coupe du Coniacien du Pous.

benthiques (Lituolidae, Lenticulina sp., Gavelinella sp.) et planctoniques (Globotruncanidae). Ces derniers sont relativement peu abondants, mais bien caractéristiques du Coniacien, avec l'apparition de Archeoglobigerina cretacea, Marginotruncana paraconcavata, M. sinuosa, M. tarfayaensis, puis plus tard de Dicarinella concavata. L'extinction de M. paraconcavata et la présence de nouvelles espèces de Neoflabellines (N. ovalis) indiquent la limite avec le Santonien.

Les calcaires sont des biomicrites à spicules de spongiaires, montrant de nombreuses traces de bioturbation.

Le terme 5 est représenté par des calcaires faiblement chargés en éléments quartzeux (10 %) et glauconieux (5 %), dont la taille reste inférieure à 250 µm.

c. Faciès analogues

Les mêmes assemblages microfauniques ont été récoltés à une dizaine de kilomètres vers l'Ouest, au col de Pinpinier, où la biozone à Dicarinella concavata a été bien caractérisée. On note également ici, en association avec les Globotruncanidae, plusieurs représentants du genre Neoflabellina : N. praerugosa, N. beaudouiniana et N. deltoidea (WEDEKIND). Cette succession (fig. 41) a livré de nombreux spongiaires, des lamellibranches, des gastéropodes, des Echinides (Micraster sp.) mais aussi deux Ammonites, déterminées par G. THOMEL et datant toutes les deux le Coniacien supérieur. L'une, assez usée, est attribuée à Lewesiceras vaju STOL. ; l'autre, de plus grande taille, s'apparente par l'ensemble de ses caractères observables à Protexanites bourgeoisi (D'ORB.). Ce dernier spécimen a été recueilli dans les calcaires sablo-glauconieux, au sommet de la série coniacienne, à une cinquantaine de mètres des niveaux éocènes discordants. C'est la première fois que cette rare espèce est signalée dans le Sud-Est de la France.

Dans cette partie sommitale, on observe aussi un petit niveau avec des figures de glissement.

Les deux horizons riches en glauconie, situés dans les termes élevés de cette série coniacienne ont fait l'objet d'analyses isotopiques dont les résultats sont regroupés plus loin (chapitre VIII).

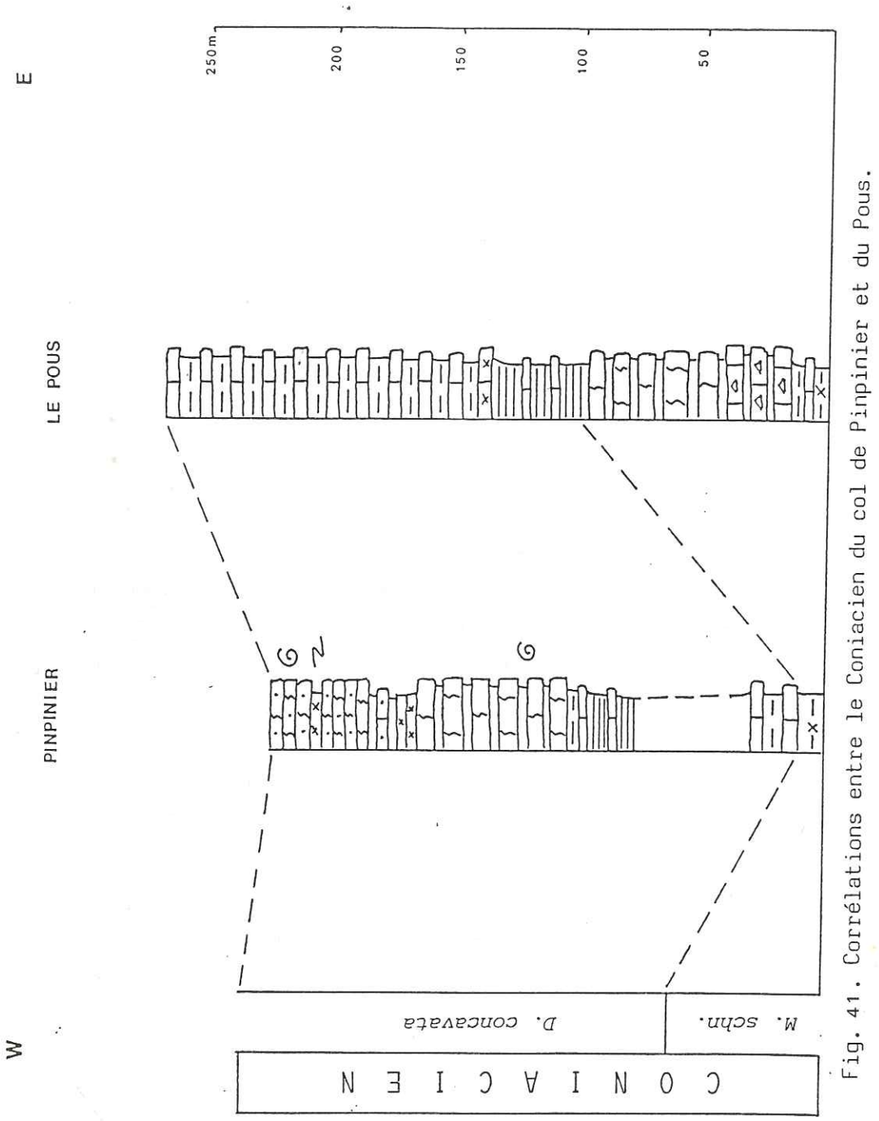


Fig. 41. Corrélations entre le Coniacien du col de Pinpinier et du Pous.

L'abondance et les caractères de la faune, la granulométrie relativement fine des sédiments, l'absence d'apports terrigènes grossiers, la présence de quelques horizons à accidents siliceux, cités fréquemment en domaine de plate-forme externe, sont des critères permettant de situer ces milieux de dépôts dans la zone distale de la plate-forme.

D. SECTEUR MERIDIONAL : le Coniacien de Brenon

a. Description

Les formations coniaciennes ne sont connues dans ce secteur que dans le fossé d'effondrement de Brenon et vraisemblablement près de La Bastide. Cette région située à la limite nord-est du département du Var, est découpée par de nombreuses failles ; aussi la série coniacienne était-elle difficile à observer dans son ensemble. Mais à la faveur de travaux routiers récents, une coupe continue, depuis les calcaires turoniens jusqu'aux niveaux santoniens sus-jacents a pu être levée. Elle est située en bordure de la route (D52) qui mène de Jabron à Brenon, à une centaine de mètres du panneau indicateur de l'entrée du village. On distingue de bas en haut (fig. 42) :

1 - Calcaires gris, à débris coquilliers, prismes d'Inocérames, admettant deux horizons riches en galets centimétriques de quartzite et de rhyolite (1,60 m).
2 - Calcaire argileux et marne très indurée, ayant livré quelques Globotruncanidae (0,40 m).
3 - Calcaire biodétritique gris (1,75 m).
4 - Argile sableuse gris-noir, d'épaisseur non constante (environ 0,25 m).
5 - Calcaire avec deux niveaux à galets (1,20 m).
6 - Calcaire bréchique (0,65 m).
7 - Calcaire à détritisme grano-décroissant, formant deux bancs successifs (0,35 m).
8 - Calcaire sableux avec des passées plus grossières, lenticulaires (0,90 m).

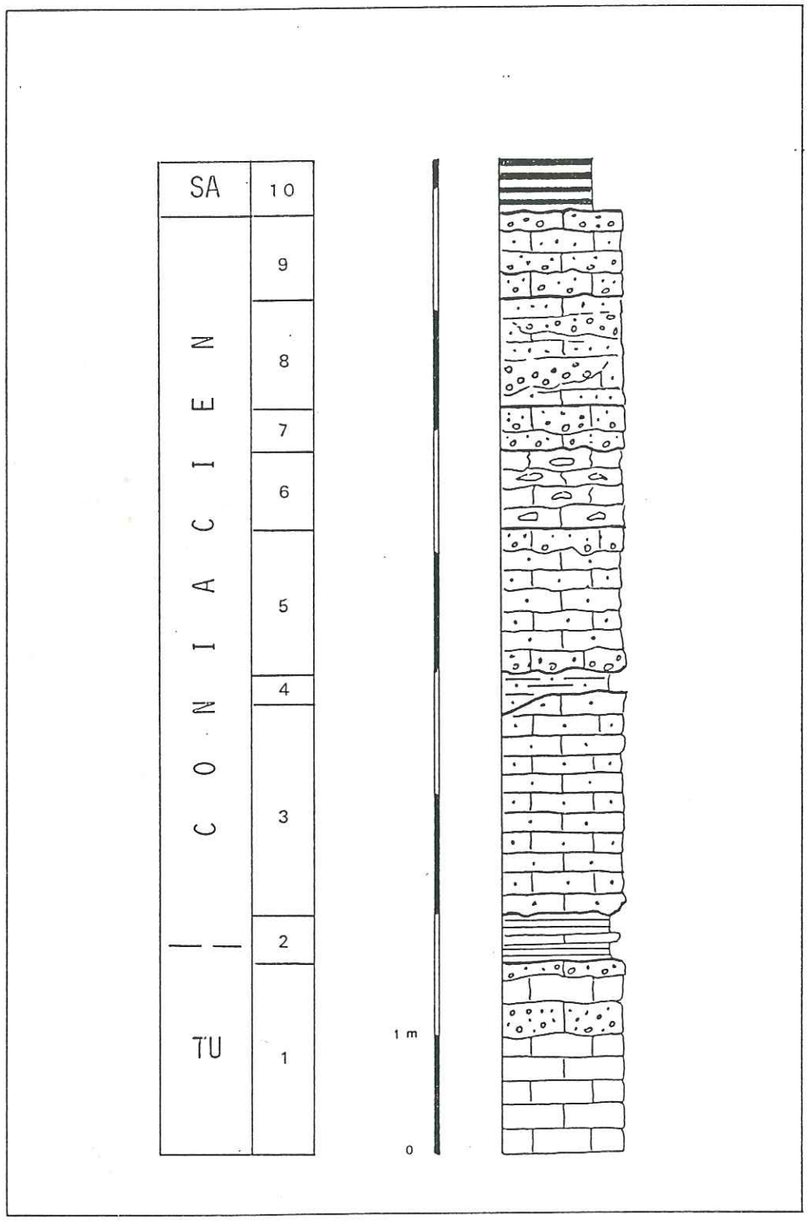


Fig. 42. Coupe du Coniacien de Brenon.

9 - Calcaire sableux en bancs irréguliers, dont la partie basale présente de nombreux galets de quartzite et de rhyolite (0,70 m) ; la surface supérieure du dernier banc est ferruginisée, soulignant le caractère discontinu de la sédimentation.

10 - Argile ligniteuse noire (0,40 m).

b. Interprétation

Le terme inférieur (1) de cette succession est par ses constituants minéralogiques et organiques très comparable aux faciès turoniens décrits dans la série du Bourguet. Les Globotruncanidae, extraits difficilement du petit niveau plus marneux (terme 2) sont peu nombreux et mal conservés ; mais l'assemblage récolté, composé de Dicarinella imbricata, de Marginotruncana marginata, de M. cf. renzi permet d'attribuer à cet horizon un âge proche de la limite Turonien-Coniacien.

Les palynoflores, recueillies dans les argiles ligniteuses situées au sommet de cette série (terme 10) ont été étudiées par J. MEDUS. Elles présentent tous les caractères d'une flore d'âge santonien.

Les assises coniaciennes de la région de Brenon ont donc une épaisseur maximale d'une dizaine de mètres. Elles sont organisées en une succession d'unités lithologiques, à base souvent irrégulière et ravinante, et constituées par des calcarénites biodétritiques. Parmi les bioclastes, on reconnait des fragments de tests de lamellibranches (Exogyres, Inocérames), de gastéropodes, d'Echinides, de bryozoaires, des microforaminifères à test aggluliné. Ces débris d'organismes marins sont plus abondants dans les termes inférieurs de la série, plus rares dans les termes supérieurs (8 et 9). Par contre les apports continentaux, sous forme de lentilles ou d'horizons à galets sont de plus en plus importants et répétitifs en montant dans la série.

Ces calcaires montrant ces venues successives de matériel détritique sont illustrés sur la planche IV (ph. 3 et 4). Les microfaciès de ces calcarénites font l'objet des photographies 1 et 2 de la planche V, où l'on reconnait aisément des éléments quartzeux et rhyolitiques.

Le milieu de sédimentation de ces dépôts est marin, littoral, caractérisant le domaine de la plate-forme proximale.

L'abondance du matériel détritique, la taille des galets, parfois pluricentimétriques, les nombreuses discontinuités sédimentaires, indiquent une reprise de l'érosion, traduisant un rajeunissement assez important de reliefs voisins ; la nature des galets (rhyolite) montre qu'ils appartiennent au cortège volcanique des massifs des Maures et de l'Esterel.

E. CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DU CONIACIEN

Les analyses micropaléontologiques effectuées sur l'ensemble des échantillons récoltés dans cette région subalpine méridionale apportent de nombreuses précisions sur la stratigraphie du Coniacien, mal défini jusqu'à présent. Cet étage est caractérisé pour sa majeure partie, par une seule biozone de Globotruncanidae. La distribution verticale des espèces observées est présentée sur la figure 43, toujours selon leur ordre d'apparition.

La base du Coniacien fait encore partie de la biozone à Marginotruncana schneegansi, qui correspond pour sa plus grande part aux termes supérieurs du Turonien ; elle voit le développement d'un certain nombre d'espèces héritées de cet étage, mais aussi de tout un assemblage de taxons nouveaux. L'apparition de ces derniers permet d'établir clairement la limite entre les deux étages (Marginotruncana undulata, M. paraconcavata, M. tarfayaensis, M. sinuosa, Archeoglobigerina cretacea, Dicarinella primitiva) ; Hedbergella flandrini n'a été observée que très rarement. Le Coniacien est vraiment caractérisé par l'épanouissement du genre Marginotruncana.

Ensuite apparait Dicarinella concavata qui est l'espèce-index de cette nouvelle zone, intervalle compris entre l'apparition de cette espèce-index et l'apparition d'une autre Dicarinelle (D. asymetrica), taxon santonien. D. concavata a été reconnue dans tout le domaine étudié, sauf dans le secteur méridional, à faciès détritique (Brenon). Dès le début de cette biozone disparait

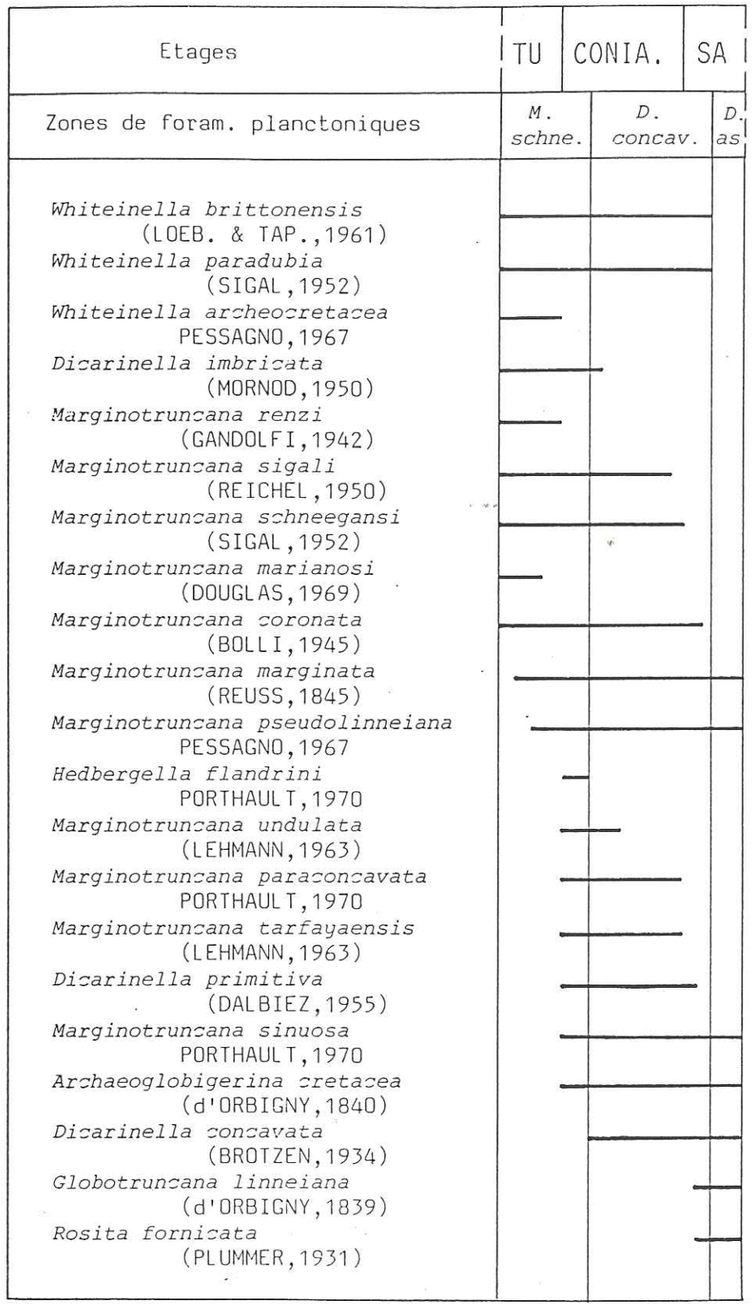


Fig. 43. Répartition stratigraphique des Globotruncanidae coniaciens en domaine subalpin méridional.

D. imbricata, puis M. undulata, et près de la limite supérieure de l'étage M. sigali.

L'extinction de M. schneegansi, M. paraconcavata, M. tarfayaensis indique le passage au Santonien.

V. SANTONIEN

A. EXTENSION DES FORMATIONS SANTONIENNES ET LOCALISATION DES COUPES

Dans le domaine étudié, le Santonien s'étend essentiellement au Nord et à l'Est de la vallée du Var ; au Sud-Ouest de cette rivière, la série est souvent incomplète, tronquée par les poudingues et les calcaires éocènes. Une dizaine de coupes, localisées sur la figure 44 ont été levées dans ces formations constituées en majeure partie de marnes et de calcaires alternant. Les assemblages de Globotruncanidae recueillis ont permis, d'une façon générale, d'apporter des précisions sur la stratigraphie de cet étage.

Le Santonien de Puget-Théniers avait déjà fait l'objet d'une étude microfaunique par P. DONZE et al. (1970).

La région de La Penne et de La Rochette avait également été analysée précédemment au point de vue biostratigraphique par Y. EL KHOLY (1972).

En ce qui concerne les biozones de Globotruncanidae, la base de l'étage correspond à la fin de la zone à Dicarinella concavata, pour sa plus grande part coniacienne. L'extension totale de D. asymetrica, espèce facilement identifiable, définit la biozone suivante.

Le contact avec le Coniacien est marqué par la disparition de représentants appartenant au genre Marginotruncana (M. schneegansi, M. paraconcavata, M. tarfayaensis). La limite supérieure de l'étage coïncide avec celle de la biozone (extinction de D. asymetrica).

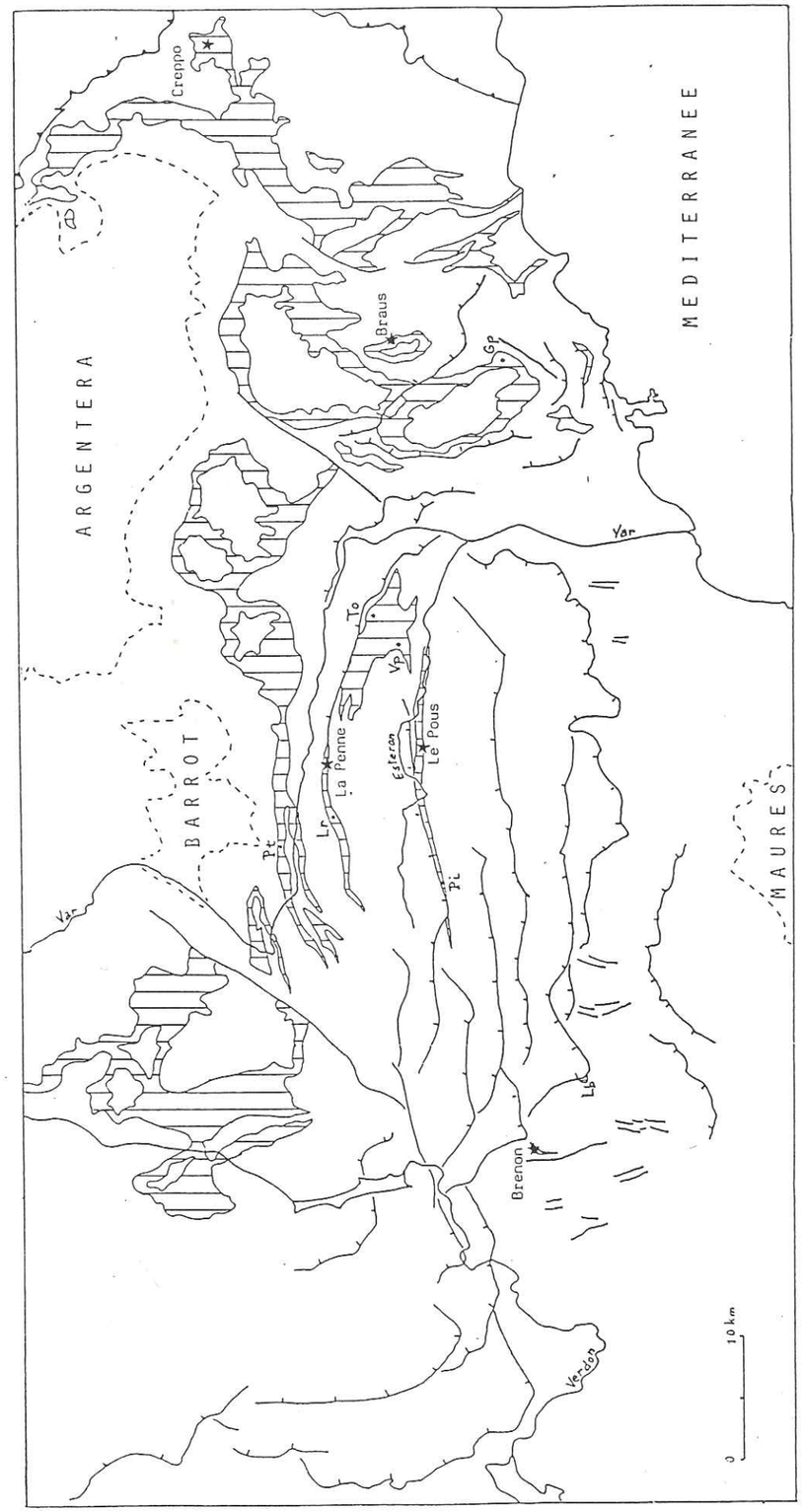


Fig. 44. Extension des formations santoniennes et position géographique des coupes étudiées (★ coupes de référence). Gp La Grave-de-Peille, Lb La Bastide, Lr La Rochette, Pi Pinpinier, Pt Puget-Théniers, To Toudon, Vp Vieux-Pierrefeu.

B. PROVINCE NORD-ORIENTALE

Elle sera étudiée à partir de l'exemple des coupes du col de Braus, de Creppo et de La Penne (fig. 44).

1. Le Santonien du col de Braus

a. Description

Dans le massif du Braus, au-dessus du Coniacien décrit dans les pages précédentes, viennent en continuité les dépôts santoniens. On distingue de bas en haut (fig. 45) :

1 - Calcaires, en bancs décimétriques, parfois sableux (18 m).
2 - Calcaires, en bancs pluridécimétriques, à joints marneux (82 m).
3 - Calcaires, en bancs décimétriques (22 m).
4 - Bancs calcaires et interbancs de calcaire argileux fissile (34 m).
5 - Calcaires et marnes alternant (20 m).
6 - Calcaires en bancs décimétriques groupés en faisceaux, séparés par quelques interlits plus marneux (45 m).
7 - Marnes et calcaires alternant (37 m).

b. Interprétation

Les calcaires de cette succession, sauf ceux du terme 1 légèrement sableux (5 % de grains de quartz, de taille inférieure à 100 µm), sont des biomicrites à spicules de spongiaires et à foraminifères planctoniques (Globotruncanidae et Heterohelicidae).

La limite avec le Coniacien est marquée ici par l'extinction de Marginotruncana schneegansi et de M. tarfayaensis ; les faciès, légèrement détritiques, ayant livré une microfaune peu abondante. Par contre, la limite supérieure de l'étage est clairement indiquée par la disparition de Dicarinella concavata, D. asymetrica, de

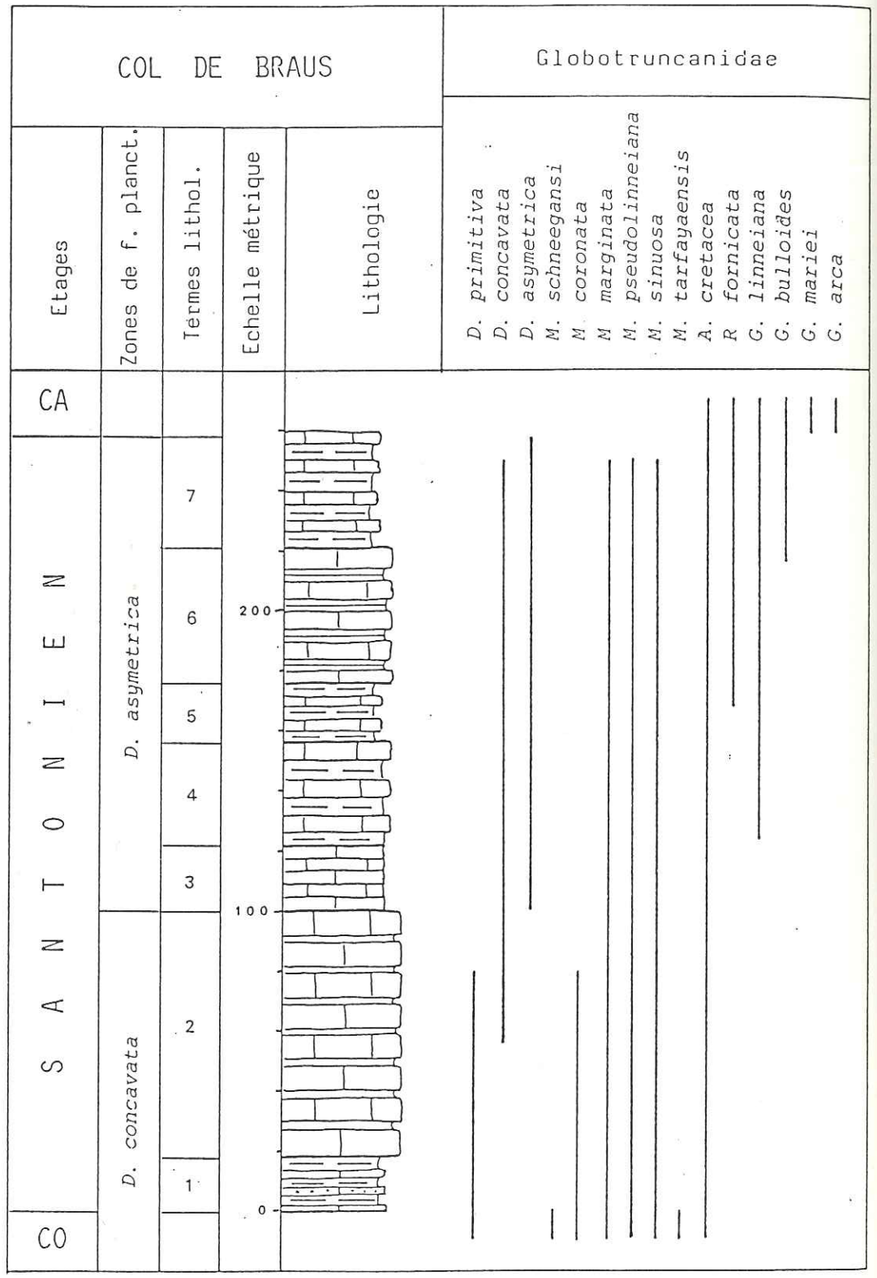


Fig. 45. Coupe du Santonien du col de Braus.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

l'ensemble des Marginotruncana, et l'apparition d'espèces campaniennes (Globotruncana mariei, G. arca).

La biozone à Dicarinella asymetrica est bien caractérisée par son espèce marqueur ; elle est associée à certains taxons hérités du Coniacien (D. concavata, M. marginata, M. pseudolinneiana, M. sinuosa, A. cretacea) et aux premiers représentants de genres nouveaux : Globotruncana linneiana et G. bulloides, ainsi que Rosita fornicata.

Les nannofossiles de cette succession ont été étudiés par H. MANIVIT. Leur distribution verticale est présentée sur la figure 46, en correspondance avec celle des Globotruncanidae. Tetralithus obscurus est un Coccolithe que l'on trouve le plus souvent au Santonien basal. La présence de Rucinolithus hayi et de Lucianorhadus cayeuxi datent généralement les parties moyenne et supérieure du Santonien. La limite avec le Campanien est bien caractérisée par l'apparition de Broinsonia parca, taxon reconnu comme marqueur de la base de cet étage.

c. Faciès analogues

Ces faciès marno-calcaires s'observent également vers le Sud, près de La Grave-de-Peille, où les mêmes assemblages de Globotruncanidae ont été observés, et où, en outre, plusieurs fragments de test d'Inoceramus undulatoplicatus ROEMER, Inocérame caractéristique de la partie inférieure du Santonien ont été récoltés, associés à des spongiaires tubulaires ou en forme de coupe.

Toutes ces espèces planctoniques et pélagiques caractérisent un environnement marin ouvert.

2. Le Santonien de Creppo

Dans la "Valle Negre" et dans la "Valle Infernetto", près de Creppo, les dépôts santoniens, qui font suite aux calcaires coniaciens, sont formés par des calcaires gris, bien lités dans lesquels

Etages		CO	SANTONIEN		CA
Zones de foram. plancton.			*D. concav.*	*D. asymetr.*	*G. ele.*
Globotruncanidae	*Archaeoglobigerina cretacea*				
	Dicarinella primitiva				
	Dicarinella concavata				
	Dicarinella asymetrica				
	Marginotruncana schneegansi				
	Marginotruncana coronata				
	Marginotruncana marginata				
	Marginotruncana pseudolinneiana				
	Marginotruncana sinuosa				
	Marginotruncana tarfayaensis				
	Rosita fornicata				
	Globotruncana linneiana				
	Globotruncana bulloides				
	Globotruncana mariei				
	Globotruncana arca				
Nannofossiles	*Lithastrinus floralis*				
	Watznaueria ovata				
	Zygodiscus theta				
	Lucianorhabdus maleformis				
	Microrhabdulus belgicus				
	Eiffellithus turriseiffeli				
	Microrhabdulus decoratus				
	Corollithion exiguum				
	Gartnerago obliquum				
	Cylindralithus biarcus				
	Ahmuellerella octoradiata				
	Quadrum gartneri				
	Eiffellithus eximius				
	Kamptnerius magnificus				
	Micula decussata				
	Tetralithus obscurus				
	Rucinolithus hayi				
	Lucianorhabdus cayeuxi				
	Broinsonia parca				

Fig. 46. Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles (déterm. H. MANIVIT) dans le Santonien du col de Braus (Alpes-Mmes).

s'intercalent quelques horizons de marnes schistosées grises. Ce sont des biomicrites à Globotruncanidae datées par l'association suivante : Dicarinella asymetrica, Marginotruncana cf. pseudolinneiana, M. cf. marginata, M. cf. sinuosa, Globotruncana cf. linneiana, G. cf. bulloides, Rosita cf. fornicata, Whiteinella sp. La puissance de cet ensemble est de l'ordre de 150 m.

β. Le Santonien de La Penne

a. Description

Les assises santoniennes sont bien visibles au Nord du village de La Penne, sur les deux rives du ruisseau du même nom. Elles succèdent en continuité aux marnes et calcaires coniaciens et sont ravinées à leur sommet par les poudingues éocènes. On distingue de bas en haut (fig. 47) :

1 - Marnes alternant avec des bancs calcaires décimétriques (27 m) ; l'épaisseur des lits marneux de cet ensemble augmentant progressivement lorsqu'on monte dans la série.
2 - Marnes gris-bleu (40 m).
3 - Marnes grises admettant 4 bancs calcaires de 25 cm chacun (23 m).

b. Interprétation

Les calcaires de cette succession sont tous des biomicrites à spicules de spongiaires, à foraminifères planctoniques, parfois aussi à bioclastes constitués essentiellement de prismes d'Inocérames.

La présence de Dicarinella concavata associée à D. asymetrica (espèce marqueur de zone) permet de bien dater le Santonien ; elles sont accompagnées par plusieurs Marginotruncana (M. marginata, M. pseudolinneiana, M. sinuosa), les premières Globotruncana (G. linneiana, G. bulloides) ainsi que par Rosita fornicata.

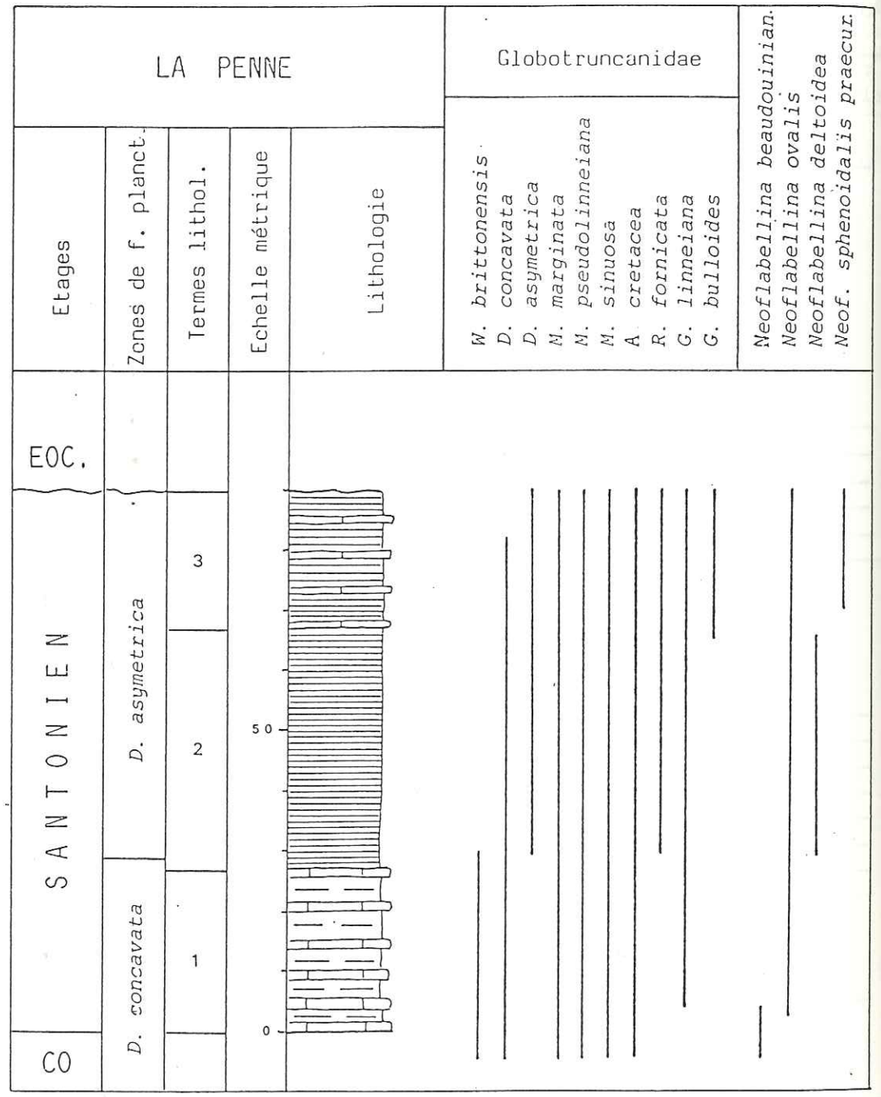


Fig. 47. Coupe du Santonien de La Penne.

Les marnes de cette coupe ont livré également, à côté des Globotruncanidae, d'autres foraminifères appartenant à la famille des Nodosariidae, genre Neoflabellina : N. beaudouiniana, N. deltoidea ainsi que deux nouvelles espèces N. ovalis (WEDEKIND) et N. sphenoidalis praecursor (WEDEKIND), qui caractérisent ailleurs le Santonien (Sud-Est de la France, Allemagne nord-orientale).

En outre, dans les niveaux calcaires du terme 1, ont été recueillis plusieurs fragments d'Inoceramus undulatoplicatus, taxon datant la partie inférieure de cet étage.

Contrairement à ce qu'à écrit Y. EL KHOLY (1972, p. 49), je n'ai pu observer ici le passage au Campanien. Cet auteur attribue à cet étage, le dernier terme de cette succession, y ayant récolté une association de Globotruncanidae avec : Globotruncana lapparenti, G. marginata, G. concavata, G. fornicata, G. aff. arca et G. elevata. En dehors des problèmes de taxinomie, cet assemblage est assez semblable à celui décrit précédemment, sauf pour G. aff. arca et G. elevata, espèces effectivement campaniennes, mais que je n'ai pas trouvées dans les résidus de lavage, et qui ne coexistent pas avec Dicarinella asymetrica et D. concavata.

L'étude de plusieurs galets crétacés extraits du poudingue éocène sus-jacent n'a pas révelé de faciès inconnu à l'affleurement, ni de microfaune post-santonienne. Ces galets, montrant quelquefois à leur surface des traces de corrosion, sont de nature micritique, riches en spicules de spongiaires, rappelant les biomicrites coniaciennes ou santoniennes.

c. Faciès analogues

De part et d'autre de La Penne, des faciès comparables sont visibles (fig. 44 et 48).

A La Rochette, le Santonien montre une succession marno-calcaire, à dominante marneuse, puissante de 85 m, ravinée à son sommet par les poudingues éocènes. Certains niveaux sont riches en spongiaires, tubulaires et ramifiés, en Echinides (Micraster sp.), en Inocérames dont l'espèce santonienne Inoceramus undulatoplicatus. Nous y avons récolté aussi Eupachydiscus sp. et Texanites texanus (ROEMER), cette dernière Ammonite étant généralement considérée comme un bon

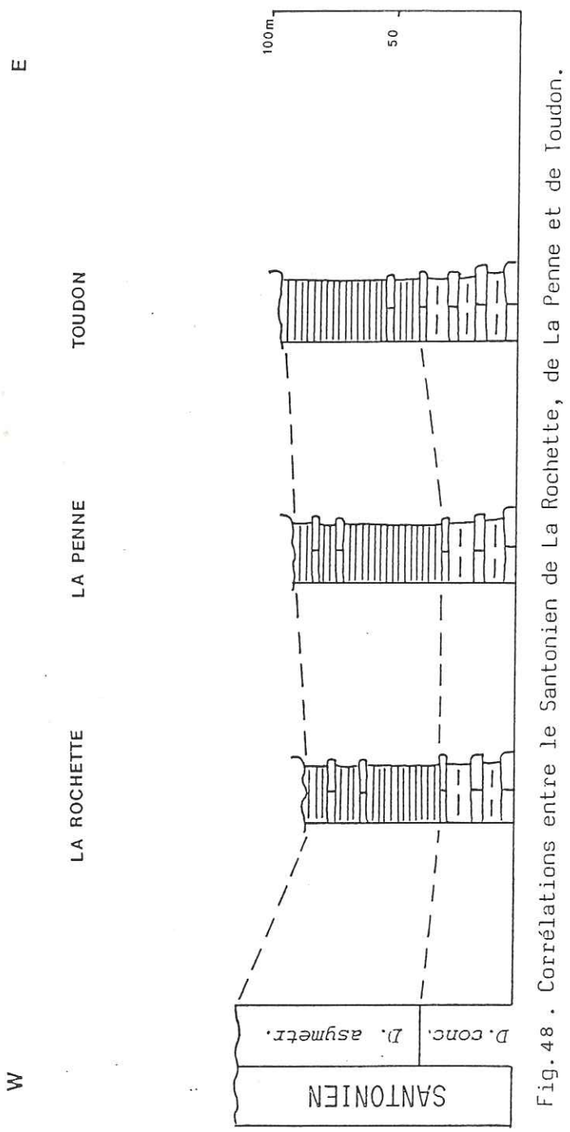


Fig.48 . Corrélations entre le Santonien de La Rochette, de La Penne et de Toudon.

marqueur de la base du Santonien. Plusieurs empreintes de Zoophycos ont été observées également à la surface de quelques bancs calcaires.

Les associations microfauniques sont très voisines de celles décrites dans la coupe de La Penne, aussi bien chez les Globotruncanidae que chez les Nodosariidae. Neoflabellina deltoidea a été trouvée dans tous les échantillons examinés, N. praerugosa uniquement dans les premiers niveaux, N. beaudouiniana seulement jusqu'à la base de la zone à Dicarinella asymetrica, et N. ovalis dans toute cette biozone.

Au Sud de Toudon, les assises datées du Santonien par la faune et la microfaune ont une puissance de 96 m ; les faciès sont analogues, avec une alternance marne-calcaire, où les niveaux marneux prédominent surtout dans les termes supérieurs de la série (fig. 48). Là aussi, manque vraisemblablement la partie sommitale de l'étage en raison des érosions anténummulitiques. En outre, un accident, bien visible en bordure de la route qui mène de Toudon au hameau de Vescous, met en contact, de façon anormale, le sommet de la série santonienne avec les calcaires éocènes.

La récolte, dans les calcaires les plus inférieurs, de fragments de test d'Inoceramus undulatoplicatus, permet de donner un âge Santonien basal à ces horizons.

Les divers assemblages de Globotruncanidae examinés, constitués des dernières Dicarinella et Marginotruncana, des premières Globotruncana (G. linneiana et G. bulloides), ainsi que de Rosita fornicata sont caractéristiques aussi de cet étage.

Plusieurs Neoflabellina ont également été observées : N. deltoidea, N. ovalis, et N. praerugosa à la base de la série.

En outre, un nouveau représentant de la famille des Nodosariidae a été trouvé dans cette succession. Ce foraminifère est facilement identifiable par son ornementation transversale, sur la suture de ses loges ; il s'agit de Vaginulinopsis scalariformis, espèce décrite par B. PORTHAULT, à la base du Santonien de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes) (P. DONZE et al., 1970).

Dans cette localité, la série santonienne présente des faciès comparables avec un ensemble essentiellement marneux de 80 à

100 m d'épaisseur, entrecoupé de petits bancs calcaires. Ces derniers ont livré dans la partie inférieure de la formation: Texanites quinquenodosus (REDT.), Hauericeras meridionale THOMEL, Inoceramus undulatoplicatus ROEMER, espèces caractéristiques du Santonien.

L'abondance du contenu organique de ces sédiments, plus pélagique, planctonique que benthique, indique que le milieu était marin ouvert, à la limite des domaines de bassin et de plate-forme.

C. BASSIN DE L'ESTERON : le Santonien du Pous

a. Description

Le Santonien, au Pous, repose sur les formations coniaciennes décrites antérieurement. On distingue de bas en haut (fig. 49) :

1 - Alternance non régulière de bancs calcaires et d'interbancs marneux, en général décimétriques, avec quelques bancs calcaires pluridécimétriques (55 m).

2 - Calcaires sablo-glauconieux (4,50 m).

3 - Marne et calcaire gris (2 m), dans lesquels s'interstratifient trois niveaux centimétriques d'argile noire ligniteuse.

4 - Calcaires en bancs décimétriques alternant avec des interlits de marnes jaunâtres, légèrement sableuses (65 m).

5 - Calcaires et marnes sablo-glauconieux (18 m).

6 - Calcaires en bancs pluridécimétriques à joints marneux (13,50 m).

b. Interprétation

Certains horizons du terme 1 ont livré de nombreux Echinides (Micraster sp.), des gastéropodes, des fragments de tests de lamellibranches divers, des foraminifères benthiques et planctoniques. Les calcaires sont des biomicrites à rares spicules de spongiaires, avec

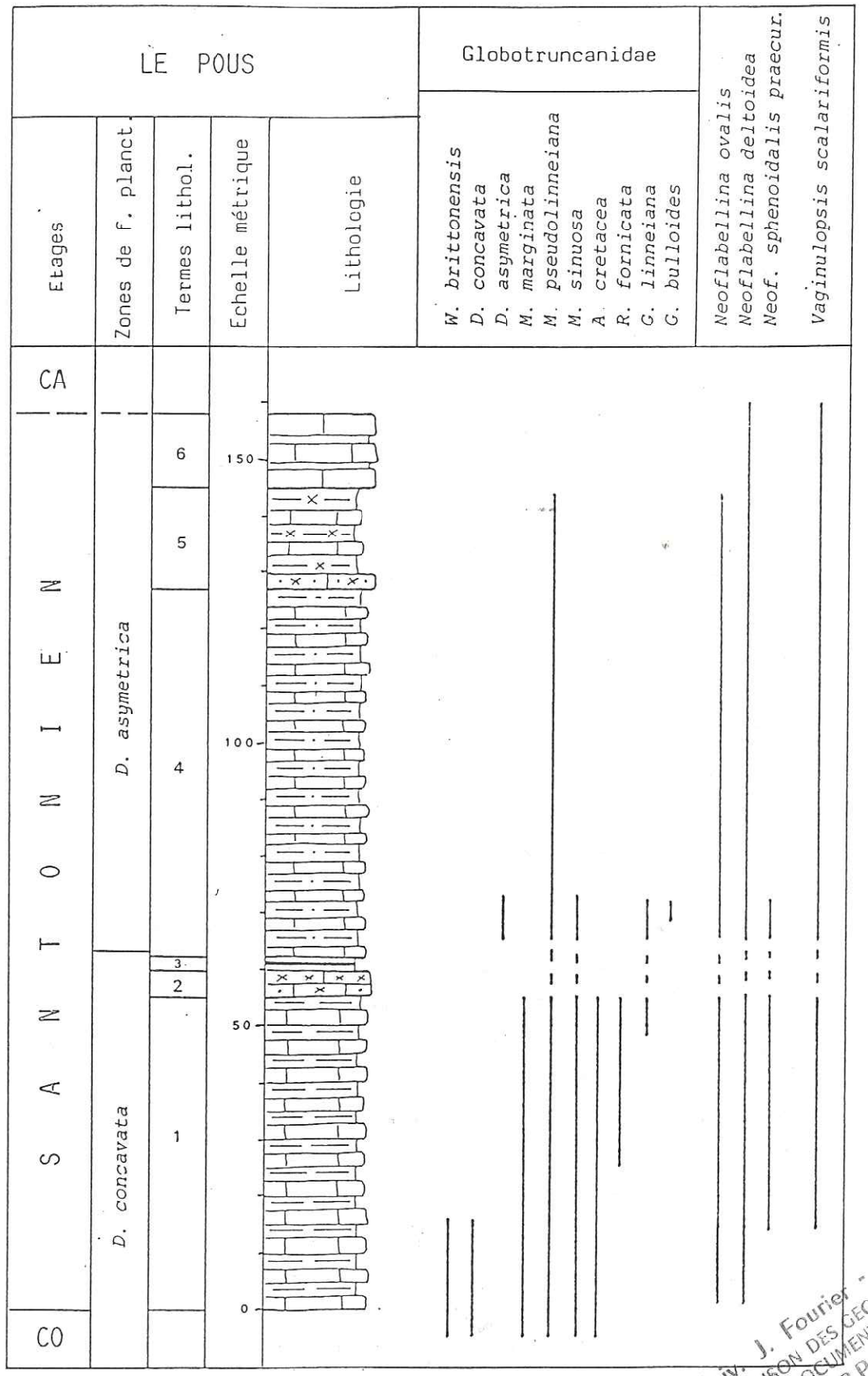


Fig. 49 . Coupe du Santonien du Pous.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F- 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

de fins grains de quartz dont la taille est voisine de 50 µm et dont le pourcentage ne dépasse pas 5 à 7 %.

Les calcaires du terme 4 sont également micritiques, souvent bioturbés, plus riches en éléments quartzeux (10 à 20 % suivant les bancs), de taille inférieure à 100 µm. Dans ces niveaux ont été récoltés peu de Globotruncanidae, mais une abondante faune benthique : débris de lamellibranches, de bryozoaires, ostracodes variés, Lenticulines, Nodosariidae.

Les calcaires glauconieux (terme 5) renferment aussi des fragments de coquilles et quelques spicules de spongiaires. Le pourcentage en grains de glauconie est de l'ordre de 20 %, celui des quartz de moitié. La taille de ces grains est assez élevée pour la glauconie (600 à 700 µm), alors que celle des quartz reste faible, inférieure à 100 µm.

Le terme 6 est constitué de micrites, montrant des traces de bioturbation et un faible pourcentage de fins grains de quartz.

La partie inférieure du Santonien est bien datée par les Globotruncanidae et les Nodosariidae.

Les 3 petits niveaux d'argile ligniteuse du terme 3 ont été étudiés par J. MEDUS. Un seul de ces horizons s'est révélé riche en grains de pollen, et la microflore recueillie, semblable aux associations sporopolliniques d'autres gisements santoniens du Sud-Est de la France, confirme la datation précédente.

La photographie 4 (Planche I) montre l'un de ces horizons ligniteux (indiqué par la flèche), interstratifié dans les faciès marno-calcaires du terme 3.

Les termes supérieurs, plus détritiques, sont assez pauvres en microfaune, mais caractérisés néanmoins par la présence d'espèces appartenant aux genres Neoflabellina et Vaginulinopsis. Le passage au Campanien est difficile à établir dans cette coupe, mais on peut le préciser en observant la série de Vieux-Pierrefeu (étudiée ci-après), située à 7 km environ au Nord-Est, où la nature et la succession des faciès sont comparables.

c. Faciès analogues

A l'Est du vieux village de Pierrefeu, affleurent les

dernières assises de la série crétacée : sur un important ensemble marno-calcaire, coniacien et santonien, repose une vingtaine de mètres de niveaux glauconieux datés de la partie supérieure du Santonien (zone à Dicarinella asymetrica) par un assemblage de Globotruncanidae. Les diverses espèces suivantes ont notamment été reconnues : D. asymetrica, D. concavata, Globotruncana linneiana, G. bulloides, Rosita fornicata, associées à Neoflabellina deltoidea, N. ovalis et N. sphenoidalis praecursor. Deux échantillons, proches l'un de l'autre, de ces horizons glauconieux ont fait l'objet d'analyses isotopiques dont les résultats sont donnés au chapitre VIII. Viennent au-dessus, sur 16 m de puissance, des calcaires micritiques, parfois bioturbés admettant quelques faibles interlits marneux, dont le dernier a livré Dicarinella concavata, D. asymetrica, Marginotruncana pseudolinneiana, Rosita fornicata, Globotruncana linneiana, G. bulloides, G. mariei, ainsi que Neoflabellina ovalis et N. deltoïdea. Cette association est caractéristique du Santonien terminal, G. mariei annonçant le Campanien.

Cet ensemble calcaire, épais d'une quinzaine de mètres, terminerait donc la série santonienne à Vieux-Pierrefeu ; on peut penser qu'il en est de même au Pous pour les bancs calcaires qui se trouvent en position lithostratigraphique équivalente (terme 6 de la coupe du Pous).

Il a aussi été attribué au Santonien le sommet des dépôts crétacés affleurant près du col de Pinpinier. Au-dessus des calcaires et des marnes, datés du Coniacien par les Globotruncanidae et une Ammonite, apparaissent sur environ 30 m, des calcaires sableux gris-vert, riches en débris organiques, des grès fins en plaquettes et des petits niveaux de calcaires argilo-sableux. Les lavages effectués sur ces calcaires plus tendres ont livré des ostracodes et des foraminifères benthiques dont Neoflabellina deltoïdea et Vaginulinopsis scalariformis. Cette dernière espèce n'a été trouvée dans la région que dans les dépôts santoniens et semblent donc les caractériser. Ces niveaux, cartographiés (carte géologique à 1/50 000 CASTELLANE) sous le vocable de "Grès de Pinpinnier" étaient supposés santoniens (?).

Il faut rappeler que non loin du col de Pinpinier, à 5 km environ à l'Ouest, au hameau des Baumettes, le dernier banc de la série crétacée a fourni à C. KERKHOVE et J. P. THIEULOY (1973), une Ammonite.

Celle-ci, Parabehavites cf. serratomarginatus (REDT.) leur a permis d'attribuer un âge santonien inférieur à ces niveaux. Mais des travaux récents (J. WIEDMANN, 1979 ; W. J. KENNEDY et al., 1981 ; W. J. KENNEDY, 1984) ont montré que cette espèce Paratexanites (Parabehavites) serratomarginatus (REDT.) caractérisait la partie terminale du Coniacien.

Les caractères de la faune, en majorité benthique, l'existence d'un petit épisode ligniteux interstratifié dans des sédiments franchement marins, la présence d'éléments détritiques en général fins, indiquent des conditions de sédimentation dans un milieu marin ouvert peu profond, pouvant correspondre à des zones proximales à distales de la plate-forme.

D. SECTEUR MERIDIONAL : le Santonien de Brenon

Dans ce secteur, les dépôts santoniens, très restreints n'ont été observés que dans deux localités situées au Sud de Castellane : Brenon et La Bastide.

a. Description

Les assises coniaciennes décrites précédemment à l'entrée sud du village de Brenon se poursuivent par une vingtaine de mètres de dépôts dont la succession est la suivante (fig. 50) :

1 - Argile ligniteuse noire (0,40 m).

2 - Grès fins, peu consolidé (0,50 m) présentant à sa partie supérieure une petite croûte ferrugineuse (millimétrique).

3 - Argile ligniteuse noire (1,50 m).

4 - Sable fin, ocre (2,60 m), avec une passée plus gréseuse.

5 - Argile sableuse (1,80 m) présentant quatre horizons (décimétriques) d'argile ligniteuse.

6 - Sable argileux et argile grise (3,60 m).

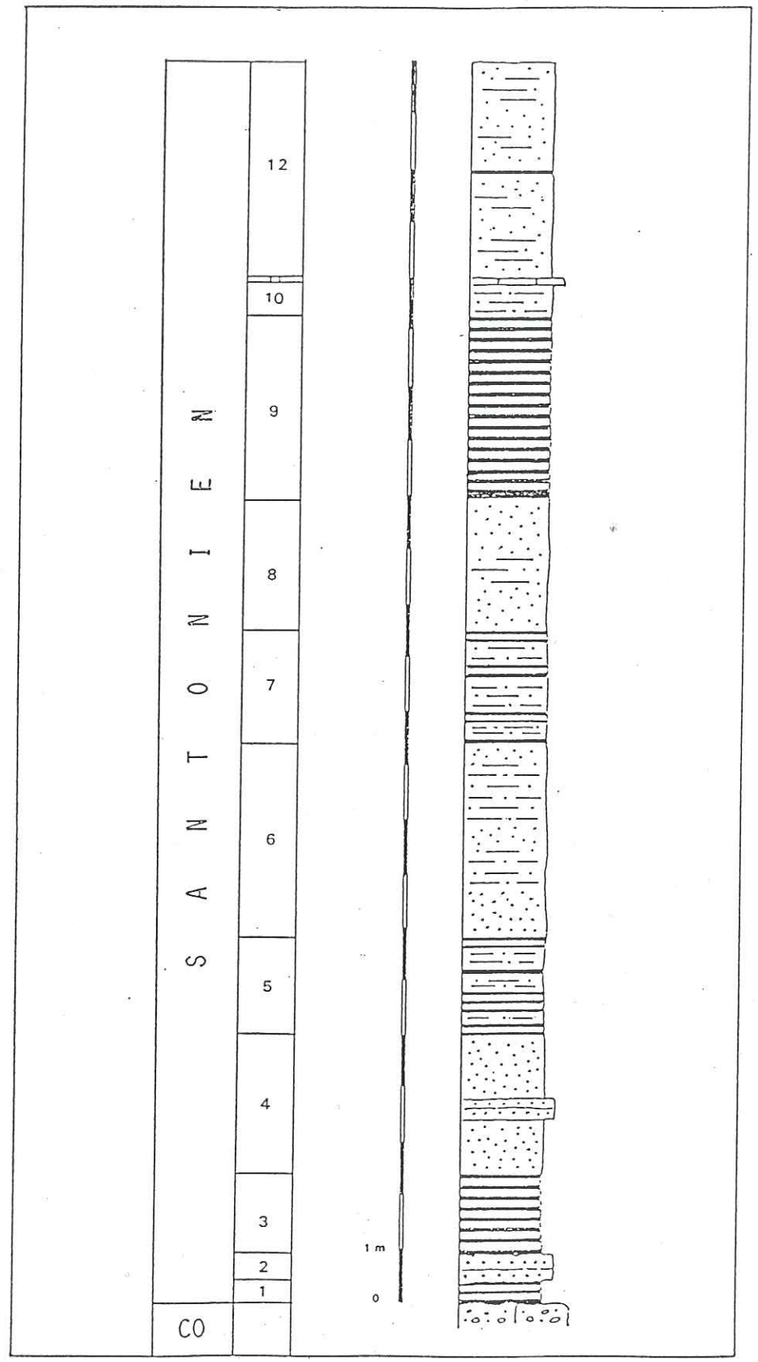


Fig. 50. Coupe du Santonien de Brenon.

7 - Argile sableuse (2,10 m) admettant quatre horizons (décimétriques) d'argile ligniteuse.

8 - Sable argileux gris, avec des passées de couleur verte et blanche (2,40 m).

9 - Argile ligniteuse noire et sable argileux gris, montrant de nombreux cristaux de pyrite (3,40 m).

10 - Argile brune, finement sableuse, ferrugineuse, riche en petits débris de lignite (0,60 m).

11 - Calcaire blanc, à grain très fin (0,10 m).

12 - Sable argileux beige (4 m) présentant une passée décimétrique d'argile ligniteuse dans sa partie médiane.

b. Interprétation

Les sables et les grès sont fins, de couleur claire, parfois ferrugineux ; ils passent vers le haut à des sables argileux ou à des argiles sableuses de couleur variée. Les argiles ligniteuses, souvent riches en grains de quartz, bien arrondis, de taille inférieure à 400 µm, présentent des agrégats de petits cristaux de pyrite et du gypse secondaire. Ces faciès indiquent un milieu très littoral pouvant localement être confiné.

Les palynoflores de ces dépôts ligniteux, étudiées par J. MEDUS, comportent dans leur ensemble les mêmes éléments. Les assemblages sporopolliniques fournis sont parfois riches et similaires à ceux d'autres gisements datés du Santonien par association à des niveaux à faune marine, par exemple à Gardanne Nord, Fos 1, Martigues, Le Pous dans le Sud-Est de la France, à Saintes dans le bassin d'Aquitaine ou à Coll de Nargo au Nord-Est de l'Espagne (J. MEDUS, 1972 ; 1981).

Parmi les formes les plus abondantes ou les plus caractéristiques peuvent être citées : Appendicisporites cf. matesovae in Médus et al., 1980 ; Basopollis orthobasalis (Pf.) Pf in Goczan et al., 1967 ; Basopollis sp. 2 in Médus et al., 1980 ; Complexiopollis vancampoe in Médus et al., 1980 ; Conclavipollis burgeri in Médus et al., 1980 ; Extratriporopollenites decidens in Médus et al., 1980 ; E. tenellus in Skarby, 1968, 22, 5 ; E. vestibulus (Ross) in Skarby, 1968, 21, 3 ; E. cf hemiperfectus in Médus et al., 1980 ; Krutzschipollis

magnoporatus in Goczan et al., 1967, 8, 20-23 ; K. spatiosus in Goczan et al., 1967, 8, 8-16 ; Latipollis sp. 2 in Médus et al., 1980 ; cf. Pompeckjoidaepollenites sp. in Médus et al., 1980 ; Pseudovacuopolis sp. in Goczan et al., 1967, 15, 7-9 ; Semioculopollis sp. 2 in Médus et al., 1980 ; Spore trilète lisse à auriculae in Médus, 1970, 2, 41-42.

A côté de ces taxons, dont la mise en place et l'épanouissement s'effectuent dès le Turonien, apparaissent des formes habituelles des gisements santoniens du Sud-Est de la France : Bohemiapollis nemejci in Médus, 1981 ; Extratriporopollenites crassus in Goczan, 1964, 8, 1-2 ; E. inflexus in Skarby, 1968, 19, 15 ; E. triceps in Skarby, 1968, 6, 9 ; E. cf. serta in Médus, 1981 ; Interporopollenites sp. ; Longanulipollis bajtayi in Onoratini et Azéma, 1973 ; L. elegans (Goczan) in Goczan et al., 1967, 9, 10 ; L. longianulus (Goczan) in Goczan et al., 1967, 9, 6-7 ; Magnoporopollenites germicrassicus in Médus, 1981 ; M. praemagnoporatus in Médus, 1981 ; Megatriopollis santonius Groot et W. Kr. in Goczan et al., 1967 ; Oculopollis semimaximus in W. Krutzsch, 1968 ; O. zaklinskaiae in Goczan, 1964, 6, 6-8 ; Pecakipollis cf. sernoensis in Pacltova, 1981, 8, 1 ; Piolencipollis piolencis, Pseudovacuopollis intraconcavus in Goczan et al., 1967, 15, 1-2 ; Suemegipollis triangularis Goczan.

A Brenon, cette formation sablo-ligniteuse repose, par l'intermédiaire d'un banc induré, sur des calcaires bioclastiques à débris de lamellibranches, de gastéropodes, à galets de quartzite et de rhyolite, attribués au Coniacien. Cette position lithostratigraphique de niveaux ligniteux reposant sur du Coniacien marin est visible également dans d'autres localités de la vallée du Rhône : Dieulefit, Piolenc, Saint-Michel-d'Euzet, Foussargues, Nyons (C. IPERT, 1976). Toutefois, l'une des particularités du gisement de Brenon est de présenter une succession de faciès. A la base, les horizons ligniteux livrent, associés aux palynoflores, quelques kystes de Dinoflagellés indiquant une légère influence marine. Celle-ci disparaît ensuite pour céder la place à des faciès uniquement lacustres vers le sommet de la série.

Cette formation des "Sables et lignites de Brenon" est connue depuis lontemps et a été attribuée au Coniacien ou au Santonien

suivant les auteurs dont voici les principales datations.

Pour J. REPELIN (1905), les couches ligniteuses de Brenon contenant "Ostrea matheroni d'Orb., Ostrea galloprovincialis (Ost. acutirostris Nilsson) appartiennent par conséquent au Santonien supérieur".

H. PARENT (1934) indique que dans l'ensemble des espèces récoltées dans les marnes ligniteuses de Brenon, il y a "d'une part, des formes du Santonien supérieur, qui sont en place ; d'autre part, des formes du Cénomanien et du Turonien qui sont remaniées". Il conclut que "les marnes à Ostrea galloprovincialis de Brenon se sont déposées à la fin du Santonien".

Pour J. P. JOUBERT (1964) la succession de sable-marne-marne ligniteuse de Brenon est d'âge Coniacien supérieur et Santonien, ayant récolté des lamellibranches : Ostrea acutirostris, Exogyra matheroni et des ostracodes : Cythereis sp., Paracyprideis, Oertliella, Paracyprideis n. sp., Cytherella sp., Bairdia. Certaines espèces de cette faune d'ostracodes, déterminées par N. GREKOFF, sont identiques à celles recueillies dans le Santonien de Martigues.

C. A. KOGBE (1968), tout en citant le travail précédent, attribue un âge coniacien aux sables et lignites de Brenon, ayant trouvé dans les lignites du vallon du Touron, Exogyra matheroniana d'Orb. (détermination J. SORNAY), espèce occupant un niveau à la base du Coniacien dans le Vaucluse.

C. KERCKHOVE et J. P. THIEULOY (1973) confirme cet âge coniacien, avec la découverte d'une Ammonite, Tissotia cf. ewaldi (de Buch), caractéristique de la base de cet étage. Ce céphalopode a été récolté "au Sud même de Brenon, dans le talus de la route montant de la vallée du Jabron", dans un banc de "calcaire noir fétide très riche en débris de lamellibranches et de gastéropodes". Ces auteurs indiquent par ailleurs que "la position de ce banc dans les sables de Brenon est difficile à préciser, en raison de nombreuses failles qui accidentent la coupe".

Plus récemment, G. TRONCHETTI (1981) a émis des doutes sur l'âge coniacien des sables ligniteux de Brenon, à la suite de la récolte dans un niveau plus argileux, riche en Ostrea acutirostris, d'une belle microfaune d'ostracodes, comportant notamment Dordoniella

insolita, Hazelina brenonensis, Oertliella supera. Certains éléments de cette association très particulière caractérisent de façon quasi constante le Santonien supérieur en Provence occidentale.

En conclusion, il semble donc raisonnable d'admettre un âge santonien pour les dépôts sablo-ligniteux de Brenon, notamment en fonction de leur contenu palynologique. Le niveau riche en lamellibranches, cité par les auteurs précédents, n'a pas été reconnu dans la succession décrite ci-dessus. Il pourrait y être lenticulaire, situation fréquente dans un environnement margino-littoral ; ou encore se situer à un niveau plus élevé dans la série stratigraphique, niveau masqué dans cette nouvelle coupe par la végétation. Enfin l'Ammonite récoltée pourrait être remaniée, d'autant qu'elle semble, d'après sa représentation photographique assez mal conservée ; sa détermination spécifique est d'ailleurs confer ewaldi et peut aussi le laisser supposer.

c. Faciès analogues

Au Nord de La Bastide, à 1 km environ du village, ont également été découverts des faciès comparables de sables et de lignites. Cette coupe, à 8 km de Brenon à vol d'oiseau, est située en bordure de la route (D 21) qui mène de Comps-sur-Artuby au Logis-du-Pin. Cet affleurement, visible sur le bas-côté droit, permet d'observer trois niveaux d'argile ligniteuse noire de 0,20 m à 0,80 m d'épaisseur, interstratifiés dans la succession sableuse, puissante d'une dizaine de mètres. Les sables, de couleur claire, sont parfois consolidés et montrent des débris végétaux, des empreintes de feuilles mal conservées et difficilement déterminables. Le dernier horizon d'argile ligniteuse a livré une palynoflore comportant les mêmes associations polliniques qu'à Brenon (J. MEDUS). Ces dépôts sont donc attribués également au Santonien.

Ces faciès margino-littoraux, observés uniquement dans ces deux localités de Brenon et de La Bastide, sont peu étendus, mais très importants pour la stratigraphie et la paléogéographie régionales.

Ils représentent en effet les derniers témoins de la série crétacée pour le secteur méridional du domaine étudié.

E. CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DU SANTONIEN

L'étude des diverses espèces de Globotruncanidae et parfois de Nodosariidae, dégagées de tous les échantillons examinés (fig. 51), permet de bien dater, dans le domaine subalpin considéré, les formations santoniennes assez mal caractérisées jusqu'à présent.

La base de cet étage correspond à la partie terminale de la zone à Dicarinella concavata, essentiellement coniacienne. La limite avec l'étage précédent est marquée par l'extinction de plusieurs espèces de Marginotruncana (M. schneegansi, M. paraconcavata, M. tarfayaensis). Puis apparaissent, dans la région étudiée, très peu au-dessus de ce contact, deux genres nouveaux : Globotruncana (G. linneiana) et Rosita (R. fornicata) ; simultanément disparaissent Marginotruncana coronata et Dicarinella primitiva.

La biozone suivante, correspondant à la presque totalité de l'étage, est définie par l'extension totale de Dicarinella asymetrica. Ce taxon index, bien caractéristique, a été observé dans toutes les successions étudiées, sauf dans les faciès margino-littoraux du secteur méridional (Brenon et La Bastide). Au cours de cette zone apparaitra une nouvelle espèce appartenant au genre Globotruncana (G. bulloides).

La fin de cette biozone coïncide avec la limite supérieure de l'étage, marquée par plusieurs événements biostratigraphiques : extinction des dernières Dicarinella (D. concavata et D. asymetrica), extinction des dernières Marginotruncana (M. marginata, M. pseudolinneiana, M. sinuosa), apparition de nouvelles Globotruncana (G. mariei et G. arca) qui caractériseront le Campanien.

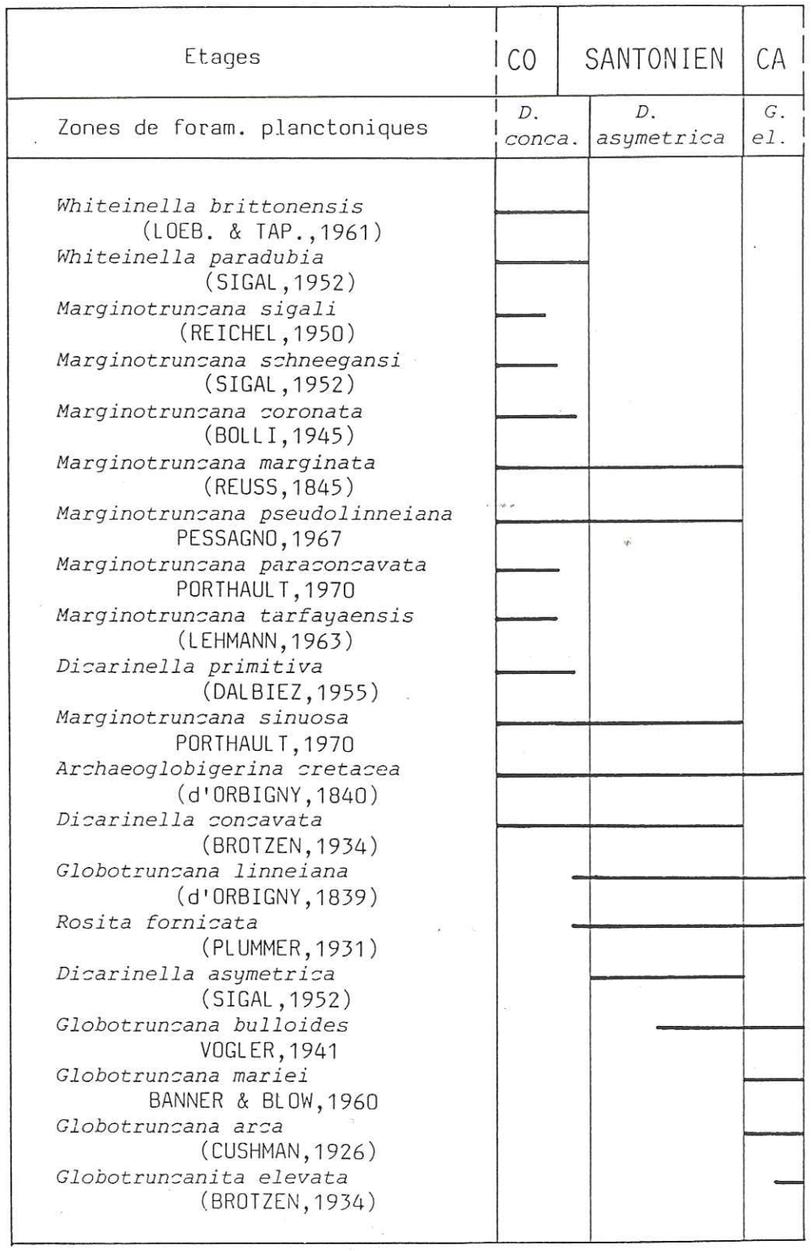


Fig. 51. Répartition stratigraphique des Globotruncanidae santoniens en domaine subalpin méridional.

VI. CAMPANIEN

A. EXTENSION DES FORMATIONS CAMPANIENNES ET LOCALISATION DES COUPES

Toujours à cause des phénomènes d'érosion post-crétacés, et également pour des raisons de non-dépôt, le Campanien est encore moins représenté que les terrains crétacés précédents. Il est surtout développé au Nord et à l'Est du Var ; dans le bassin de l'Estéron, deux affleurements sont attribués à cet étage (fig. 52). Quatre coupes, localisées sur cette figure, ont été analysées, d'une part dans les faciès marno-calcaires, riches en foraminifères planctoniques, d'autre part dans les faciès sableux, pauvres en faune.

Dans la région étudiée, les formations campaniennes étaient connues au Sud du massif du Braus, près de Contes (Alpes-Maritimes), pour avoir livré quelques céphalopodes à la fin du siècle dernier. Plus récemment (1969), G. THOMEL récolta, toujours près de cette localité d'autres spécimens d'Ammonites, appartenant au genre Eupachydiscus (E. Levyi de GROSSOUVRE), caractéristique du Campanien inférieur.

Pour les foraminifères planctoniques, trois biozones de Globotruncanidae se succèdent au cours du Campanien, étage le plus long du Crétacé supérieur (11 millions d'années). La première dont la limite inférieure est en même temps la limite avec le Santonien, est la zone à Globotruncanita elevata, intervalle compris entre l'extinction de Dicarinella asymetrica et l'apparition de Globotruncana ventricosa. La longévité de cette dernière espèce caractérise la deuxième biozone. La

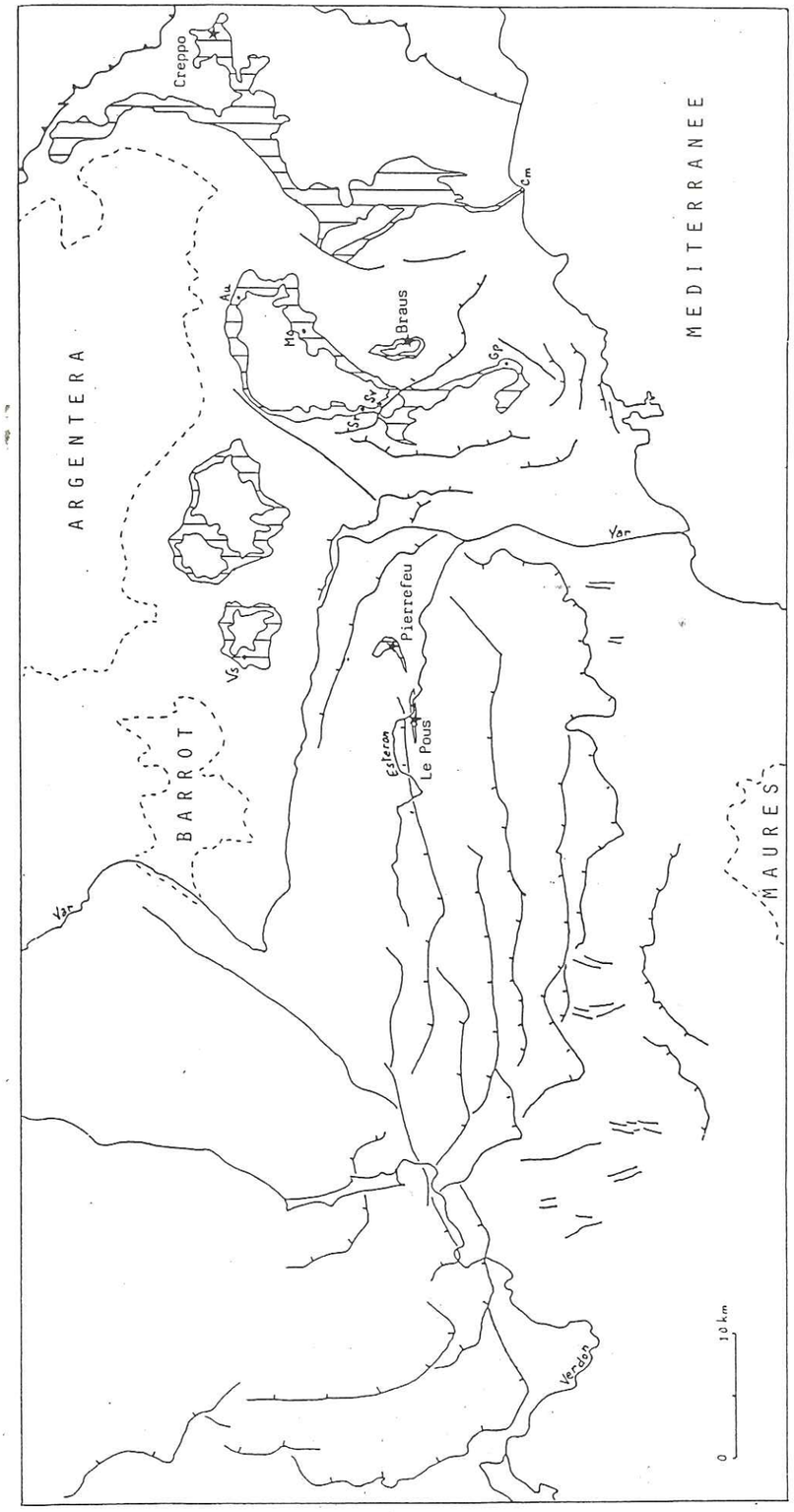


Fig. 52. Extension des formations campaniennes et position géographique des coupes étudiées (★ coupes de référence).
Au Aution, Cm Cap Mortola, Gp La Grave-de-Peille, Mo Le Moulinet, Sr Saint-Roch, Sv Savel, Vs Villa-Souberra.

troisième, zone à Globotruncanita calcarata, est définie par l'extension totale de ce taxon, dont l'extinction détermine également le passage au Maastrichtien.

B. PROVINCE NORD-ORIENTALE

Les faciès de cette région seront analysés au moyen des coupes du col de Braus et de Creppo (fig. 52).

1. Le Campanien du col de Braus

a. Description

Les dépôts campaniens qui affleurent à proximité du col de Braus terminent la série crétacée dont les différents membres ont été décrits antérieurement. On ditingue de bas en haut (fig. 53) :

1 - Calcaires, parfois en bancs pluridécimétriques, alternant avec des horizons plus marneux (20 m).

2 - Marnes indurées admettant quelques bancs décimétriques de calcaire argileux (72 m).

3 - Marnes et calcaires alternant, ravinés à leur sommet par les niveaux conglomératiques éocènes (32 m).

b. Interprétation

Les horizons calcaires sont dans tous les cas des biomicrites à foraminifères planctoniques parfois abondants (Globotruncanidae et Hétérohelicidae), et à fins spicules de spongiaires en quantité généralement faible.

La limite avec le Santonien est bien nette avec l'extinction de Dicarinella asymetrica et l'apparition de Globotruncana mariei et de G. arca. Dans les termes inférieurs de l'étage, ces espèces sont associées à des formes issues du Santonien (Rosita fornicata, Globotruncana linneiana, G. bulloides), ainsi qu'à deux représentants d'un nouveau genre : Globotruncanita elevata et G. stuartiformis. La

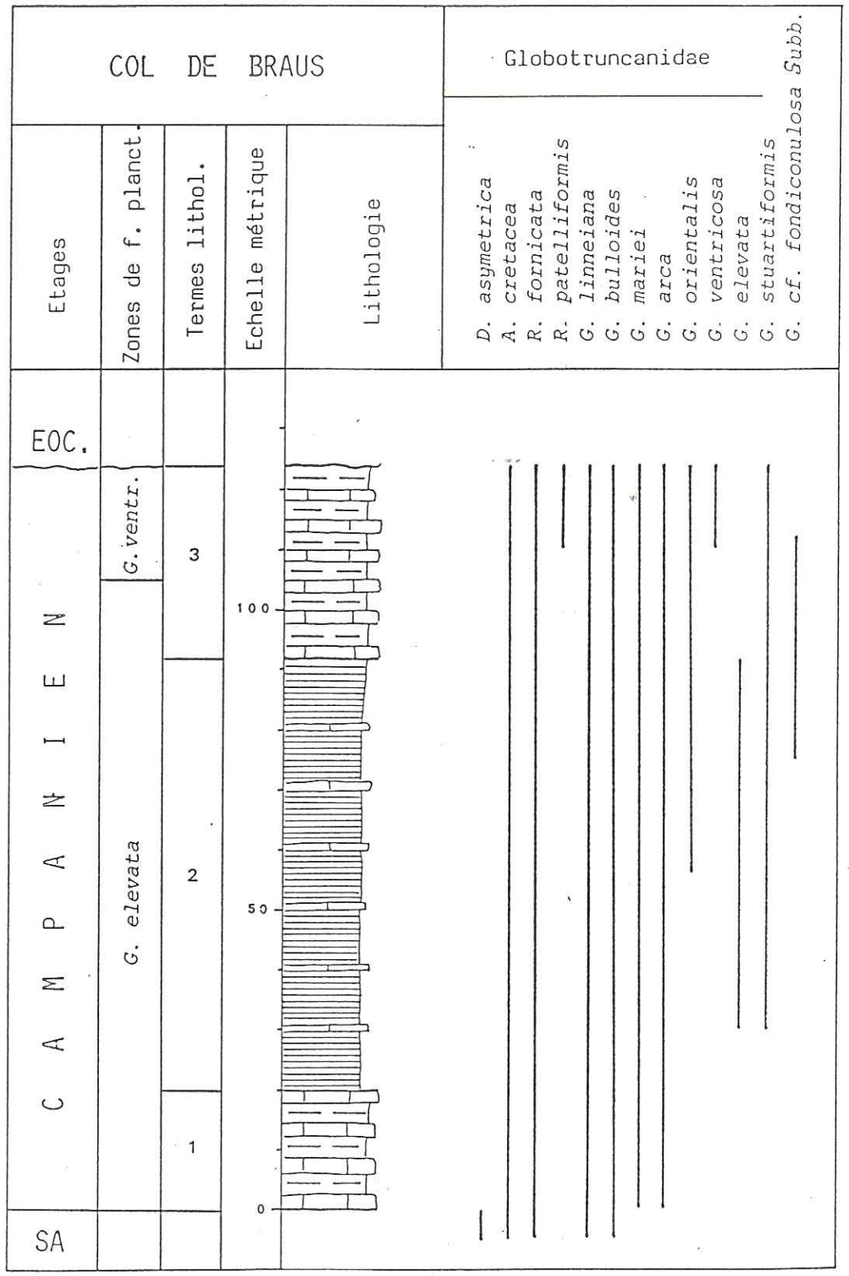


Fig. 53. Coupe du Campanien du col de Braus.

partie médiane du Campanien est annoncée par la présence de Globotruncana ventricosa, taxon index de la deuxième zone de cet étage, accompagné de Rosita patelliformis.

Dans cette succession, ont également été observés plusieurs spécimens d'un Globotruncanidae, dont les différents caractères semblent permettre de l'attribuer à la nouvelle espèce décrite par N. SUBBOTINA (1953) : Globotruncana fundiconulosa. Mais cette espèce n'a été trouvée jusqu'à présent que dans le Maastrichtien du Caucase et de Turkménie.

Les nannofossiles recueillis dans cette coupe, ont été étudiés par H. MANIVIT (fig. 54). L'espèce Broinsonia parca récoltée dans le terme 1 est fréquemment utilisée comme marqueur du Campanien basal, ainsi que Reinhardites anthophorus ; les derniers niveaux ont livré Tetralithus gothicus et Arkhengelskiella cymbiformis caractérisant la partie médiane du Campanien.

c. Faciès analogues

En plusieurs points du secteur nord-oriental, le Campanien a été daté précisément grâce aux associations de Globotruncanidae (fig. 52).

A quelques kilomètres à l'Ouest du col de Braus, près de la cime du Savel, la série crétacée se termine par des calcaires et des marnes qui ont livré un assemblage de foraminifères planctoniques avec Globotruncana linneiana, G. bulloides et plus particulièrement G. ventricosa, espèce marqueur de la deuxième zone du Campanien.

Un peu plus vers l'Ouest, près du col Saint-Roch, les derniers niveaux crétacés, situés sous les grès et les calcaires nummulitiques discordants sont constitués par une alternance de marne et de calcaire. Ils sont datés de la partie inférieure du Campanien par une association de Globotruncanidae avec Globotruncanita elevata. La photographie 4 de la planche V donne une illustration de l'une de ces biomicrites, caractéristiques du Campanien, généralement observées dans cette province nord-orientale.

Beaucoup plus à l'Ouest encore, dans le massif des 4 cantons, les faciès sont analogues, avec des calcaires argileux et des

Etages		SA	CAMPANIEN	
Zones de foram. plancton.			*G.elevata*	*G.ven.*
Globotruncanidae	*Dicarinella asymetrica*		—	
	Archaeoglobigerina cretacea		—	
	Rosita fornicata		—	
	Globotruncana linneiana		—	
	Globotruncana bulloides		—	
	Globotruncana mariei		—	
	Globotruncana arca		—	
	Globotruncana orientalis		—	
	Globotruncanita elevata		—	
	Globotruncanita stuartiformis		—	
	Globotruncana ventricosa			—
	Rosita patelliformis			—
Nannofossiles	*Eiffellithus turriseiffeli*		—	
	Microrhabdulus decoratus		—	
	Corollithion exiguum		—	
	Gartnerago obliquum		—	
	Cylindralithus biarcus		—	
	Ahmuellerella octoradiata		—	
	Quadrum gartneri		—	
	Eiffellithus eximius		—	
	Rucinolithus hayi		—	
	Broinsonia parca		—	
	Reinhardites anthophorus		—	
	Tetralithus gothicus			—
	Arkhangelskiella cymbiformis			—

Fig. 54. Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles (déterm. H. MANIVIT) dans le Campanien du col de Braus (Alpes-Maritimes).

marnes indurées. Ces dernières ont livré, aux environs de Villa-Souberra, des foraminifères planctoniques avec en particulier Rosita fornicata, Globotruncana arca, Globotruncanita elevata et G. stuartiformis, espèces caractéristiques du Campanien inférieur.

Vers le Sud, près de La Grave-de-Peille, les calcaires argileux et les marnes terminant la série crétacée sont datés du Campanien inférieur par la microfaune ainsi que par la macrofaune. G. THOMEL (1969) y a récolté Eupachydiscus levyi (de GROSSOUVRE), céphalopode caractéristique de la partie inférieure de cet étage, dans les Alpes-Maritimes, mais aussi en Charente.

En bordure du littoral méditérranéen, au Cap Mortola, le Campanien est représenté par une alternance de marnes et de calcaires, ayant livré la microfaune planctonique suivante : Archeoglobigerina cretacea, Rosita fornicata, Globotruncana linneiana, G. bulloides, G. arca, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis.

Vers le Nord, aux environs du Moulinet, dans les calcaires micritiques situés juste au-dessous des niveaux éocènes, Globotruncana arca a été reconnu. Au fort de l'Aution, et près des bâtiments en ruine de Plan Caval, les termes sommitaux du Crétacé ont livré une riche microfaune avec en particulier : Rosita fornicata, Globotruncana stuartiformis, Globotruncana bulloides, G. linneiana, G. arca, G. orientalis, et G. ventricosa. Cette association caractérise la partie moyenne du Campanien.

Dans presque toutes ces localités, la surface supérieure des derniers bancs de calcaire crétacé est corrodée et perforée par des lithophages.

2. Le Campanien de Creppo

A partir du village de Creppo, en montant soit vers le "Bric Castellaccio", soit vers le sommet du "Carmo Cerbontina", on peut observer, au-dessus des calcaires santoniens, les dépôts campaniens, constitués par des calcaires gris, durs, à patine claire, micritiques. Leur puissance est d'environ 200 mètres. Dans les termes inférieurs de cet ensemble a été reconnu un premier assemblage de Globotruncanidae :

Rosita cf. fornicata, Globotruncana linneiana, G. cf. bulloides, G. arca, Globotruncanita elevata et G. cf. stuartiformis. Dans les termes supérieurs, les espèces suivantes ont été déterminées : Rosita cf. fornicata, R. cf. patelliformis, Globotruncana linneiana, G. cf. bulloides, G. arca, G. ventricosa, G. cf. insignis et Globotruncanita cf. stuartiformis. Ces deux associations sont caractéristiques des parties inférieure et moyenne du Campanien.

Tous ces faciès, constitués uniquement de marnes et de calcaires, sont caractérisés par une microfaune et une macrofaune spécifiques des environnements de mer ouverte.

C. BASSIN DE L'ESTERON : le Campanien de Vieux-Pierrefeu et du Pous

Aux environs de ces deux localités affleurent les seuls dépôts de la série crétacée, attribués au Campanien et existant pour la région s'étalant au Sud-Ouest du Var.

a. Description

Le vieux village de Pierrefeu est situé à 2 km environ au Nord du nouveau village, ce dernier se trouvant au bord de la route qui mène de Gilette à Roquestéron. Les maisons de l'ancien village sont installées sur les poudingues et conglomérats éocènes, ainsi que sur les grès sous-jacents. La puissance totale de ces dépôts gréseux est de l'ordre de 240 m. On distingue de bas en haut (fig. 55) :

1 - Calcaires gris, à patine jaune, en petits bancs à surface irrégulière (40 m).

2 - Calcaires noduleux à débit en boules, se chargeant en grains de quartz vers le sommet (35 m) ; cet ensemble présente quelques passées plus sableuses à stratifications horizontales, et sept bancs calcaires à base ravinante, riches en huitres, en fragments d'Echinides et autres débris coquilliers ; la surface

supérieure de ces bancs est mamelonnée, rubéfiée et couverte de petites huitres et de bryozoaires.

3 - Sables glauconieux et glauconie (4 m), sur laquelle ont été effectuées les analyses isotopiques donnant un âge "corrigé" de 76 MA environ.

4 - Calcaires sableux à patine jaune, lités (35 m).

5 - Calcaires sableux à patine jaune, massifs (30 m).

6 - Grès fins blancs-verdâtres (16 m), avec quelques lentilles à grains de quartz plus grossiers.

7 - Grès à débris coquilliers (5 m), dont quelques fragments sont attribuables à des tests de Radiolitidae ; ces grès admettent plusieurs horizons de galets quartzeux, dont la taille peut atteindre 3 cm, et un niveau bréchique pluridécimétrique.

8 - Grès blancs et roux (48 m), mal visibles à cause des contructions du village, et dont certains bancs montrent à leur surface des pistes et des terriers.

9 - Calcaires gris sableux se débitant en plaquettes (12 m).

10 - Grès calcaires (18 m) fortement ravinés par les conglomérats tertiaires.

b. Interprétation

Le terme 1 est constitué par des micrites à rares spicules de spongiaires et Heterohelicidae.

Les calcaires du terme 2 sont des biomicrites, à bioclastes abondants parmi lesquels on rencontre des débris d'échinodermes, de bryozoaires, de Serpulidae, et surtout des fragments de coquilles d'huitres dont le pourcentage peut atteindre 30 %.

Les calcaires sableux des termes 4 et 5, renferment en moyenne 10 à 15 % d'éléments quartzeux, dont la taille est inférieure à 150 µm. Ce pourcentage est voisin de 30 % dans les derniers niveaux (termes 9 et 10), la taille des grains étant souvent millimétrique.

Cette série gréseuse est particulièrement pauvre en restes paléontologiques : absence de la microfaune, rareté de la

macrofaune, et ne peut donc être datée avec certitude. Une datation radiométrique par la méthode K/Ar a été effectuée sur des glauconies interstratifiées dans cette série (terme 3). L'âge apparent donné est de 71 millions d'années, âge qui doit être corrigé de 6 à 7 % en raison du rajeunissement général observé dans cette région tectonisée (voir plus loin, chap. VIII). L'âge "corrigé" de ces glauconies est donc voisin de 76 millions d'années, les situant ainsi vers le milieu du Campanien. L'ensemble de ces dépôts détritiques et glauconieux succède en continuité apparente aux marnes et aux calcaires santoniens, dont les derniers niveaux sont datés par une association de Globotruncanidae de la limite Santonien - Campanien, avec notamment Dicarinella asymetrica, Globotruncana bulloides, G. mariei. Ce complexe calcaréo-sablo-glauconieux est donc, en l'absence d'autres preuves, attribué au Campanien.

c. Faciès analogues

Par analogie de la nature des faciès et de l'évolution de leur succession, les formations à caractère détritique qui terminent la série crétacée du Pous, voisine de quelques kilomètres au lieu-dit la Haute Olive, ont aussi été attribuées au Campanien. Au-dessus des calcaires santoniens à Néoflabellines, on observe de bas en haut (fig. 55) :

- Calcaires sableux (30 m).
- Calcaires sableux, parfois glauconieux, à débit en boule, et marnes sableuses micacées (26 m) ; certains de ces niveaux sont riches en petites huitres, en fragments de tests d'Echinides, de bryozoaires, de tubes de vers.
- Grès calcaires interstratifiés dans des sables roux (60 m)

Dans ces deux séries, aux faciès calcaires riches en huitres, succèdent des calcaires sableux, puis des grès fins, de plus en plus grossiers, passant à des sables dans la coupe du Pous. La faune a un cachet très littoral. Organismes et sédiments caractérisent des milieux de plate-forme proximale.

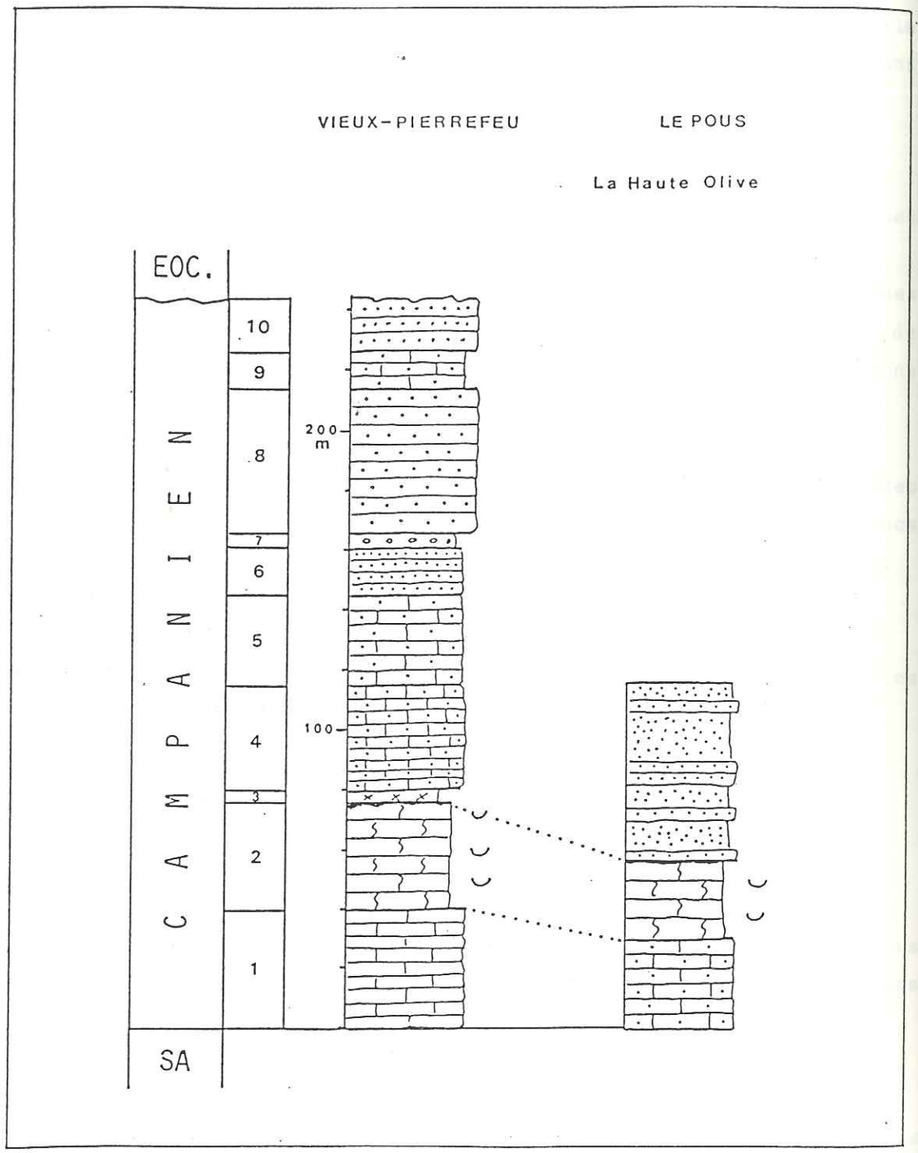


Fig. 55. Coupes du Campanien de Vieux-Pierrefeu et du Pous.

D. CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DU CAMPANIEN

Les différentes analyses micropaléontologiques et sédimentologiques effectuées sur les assises, le plus souvent terminales de la série crétacée, permettent de caractériser, dans ce domaine subalpin méridional, le Campanien, peu connu jusqu'à présent (fig. 56).

La limite avec le Santonien est bien indiquée, chez les Globotruncanidae, avec l'extinction des derniers représentants appartenant aux genres Dicarinella et Marginotruncana, ainsi que par l'apparition de deux espèces nouvelles : Globotruncana mariei et G. arca, bons marqueurs en règle générale de la base du Campanien.

La première biozone de cet étage (zone à Globotruncanita elevata) se caractérise par une association constituée, à côté des deux Globotruncana citées précédemment, d'espèces héritées du Santonien (Globotruncana linneiana, G. bulloides, Rosita fornicata), ainsi que par l'apparition successivement des premières Globotruncanita (G. elevata, G. stuartiformis) et de Globotruncana orientalis.

La deuxième biozone campanienne est définie par l'extension totale de Globotruncana ventricosa. Ce taxon a été reconnu en plusieurs points, accompagné d'espèces de la biozone précédente (sauf Globotruncanita elevata), mais aussi de Globotruncana insignis et de Rosita patelliformis. Ces assemblages ont été observés le plus souvent dans la région étudiée, dans les termes sommitaux de la série crétacée, sauf dans le secteur extrême oriental (Creppo).

Globotruncanita calcarata, forme caractérisant la troisième et dernière biozone de Globotruncanidae pour le Campanien, mais généralement rare, n'a pas été identifiée régionalement.

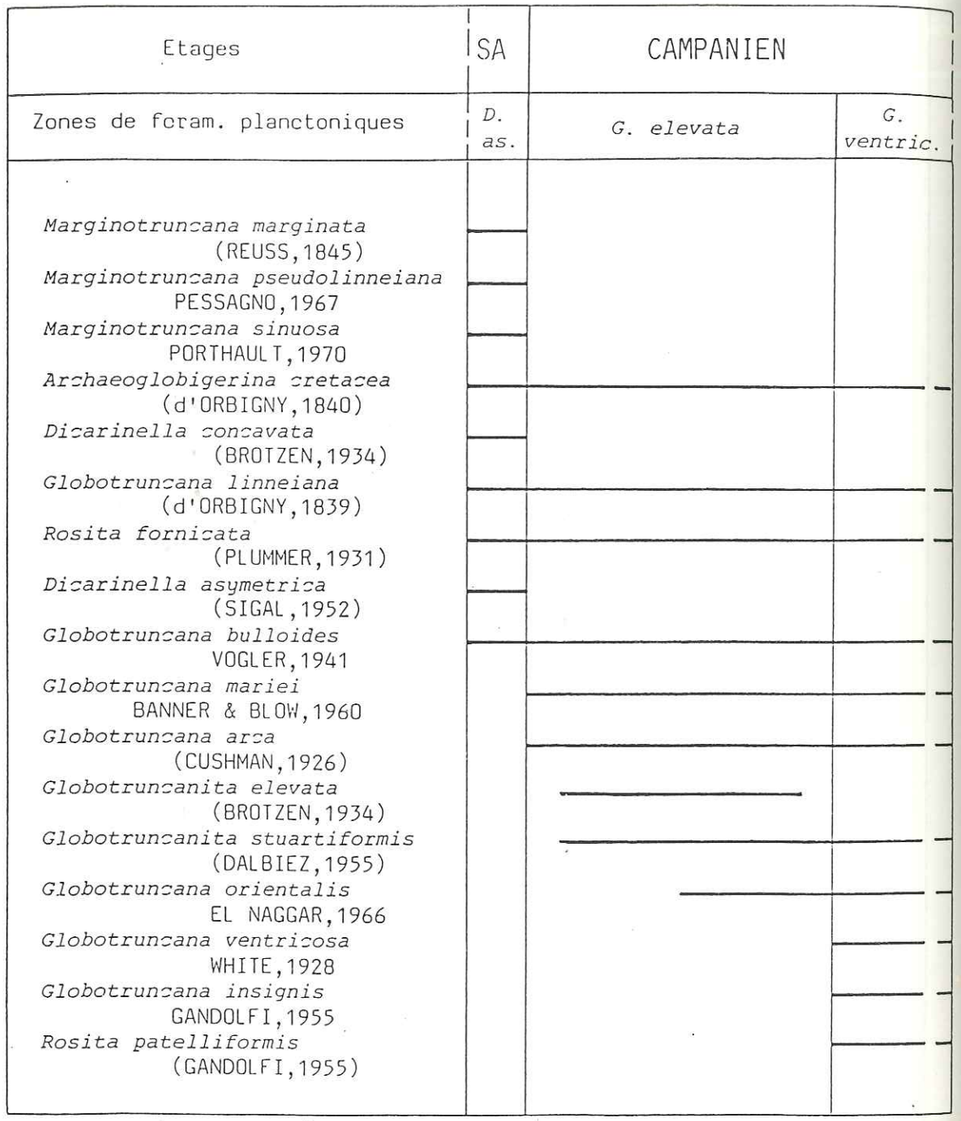


Fig. 56. Répartition stratigraphique des Globotruncanidae campaniens en domaine subalpin méridional.

VII. MAASTRICHTIEN

A. EXTENSION DES FORMATIONS MAASTRICHTIENNES ET LOCALISATION DES COUPES

Le Maastrichtien n'a été reconnu que dans la partie extrême-orientale de la zone étudiée, aux environs du village de Creppo, dans la haute vallée de l'Argentina (fig. 57).

Dans cette même vallée, aux abords de Triora, R. CAMPREDON et B. PORTHAULT avaient signalé en 1971, la présence dans des calcaires fortement schistosés, d'une microfaune planctonique permettant de donner un âge maastrichtien inférieur à ces niveaux.

Pour cet étage, trois biozones de Globotruncanidae sont différenciées. La première (zone à Globotruncana falsostuarti) est définie par l'intervalle compris entre l'extinction de Globotruncanita calcarata (espèce campanienne) et l'apparition de Gansserina gansseri ; sa limite inférieure coïncide avec celle de l'étage. L'intervalle compris entre l'apparition de ce dernier taxon et l'apparition de Abathomphalus mayaroensis détermine la seconde biozone (zone à Gansserina gansseri). Quant à la troisième, elle correspond à l'intervalle compris entre l'apparition de la forme précédente et l'apparition des premiers Globigerinidae tertiaires (zone à Abathomphalus mayaroensis).

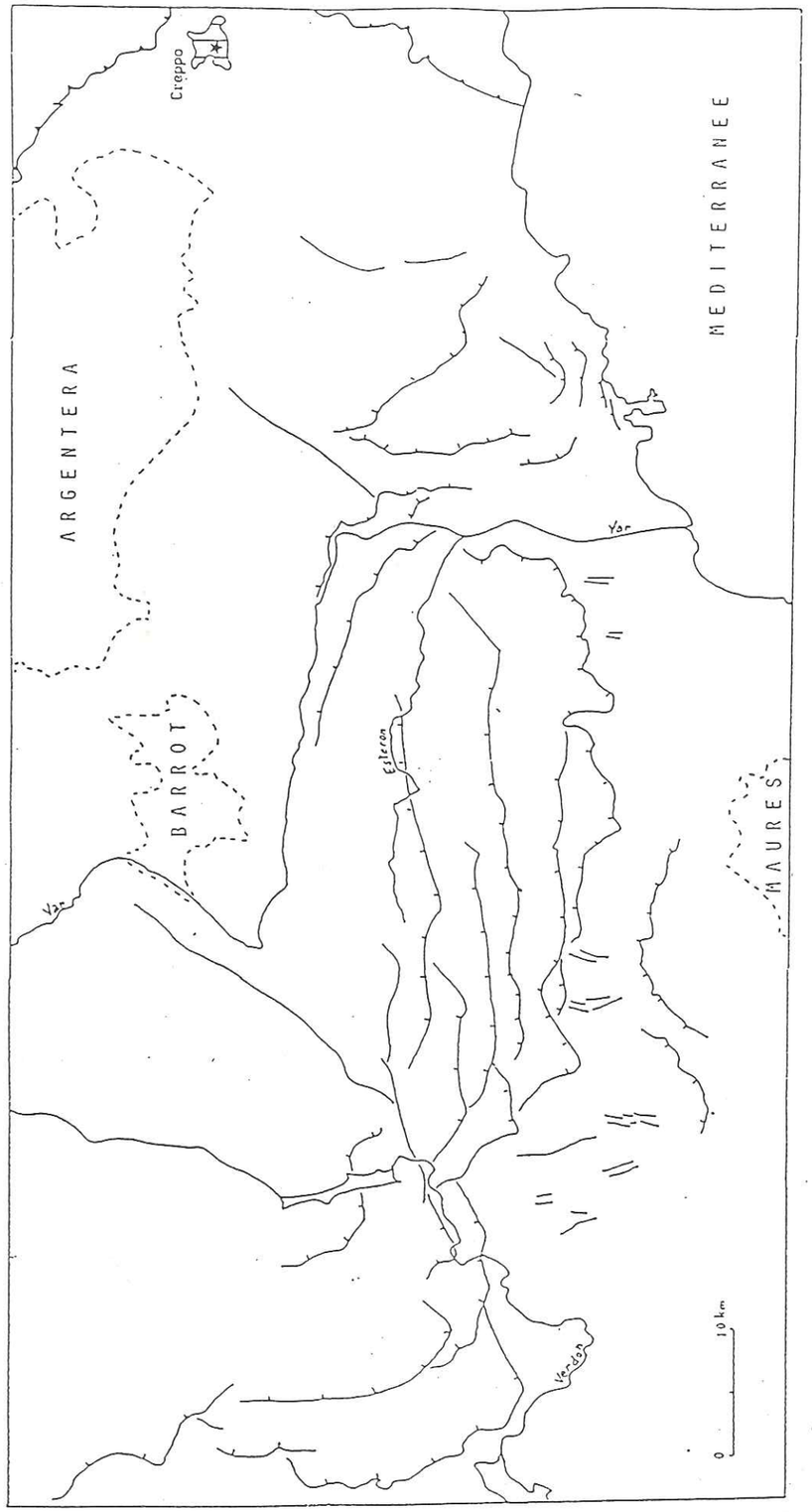


Fig. 57. Extension des formations maastrichtiennes et position géographique des coupes étudiées.

B. PROVINCE NORD-ORIENTALE : le Maastrichtien de Creppo

Le village de Creppo est situé au fond de la haute-vallée, très encaissée, de l'Argentina et est environné de sommets où affleurent les assises terminales de la série crétacée et les terrains tertiaires sus-jacents. Le contact entre les formations maastrichtiennes et éocènes peut être observé soit vers le Nord, en montant au "Bric Castellacio" à partir du "Valle Infernetto", soit vers le Sud, en atteignant le "Carmo Gerbontina" par le "Valle Negre".

Les derniers niveaux crétacés sont représentés par des calcaires gris, à patine claire, schistosés, à faciès micritique, dans lesquels deux associations de Globotruncanidae ont pu être déterminées. Il faut noter toutefois que les tests de ces foraminifères sont souvent recristallisés. Le premier assemblage est constitué de Rosita fornicata, Globotruncana linneiana, G. arca, et de Globotruncanita cf. stuarti, espèces caractérisant plutôt la partie inférieure de l'étage. Dans le second, ont été reconnues : Rosita fornicata, Globotruncana arca, Globotruncanita conica, G. cf. stuarti, et Gansserina cf. gansseri, formes caractéristiques de la deuxième biozone du Maastrichtien.

L'association de Globotruncanidae, signalée par R. CAMPREDON et B. PORTHAULT (1971), datant du Maastrichtien inférieur des calcaires affeurant entre Creppo et Realdo, présente de nombreux éléments semblables ; les espèces citées sont : Globotruncana conica, G. cf. contusa, G. cf. elevata, G. cf. fornicata, G. cf. gansseri, G. gr. stuarti-stuartiformis, G. cf. trinidadensis.

Ce Maastrichtien se présente donc sous un faciès calcaire, à foraminifères planctoniques. Mais les auteurs cités plus haut signalent aussi que du Maastrichtien à caractère néritique existe sous forme de galets, remaniés dans les "Conglomérats à Microcodium", formation discontinue située à la base du Tertiaire. Il s'agit de "calcaires gréseux biodétritiques à Siderolites calcitrapoïdes LMK. et Siderolites cf. vidali DOUV., débris de lamellibranches et fragments d'algues". L'extension de ces faciès est difficile à préciser, ces galets n'ayant été retrouvés qu'à la base des formations tertiaires des synclinaux de Mortola, de Contes et du col de Braus.

C. CONCLUSIONS SUR LA BIOSTRATIGRAPHIE DU MAASTRICHTIEN

Les formations maastrichtiennes n'ont été observées dans le domaine subalpin étudié que dans la haute-vallée de l'Argentina (Creppo). Les associations de Globotruncanidae permettent de caractériser, en toute vraisemblance, les deux premières biozones, c'est-à-dire les termes inférieurs de l'étage ; mais, d'une part, les affleurements ne sont pas très étendus, d'autre part, les faciès très carbonatés, schistosés, ne sont guère favorables à une étude microfaunique détaillée.

VIII. DONNEES RADIOMETRIQUES

Les formations crétacées du domaine subalpin méridional étudié présentent plusieurs horizons glauconieux, centimétriques à métriques. Il était intéressant d'effectuer des datations absolues par la méthode d'analyse isotopique, potassium-argon, sur les différentes glauconies afin d'établir des corrélations entre échelles biostratigraphique et radiométrique, et de préciser éventuellement le comportement des glauconies pendant des processus de déformation relativement restreinte.

On sait en effet que l'augmentation de température et de pression au cours de l'enfouissement des sédiments, ou des mouvements tectoniques peuvent se traduire par une perte en argon radiogénique, et donc par une modification de l'âge réel de la glauconie (rajeunissement). C'est le cas signalé par J.F. EVERNDEN et al., (1961), à propos d'un échantillon de Lias supérieur provenant d'Italie du Nord, région ayant subi des déformations pendant l'orogène alpin ; l'âge apparent obtenu, constantes recalculées, est de 93 millions d'années, c'est-à-dire correspondant à un âge cénomanien.

Une trentaine d'échantillons ont donc été récoltés à des niveaux bien repérés stratigraphiquement, dans des séries peu déformées et non à proximité immédiate d'accidents tectoniques.

Sur ces échantillons, 8 ont été sélectionnés, en raison de leur état de conservation, pour une analyse isotopique. Ces analyses ont été réalisées par G.S. ODIN, et les résultats publiés en 1982 (M. CONARD, M. KREUZER et G.S. ODIN).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58

Les glauconies retenues proviennent toutes en définitive, de la région du bassin de l'Estéron ; elles sont localisées sur le schéma de la figure 58.

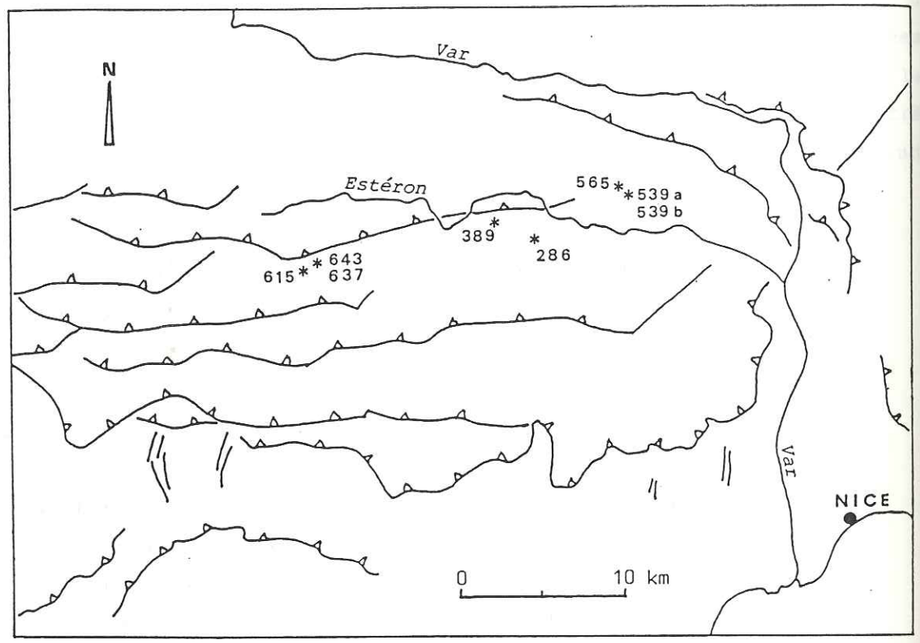


Fig. 58. Schéma de localisation des échantillons de glauconie analysés.

L'échantillon MC 286 a été récolté dans le vallon du Blay. Il est situé à la base du Cénomanien supérieur (terme lithologique 10, fig. 15), juste au-dessous d'un horizon de marnes où apparaissent Rotalipora deeckei, Whiteinella baltica, W. brittonensis, espèces caractérisant la partie supérieure de cet étage (biozone à Rotalipora cushmani).

L'échantillon MC 389 provient de la région du Pous, près de Roquestéron (terme 7, fig. 31). Il est interstratifié entre des assises datées de la partie moyenne du Turonien, notamment par

Praeglobotruncana helvetica et des niveaux plus élevés, du début de la zone à Marginotruncana schneegansi, caractérisés par Dicarinella imbricata, Marginotruncana marginata, M. coronata.

L'échantillon MC 615 a été prélevé près du col de Pinpinier (fig. 32). Il appartient au Turonien terminal ou au Coniacien basal ; il repose en effet au-dessus des niveaux à Praeglobotruncana helvetica, P. praehelvetica et juste au-dessous de marnes à Marginotruncana paraconcavata, Archeoglobigerina cretacea, espèces caractéristiques du Coniacien (zone à Marginotruncana schneegansi).

Les échantillons MC 637 et MC 643 (fig. 41) proviennent également du col de Pinpinnier. Ils sont situés à 30 m l'un au-dessus de l'autre, dans une succession de marnes et de calcaires de la partie supérieure du Coniacien : zone à Dicarinella concavata. Cet âge est confirmé par une Ammonite : Protexanites bourgeoisi (D'ORB) trouvée au niveau MC 643.

Les deux échantillons MC 539 a et MC 539 b distants sur le terrain de quelques mètres, ont été récoltés près du village de Vieux-Pierrefeu. Ils sont interstratifiés dans une série marneuse ayant livré des Globotruncanidae de la partie supérieure de la zone à Dicarinella asymetrica (Santonien), avec notamment Globotruncana bulloides.

L'échantillon MC 565 a été prélevé aussi à Vieux-Pierrefeu dans un niveau très glauconieux de 2 m d'épaisseur, situé dans la série stratigraphique, à 115 m environ au-dessus des deux échantillons précédents. Ce niveau riche en brachiopodes, en lamellibranches (Neithea quadricostata) repose, par l'intermédiaire d'une surface durcie, sur des calcaires biodétritiques terminant la succession marno-calcaire santonienne (zone à Dicarinella asymetrica) ; les sédiments sus-jacents très détritiques n'ont livré que quelques débris de macrofaune non déterminables. Cet horizon a été attribué au Campanien en raison de sa position lithostratigraphique (terme lithologique 3, fig. 55) ; il est en effet situé bien au-dessus de niveaux datés de la limite Santonien - Campanien, par les Globotruncanidae (association avec en particulier Dicarinella asymetrica, Globotruncana bulloides, G. mariei).

Les caractéristiques géographiques et stratigraphiques des glauconies ayant fait l'objet d'analyse sont résumées dans le tableau ci-après (fig. 59).

Echantillon N°	Localité	Coordonnées Lambert x	y	Statigraphie (1)
MC 565	Vieux - Pierrefeu	981,2	186,1	Post - Santonien
MC 539 a	Vieux - Pierrefeu	981,4	186,1	Santonien
MC 539 b	Vieux - Pierrefeu	981,4	186,1	Santonien
MC 643	Col de Pinpinier	960,7	180,9	Coniacien sup.
MC 637	Col de Pinpinier	960,8	180,9	Coniacien sup.
MC 615	Col de Pinpinier	960,2	180,4	Turonien terminal
MC 389	Col du Pous	973,8	182,8	Turonien sup.
MC 286	Vallon du Blay	976,4	182,4	Cénomanien sup.

(1) établie d'après les associations de Globotruncanidae

Fig. 59. Localisation et stratigraphie des échantillons de glauconie analysés.

Les échantillons prélevés ont été soumis, après lavage, à un tamisage ; la fraction 160-500 µm a été triée à l'aide d'un séparateur magnétique pour retenir la part la plus pure ; ces éléments isolés ont été ensuite nettoyés aux ultra-sons.

Ces glauconies se présentent sous forme de grains, d'un vert intense. L'observation n'a pas permis de déceler un quelconque remaniement.

Les études minéralogiques par diffractométrie aux rayons X montrent que tous ces grains sont constitués de minéraux glauconitiques évolués à très évolués (fig. 60).

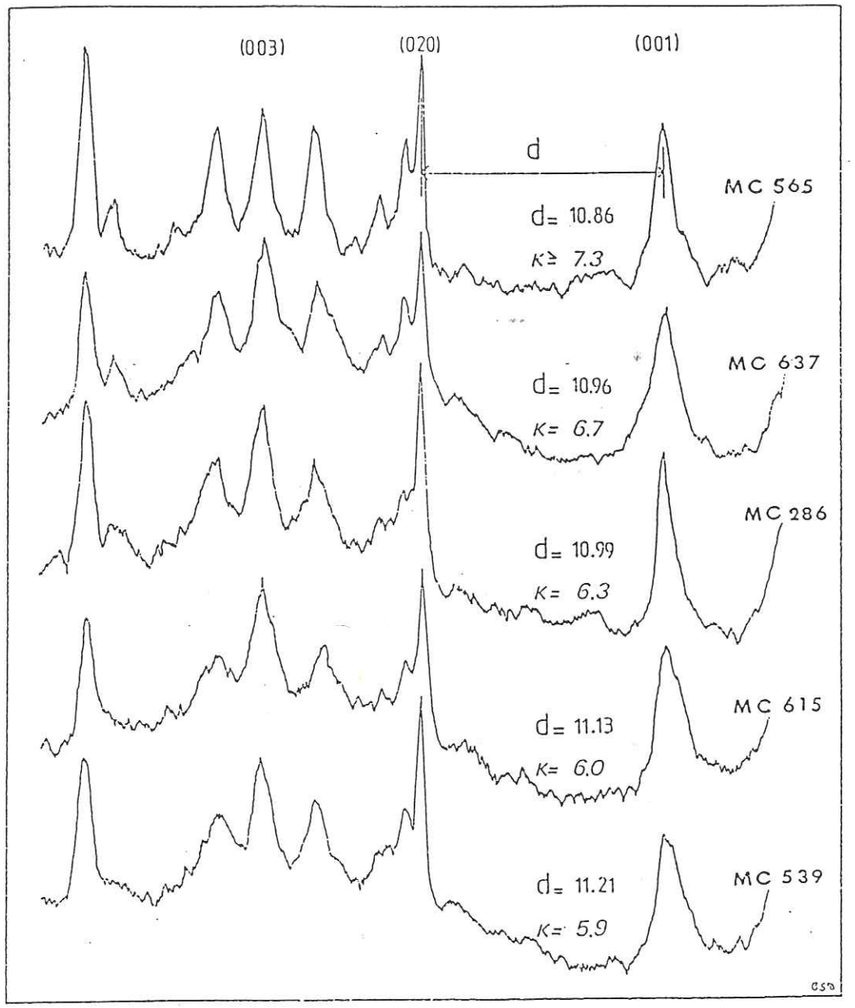


Fig. 60. Diffractogrammes aux rayons X des glauconies du domaine subalpin étudié : le pourcentage en potassium (K%) est donné par la distance relative en centimètres entre les deux pics caractéristiques de diffraction (001) et (020).

Les résultats des analyses radiométriques obtenus sur ces glauconies de Haute-Provence sont donnés dans le tableau ci-dessous (fig. 61).

Echantillon N°	Potassium (K%)	Argon (% rad)	Argon rad.Ar (nl/g)	Age apparent (MA, ICC)
MC 565	7,28 ± 0,10	89,3 89,2	20,50 ± 0,26 20,45 ± 0,30	71,0 ± 1,2
MC 539a	6,06 ± 0,18	83,9	18,75 ± 0,23	77,9 ± 2,5
MC 539b	5,93 ± 0,12	85,2 84,6	18,85 ± 0,27 18,80 ± 0,24	79,9 ± 1,8
MC 643	6,03 ± 0,10	85,3	19,09 ± 0,24	79,7 ± 1,7
MC 637	6,74 ± 0,18	88,8 89,1	21,37 ± 0,26 21,29 ± 0,26	79,6 ± 2,2
MC 615	6,03 ± 0,15	86,0	19,79 ± 0,50	82,5 ± 2,9
MC 389	6,05 ± 0,15	89,2 88,8	20,47 ± 0,26 20,45 ± 0,25	85,0 ± 2,2
MC 286	6,31 ± 0,19	85,0 87,2	21,04 ± 0,26 21,05 ± 0,43	83,8 ± 2,6

Fig. 61. Résultats des analyses radiométriques effectuées sur les glauconies du bassin de l'Estéron.

Le pourcentage en potassium a été mesuré au moyen d'un photomètre de flamme et le dosage de l'argon radiogénique par dilution isotopique. Les constantes utilisées pour le calcul de l'âge apparent sont les constantes conventionnelles internationales (abréviations ICC), adoptées au Congrès de Sydney en 1976. Certains échantillons ont fait l'objet d'une double mesure, afin de mieux contrôler les erreurs possibles ; c'est le cas des prélèvements MC 286, MC 389, MC 637, MC 539 b et MC 565.

Sur le tableau suivant (fig. 62) sont indiqueés :

- les âges stratigraphiques, donnés par les associations de Globotruncanidae ;
- les âges radiométriques estimés, en millions d'années, et calculés d'après l'échelle des temps géologiques proposée par G. S. ODIN et W. J. KENNEDY (1982) ; cette échelle a été établie à partir de datations obtenues sur des glauconies de bassins sédimentaires d'Europe et sur des bentonites d'Amérique du Nord.
- les âges radiométriques apparents, calculés d'après les résultats analytiques du tableau précédent, avec les constantes internationales (ICC).

Echantillon N°	Stratigraphie (1)	Age estimé (MA)(2)	Age apparent (MA,ICC)	Différence d'âge (MA)
MC 565	Post-Santonien	< 83 ± 1	71,0 ± 1,2	
MC 539a	Santonien	85 ± 1	77,9 ± 2,5	7,1 ± 2,5
MC 539b	Santonien	85 ± 1	79,9 ± 1,8	5,1 ± 1,8
MC 643	Coniacien sup.	86,5 ± 1	79,7 ± 1,7	6,8 ± 1,7
MC 637	Coniacien sup.	86,5 ± 1	79,6 ± 2,2	6,9 ± 2,2
MC 615	Turonien terminal	88 ± 1	82,5 ± 2,9	5,5 ± 2,9
MC 389	Turonien sup.	89 ± 1	85,0 ± 2,2	4 ± 2,2
MC 286	Cénomanien sup.	92 ± 1	83,8 ± 2,6	8,2 ± 2,6

(1) établie d'après les associations de Globotruncanidae
(2) calculé d'après l'échelle des temps géologiques proposée par G.S. ODIN et W.J. KENNEDY (1982).

Fig. 62. Comparaison des âges radiométriques estimés et des âges apparents obtenus sur les glauconies du bassin de l'Estéron.

La comparaison entre les âges estimés et les âges apparents K/Ar montre que toutes ces glauconies, récoltées dans le Bassin de l'Estéron, ont subi un rajeunissement général, de l'ordre de 6 à 7 % de l'âge actuel. Celui-ci est certainement dû a l'activité tectonique de cette région au cours du Tertiaire, bien que les échantillons aient été choisis le plus soigneusement possible, dans des zones les moins déformées.

Cette activité tectonique s'est traduite par une perte probable d'argon, inférieure à 10 %, sur tous les échantillons, quel que soit leur âge estimé. Ces glauconies ne peuvent donc dater un événement tectonique.

En ce qui concerne l'échantillon MC 565 (post-Santonien), celui-ci avait déjà fait l'objet d'une analyse isotopique par J. BODELLE et al. (1969). L'âge apparent donné (69,9 $\pm$ 3) recalculé avec les constantes conventionnelles devient 71,6 $\pm$ 3, c'est-à-dire analogue au chiffre du tableau ci-dessus (71,0 $\pm$ 1,2). Si l'on tient compte d'une perte moyenne d'argon de 7 % (calculée sur les autres échantillons), on obtient pour cette glauconie post-santonienne un âge "corrigé" de 76,6 $\pm$ 1,2 MA, c'est-à-dire Campanien. Ces niveaux seraient alors les derniers témoins datés de la mer crétacée dans cette région.

Les données radiométriques obtenues sur les glauconies du Crétacé supérieur de Haute-Provence ne permettent pas, étant donné l'existence de déformations d'origine alpine, de considérer ces âges apparents comme représentatifs de l'âge de dépôt. Elles montrent qu'une activité tectonique, même pour des échantillons prélevés dans des zones apparemment faiblement déformées, conduit à un rajeunissement des âges apparents de l'ordre de 7 %.

IX. CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE REGIONALE

La recherche et l'étude des foraminifères planctoniques, appartenant à la famille des Globotruncanidae, a permis, en premier lieu, d'établir une biozonation régionale, pour les formations du Crétacé supérieur du domaine subalpin méridional étudié.

L'extension verticale des différents genres et espèces de Globotruncanidae, dégagés de tous les échantillons récoltés, est présentée sur les figures 63, 64 et 65. Les taxons ont été groupés par genre, et notés selon leur ordre d'apparition.

Les limites des biozones, indiquées ont été établies sur des événements biologiques qui ne correspondent pas toujours aux limites des étages. Ces dernières apparaissent définies, dans la région considérée, par l'apparition ou l'extinction des espèces suivantes :

- la limite Albien - Cénomanien par l'apparition de Rotalipora micheli qui suit très rapidement celle de R. brotzeni ;
- la limite Cénomanien - Turonien par l'apparition de Dicarinella hagni ;
- la limite Turonien - Coniacien par l'extinction de Marginotruncana renzi et par l'apparition de M. paraconcavata, M. sinuosa, M. tarfayaensis, Archeoglobigerina cretacea ;
- la limite Coniacien - Santonien par l'extinction de Marginotruncana paraconcavata, M. schneegansi, M. tarfayaensis ;

Etages	ALB.	CENOMANIEN i	m	s	TURONIEN i	m	s	CONIAC.	SANTONIEN	CAMPANIEN	
Zones de foram. plancton.	*R. app.*	*R. brot.*	*R. re.*	*R. cushmani*	*W. arc.*	*P. helv.*	*M. schne.*	*D. concav.*	*D. asymetrica*	*G. elevata*	*G. ventricosa*
ROTALIPORA *appenninica* (RENZ,1936) *brotzeni* (SIGAL,1948) *micheli* (SACAL & DEB.,1957) *montsalvensis* MORNOD,1950 *reicheli* (MORNOD,1950) *cushmani* (MORROW,1934) *greenhornensis* (MORROW,1934) *deeckei* (FRANKE,1925)											
HEDBERGELLA *planispira* (TAPPAN,1940) *delrioensis* (CARSEY,1926) *simplex* (MORROW,1934) *flandrini* PORTHAULT,1970											
PRAEGLOBOTRUNCANA *delrioensis* (PLUMMER,1931) *stephani* (GANDOLFI,1942) *gibba* KLAUS,1960 *aumalensis* (SIGAL,1952) *praehelvetica* (TRUJILLO,1960) *helvetica* (BOLLI,1945)											

Fig. 63. Extension verticale des espèces de Globotruncanidae en domaine subalpin méridional (a).

Etages	ALB.	CENOMANIEN i	m	s	TURONIEN i	m	s	CONIAC.	SANTONIEN	CAMPANIEN	
Zones de foram. plancton.	*R. app.*	*R. brot.*	*R. re.*	*R. cushmani*	*W. arc.*	*P. helv.*	*M. schne.*	*D. concav.*	*D. asymetrica*	*G. elevata*	*G. ventricosa*
WHITEINELLA *baltica* DOUGLAS & RANK,1969 *brittonensis* (LOEB & TAP.,1961) *paradubia* (SIGAL,1952) *aprica* (LOEB & TAPP.,1961) *archeocretacea* PESSAGNO,1967											
DICARINELLA *algeriana* (CARON,1966) *hagni* (SCHEIBNEROVA,1962) *imbricata* (MORNOD,1950) *primitiva* (DALBIEZ,1955) *concavata* (BROTZEN,1934) *asymetrica* (SIGAL,1952)											
MARGINOTRUNCANA *renzi* (GANDOLFI,1942) *sigali* (REICHEL,1950) *schneegansi* (SIGAL,1952) *marianosi* (DOUGLAS,1969) *coronata* (BOLLI,1945) *marginata* (REUSS,1845) *pseudolinneiana* PESS.,1967 *sinuosa* PORTHAULT,1970 *paraconcavata* PORTHAULT,1970 *tarfayaensis* (LEHMANN,1963) *undulata* (LEHMANN,1963)											

Fig. 64. Extension verticale des espèces de Globotruncanidae en domaine subalpin méridional (b).

Etages	ALB.	CENOMANIEN inf. moy. sup.			TURONIEN inf. moy. sup.		CONIAC.	SANTONIEN	CAMPANIEN
Zones de foram. plancton.	*R. app.*	*R. brot.*	*R. re.*	*R. cushmani*	*W. arc.*	*P. helv.*	*M. schne.*	*D. concav.*	*D. asymetrica*	*G. elevata*	*G. ventricosa*
ARCHAEOGLOBIGERINA *cretacea* (d'ORBIGNY,1840)											
GLOBOTRUNCANA *linneiana* (d'ORBIGNY,1839) *bulloides* VOGLER,1941 *mariei* BANNER & BLOW,1960 *arca* (CUSHMAN,1926) *orientalis* EL NAGGAR,1966 *ventricosa* WHITE,1928 *insignis* GANDOLFI,1955											
ROSITA *fornicata* (PLUMMER,1931) *patelliformis* (GANDOLFI,1955)											
GLOBOTRUNCANITA *elevata* (BROTZEN, 1934) *stuartiformis* (DALBIEZ,1955)											

Fig. 65. Extension verticale des espèces de Globotruncanidae en domaine subalpin méridional (c).

- la limite Santonien - Campanien par l'extinction de Dicarinella asymetrica et par l'apparition de Globotruncana mariei et G. arca ;
- le Maastrichtien affleurant peu, ses limites sont mal caractérisées.

Cette distribution verticale des espèces de Globotruncanidae correspond assez bien à ce qui a déjà été décrit pour d'autres régions du Sud-Est de la France (Provence, bassin vocontien) ou plus généralement pour le domaine téthysien.

Les foraminifères crétacés de Provence ont fait l'objet de recherches récentes de la part de G. TRONCHETTI (1981). Cette région présente à cette époque, des environnements de plate-forme, carbonatée, et des environnements de bassin. Les foraminifères planctoniques sont d'une manière générale absents des premiers, alors que leur pourcentage est élevé dans les seconds. Les Globotruncanidae sont présents depuis le Cénomanien inférieur jusqu'au Santonien supérieur, avant l'apparition des faciès margino-littoraux du Santonien terminal, puis continentaux du Campanien.

Les foraminifères planctoniques de la "Fosse vocontienne" ont été étudiés par B. PORTHAULT (1974). C'est un domaine où les séries marines à caractère pélagique sont bien développées, et où abondent les Globotruncanidae depuis la base du Cénomanien jusque dans la partie médiane du Campanien.

Pour le domaine téthysien, une synthèse a été présentée par le Groupe européen des foraminifères planctoniques, pour le Crétacé "moyen" et supérieur (Mer boréale et Téthys) (F. ROBASZYNSKI, M. CARON et al., 1979, 1983).

Une corrélation de l'extension verticale des diverses espèces de Globotruncanidae observées dans ces différentes régions est tentée et proposée par les figures 66 et 67. Toutes les espèces reconnues ne sont pas mentionnées ici, seules le sont celles qui ne semblent pas poser de problèmes taxinomiques importants ; d'autres ont été mises en synonymie. Les zones ne sont pas indiquées, n'ayant pas été établies partout ; la longévité des espèces est donc repérée en fonction des étages.

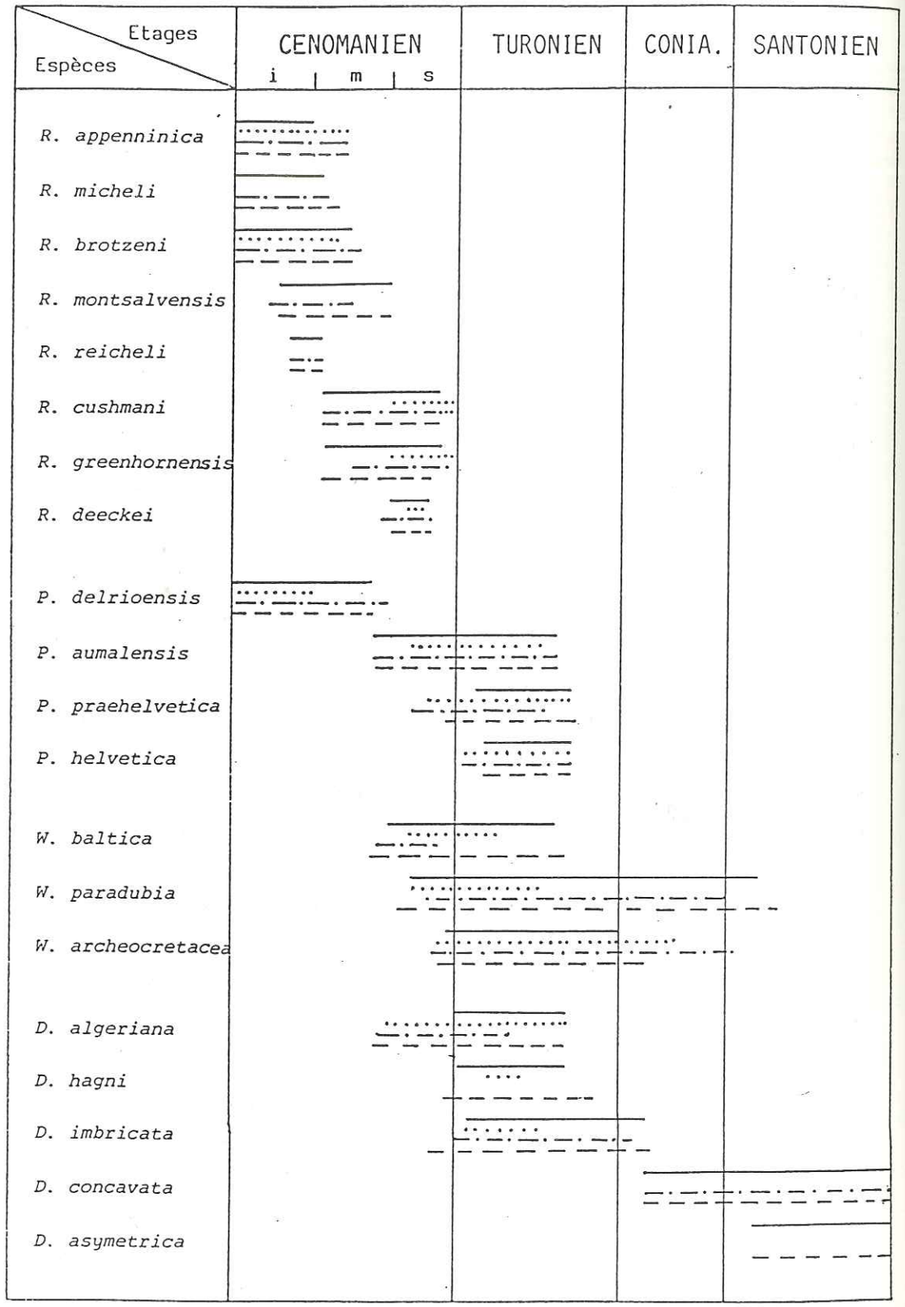


Fig. 66. Extension verticale des Globotruncanidae observés dans la région étudiée —— (M. C.-N.), en Provence ·····(G. T.), dans le bassin vocontien —·—(B.P.) et dans le domaine téthysien — —(F.R. et al.) (a).

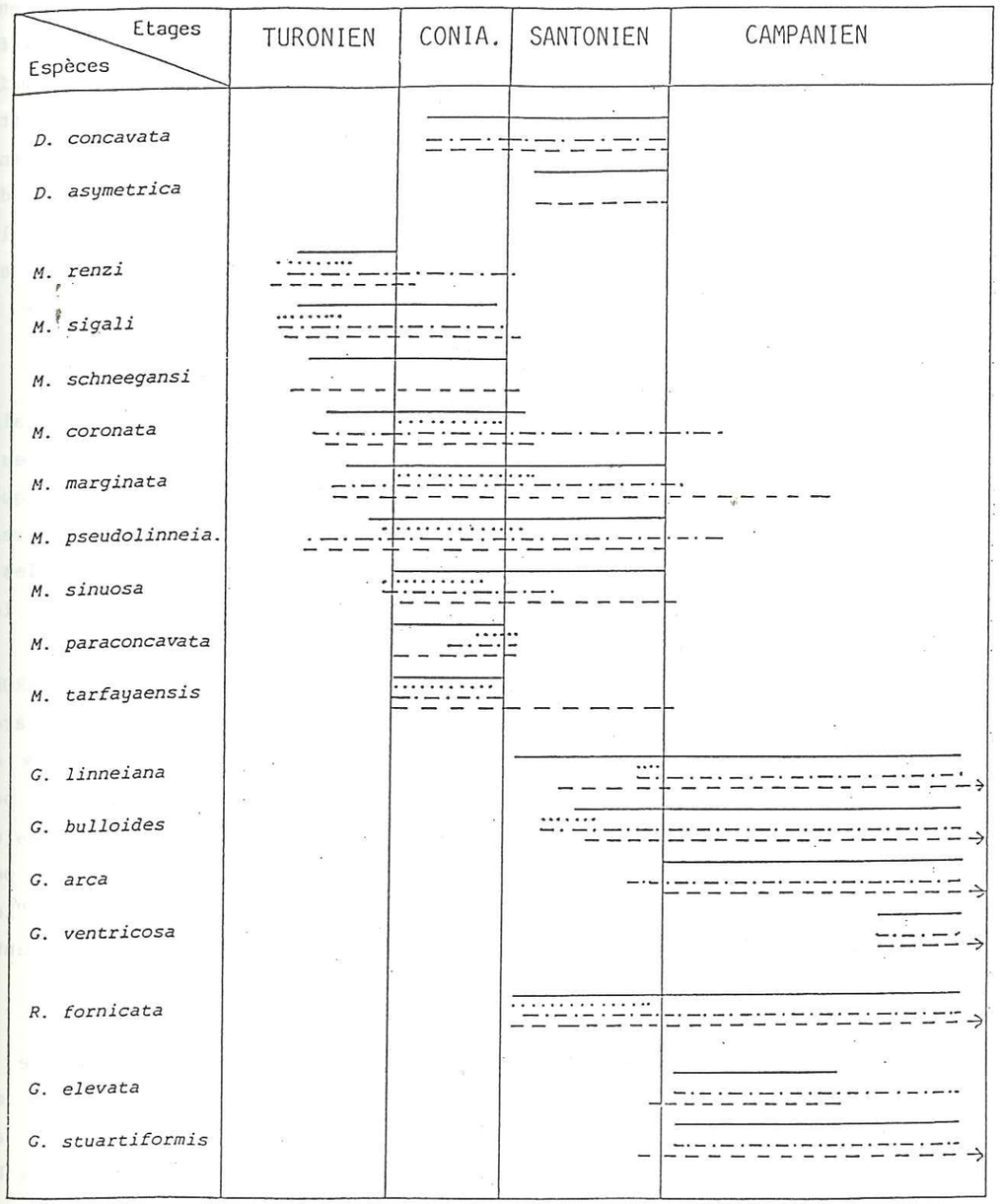


Fig. 67. Extension verticale des Globotruncanidae observés dans la région étudiée —— (M. C.-N.), en Provence ·····(G.T.), dans le bassin vocontien —·—(B.P.) et dans le domaine téthysien — —(F.R. et al.) (b).

L'examen de ces tableaux ne fait apparaître d'une façon générale, dans la distribution de ces taxons, que de faibles différences ; les plus grandes existant dans les comparaisons avec le domaine téthysien, beaucoup plus important géographiquement. Les petites variations observées peuvent être dues d'abord à une légère divergence dans le concept de l'espèce. Elles réflètent vraisemblablement des différences paléogéographiques locales ou même régionales, les foraminifères planctoniques étant des organismes sensibles au moins aux facteurs suivants : variations de température, de profondeur de la tranche d'eau et de la richesse des eaux en éléments nutritifs.

M. HART et H. BAILEY (1979) ont montré que, dans l'intervalle Albien - Santonien, sur les plateformes épicontinentales qui couvrent la plus grande partie de l'Europe de l'Ouest, les facteurs principaux contrôlant la distribution des foraminifères planctoniques étaient la température et la profondeur de l'eau. Ces auteurs n'ignorent pas cependant l'influence d'autres facteurs, peut-être plus difficiles à mettre en évidence comme l'apport de nourriture, la salinité, les courants de surface, la turbidité des eaux.

En fonction de leur distribution en profondeur, M. CARON (1983 a) distingue ainsi deux types d'association pour les foraminifères planctoniques du Crétacé, correspondant plus ou moins aux milieux de plate-forme et de haute-mer. La première association d'eaux peu profondes, comprend "les formes globuleuses, bisériées, planispiralées ou trochospiralées, de petite taille, à test peu épais, de type peu évolué". La seconde association, d'eaux plus profondes, comprend "les formes plus grandes, à test épais, trochospiralées essentiellement, carénées, ornées, plus complexes, de type évolué".

Pour le Sud-Est de la France, la Basse-Provence montre une moindre diversité des espèces et des extensions limitées de celles-ci, en liaison avec des environnements peu favorables au développement d'une microfaune planctonique (plate-forme carbonatée). Le bassin vocontien et le domaine subalpin étudié sont, quant à eux, caractérisés par une plus grande richesse des espèces, à extension souvent maximale.

D'un point de vue plus général, la distribution des espèces de Globotruncanidae au cours du Crétacé supérieur fait apparaître des périodes de renouvellement microfaunique. Ainsi au Cénomanien moyen, on constate l'extinction de certains taxons, et l'apparition de nouvelles espèces, cela au sein du genre Rotalipora. Le Cénomanien terminal se caractérise par la disparition des Rotalipores et par la diversification d'espèces de grande taille, globuleuses (comme les Whiteinelles) et d'espèces à deux carènes (Dicarinelles). La limite Santonien - Campanien est aussi bien marquée par un changement de faune : extinction des Dicarinella, des Marginotruncana, diversification des Globotruncana et des Globotruncanita.

Ces renouvellements microfauniques peuvent être liés à des phénomènes plus généraux, par exemple à une variation du niveau marin (M. CARON, 1983 a).

L'étude microfaunique des formations du Crétacé supérieur de ce domaine subalpin méridional a permis également de préciser la distribution d'un autre groupe de foraminifères. En effet, à côté des Globotruncanidae, de nombreux représentants de diverses familles (Ammodiscidae, Ataxophragmiidae, Discorbidae, Nodosariidae, Textulariidae) ont été récoltés, et notamment plusieurs espèces appartenant au genre Neoflabellina. Ces foraminifères à test calcitique, hyalin, pluriloculaire sont des Nodosariidae. Ils présentent un stade initial enroulé, planispiralé, suivi d'un stade déroulé, rectiligne à loges en chevron très caractéristiques ; leur ouverture est terminale radiée. Les Neoflabellina se différencient des genres voisins par une ornementation bien développée, suturale et péri-aperturale.

L'observation dans les mêmes échantillons de Globotruncanidae et de Nodosariidae a permis d'établir des corrélations entre l'extension verticale des espèces de Neoflabellina observées et les zones de foraminifères planctoniques (fig. 68).

La comparaison de la distribution verticale de ces taxons dans le domaine subalpin étudié, dans la "Fosse vocontienne"

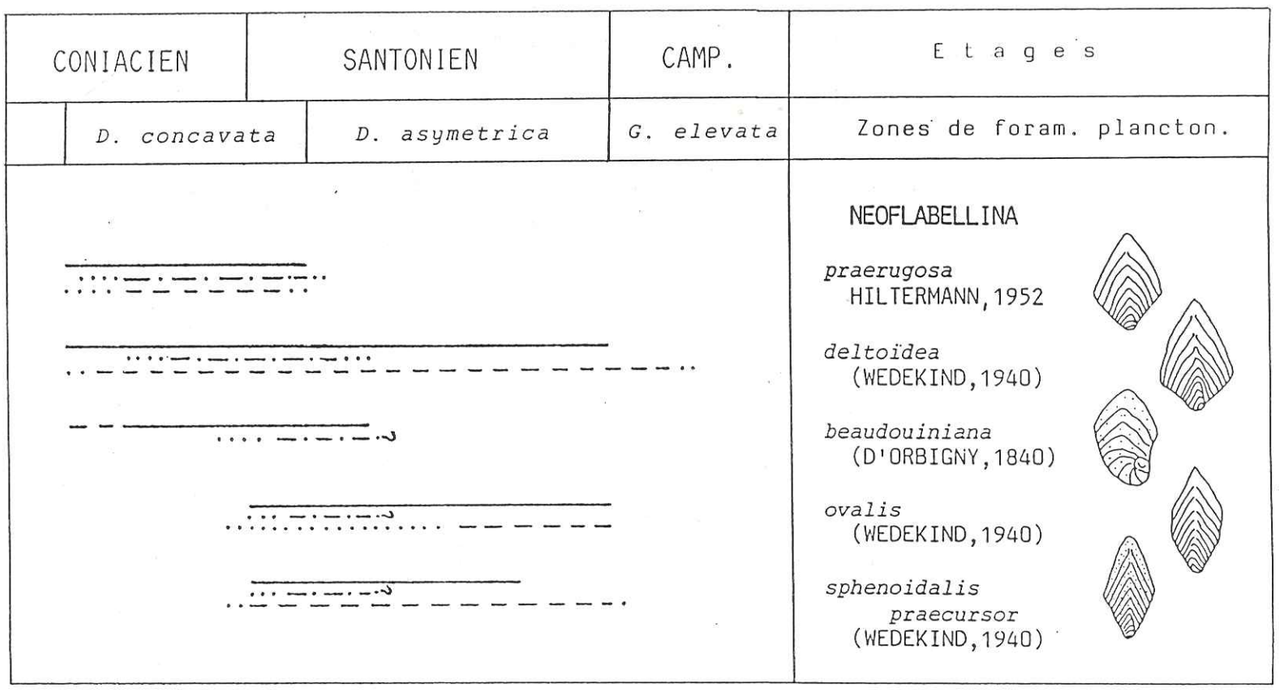


Fig. 68. Extension verticale des espèces de *Neoflabellina* observées dans le domaine subalpin méridional —— (M. C.-N.), dans le bassin vocontien —·—(B. P.) et en Allemagne nord-occidentale — —(H. H. et W. K.) (×15 environ).

(B. PORTHAULT, 1974) et en Allemagne nord-occidentale (H. HILTERMANN et W. KOCH, 1962) montre que ces espèces présentent un intérêt stratigraphique certain, pour le Coniacien et le Santonien. En particulier la limite entre ces deux étages semble bien marquée par l'apparition de Neoflabellina ovalis et de N. sphenoidalis praecursor.

DEUXIEME PARTIE

EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION

Après avoir tenté de caractériser les faciès de ce domaine subalpin méridional, en fonction de leur milieu de dépôts, on essayera d'une part de suivre les variations latérales existant entre ces différents faciès, et d'autre part d'analyser leur enchainement vertical au cours du Crétacé supérieur.

A la fin du Crétacé inférieur, les plates-formes éocrétacées du Sud-Est de la France sont envahies par la mer albo-cénomanienne, une sédimentation d'abord sablo-glauconieuse, puis argilo-carbonatée, succède à la sédimentation carbonatée. L'Albien est en effet marqué par un afflux de matériel terrigène plus ou moins grossier, marneux et gréso-glauconieux, qui va remplacer les faciès carbonatés urgoniens. A la fin de cette époque de changement, trois domaines sédimentaires peuvent être distingués dans cette région (fig. 69) (P. COTILLON, 1984) : au Sud, un domaine néritique, caractérisé par des séries réduites, à détritisme fin quartzo-micacé, avec condensations et lacunes ; au centre un domaine intermédiaire, assez étendu, à faciès hémipélagiques ; au Nord, un domaine pélagique, de type vocontien, à séries épaisses et continues.

De façon corrélative, cette période méso-crétacée est marquée par des mouvements tectoniques majeurs qui auront notamment pour conséquence l'émersion du Bombement durancien, datée de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur par J. P. MASSE et J. PHILIP (1976). Cette surrection aura pour effet, en particulier, le morcellement du bassin du Sud-Est, en séparant la mer pyrénéo-provençale de la mer alpine.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

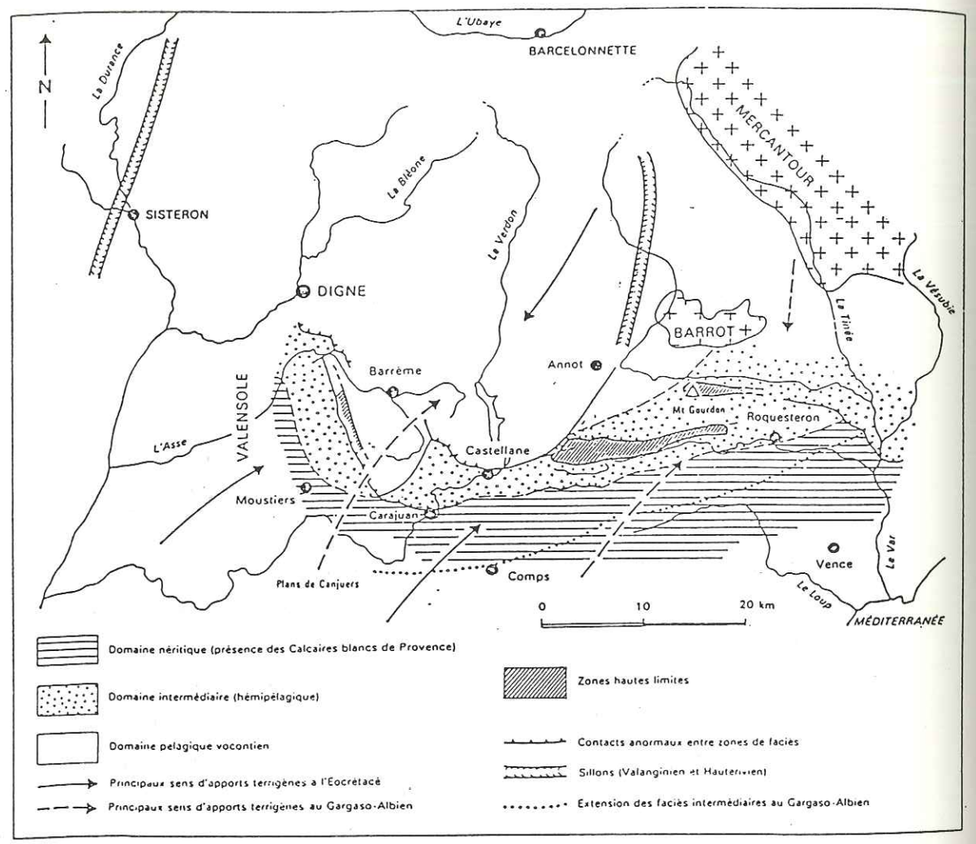


Fig. 69. Répartition des faciès du Crétacé inférieur dans l'arc de Castellane (d'après P. COTILLON, 1984).

I. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET REPARTITION DES FACIES

A. INTRODUCTION

D'après les observations faites et les études réalisées dans la première partie de ce mémoire, il apparait que les faciès distingués dans ces formations crétacées, correspondant à divers milieux de dépôts, ont été différenciés en fonction de leurs caractères sédimentaires et paléobiologiques.

Les faciès de bassin sont caractérisés par des sédiments fins, argilo-carbonatés, à faune pélagique largement dominante ; la présence de séquences grano-classées, de type turbiditique, et de glissements synsédimentaires indiquent en général l'existence de pentes, fréquentes dans les zones de bordure.

Les faciès de plate-forme distale montrent des alternances non régulières de niveaux argileux et carbonatés, à faune pélagique et benthique, foraminifères à test hyalin et à test agglutiné, ostracodes rares et peu diversifiés ; des horizons à accidents siliceux s'observent souvent dans les séries très carbonatées.

Les faciès de plate-forme proximale sont représentés par des dépôts essentiellement calcaires, parfois sableux, à faune benthique, foraminifères à test agglutiné, ostracodes abondants et variés, algues ; séquences deltaïques, niveaux ligniteux sont les indices d'un domaine continental proche.

La distribution de ces faciès a permis de mettre en évidence plusieurs secteurs géographiques ; les cartes de répartition représentées utilisent les données du cadre structural actuel non déplié.

L'observation, dans les séries crétacées analysées, de l'enregistrement de certains processus dynamiques a apporté également

des données intéressantes qui précisent la dynamique du bassin. Ces observations concernent essentiellement l'enregistrement de phénomènes résultant le plus souvent de facteurs hydro-dynamiques : stratifications horizontales ou obliques, rides de courant, ravinements, chenaux, faisceaux à structure contournée, orientation préférentielle d'organismes ou de fragments d'organismes.

Parmi ces exemples, une étude particulière a été faite sur l'orientation de certains objets d'origine organique. En effet les objets sédimentaires (organismes entiers ou fragments d'organismes) ayant une morphologie allongée, de type cylindrique ou conique, présentent parfois une orientation préférentielle mesurable. Celle-ci résulte le plus souvent de facteurs hydro-dynamiques et sa mesure permet ainsi une reconstitution des directions de courants. C'est le cas, dans les formations crétacées étudiées, de certains spongiaires, des spicules de spongiaires, des prismes d'Inocérames, de quelques foraminifères et de certains gastéropodes. De nombreux auteurs se sont intéressés à ce sujet, en particulier : M. L. JONES et J. M. DENISSON (1970), B. BEAUDOIN (1972), J. C. GALL (1976).

B. METHODOLOGIE

La richesse en spicules de spongiaires de nombreux niveaux a conduit à rechercher et à mesurer l'orientation préférentielle prise par ces objets organiques dans le domaine subalpin considéré. Les photographies 3 et 4 de la planche IX donnent une illustration de ces biomicrites à spicules. La méthode consiste à mesurer la direction de ces spicules sur des lames minces taillées dans le plan de stratification et orientées dans l'espace. Ces spicules ont en moyenne une longueur de 0,7 mm et un diamètre de 0,05 mm.

Afin de tester la valeur de cette méthode, deux séries d'échantillons orientés dans l'espace ont été prélevées dans des faciès riches en spicules de spongiaires, à La Penne (Alpes-Maritimes) où existent de bonnes conditions d'affleurement. Les niveaux considérés sont constitués par des calcaires sableux, non bioturbés, appartenant au Coniacien. Ils forment une succession d'unités lithologiques qui

affleurent largement en rive gauche et en rive droite du ruisseau de La Penne, à environ 250 m de distance, permettant ainsi les corrélations de banc à banc. Les mesures ont été effectuées d'une part au sein d'un même banc (à la base et au sommet), puis de part et d'autre du ruisseau de La Penne, d'autre part pour l'ensemble de la série en rive droite et en rive gauche.

Les résultats sont donnés dans le tableau ci-après (fig. 70). Il apparait tout d'abord que la répartition est loin d'être aléatoire et que l'on observe, dans tous les cas, un pôle dominant autour duquel s'organise une distribution généralement symétrique. Dans l'échantillon P 22 a de la rive gauche, auquel correspond en rive droite P, on note de plus la présence d'une population transversale subordonnée (t). Dans ce dernier cas, l'importance de cette population (t) est due au fait que les spicules sont petits (liés à la granulométrie du sédiment), leur position d'équilibre est donc moins stable et ils ont plus tendance à rouler sur le fond qu'à glisser.

La représentation polaire de ces populations montre qu'elles sont très resserrées, et symétriques par rapport à la médiane ; les écarts interquartiles sont le plus souvent voisins de 25°. Dans les quelques cas où cet écart atteint une valeur de 40 à 60°, il semble apparaitre une superposition de deux populations très proches.

L'unité P 30 (R. G.) fut choisie pour une analyse plus détaillée, en raison de son épaisseur (12 cm), de sa granulométrie et de son repérage de façon certaine en rive droite (P). Les mesures effectuées dans un même plan horizontal, à une distance de 15 cm environ, à la base de l'unité (P 30a1), puis au sommet (P 30a2) donnent une direction de la médiane variant de N 69 à N 77. Cette direction semble donc constante à l'intérieur d'une unité. Les analyses du niveau correspondant en rive droite (P1 et P2) avec des directions de la médiane de N 86 et de N 81, prouvent que cette direction n'a pas une valeur uniquement locale, mais présente une certaine extension (fig. 71).

Ce résultat, valable pour un niveau, l'est aussi pour l'ensemble de la formation étudiée (puissante de 26 m), verticalement et horizontalement. Des mesures ont été faites sur des unités de la base jusqu'au sommet pour la rive gauche, et pour la rive droite. La moyenne de l'ensemble des analyses, représentée sur la figure 72 est de N 86

RIVE GAUCHE					RIVE DROITE			
Echan-till.	Nomb.	Ecart inter-quart.	Direction de la médiane après rabattement autour de l'horizontale		Ecart inter-quart.	Nomb.	Echan-till.
P9a1	167	25°	N 42 *				
P9a2	178	64°	N 88				
P18a	135	63°	N 120	⟷	N 84	20°	130	Pζ
P22a	l 165 t 80	27° 22°	N 78 N 154	⟷	N 107 N 177	14° 32°	44 l 76 t	Pη
P22a	l 117 t 71	25° 22°	N 90 N 154					
P30a1	130	26°	N 77	⟷	N 86	22°	71	Pθ1
P30a1	109	21°	N 77					
P30a2	164	22°	N 76	⟷	N 81	25°	85	Pθ2
P30a2	103	28°	N 69					
P44a	154	37°	N 104	⟷	N 119	22°	139	Pι
P45a	185	42°	N 155	⟷	N 117	37°	133	Px
P46a	102	25°	N 71					
P58a1	115	33°	N 97					
P58a1	155	26°	N 73					

(*) Ce niveau présente à sa base d'importants ravinements expliquant par la "chenalisation" la variation de direction des courants d'apport.

Fig. 70. Directions des spicules de spongiaires dans le Coniacien du ruisseau de La Penne (rives gauche et droite).

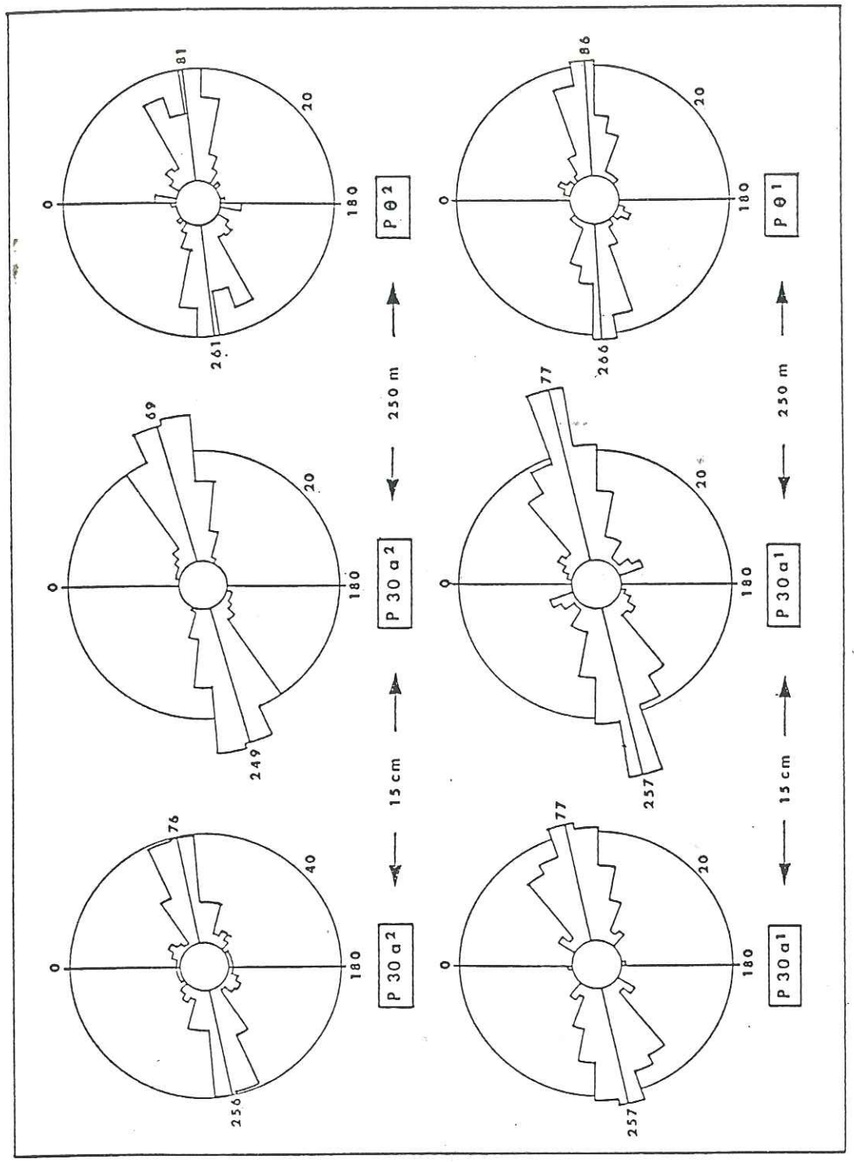


Fig. 71. Diagrammes polaires de la distribution des spicules de spongiaires des échantillons P 30 (R.G.) et P θ (R.D.)(Coniacien de La Penne).

(rive gauche) et de N 92 (rive droite), ce qui donne une direction générale de courant pour l'ensemble de la formation considérée de N 88.

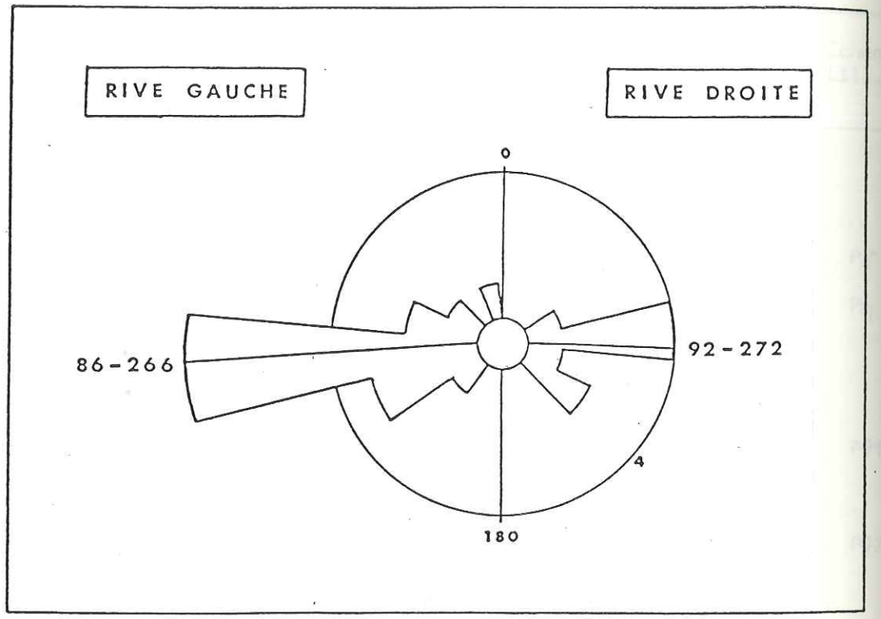


Fig. 72. Distribution des spicules de spongiaires en rive gauche et en rive droite (Coniacien de La Penne).

Cette orientation préférentielle des spicules de spongiaires est confirmée par les mesures faites sur des rides de courant, observées à trois niveaux différents. Celles-ci indiquent un sens de courant vers le N 70, N 75, N 80. On peut donc attribuer à cette méthode d'analyse une valeur certaine au moins localement.

Dans cette même série coniacienne de La Penne, un horizon a montré un nombre important de fragments de tests d'Inocérames, prismes isolés et alignés, ainsi que quelques foraminifères du genre Vaginulina. Ces Nodosariidae, ainsi que les prismes isolés ont une

longueur moyenne de 1,5 mm pour une largeur de 3 à 400 um. La méthode d'analyse précédente a été appliquée à cette assise particulière en rive gauche et en rive droite du ruisseau de La Penne. Les 257 mesures effectuées sur deux échantillons de la rive gauche donne une direction de la médiane à N 79. Les 173 mesures faites sur les deux échantillons correspondants en rive droite, indiquent une direction à N 72. Ces résultats sont donc identiques à tout point de vue à ceux obtenus sur les spicules de spongiaires.

C. CENOMANIEN

1. Répartition des faciès

Cet étage se présente dans son ensemble sous un faciès alternant de marnes et de calcaires micritiques argileux, avec une prédominance des horizons marneux dans ses termes inférieurs et supérieurs, et des niveaux carbonatés dans sa partie médiane.

Au début du Cénomanien (fig. 73), dans tout le secteur nord-oriental, se développent des faciès de mer ouverte (bassin) avec des marnes et des biomicrites, riches en foraminifères planctoniques, en nannofossiles, ainsi qu'en Inocérames et en Ammonites. Au Sud de la vallée de l'Estéron, la sédimentation est marneuse, riche en glauconie, faisant suite le plus souvent aux marnes et aux grès verts albiens.

La distribution des faciès au cours du Cénomanien moyen montre une plus grande variabilité (fig. 74). Au Nord (Creppo, Braus, La Penne), les sédiments sont toujours à caractère pélagique (bassin), quoique plus carbonatés que les dépôts du Cénomanien inférieur, avec une alternance de biomicrites et de marnes à Globotruncanidae.

Dans la zone la plus méridionale (Caussols), les sédiments sont constitués par des calcaires biodétritiques où abondent les Orbitolinidae, très souvent de grande taille, et vraisemblablement

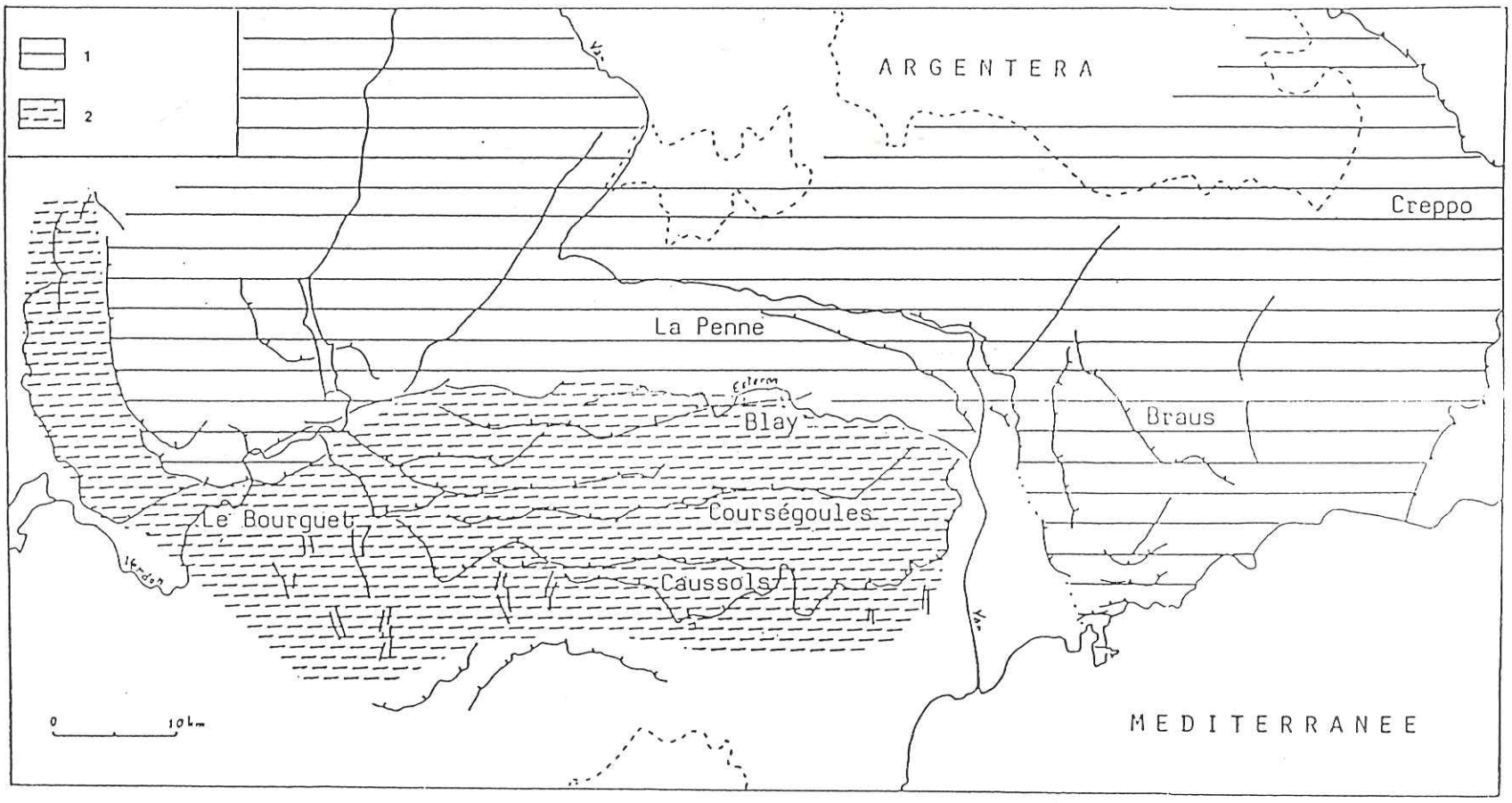


Fig. 73. Répartition des faciès au CENOMANIEN INFERIEUR (base) avec localisation des coupes de référence.
1. Marnes et calcaires à Globotruncanidae. 2. Marnes glauconieuses.

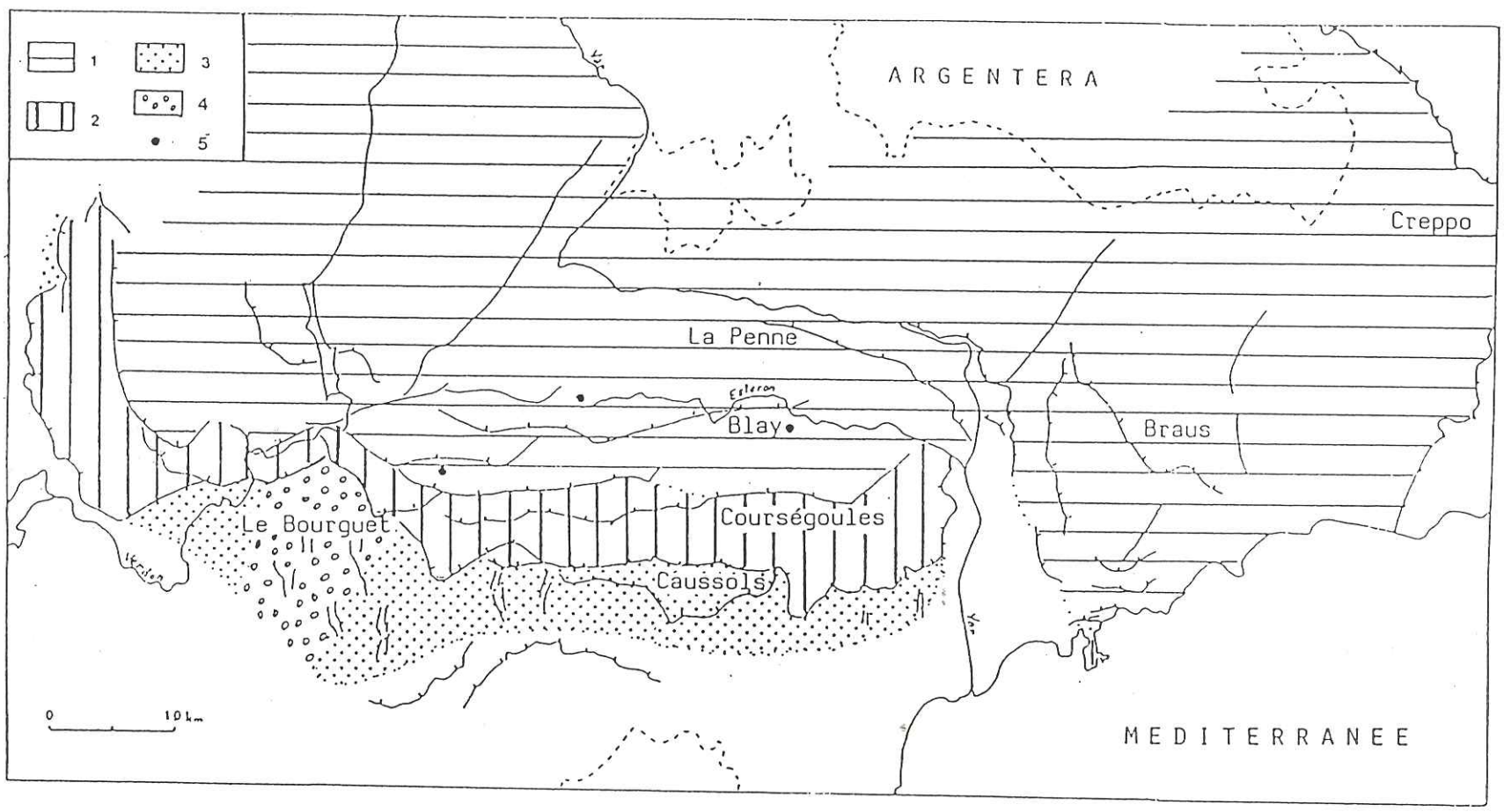


Fig. 74. Répartition des faciès au CENOMANIEN MOYEN avec localisation des coupes de référence.
1. Calcaires et marnes à Globotruncanidae. 2. Calcaires biodétritiques à Orbitolinidae rares.
3. Calcaires biodétritiques à Orbitolinidae abondantes et Ostreidae. 4. Calcaires biodétritiques à Orbitolinidae grano-classées. 5. Episodes détritiques.

proches de leur milieu de vie. Y sont associés des lamellibranches, parfois de petits gastéropodes, et une microfaune d'ostracodes, de foraminifères benthiques à test hyalin, mais plus souvent à test agglutiné. Près de Mons, des tubes de vers (Serpulidae) encroûtent des coquilles d'Exogyres. Les quartz détritiques sont fins et leur pourcentage reste généralement faible, sauf au Sud de Castellane (Le Bourguet) où la masse des terrigènes est plus importante. Dans cette région des courants chargés, ravinants, apportaient ou transportaient plus loin vers le Nord - Nord-Est des matériaux continentaux (quartz) ou littoraux (Orbitolines), dans des chenaux peu divagants. Sédiments et organismes indiquent que l'environnement était marin et qu'il se situait aux confins de la plate-forme proximale ; quant au secteur du Bourguet, caractérisé par ses unités lithologiques granodécroissantes, à base ravinante, il pourrait appartenir à la zone distale d'un complexe deltaïque.

Entre ces deux domaines, se situe une zone intermédiaire (Courségoules), située entre la plate-forme proximale et le bassin et où les influences littorales sont encore très sensibles. Les faciès, riches en carbonates, présentent des bancs finement sableux et micacés. Les Orbitolines sont peu nombreuses, de toutes tailles, éparses dans les sédiments ; de petites Exogyres les accompagnent, ainsi que des ostracodes à valves séparées, des foraminifères benthiques et d'abondants débris coquilliers. Mais ces niveaux ont livré également à Thorenc, Andon, Courségoules, des bryozoaires, des Rhynchonellidae, des grands lamellibranches (Inocérames, Pectinidae, Plagiostoma sp.), des gastéropodes, quelques Ammonites et Bélemnites, des oursins et de rares Globotruncanidae. Toute cette faune caractérise un environnement franchement marin, avec des eaux relativement claires et plus profondes ; des courants de faible à moyenne énergie balayaient cette plate-forme, apportaient épisodiquement des terrigènes et dispersaient des tests entiers ou brisés d'organismes plus littoraux.

Au Cénomanien supérieur (fig. 75), l'ensemble des dépôts est constitué de marnes et de calcaires argileux, riches en foraminifères planctoniques, traduisant une influence océanique

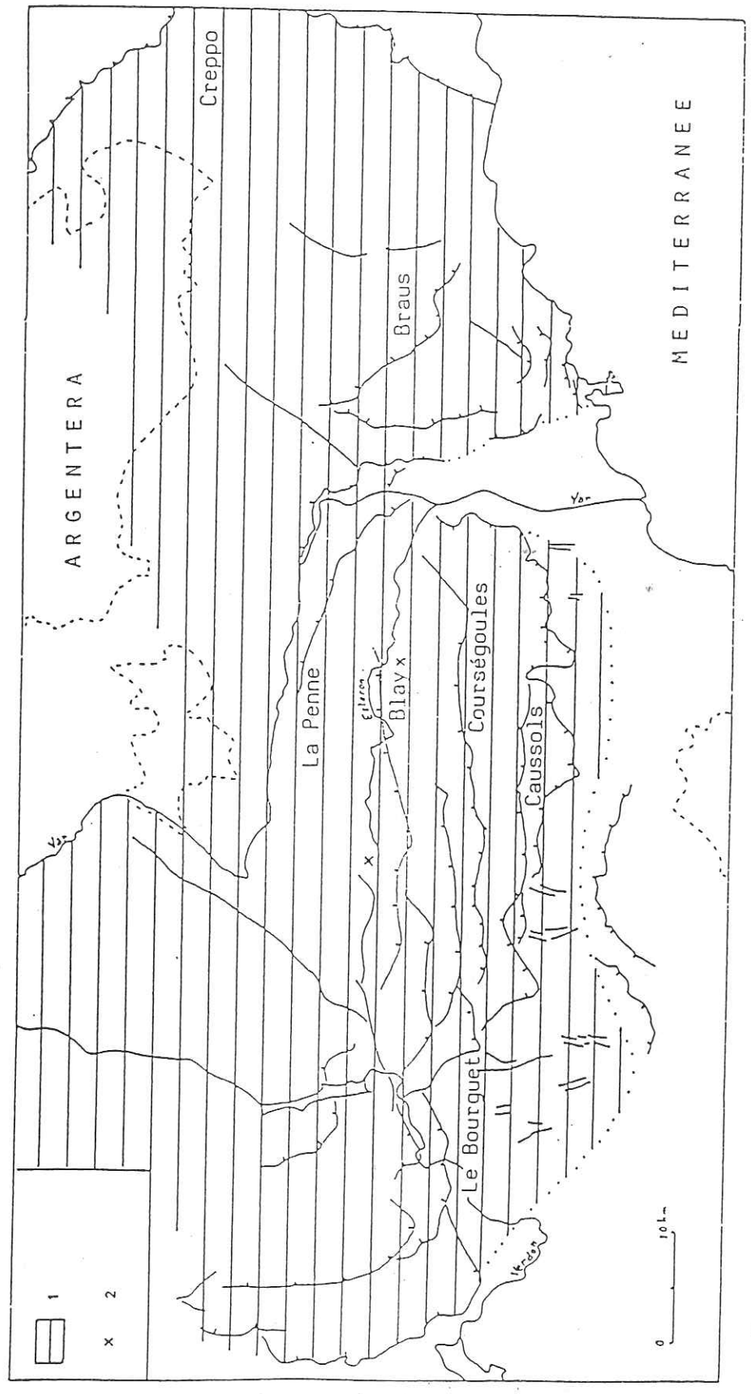


Fig. 75. Répartition des faciès au CENOMANIEN SUPERIEUR avec localisation des coupes de référence.
1. Marnes et calcaires à Globotruncanidae. 2. Horizons glauconieux.

certaine, et un envahissement du domaine de plate-forme par la mer. Très localement (Gars, Blay), ces faciès alternants sont entrecoupés de petits épisodes glauconieux. La microfaune comprend à côté des Globotruncanidae, de rares espèces benthiques, présentant essentiellement des tests hyalins ; les Orbitolinidae ont disparu. La macrofaune est composée d'Ammonites et d'Inocérames, et parfois dans la région méridionale de Rhynchonellidae.

2. Variations d'épaisseur

La puissance totale de la série cénomanienne est très variable, depuis une centaine de mètres dans le secteur méridional et à l'Est du Var, jusqu'à 400 m dans la région de Castellane.

Dans cette zone, on observe en effet une augmentation rapide et importante de l'épaisseur des dépôts. Deux coupes (fig. 76), sensiblement parallèles, orientées W.N.W. - E.S.E., situées à une dizaine de kilomètres l'une de l'autre, montrent que ce secteur a fonctionné comme piège à sédiments principalement au cours du Cénomanien inférieur. Etant donné les déplacements tangentiels d'âge tertiaire, il faut supposer pour les coupes de Saint-André-les-Alpes en particulier, et de Peyroules, des positions originelles plus septentrionales. Cette zone d'épaisseur maximale s'étend depuis les environs du Bourguet jusqu'au-delà de Peyroules, c'est-à-dire selon un axe grosso-modo sud-ouest - nord-est. Elle continuera également à fonctionner au Cénomanien moyen, en canalisant les apports de matériel terrigène. Rappelons que la moyenne des directions de chenaux mesurées dans le secteur de Jabron et du Bourguet est N 30.

L'allongement SW - NE de cette zone de subsidence conduit à considérer que le dispositif a pu être gouverné dans ses limites par des paléofailles, actives à cette époque et conformes à la direction cévenole, prédominante dans la région. L'individualisation de sillons séparant des zones hautes de direction comparable caractérisait déjà cette partie du bassin subalpin au Jurassique supérieur ("sillon du Buech", "sillon du Var") (B. BEAUDOIN, 1984) et au Crétacé inférieur (P. COTILLON, 1984). Ces traits morphologiques pérennes sont à mettre en

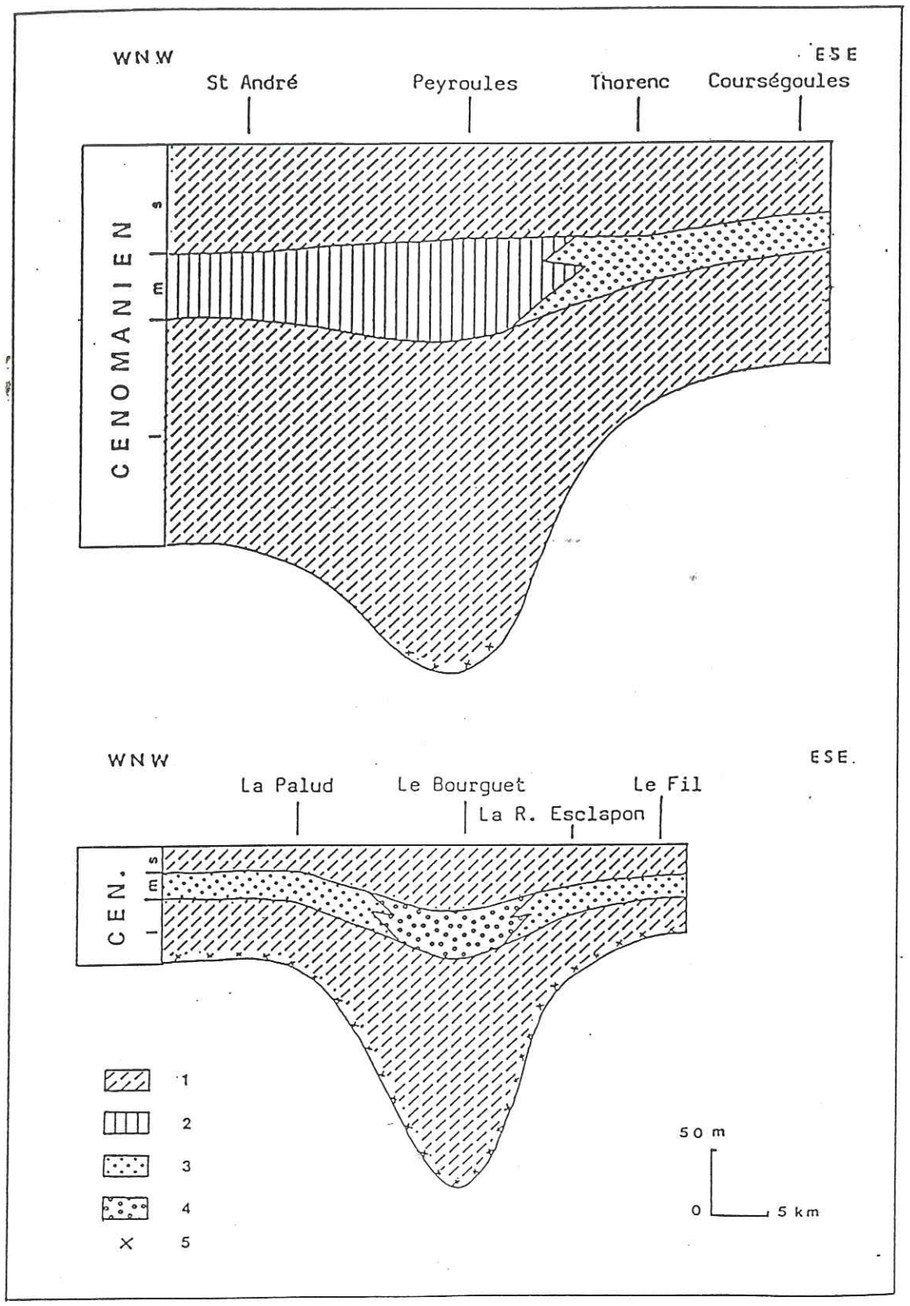


Fig. 76. Zone d'épaisseur maximale au CENOMANIEN.
1. Marnes et calcaires à Globotruncanidae. 2. Calcaires et marnes à Globotruncanidae. 3. Calcaires bioclastiques. 4. Calcaires granoclassés à chenaux. 5. Glauconie.

relation avec les rejeux successifs de certains accidents tardi-hercyniens, qui ont eu pour effet, dans le secteur considéré, de contrôler la subsidence et de guider plus tard les accidents décrochants, comme ceux de la haute vallée du Var. Parmi les quatre familles d'accidents à tracé rectiligne, distinguées par M. LANTEAUME (1983) (fig. 2), l'une présente une direction N 20 - N 50, avec une prépondérance des accidents N 30 - N 40.

D'autres variations dans la puissance de la série sédimentaire sont visibles, toujours au cours de cette période cénomanienne, dans le secteur de La Penne (coupes illustrées sur la figure 14). La succession lithologique montre une réduction d'épaisseur qui ne semble pas liée au faciès. Les analyses micropaléontologiques et sédimentologiques n'ont révélé ni lacunes, ni ravinements, ni condensations. Il pourrait s'agir néanmoins d'un petit haut-fond, relativement peu étendu. Cette structure correspondrait au sommet d'un bloc basculé, limité par des failles et situé à la bordure externe du domaine de la plate-forme épicontinentale. On constate d'ailleurs, en arrière de ce secteur, au niveau du Vallon du Blay, un léger épaississement des sédiments avec augmentation du pourcentage du matériel détritique, surtout sensible dans la partie moyenne du Cénomanien.

Une zone haute dans cette région, aurait déjà influé la répartition des faciès au Crétacé inférieur (P. COTILLON, 1984).

3. Orientation des spicules de spongiaires et de divers objets sédimentaires

Les assises cénomaniennes ne montrent pas une extrême abondance en spicules de spongiaires ; néanmoins plusieurs horizons calcaires se révèlaient suffisamment riches pour que des mesures puissent être effectuées.

Les résultats des échantillons analysés sont donnés dans le tableau ci-dessous (fig. 77). La direction de la médiane a été arrondie à la dizaine de degrés, étant donné l'erreur de mesure possible

au moment de l'échantillonage. Dans les cas où existent deux populations (longitudinale et transversale), la direction donnée est celle de la population la plus importante, supposée longitudinale.

Echan-tillons	Localités	Etage	Directions de la médiane
MC 838 a	Caussols	Cénomanien inf.	N 30
MC 841 a	Caussols	Cénomanien inf.	N 20
MC 898 a	Courségoules	Cénomanien moy.	N 170
MC 893 a	Courségoules	Cénomanien sup.	N 150
MC 896 a	Courségoules	Cénomanien sup.	N 170
MC 288 a	Vallon du Blay	Cénomanien sup.	N 170
MC 765	Gars	Cénomanien sup.	N 150

Fig. 77 . Direction des spicules de spongiaires dans le Cénomanien.

L'examen de ces résultats montre que la répartition des spicules de spongiaires ne semble pas aléatoire et que ceux-ci s'orientent, au cours du Cénomanien, autour d'un pôle longitudinal sensiblement nord-sud (30° de part et d'autre).

D'autres mesures ont pu également être effectuées, dans ces formations cénomaniennes, sur des directions de chenaux, des figures de glissement et sur l'orientation préférentielle prise par des gastéropodes.

Les chenaux, observés dans le secteur de Jabron et du Bourguet, ont été décrits dans les pages précédentes (fig. 23). A l'Ouest de Jabron, la direction relevée pour cinq chenaux varie de N 10 à N 20. Au Nord du Bourguet, huit mesures donnent une direction allant de N 10 à N 50. La moyenne de ces mesures indique donc une orientation voisine de N 30.

Cette direction est confirmée par l'observation au Sud du Bourguet, dans des niveaux équivalents, de laminations convolutées. Ces structures permettent parfois de préciser le sens d'un déplacement. Elles traduisent une déformation superficielle de sédiments non encore consolidés, soit par effet de traction lors du passage d'un courant, soit à cause de l'existence d'une faible pente. Le sens de glissement mesuré ici est N 30.

Enfin toujours dans ce secteur du Bourguet, près de St Thyrs, des mesures ont été effectuées sur un banc calcaire, appartenant au Cénomanien moyen, où des Turritellidae montrent une orientation préférentielle. Ces organismes sont des gastéropodes à spire très élevée, à test relativement lisse, avec un apex très pointu dont l'angle est voisin de 20°. Leur longueur pour les spécimens étudiés, varie de 2 à 5 cm. Ces mesures ont été reportées sur le diagramme polaire ci-après (fig. 78).

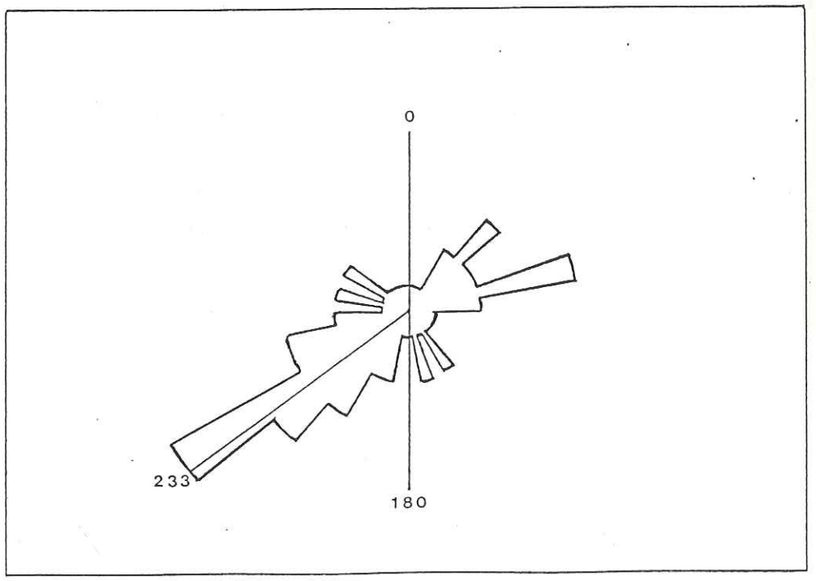


Fig. 78. Diagramme polaire de la distribution des gastéropodes dans le Cénomanien de Saint-Thyrs.

Par convention les apex ont été placés en position centrifuge. Malgré le nombre peu élevé de mesures (au nombre de 30), deux populations opposées se distinguent, l'une la plus importante regroupe 17 individus, l'autre 9 ; soit une proportion d'environ deux tiers pour la première et d'un tiers pour la seconde. Par ailleurs, on constate que ces deux populations présentent une distribution très resserrée et symétrique par rapport à la médiane (53-233°), avec des écarts interquartiles (25-75 %) voisin de 15°.

Diverses expériences, faites en canal, par J. S. NAGLE (1967), M. de SOUZA (1974), ont montré que sous l'action d'un courant, si celui-ci n'est pas trop violent ou si les frottements sur le fond ne sont pas trop importants, les Turritellidae s'orientaient essentiellement longitudinalement, ou encore que leur grand axe se disposait parallèlement à l'écoulement du courant, leur apex étant dirigé vers l'amont du courant dans 80 % des cas.

Au Cénomanien moyen, près de St Thyrs, l'écoulement du courant devait donc s'effectuer vers N 50.

Ces différentes mesures ont été reportées sur la carte de la figure 79. La convergence de ces orientations est assez remarquable : direction moyenne des chenaux N 30, sens de déplacement observé sur des laminations contournées N 30, orientation des Turritellidae N 50. Tous ces résultats conduisent à penser que le secteur du Bourguet était une zone privilégiée de redistribution vers le Nord - Nord-Est de matériaux d'origine plus méridionale (bombement durancien et massif corso-sade). Ailleurs sur le domaine de la plate-forme, quelques indices permettent de supposer que la direction de certains processus hydrodynamiques était, au Cénomanien, subméridienne.

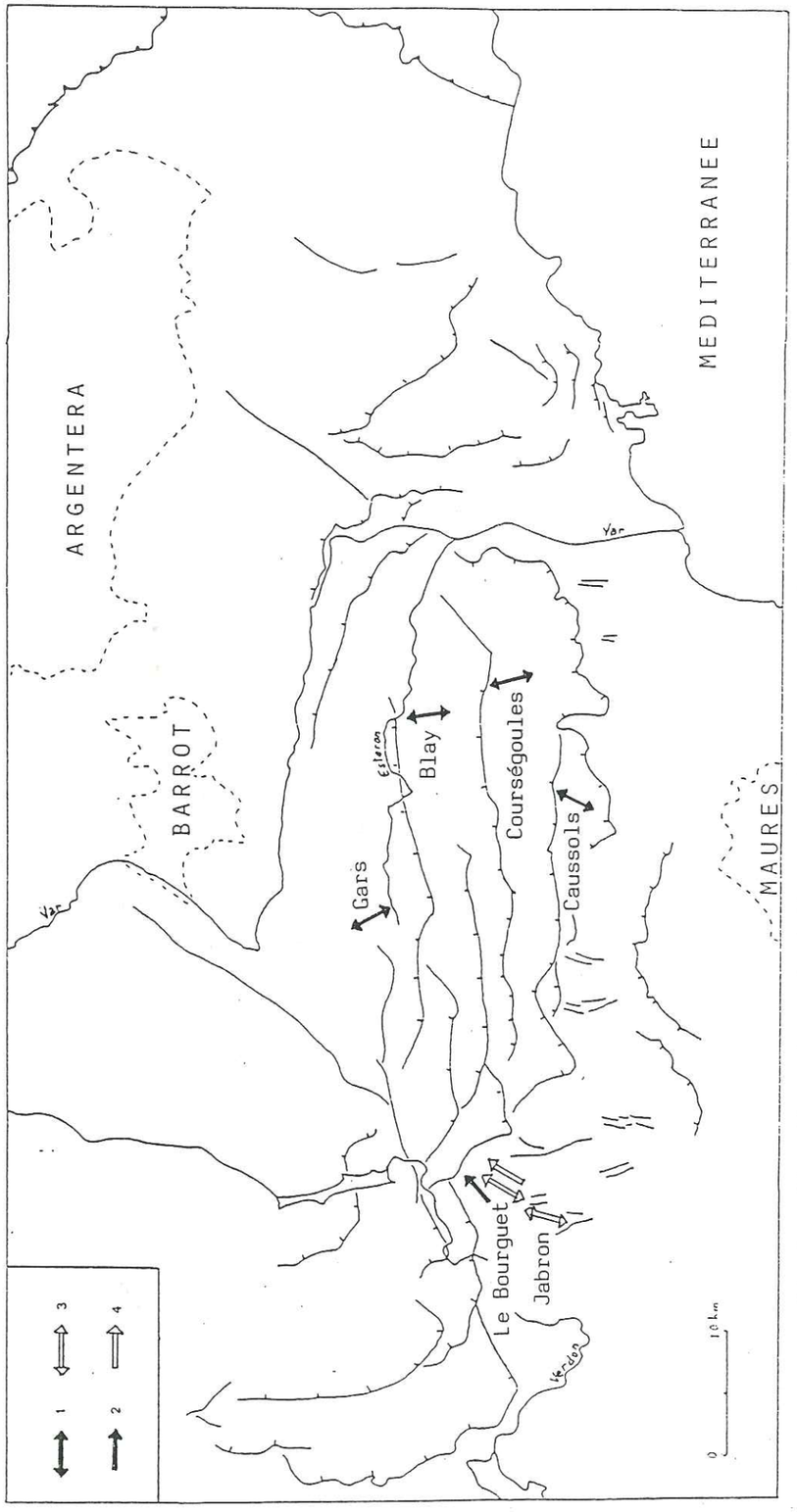


Fig. 79. Directions des orientations mesurées pour le CENOMANIEN.
1. Spicules de spongiaires. 2. Gastéropodes. 3. Chenaux. 4. Structures contournées.

D. TURONIEN

1. Répartition des faciès

Dans la zone étudiée, les dépôts turoniens sont constitués essentiellement par des calcaires ou des alternances de calcaires micritiques et de marnes, à dominante carbonatée. L'épaisseur de ces faciès augmente assez régulièrement du Sud vers le Nord, depuis la soixantaine de mètres jusqu'à 300 m environ.

Au Turonien basal, on peut distinguer principalement deux types de faciès (fig. 80). Dans la zone méridionale, domaine de la plate-forme proximale apparaissent des marnes et des calcaires argileux à patine banche, où abondent les Exogyres ; tandis que vers le Nord et à l'Est du Var, la sédimentation est de type argilo-carbonaté, riche en foraminifères planctoniques, et caractéristique d'un environnement de mer ouverte (plate-forme distale à bassin).

La partie médiane du Turonien (biozone à Praeglobotruncana helvetica) voit le développement d'un grand nombre d'organismes animaux et végétaux, indiquant la proximité du littoral, au Sud, et le retrait de la mer vers le Nord (fig. 81). Le secteur méridional (Le Bourguet) se caractérise par des faciès de plate-forme proximale, avec des calcaires biosclastiques roux, riches en débris d'Exogyres, de gastéropodes (Turritellidae), de bryozoaires, de madréporaires solitaires, des tubes de Serpulidae, des tests de foraminifères benthiques, des algues (Chlorophyceae, Halimeda elliotti). Ces calcaires passent vers le Nord, jusqu'à la vallée de l'Estéron, à des faciès moins riches en débris organiques, mais où apparaissent des silex, en rognons ou en lits centimétriques, caractéristiques des milieux de dépôt de plate-forme distale. Au Nord de l'Estéron (La Rochette) et à l'Est du Var (Braus, Creppo), sauf dans la presqu'île du Cap Ferrat, près de Nice, affleurent des biomicrites à faibles interlits marneux, qui ont livré de rares Ammonites, quelques oursins, des spicules de spongiaires, des Pithonelles, des foraminifères planctoniques et des nannofossiles ; toutes ces faunes indiquant des influences océaniques (environnements de bassin).

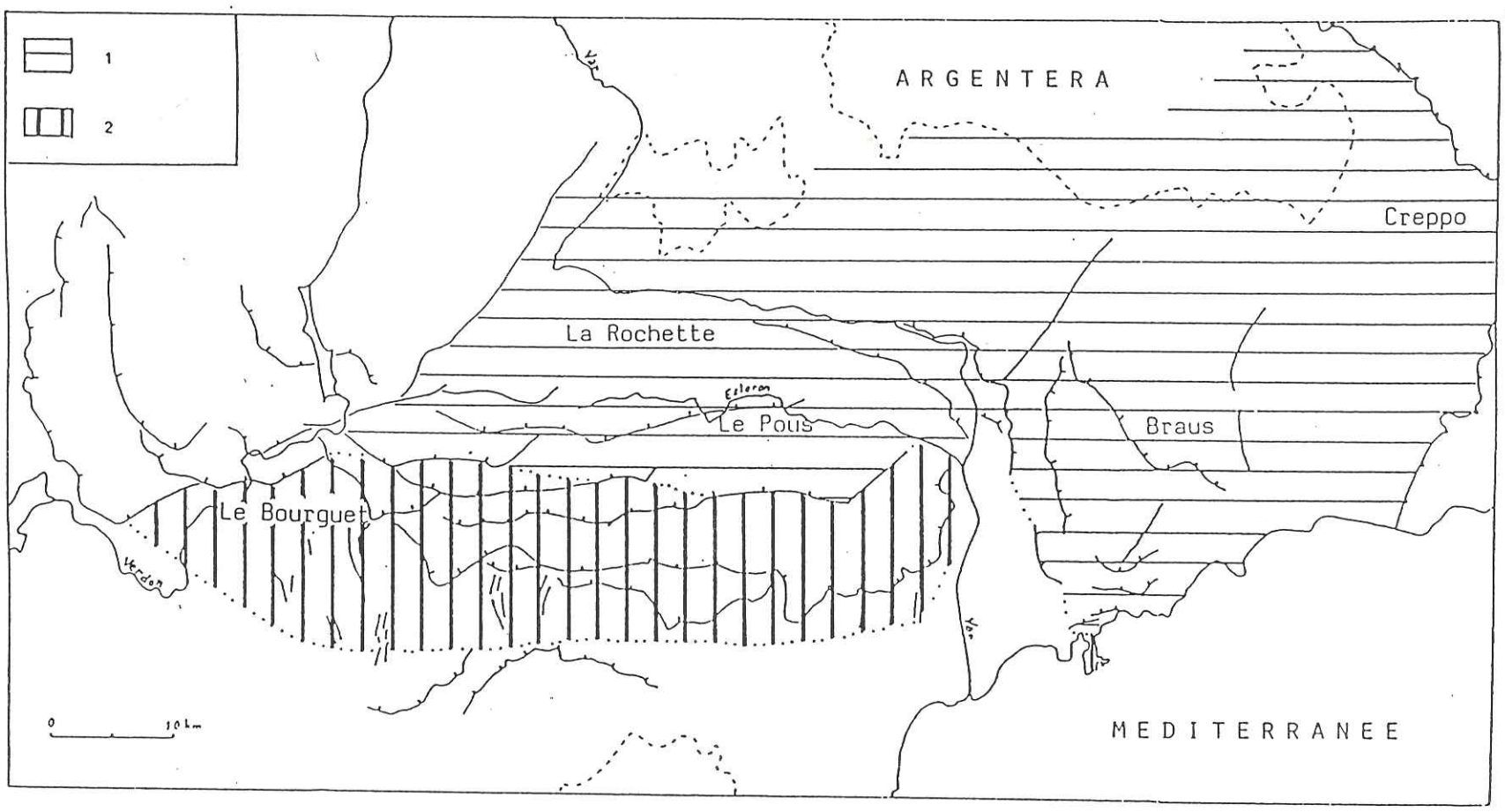


Fig. 80 . Répartition des faciès au TURONIEN basal avec localisation des coupes de référence.
1. Calcaires et marnes à Globotruncanidae. 2. Calcaires et marnes à Ostreidae.

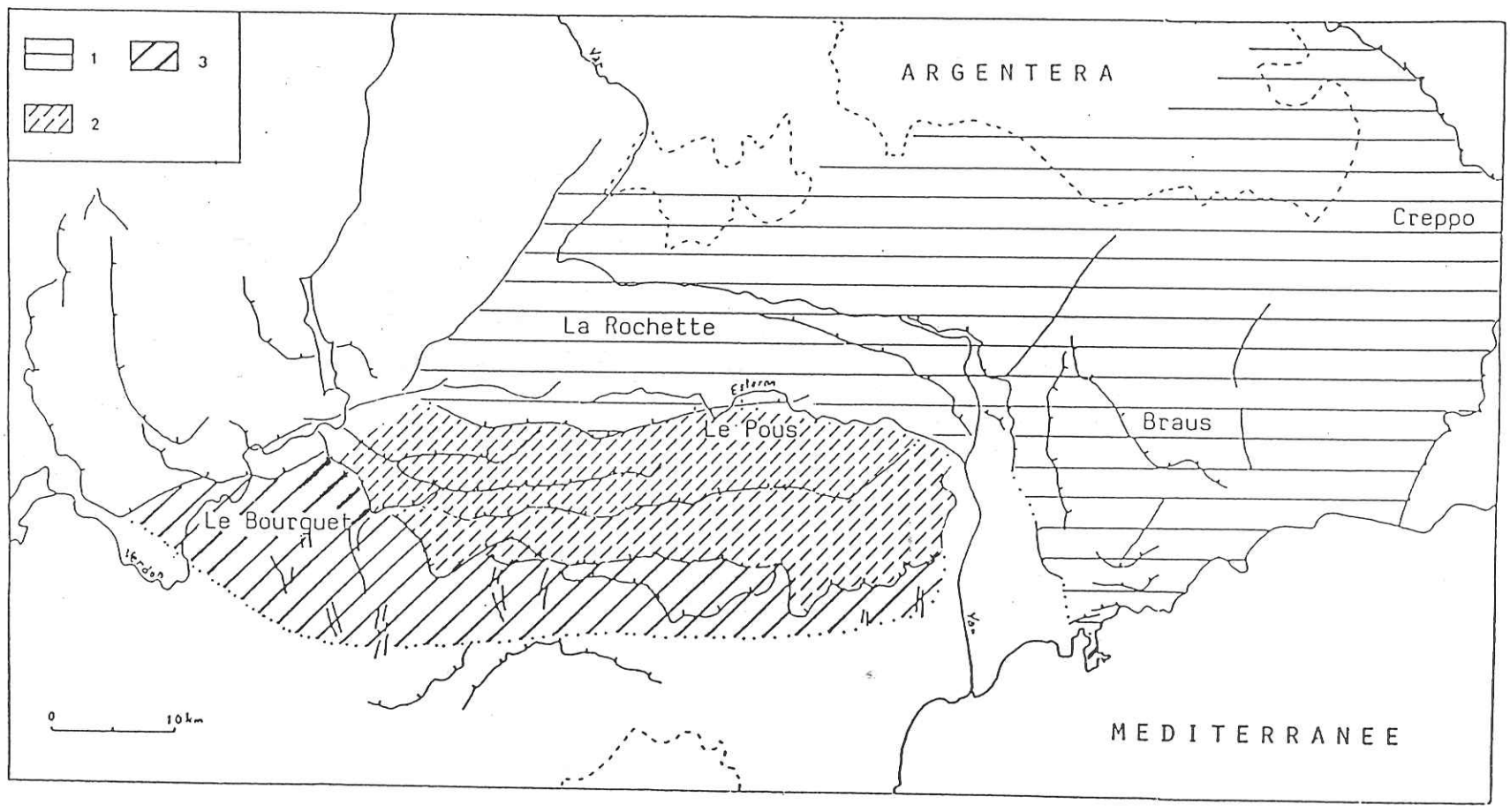


Fig. 81 . Répartition des faciès au TURONIEN (zone à *P. helvetica*) avec loc. des coupes de référence.
1. Calcaires à Globotruncanidae. 2. Calcaires bioclastiques à silex et à *Halimeda*.
3. Calcaires bioclastiques à *Halimeda*.

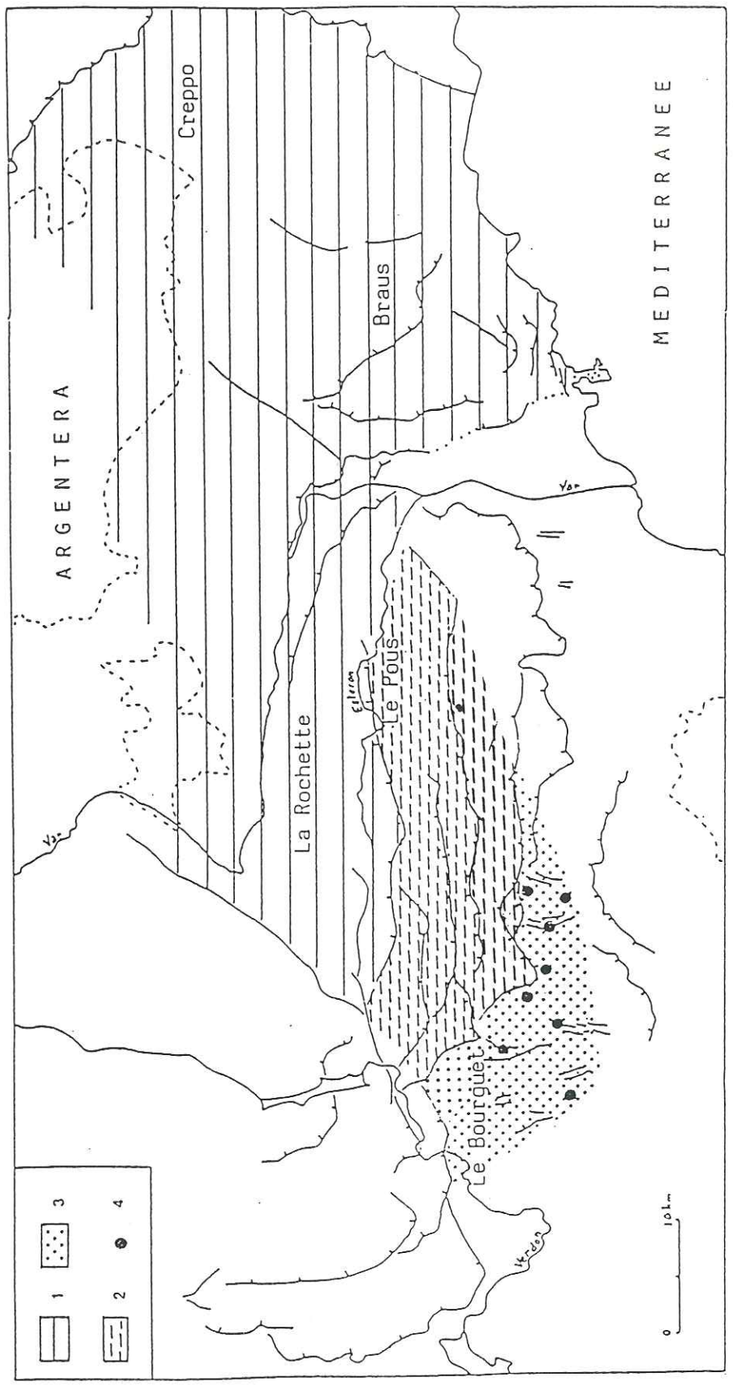


Fig. 82. Répartition des faciès au TURONIEN terminal avec localisation des coupes de référence.
1. Calcaires et marnes à Globotruncanidae. 2. Marnes et calcaires sablo-glauconieux.
3. Calcaires sableux. 4. Galets de rhyolite.

Au Turonien terminal (fig. 82), les calcaires bioclastiques de la zone sud (faciès de plate-forme proximale) se chargent en éléments détritiques, parfois grossiers, ce qui traduit une reprise de l'érosion de reliefs voisins. Dans la région nord-orientale, les dépôts sont toujours à caractère pélagique. Entre ces deux secteurs, le domaine de la plate-forme distale (Le Pous) est le siège d'une sédimentation sablo-glauconieuse, d'épaisseur réduite.

2. Orientation des spicules de spongiaires et de divers objets sédimentaires

Les biomicrites turoniennes, relativement riches en spicules de spongiaires ont permis, malgré les phénomènes de bioturbation, un certain nombre de mesures sur leur orientation. Les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous (fig. 83). Les mêmes critiques sont faites, à propos des mesures, que pour le Cénomanien.

Echantillons	Localités	Biozones de Globotruncanidae	Direction de la médiane
MC 352 a	Le Pous	*W. archeocretacea*	N 20
MC 868 c'	Vence	*W. archeocretacea*	N 30
MC 1101	La Penne	*W. archeocretacea*	N 10
MC 608 a	Pinpinier	*P. helvetica*	N 0
MC 609 b	Pinpinier	*P. helvetica*	N 160
MC 770	Gars	*P. helvetica*	N 10
MC 774	Gars	*P. helvetica*	N 160
MC 777 a	Gars	*P. helvetica*	N 20
MC 779	Gars	*P. helvetica*	N 170
MC 781	Les Lattes	*P. helvetica*	N 20
MC 617 a	Pinpinier	*M. schneegansi*	N 20
MC 794	Roquestéron	*M. schneegansi*	N 30

Fig. 83. Direction des spicules de spongiaires dans le Turonien.

On constate, qu'au cours des trois biozones du Turonien, l'orientation préférentielle prise par les spicules de spongiaires s'ordonnent, comme au Cénomanien, autour de l'axe nord-sud.

La présence de nombreuses Ostreidae du groupe Exogyra, à certains niveaux du Turonien, nous a conduit à rechercher si une orientation préférentielle se dégageait de leur distribution. La coupe choisie pour cette étude est la succession du col du Pous, dont l'un des bancs calcaires, situé au sommet de la zone à Praeglobotruncana helvetica (terme lithologique 5, fig. 31) est particulièrement bien dégagé par l'érosion et permet l'observation, à sa face supérieure, d'un nombre important de ces organismes.

Les Exogyres présentent un test constitué de deux valves dissemblables, par suite de leur mode de vie fixé, l'une convexe et l'autre plane, operculaire. Cette coquille montre un certain allongement dont l'une des extrémités est marquée par le crochet, porté par la valve convexe.

Sur 231 individus recensés, 159 reposent sur leur face plane, 29 sur la valve convexe et 43 latéralement. La majorité d'entre eux n'est donc pas en position de vie ; en outre, lorsque des valves de ce type ne sont pas fixées sur un substrat, la position convexité vers le bas est une position d'équilibre instable, facilement modifiée par le moindre courant, celui-ci provoquant en général un retournement ; il s'agit donc là d'un assemblage d'organismes fossiles, transportés après leur mort dans ce milieu de dépôt (thanatocénose).

On observe également que peu de coquilles sont brisées, que la biomicrite déposée à l'intérieur des tests est très semblable à celle dans laquelle ils gisent et qu'il n'existe pas de traces d'une faune de perforants. Tout ceci conduit à penser à un enfouissement rapide de ces Exogyres, assez proches de leur milieu de vie, relativement littoral ; la présence d'algues vertes (articles dissociés d'Halimeda) dans les assises sous-jacentes le confirme. Cet ensevelissement s'est effectué sous l'action des courants et/ou des vagues. La mesure de l'orientation du crochet des 159 spécimens reposant

sur leur face plane a été effectuée afin de voir s'il se dégageait une direction préférentielle. Les résultats ont été reportés sur le diagramme polaire ci-après (fig. 84) ; par convention le crochet est noté en position centrifuge.

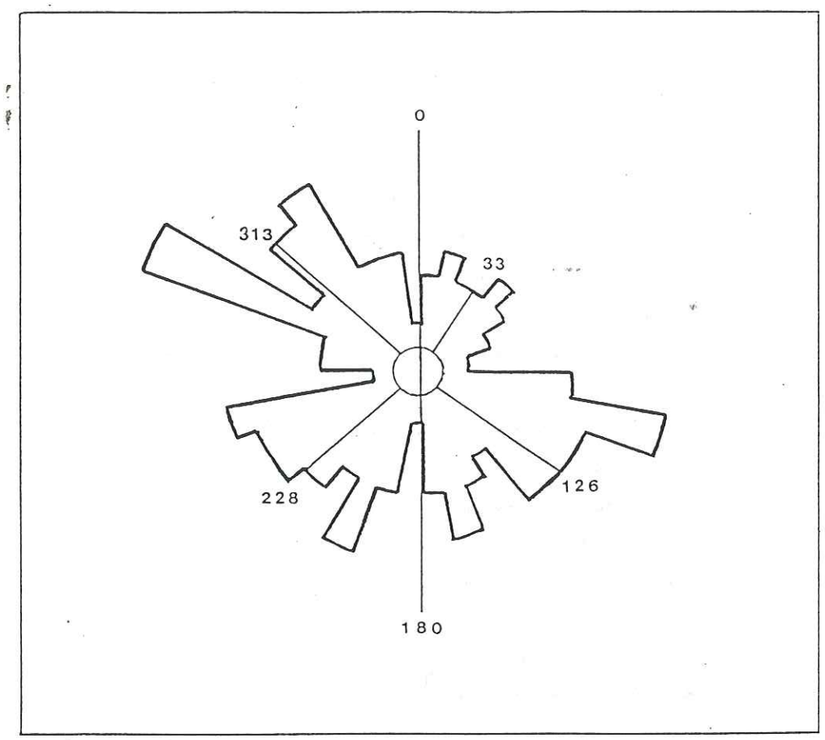


Fig. 84. Diagramme polaire de la distribution des Ostreidae dans le Turonien du col du Pous.

On constate une assez grande dispersion des organismes, mais néanmoins quatre populations se distinguent nettement, l'une d'elle ayant un nombre d'individus (22) inférieur de moitié par rapport à

chacune des trois autres (44, 39, 49). Les médianes de chaque population sont sensiblement orthogonales. On peut penser, puisque l'on se situe dans un domaine de plate-forme que l'orientation de ces Exogyres était dûe à l'action conjuguée des vagues, ou de la houle, et des courants. Le mouvement des vagues orientait les valves perpendiculairement à leur direction de traction (cas des deux populations les plus importantes). L'autre direction (médianes 228° - 33°) serait sous l'influence d'un courant plus général ; une mesure sur l'orientation préférentielle prise par les spicules de spongiaires dans un niveau adjacent proche, donne une direction de N 20.

Les Turritellidae ont permis aussi, toujours dans les formations turoniennes de faire des mesures directionnelles, dans deux localités de ce domaine subalpin, à Bargème (Var) et au col du Pous (Alpes-Maritimes).

Les premiers gastéropodes étudiés (50 spécimens) étaient disposés au sommet d'un banc de calcaire bioclastique affleurant au pied du château de Bargème, dans la zone méridionale. Un fragment de ce banc est représenté sur la photographie 1 de la planche IX.

Le deuxième exemple a permis de mesurer l'orientation de 61 Turritellidae, visibles sur la face supérieure d'un banc de calcaire turonien du sommet de la zone à Praeglobotruncana helvetica dans la série du col du Pous.

Les résultats font l'objet des diagrammes polaires de la figure 85 (a et b) ; par convention les apex ont été placés en position centrifuge. On observe dans les deux cas, deux populations longitudinales, opposées, peu dispersées, dont l'une est approximativement deux fois plus importante que l'autre. Il existe en outre des petites populations transversales, correspondant vraisemblablement à une position d'équilibre moins stable des individus qui roulent sur le fond et se disposent ainsi perpendiculairement au courant (ils sont en général plus petits). Le sens de l'écoulement du courant serait d'après les mêmes critères que précédemment, vers N 30 (médiane à N 210) près de Bargème, et vers N 20 (médiane à N 202) dans la région du Pous.

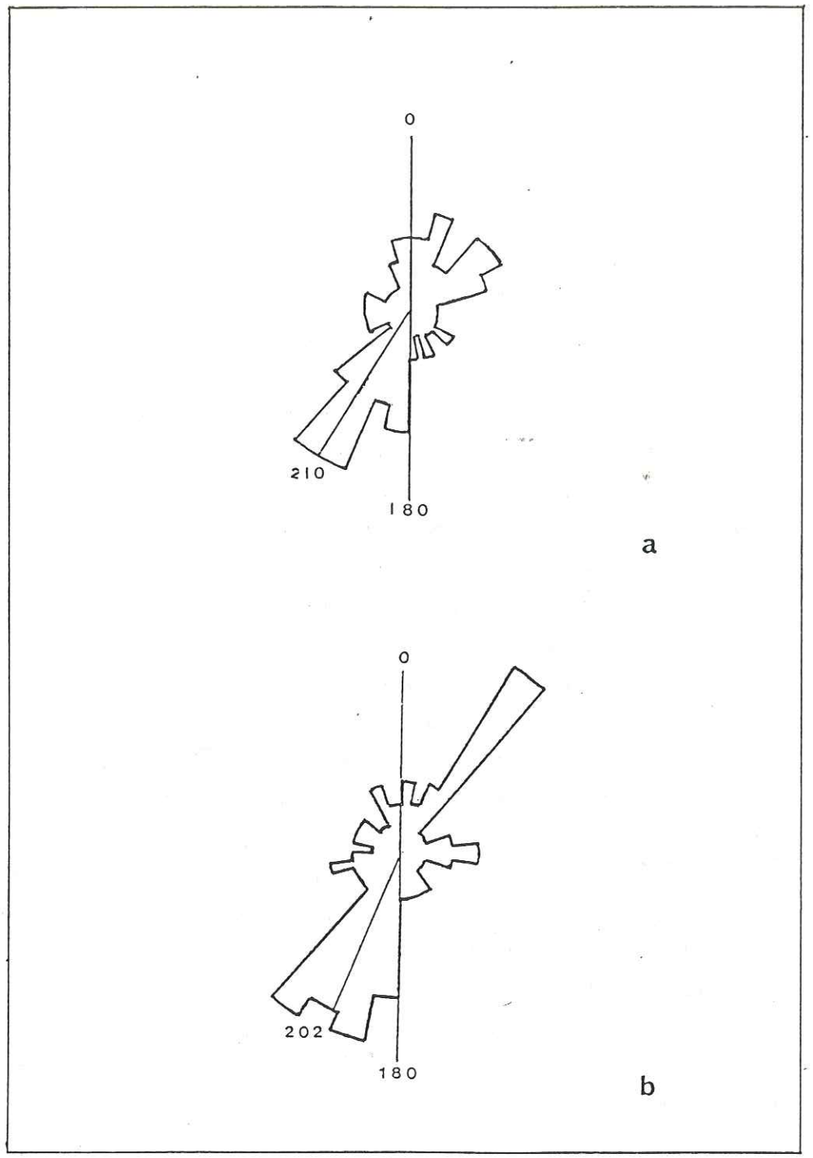


Fig. 85. Diagrammes polaires de la distribution des gastéropodes
a. Turonien de Bargême (Var)
b. Turonien du Pous (Alpes-Mmes).

Ces directions présentent donc une grande convergence avec l'orientation préférentielle prise par les spicules de spongiaires, comme l'indique la carte (fig. 86) où ces différentes mesures ont été portées. Elles permettent de supposer que l'écoulement général des processus hydrodynamiques, au Turonien, dans ce domaine subalpin se faisait grosso-modo depuis le Sud vers le Nord.

Ceci se marque également dans la distribution du matériel détritique. Si l'on considère les termes supérieurs du Turonien, on note que plusieurs apports successifs d'éléments terrigènes viennent troubler la sédimentation carbonatée existant auparavant. Dans le secteur méridional, aux grains de quartz, millimétriques, sont parfois associés des microgalets de quartzite et de rhyolite du cortège volcanique du massif de l'Estérel (fig. 87). Au Nord de l'Estéron, dans les faciès de bordure de bassin, ce détritisme est seulement marqué localement (Gars, La Rochette) par de minces horizons de calcarénites grano-classées, avec des grains de quartz dont la taille est inférieure à 100 µm. Cette recrudescence du détritisme est dûe à une reprise de l'érosion en liaison avec la destruction des reliefs méridionaux. Elle traduit également une certaine instabilité des fonds, surtout sensible dans la partie distale de la plate-forme.

On observe en effet des ensembles de calcaires mal stratifiés, plus ou moins noduleux, dont certains ont été décrits précédemment : au Logis-du-Pin, aux Lattes, au col de Pinpinier, au col du Pous, près de La Selle-d'Andon. Latéralement, près de Roquestéron, des figures de glissement, des structures contournées sont visibles : en bordure de la route (D 17) qui mène à Gilette (photographie 2, planche VIII), le long de celle (D 1) qui conduit à Conségudes, et à proximité de la chapelle Sainte-Pétronille. Ce secteur, situé à la limite des domaines de plate-forme et de bassin, correspond vraisemblablement à une zone de failles ou de flexures synsédimentaires.

Enfin il faut noter que les principales directions d'apport sont sensiblement les mêmes au Turonien qu'au Cénomanien, sous-entendant l'existence d'une zone haute méridionale (bombement durancien et massif corso-sarde).

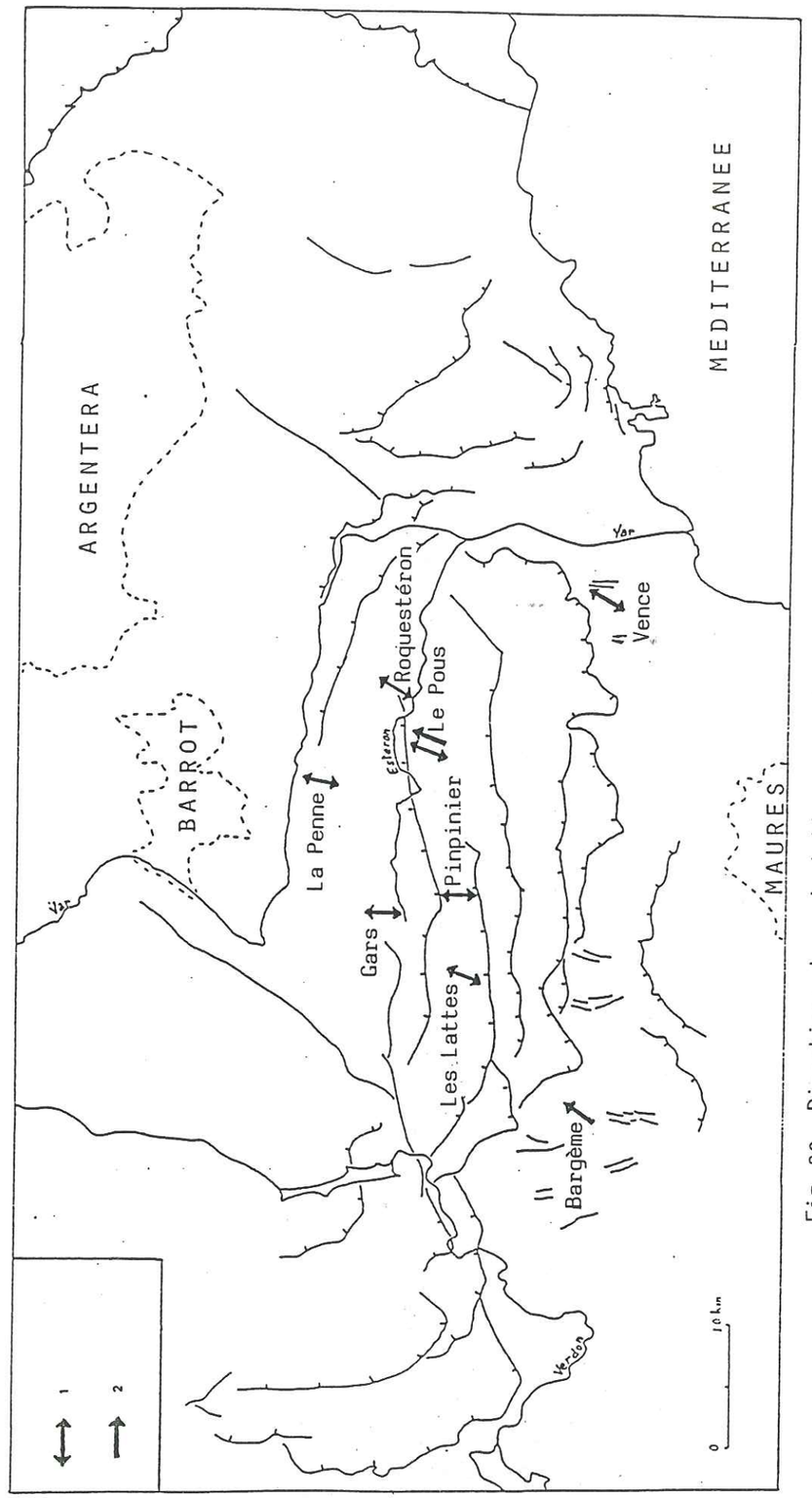


Fig. 86 . Directions des orientations mesurées pour le TURONIEN.
1. Spicules de spongiaires. 2. Gastéropodes.

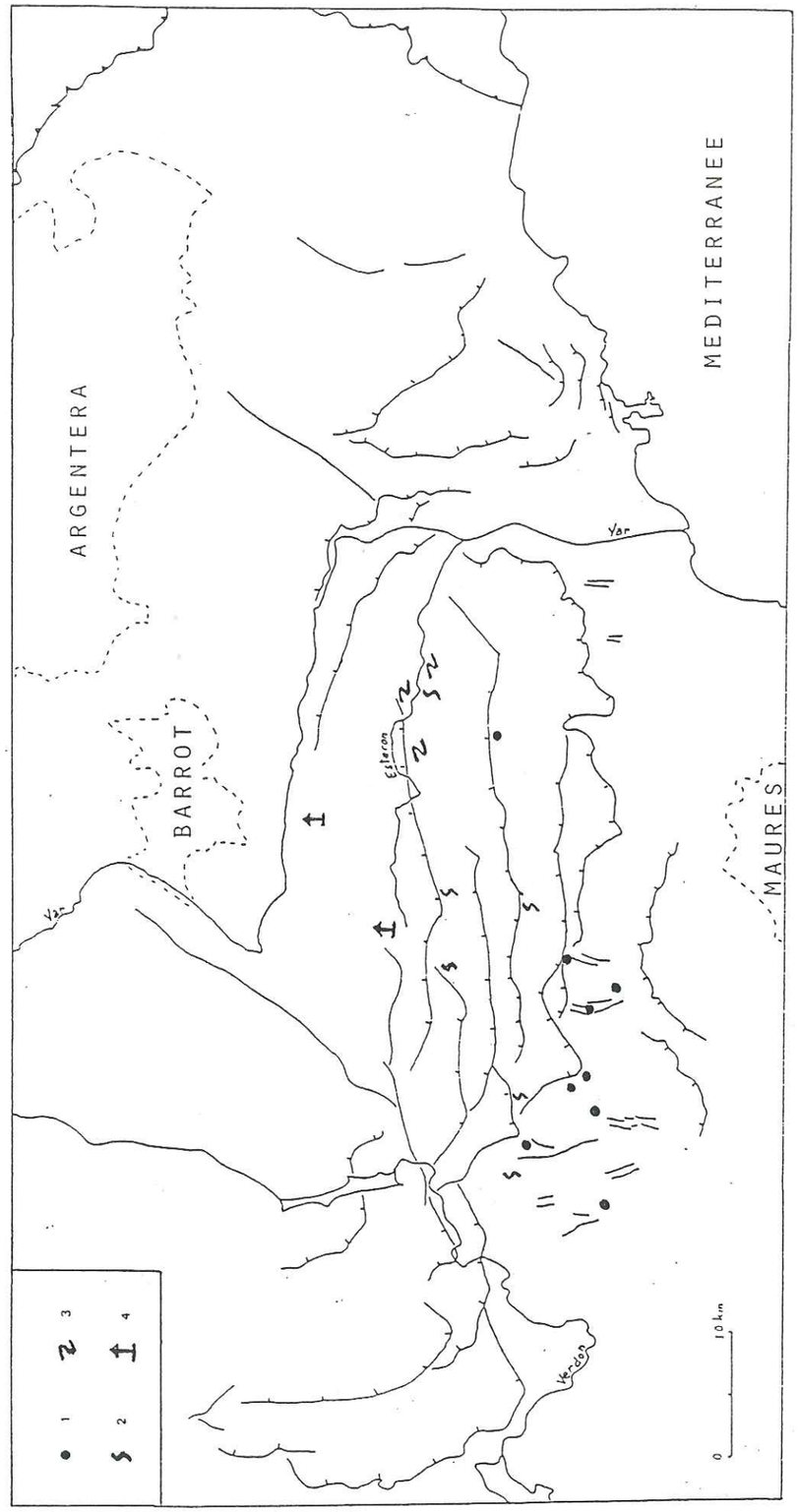


Fig. 87. Détritisme et faciès associés dans les termes supérieurs du TURONIEN.
1. Galets de quartzite et de rhyolite. 2. Calcaires mal stratifiés. 3. Structures contournées. 4. Calcarénites granoclassées.

E. CONIACIEN

1. Répartition des faciès

Les assises coniaciennes, en raison des érosions post-crétacées, sont absentes en grande partie de la région méridionale du domaine étudié. Leur épaisseur peut varier de quelques mètres (série vraisemblablement incomplète) à quelques centaines de mètres. En outre, la durée de cet étage est la plus courte du Crétacé supérieur, voisine de 2 millions d'années ; à la majeure partie de ce laps de temps, correspond une seule biozone de Globotruncanidae (zone à Dicarinella concavata).

Dans le secteur nord-oriental (fig. 88) les faciès se présentent en général sous l'aspect d'une alternance marno-calcaire, où les niveaux calcaires, souvent en petits bancs, sont dominants dans les termes inférieurs de l'étage, moins importants dans les termes supérieurs. La faune est franchement marine, constituée de lamellibranches, de gastéropodes, d'Echinides, de spongiaires, d'Ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles. Plusieurs phénomènes (figures de glissement, séquences granoclassées) perturbent cette sédimentation argilo-carbonatée dans les zones proches de la limite des domaines de bassin et de plate-forme (La Rochette, La Penne, Toudon).

Au Sud, les dépôts coniaciens n'ont été conservés que dans la région de Brenon. Ils sont constitués par des calcaires sableux à débris organiques (environnements de plate-forme proximale) ; plusieurs niveaux d'apports détritiques grossiers viennent recouper cette série, indiquant un rajeunissement assez important des reliefs voisins, série marquée également par des discontinuités sédimentaires.

2. Orientation des spicules de spongiaires et de divers objets sédimentaires

Les formations coniaciennes se sont révélées souvent riches en spicules de spongiaires. Les résultats des mesures effectuées

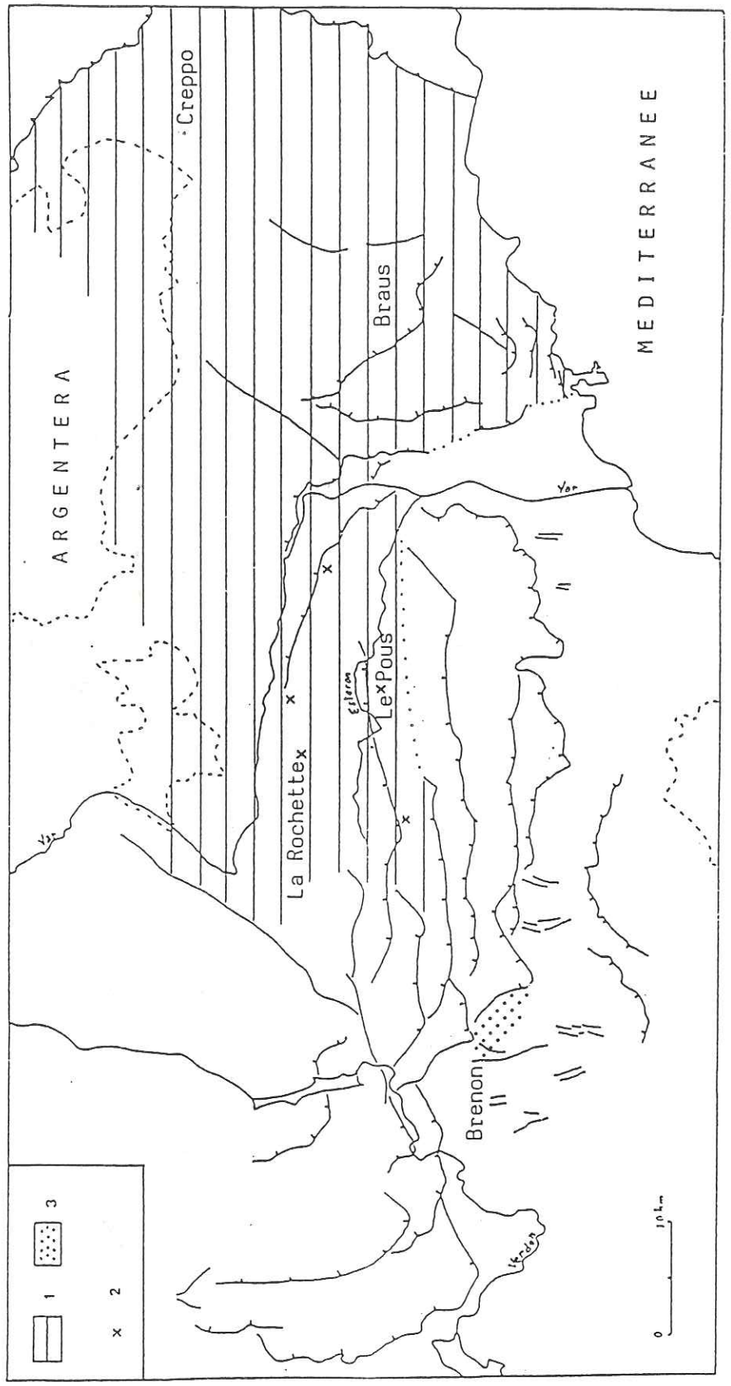


Fig. 88, Répartition des faciès au CONIACIEN (zone à *D. concavata*) avec loc. des coupes de référence. 1. Calcaires et marnes à Globotruncanidae. 2. Horizons glauconieux. 3. Calcaires biodétritiques.

sur leur orientation éventuelle sont résumés dans le tableau ci-après (fig. 89). Comme pour les analyses précédentes, les directions des médianes ont été arrondies à la dizaine de degrés et correspondent aux populations les plus importantes.

Echantillons	Localités	Biozones de Globotruncanidae	Direction de la médiane
MC 395	Le Pous	*M. schneegansi*	N 90
MC 397 a	Le Pous	*M. schneegansi*	N 80
MC 397 b	Le Pous	*M. schneegansi*	N 60
MC 400 a	Le Pous	*M. schneegansi*	N 100
MC 141 a	La Rochette	*D. concavata*	N 80
MC P9a...	La Penne RG	*D. concavata*	N 90
MC Pα...	La Penne RD	*D. concavata*	N 90
MC 468 a	Toudon	*D. concavata*	N 110
MC 471 a	Toudon	*D. concavata*	N 110
MC 476 a	Toudon	*D. concavata*	N 100
MC 638 a	Pinpinier	*D. concavata*	N 70
MC 796	Ascros	*D. concavata*	N 70
MC 797	Col St Raphaël	*D. concavata*	N 90
MC 798	Col St Raphaël	*D. concavata*	N 80
MC 801	Col St Raphaël	*D. concavata*	N 110
MC 813	Avenos	*D. concavata*	N 80

Fig. 89. Direction des spicules de spongiaires dans le Coniacien.

L'examen de ces résultats montre que les spicules de spongiaires étudiés présentent une orientation préférentielle qui s'ordonne, au cours du Coniacien, autour d'une direction oscillant entre N 60 et N 110, c'est-à-dire sensiblement ouest-est, et donc différente de celle observée antérieurement.

Dans certaines de ces localités, des mesures complémentaires ont pu être effectuées sur d'autres objets sédimentaires : fragments de spongiaires (Lithistidae), rides de courant, figures de glissement.

Ainsi à La Penne, la série coniacienne montre dans sa partie inférieure (base de la zone à Dicarinella concavata) une alternance de bancs calcaires, dont l'épaisseur varie de 0,10 à 0,50 m et d'interlits marneux atteignant 0,25 m (fig. 39). Plusieurs de ces niveaux calcaires renferment de nombreux spongiaires tubulaires. Ceux-ci appartiennent à la famille des Lithistidae, genre Megacladina dont quelques espèces sont fréquentes dans le Crétacé supérieur du Sud-Est de la France. La face inférieure de certains bancs, redressés par la tectonique et bien dégagés par l'érosion, permet de voir que ces organismes sont brisés et non en position de vie. Une partie de l'un de ces bancs est représentée sur la photographie 2 de la planche IX. Ces fragments de spongiaires ont une longueur de plusieurs centimètres pour un diamètre maximum de 1 à 2 cm. Ils ne semblent pas disposés au hasard, mais apparaissent alignés. La direction de cette orientation a été mesurée sur trois bancs successifs, les bancs 78, 79 et 80, soit sur 233 fragments de Lithistidae. La représentation sur des diagrammes polaires de la distribution de ces débris organiques, montre un pôle dominant, symétrique par rapport à la médiane, avec un écart interquartile (25 - 75 %) variant de 33 à 53° (fig. 90). La direction de cette médiane est N 85 pour le banc 78, N 76 pour le banc 79, N 84 pour le banc 80, et présente donc une valeur moyenne voisine de N 80. L'ensemble de ces mesures conduit donc à penser à un mode de mise en place dynamique, pour ces fragments de Lithistidae, vraisemblablement sous l'influence de courants. Ces corps allongés, cylindriques, s'orientent en toute logique, si les frottements sur le fond ne sont pas trop importants, parallèlement au courant. Ils peuvent en donner la direction mais non le sens comme dans le cas des Turritellidae (objets coniques). Celle-ci pourrait donc être ici proche de N 80.

Cette orientation peut être confirmée par les mesures faites sur des rides de courants, visibles dans trois niveaux immédiatement sus-jacents ; celles-ci indiquent un sens de courant vers N 70, N 75, N 80.

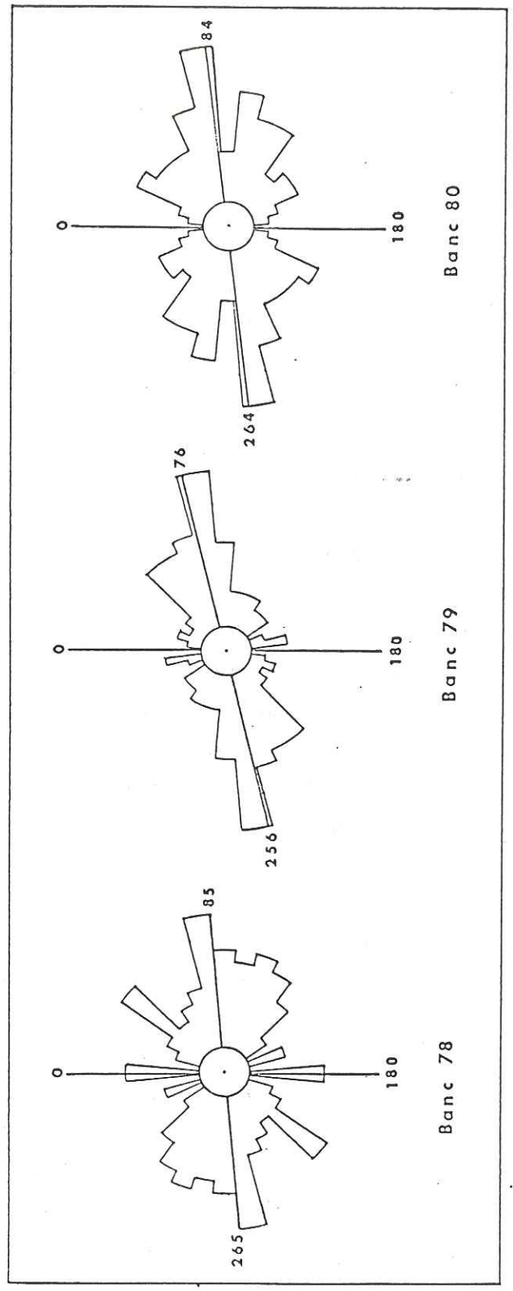


Fig.90. Diagrammes polaires de la distribution des fragments de spongiaires à la surface des bancs 78, 79, 80 du Coniacien de La Penne.

En outre, plusieurs figures de glissement ont également été observées dans cette série coniacienne de La Penne. Elles ont été décrites précédemment (fig. 39), et l'une d'elles est illustrée par la photographie 4 (Pl. VIII). Ces structures résultent le plus souvent d'une déformation des sédiments non totalement consolidés, redéposés sous l'action de la pesanteur. Le sens du glissement peut dans les cas les plus favorables être mesuré. Plusieurs faisceaux à structure contournée ont été analysés dans la succession de La Penne, dans celle de La Rochette (ph. 3, pl. VIII), ainsi qu'à Avenos plus à l'Ouest. Une seule de ces structures contournées a permis une mesure du sens de déplacement ; ce sens est vers N 70.

Toujours dans cette série de La Penne, on peut rappeler les mesures effectuées sur des prismes isolés de tests d'Inocérames, auxquels on a appliqué la méthode d'étude des spicules de spongiaires. Les directions de la médiane obtenues d'une part sur 257 mesures, d'autre part sur 173 mesures, sont respectivement de N 79 et de N 72.

L'ensemble de ces analyses montre que tous ces organismes ou fragments d'organismes présentent une orientation particulière. Les différentes mesures effectuées ont été représentées cartographiquement (fig. 91). Tous les résultats convergent pour donner une direction commune selon un axe sensiblement est-ouest. Le sens peut en être précisé, vers l'Est, grâce aux rides de courant et au faisceau contourné.

Il convient donc de noter un changement dans les directions de courant. Auparavant (Cénomanien et Turonien), les principales directions d'apport étaient sud-nord, alors qu'au Coniacien elles deviennent ouest-est, au moins dans cette partie de la plate-forme. Cette nouvelle direction pourait être en relation avec l'individualisation dans ce domaine, de zones hautes et basses, orientées elles-mêmes est-ouest. Ces morphologies, vraisemblablement guidées par une tectonique antérieure, constitueraient les préliminaires d'une structuration qui ira en s'accentuant, notamment avec les mouvements compressifs tertiaires.

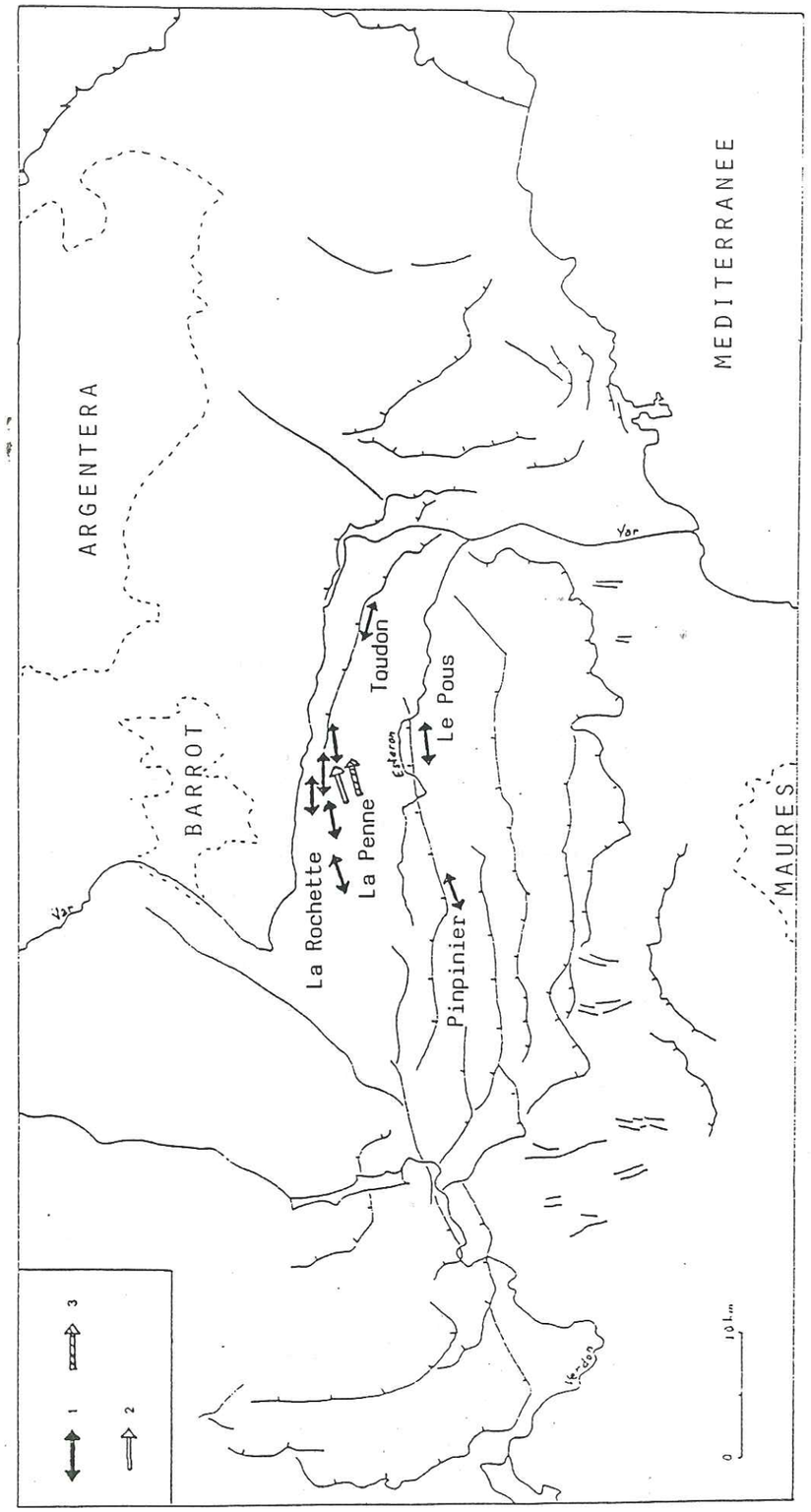


Fig. 91. Directions des orientations mesurées pour le CONIACIEN.
1. Spicules de spongiaires, prismes isolés d'Inocérames et fragments de spongiaires. 2. Structures contournées.
3. Rides de courant.

L'apparition de cette direction vers l'Est suppose également l'existence d'une zone plus élevée vers l'Ouest. Les affleurements de Coniacien, dans cette région, sont pratiquement absents. Cette structure élevée pourrait se situer dans le prolongement de l'axe haut, nord-sud, signalé par Y. EL KHOLY (1972) approximativement au niveau du Verdon.

F. SANTONIEN : répartition des faciès

Les dépôts santoniens ne sont bien représentés que dans le secteur septentrional et oriental. Leur puissance est de l'ordre de 100 à 200 m. La durée de cet étage est un peu supérieure à l'extension totale du taxon marqueur de zone : Dicarinella asymetrica.

Des faciès de marnes et de calcaires micritiques alternants, riches en Globotruncanidae et caractéristiques de milieux marins ouverts (bassin), s'étendent dans toute la région nord-orientale (fig. 92). Dans la moyenne vallée du Var (Puget-Théniers, La Penne), les foraminifères benthiques signalent par leur présence et leur abondance, la proximité du domaine de plate-forme. Le détritisme est très faible.

Dans le bassin de l'Estéron (Le Pous), marnes et calcaires se chargent en éléments quartzeux et glauconieux. L'environnement est toujours marin, avec une faune essentiellement benthique. L'existence de 3 petits niveaux (centimétriques) d'argile ligniteuse, interstratifiés dans cette série marine de plate-forme,indique le voisinage d'un littoral.

La présence de celui-ci est confirmée vers le Sud-Ouest du domaine étudié (région de Brenon et de La Bastide), où les faciès, constitués de sables et d'argile ligniteuse, caractérisent des environnements margino-littoraux. L'analyse de ces horizons ligniteux permet d'observer le passage de conditions à faible influence marine à des conditions uniquement lacustres, ce qui traduit un recul de la mer, dans ce secteur, au cours du Santonien.

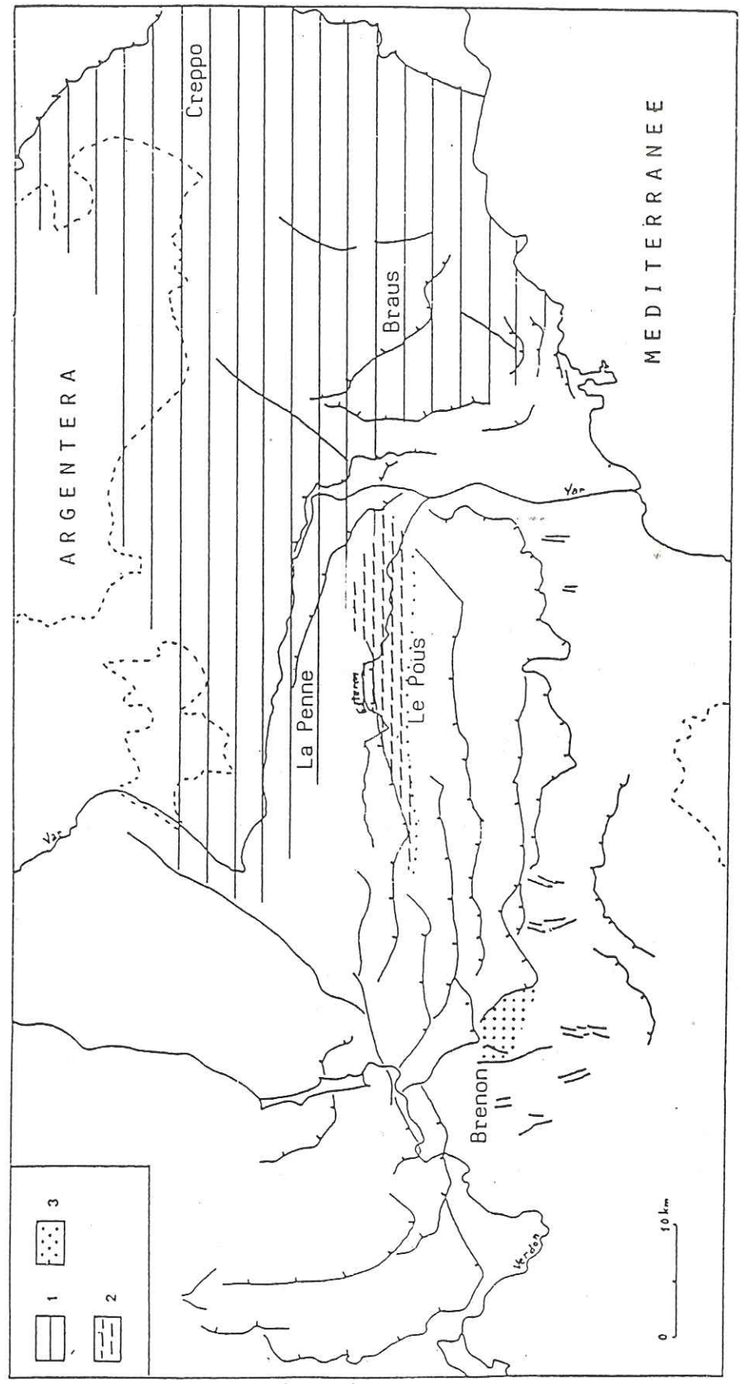


Fig. 92. Répartition des faciès au SANTONIEN (zone à *D. asymetrica*) avec loc. des coupes de référence.
1. Marnes et calcaires à Globotruncanidae. 2. Marnes et calcaires sablo-glauconieux.
3. Sables et argiles ligniteuses.

Les faciès n'étant pas favorables, peu de mesures ont pu être effectuées sur les orientations diverses d'objets sédimentaires ; elles ne sont donc pas significatives.

G. CAMPANIEN : répartition des faciès

Bien que cet étage soit le plus long du Crétacé supérieur (11 millions d'année environ), ses dépôts sont peu développés dans le domaine étudié, émersions et érosions ayant été vraisemblablement importantes.

Les termes supérieurs du Campanien n'ont pu être caractérisés, sauf dans la vallée de l'Argentina (Creppo) (fig. 93).

Au Nord et à l'Est de la vallée du Var, les faciès sont constitués par une alternance de marnes et de calcaires argileux, à dominante marneuse. Ils ont livré de nombreux foraminifères planctoniques, des nannofossiles et quelques Ammonites, faune caractérisant le domaine marin ouvert (environnements de plate-forme distale à bassin).

A l'Ouest du Var (Vieux-Pierrefeu, Le Pous), on observe des calcaires sableux, parfois glauconieux, des grès, des sables ; la faune, représentée essentiellement par des huitres, montre nettement un cachet littoral.

H. MAASTRICHTIEN : répartition des faciès

Les formations caractérisant cet étage n'ont été observées que dans la haute vallée de l'Argentina (Creppo), sous un faciès pélagique de calcaire à Globotruncanidae (fig. 94). Un faciès néritique (calcaire biodétritique) existe sous forme de galets remaniés à la base de la série tertiaire, mais n'a pas encore été trouvé à l'affleurement.

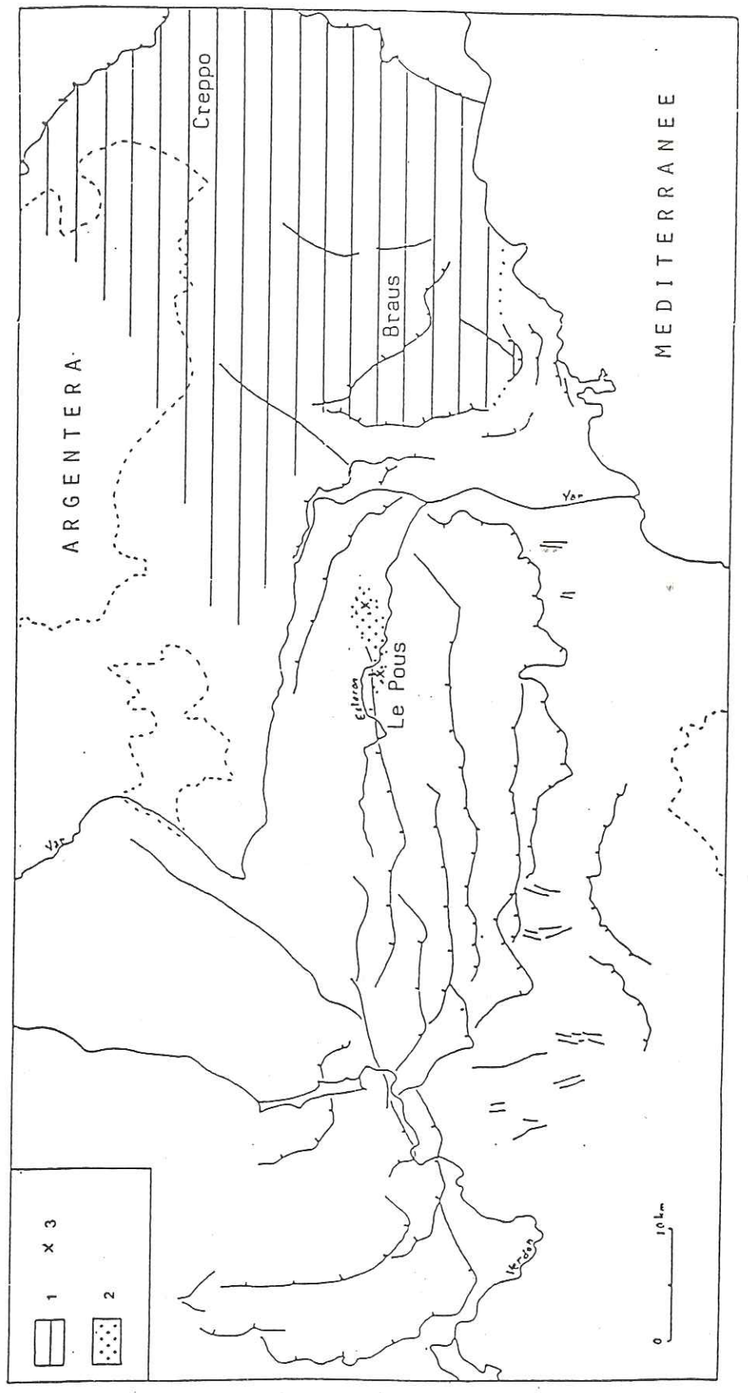


Fig. 93. Répartition des faciès au CAMPANIEN, avec localisation des coupes de référence.
1. Marnes et calcaires à Globotruncanidae. 2. Calcaires sableux, grès, sables.
3. Horizons glauconieux.

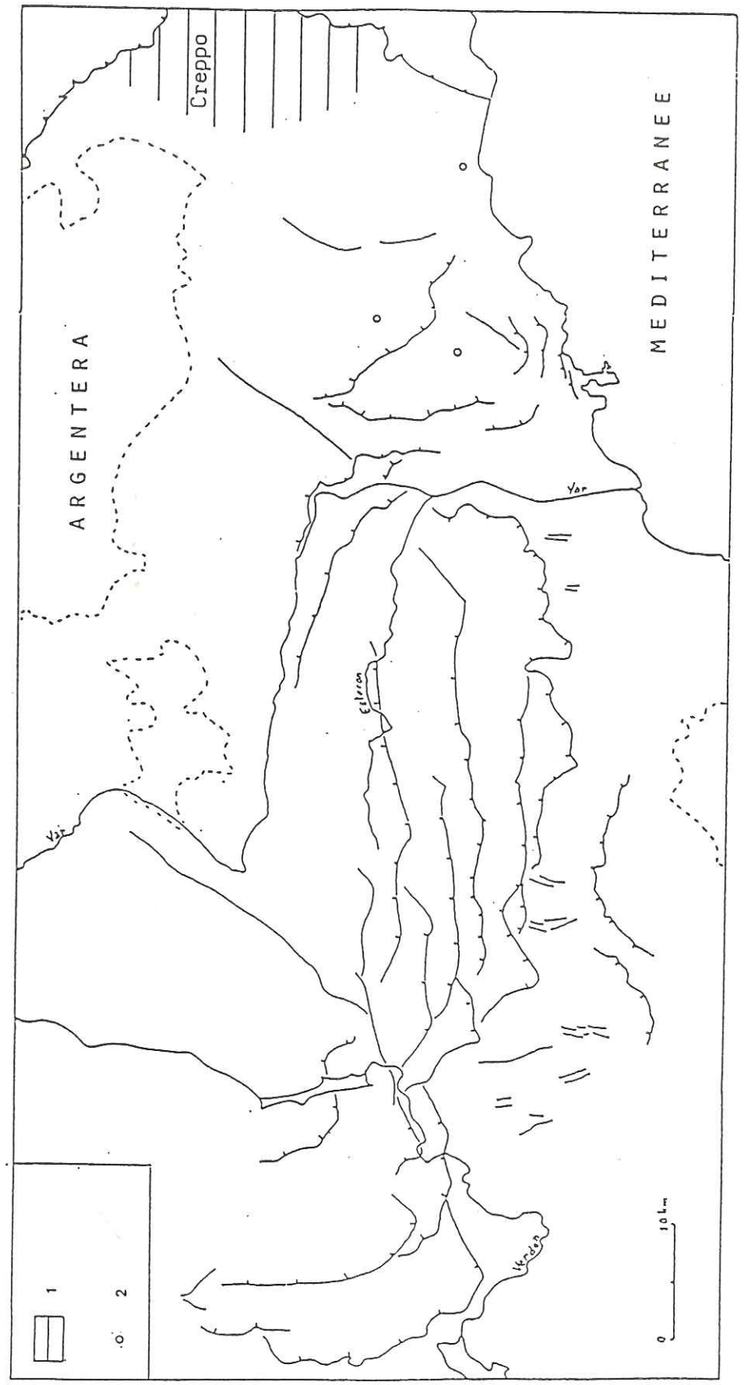


Fig.94. Répartition des faciès au MAASTRICHTIEN avec localisation des coupes de référence.
1. Calcaires à Globotruncanidae. 2. Galets remaniés de calcaire biodétritique.

II. EVOLUTION AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR : ORGANISATION SEQUENTIELLE

Dans le domaine subalpin méridional étudié, certaines séries du Crétacé supérieur montrent un agencement sédimentaire de type séquentiel. En ce qui concerne la définition du terme séquence, nous reprenons celle donnée par A. LOMBARD (1972) : "Une séquence lithologique est une suite de termes qui s'enchaînent et se superposent sans interruption majeure de sédimentation".

Suivant l'échelle d'observation, l'importance de ces séquences et de leurs limites est variable.

Les séquences élémentaires sont représentées par des unités sédimentaires, décimétriques à plurimétriques, examinées à l'échelle du banc ou de quelques bancs. Elles sont limitées par des discontinuités lithologiques qui peuvent correspondre à différents types de surface. Elles sont souvent dissymétriques et repétitives ou rythmiques. Deux exemples de telles séquences ont été analysés précédemment. Dans le premier cas, la série cénomanienne du Bourguet (fig. 23), on observe ainsi la répétition de 28 unités analogues, bien délimitées par des discontinuités sédimentaires, la base des bancs étant le plus souvent soulignée par des ravinements ; l'épaisseur de ces séquences à caractère pérideltaïque, varie de 12 cm à 60 cm. Dans le second cas, dans la succession coniacienne de La Penne (fig. 39), on note l'empilement de 58 unités granoclassées (turbidites), à base parfois ravinante, présentant généralement trois faciès successifs : calcarénite, calcilutite, marne. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 2,30 m.

Les séquences majeures correspondent à des ensembles lithologiques, décamétriques à hectométriques, limités soit par des horizons de discontinuité, soit par des changements, parfois brusques, de faciès. Une telle organisation est visible dans la région étudiée, dans les sédiments déposés pendant la période albo-cénomanienne, ou encore au cours du Cénomano-Turonien. Cette échelle d'observation permet en particulier de préciser les corrélations existant entre les domaines de plate-forme et de bassin.

Dans les mégaséquences, on considère l'évolution séquentielle à des degrés encore plus élevés, par exemple pour un complexe sédimentaire de plusieurs centaines de mètres. Cette évolution a été recherchée pour l'ensemble des formations du Crétacé supérieur subalpin.

A. SEQUENCE MAJEURE ALBO-CENOMANIENNE ET CORRELATIONS PLATE-FORME-BASSIN

Les formations déposées pendant la période s'étendant de l'Albien supérieur au Cénomanien supérieur montrent une organisation séquentielle majeure. Celle-ci peut être mise en évidence par l'étude de 4 coupes (Caussols, Courségoules, La Penne, col de Braus), dont l'analyse biolithostratigraphique a été faite dans les pages précédentes (fig. 20, 18, 12 et 9). Ces coupes sont réillustrées sur la figure 95 avec les mêmes symboles lithologiques.

Les trois premières s'étendent du Sud au Nord du domaine haut-provençal, et ne sont distantes actuellement que d'une vingtaine de kilomètres, leur rapprochement étant la conséquence des phénomènes tectoniques compressifs post-crétacés. La série du col de Braus doit pour les mêmes raisons être replacée dans une position beaucoup plus septentrionale.

La série de Caussols présente une succession d'unités sédimentaires depuis les horizons condensés et les surfaces durcies situés au sommet des calcaires barrémiens jusqu'aux marnes du Cénomanien supérieur.

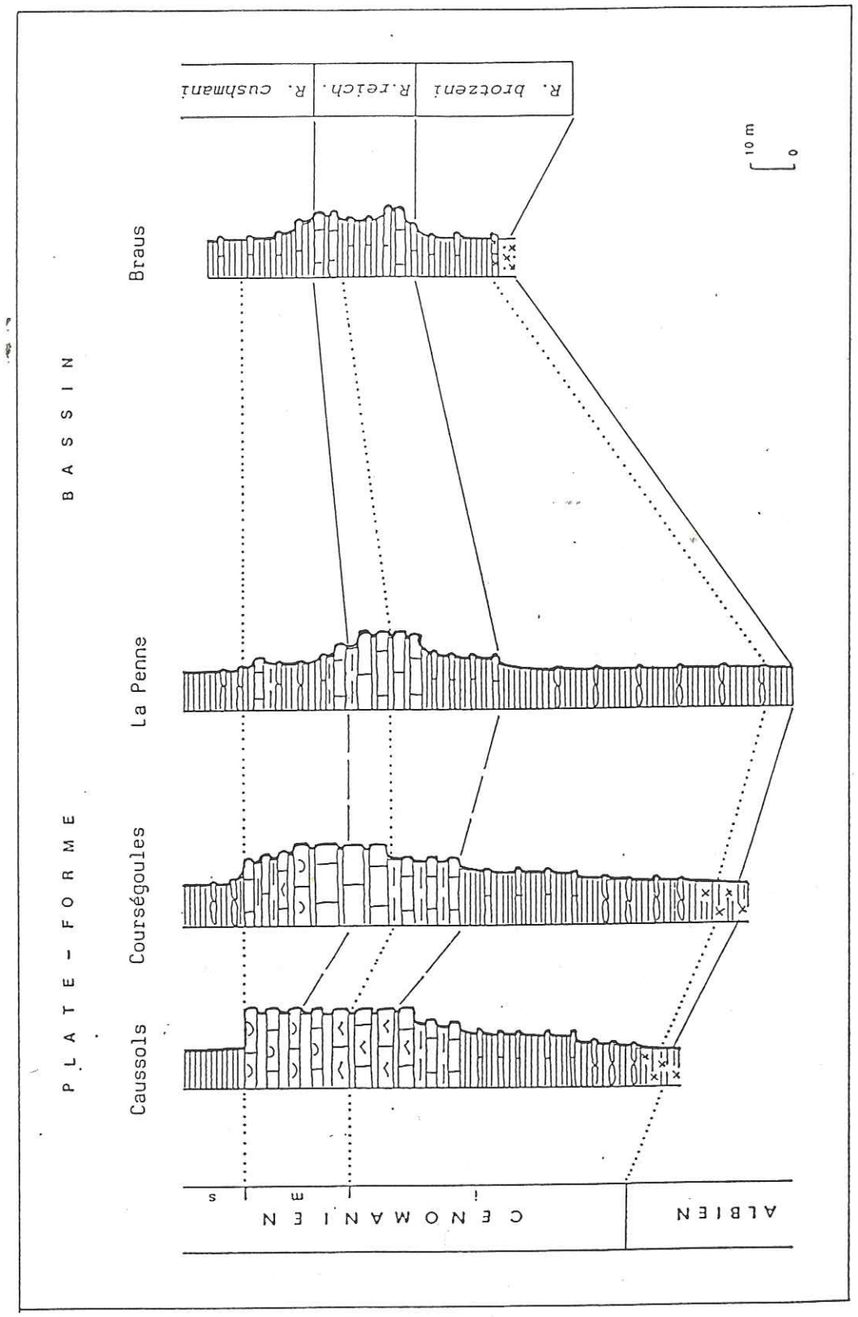


Fig.95. Séquences majeures et corrélations plate-forme - bassin au cours du Cénomanien.

Au dessus de cette discontinuité sédimentaire apto-albienne, on observe :

- des marnes glauconieuses,
- des marnes à cordons de miches calcaires,
- des marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux,
- des marnes et des calcaires argileux alternant,
- des bancs pluridécimétriques de calcaires bioclastiques à joints marneux.

Le passage aux marnes du Cénomanien supérieur est brutal.

Cette série présente donc, entre deux limites nettes (discontinuité sédimentaire, changement de faciès), une succession d'unités lithologiques, passant de l'une à l'autre et montrant une augmentation en nombre et en épaisseur des bancs calcaires par rapport aux niveaux marneux.

Les termes inférieurs, plus argileux, à particules fines, muscovite, pyrite, indiquent un milieu de dépôt de faible énergie, tandis que les termes supérieurs, carbonatés, bioclastiques révèlent un environnement à plus forte énergie. Cette succession sédimentaire montre donc une granulométrie et une énergie de dépôt croissantes vers le haut et peut être pour cette raison qualifiée de séquence négative.

D'autre part, cette suite d'ensembles lithologiques présente à la base des sédiments à caractère marin relativement ouvert (marnes glauconieuses à foraminifères benthiques et planctoniques) évoluant progressivement vers des niveaux à tendance plus littorale (abondance des bryozoaires, Ostreidae, ostracodes, Orbitolinidae de grande taille, absence des foraminifères planctoniques). Cette succession évolue donc aussi de façon régressive.

L'analyse séquentielle de ces dépôts met en évidence par conséquent une organisation sédimentaire en séquence de type négatif et régressif caractérisant un environnement de plate-forme en voie de comblement, encore appelée séquence klupfélienne.

A Courségoules, la partie inférieure de la série présente une évolution sédimentaire de même type qu'à Caussols (négatif et régressif), avec des marnes basales glauconieuses, micacées, des

marnes à cordons de miches calcaires, des alternances marno-calcaires, des calcaires biodétritiques. Le passage aux marnes sus-jacentes, du Cénomanien supérieur, est rapide et non brutal. Il se fait par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres de calcaires argileux en petits bancs, et de quelques cordons de miches calcaires.

Les associations fauniques sont très voisines de celles rencontrées à Caussols. Les termes inférieurs, marneux, sont riches en foraminifères benthiques et planctoniques, tandis que les termes supérieurs, calcaires, livrent de nombreux bryozoaires, Pectinidae, Exogyres, Rhynchonelles, ostracodes, Orbitolinidae, dont les tests sont souvent brisés. Ces débris fossilifères sont le plus souvent parallèles au plan de stratification. De nombreux ostracodes ont leurs valves séparées. Les Orbitolines, peu abondantes, sont en général de petites dimensions et éparses dans le sédiment ; bien que ce soient des formes presque planes, les 2/3 environ sont en position inversée avec leur apex dirigé vers le bas. Tout ceci révèle un milieu de dépôt à énergie moyennement élevée.

Faunes et sédiments de ces deux successions (Caussols et Courségoules) sont caractéristiques d'environnements de la partie proximale de la plate-forme.

Dans la série de La Penne, l'analyse lithologique permet également de distinguer plusieurs ensembles :

- des marnes,
- des marnes à cordons de miches calcaires,
- des marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux,
- des bancs calcaires pluridécimétriques à interlits marneux,
- des marnes et des calcaires alternant, en petits bancs, ou se débitant en miches,
- des marnes à cordons de miches calcaires.

Cette succession montre une évolution séquentielle dans le même sens que précédement, avec le passage graduel de la sédimentation marneuse albienne aux niveaux très calcaires du Cénomanien moyen, ainsi que le retour, assez rapide, mais progressif aux conditions marneuses du Cénomanien supérieur.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

La macrofaune est constituée d'Inocérames et d'Ammonites en relative abondance. En ce qui concerne la microfaune, les foraminifères planctoniques sont ici plus nombreux que les espèces benthiques.

Cet environnement se situe à la limite des domaines de plate-forme et de bassin.

Le Cénomanien du col de Braus montre aussi, dans sa partie inférieure plusieurs ensembles sédimentaires successifs :

- des marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux, de plus en plus nombreux en montant dans la série,
- des bancs calcaires pluridécimétriques à minces interlits marneux,
- des calcaires et des marnes alternant,
- des marnes à bancs décimétriques de calcaire argileux, dont la sédimentation se poursuit au Cénomanien supérieur.

Ces marnes et ces calcaires présentent une disposition alternante, mais celle-ci n'est pas régulière. Les niveaux calcaires deviennent plus importants en épaisseur et en nombre à la fin du Cénomanien inférieur et au début du Cénomanien moyen, puis cette importance diminue et l'alternance redevient à dominante marneuse au Cénomanien supérieur.

Les Globotruncanidae constituent l'essentiel de la microfaune ; les foraminifères benthiques sont rares et seulement représentés par des espèces à test hyalin ; les nannofossiles sont abondants.

Microfaune et sédimentation alternante argilo-carbonatée caractérisent un milieu de dépôt de bassin.

L'analyse séquentielle de ces successions permet donc de mettre en évidence des séquences majeures caractéristiques des milieux de plate-forme et de bassin. Elle permet aussi de suivre l'évolution de la sédimentation, pendant un laps de temps déterminé (Albien supérieur - Cénomanien supérieur), depuis l'environnement de plate-forme jusqu'à l'environnement de bassin.

La plate-forme proximale (Caussols) est caractérisée par une séquence à dominante carbonatée, limitée par des discontinuités

sédimentaires : surface durcie, changement brutal de faciès. Elle est négative et régressive jusqu'au Cénomanien supérieur ; elle est dissymétrique ou rythmique.

Dans le domaine du bassin (col de Braus), la sédimentation est moins importante et de type argilo-carbonaté. Les alternances, à dominante marneuse à la base, passent par un maximum de développement des bancs calcaires, approximativement à la limite Cénomanien inférieur - Cénomanien moyen, puis redeviennent à dominante marneuse au Cénomanien supérieur. La séquence est cyclique, légèrement dissymétrique.

A Courségoules, la séquence sédimentaire est négative, régressive, proche de celle de Caussols. Elle ne présente pas à sa partie supérieure un changement brutal de faciès, mais un passage graduel rapide à des conditions plus marines. Elle est nettement dissymétrique.

La séquence de La Penne (bordure de bassin) montre une évolution sédimentaire dans le même sens, à un stade intermédiaire entre les deux exemples précédents. Elle est cyclique et dissymétrique.

Ces 4 successions montrent donc le passage progressif d'une séquence rythmique (plate-forme proximale à un cycle sédimentaire légèrement dissymétrique (faciès de bassin). Les événements enregistrés dans les séquences de plate-forme ont donc leur correspondance exacte dans le domaine du bassin, mais ils sont toujours mieux individualisés dans les faciès bordiers.

Des corrélations analogues ont été faites pour les dépôts éocrétacés de la plate-forme jurassienne et subalpine et du bassin vocontien (ARNAUD et al., 1982) ; les faciès, mais surtout la morphologie du bassin sont différents.

Cette organisation séquentielle, marquée par un épisode carbonaté indiquant une phase régressive à la fin du Cénomanien inférieur et au Cénomanien moyen, a été observée de façon générale dans les dépôts cénomaniens de Haute-Provence et des Alpes maritimes (fig. 96). Elle est plus nette dans la partie méridionale de la zone étudiée, où les faciès sont peu profonds. Ces faciès sublittoraux, situés au Sud,

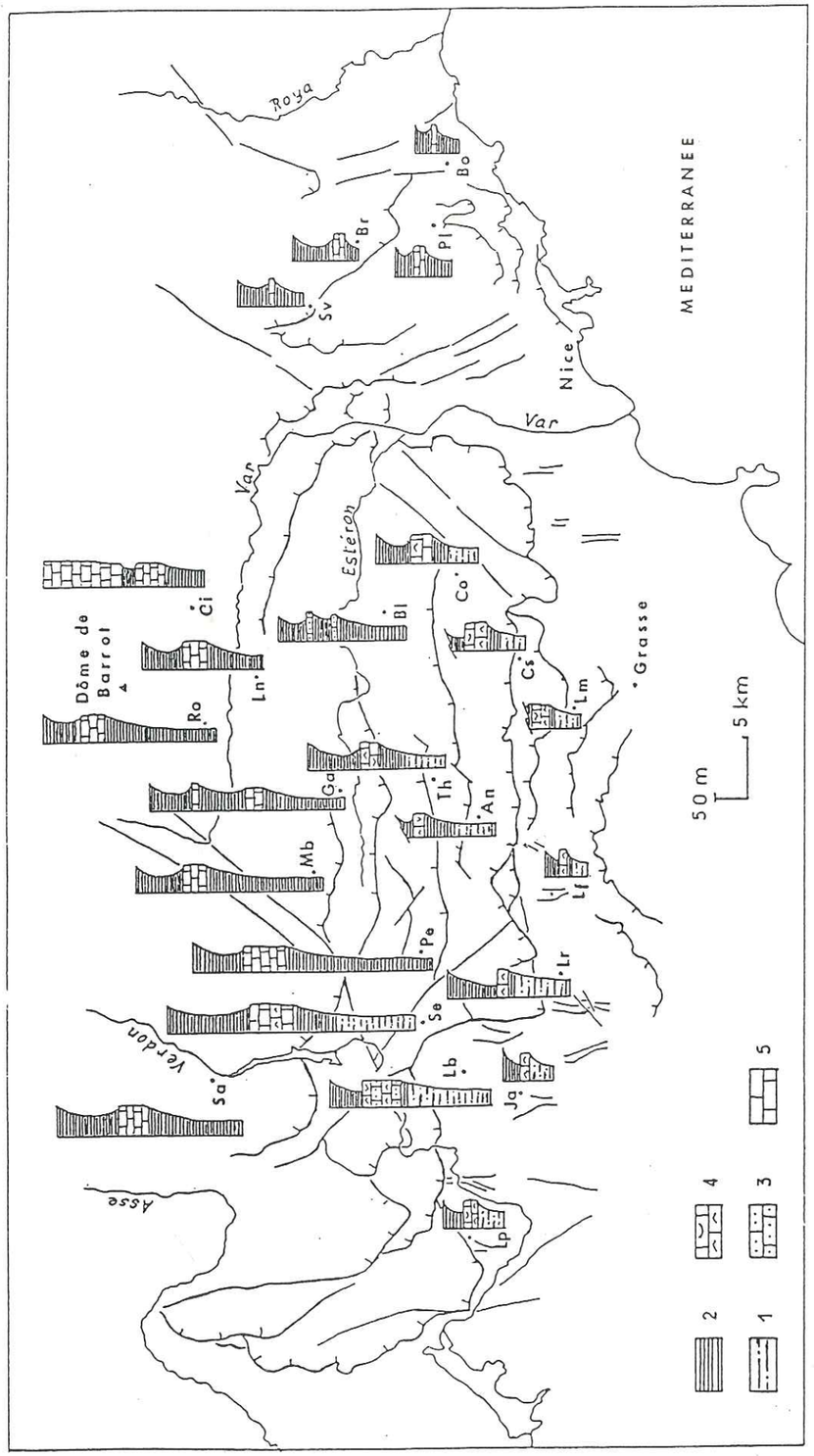


Fig. 96. Séquences régressives cénomaniennes en domaine subalpin méridional.
1. Marne sableuse. 2. Marne et calcaire argileux. 3. Calcaire sableux. 4. Calcaire à Orbitolines et/ou Exogyres.
5. Calcaire. An Andon, Bl Blay, Bo Borrigo, Br Braus, Ci Cians, Cs Caussols, Ga Gars, Ja Jabron,
Lb le Bourguet, Lf Le Fil, Lm La Malle, Ln La Penne, Lp La Paludd, Lr La Roque-Esclapon, Mb Montblanc, Pe Peyroules,
Pl Peille, Ro Roudoule, Sa St André-les-Alpes, Se Sébet, Sv Savel, Th Thorenc.

évoluent progressivement vers une sédimentation argilo-carbonatée à caractère marin ouvert au Nord et à l'Est.

En chaque localité, on observe le passage graduel d'un terme basal très marneux plus profond, (en général albien supérieur), à des marnes et calcaires, puis à des calcaires, biodétritiques ou non, en bancs jointifs ou à faibles interlits marneux, c'est-à-dire à un terme carbonaté moins profond, traduisant la progradation de la plate-forme. On revient ensuite, au Cénomanien supérieur, à des marnes ou à des alternances marnes-calcaires à dominante marneuse, qui marquent le début d'une autre séquence, et une augmentation de la bathymétrie. Les deux photographies de la planche X montrent cette organisation séquentielle dans la succession cénomanienne du Vallon du Blay, avec ce passage progressif de la sédimentation, d'un pôle marneux à un pôle à dominante carbonatée.

La tendance générale régressive enregistrée dans ces formations cénomaniennes incite à en rechercher les causes dans des phénomènes intéressant l'ensemble du bassin de sédimentation : variations climatiques, changements eustatiques du niveau marin, instabilité tectonique. Il est souvent difficile de faire la part de chaque facteur, facteurs dont les influences sur la dynamique sédimentaire sont liées. Néanmoins, cette marge continentale recevait des apports terrigènes, marqués localement (région du Bourguet) d'un cachet deltaïque, plus importants au Cénomanien moyen. Ces apports terrigènes provenaient d'une zone haute méridionale, le massif corso-sade et/ou le bombement durancien. Ces reliefs jeunes, soumis à l'érosion, ont influencé le taux des apports terrigènes. La recrudescence du détritisme inclinerait donc à penser que, sans nier l'existence des autres facteurs, le facteur tectonique pourrait être ici prépondérant.

Les structures sédimentaires particulières observées près de Jabron pourraient être un indice de cette activité tectonique. On remarque en effet, à 1 km à l'Ouest de Jabron, en bordure de la route qui mène à Pont de Soleils (D 955), dans la partie moyenne du Cénomanien, caractérisée par sa série biodétritique, des structures,

situées à un seul niveau, entre deux bancs bien distincts de calcaires bioclastiques (planche VII, photographies 1 et 2).

Il s'agit de fragments de banc calcaire micritique argileux, de 5 à 6 cm d'épaisseur et dont la largeur apparente est voisine de 2 m (fig. 97). Chaque élément présente une forme arrondie, pratiquement symétrique, à concavité dirigée vers le haut. Sont ainsi juxtaposées (et observables) huit de ces figures sédimentaires. Entre celles-ci, sur une distance d'1 m environ, des blocs plus ou moins anguleux de ce calcaire fin micritique sont disposés sans ordre dans la matrice silto-sableuse (planche VII, ph. 3 et 4).

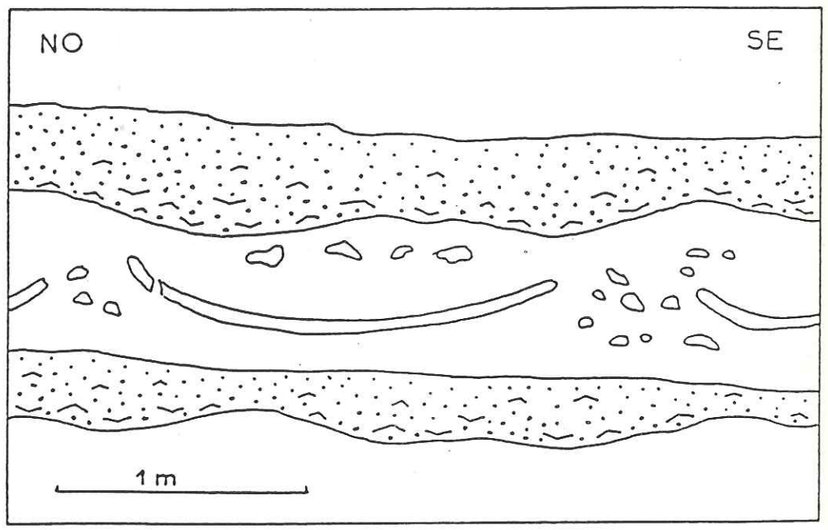


Fig. 97 . Déformations d'origine sismo-tectonique de Jabron (d'après photo).

Plusieurs hypothèses sont possibles pour tenter d'expliquer ces structures. En premier lieu, on doit remarquer qu'elles sont intercalées entre des bancs horizontaux non affectés de déformations ; les chenaux visibles à la face inférieure du banc de calcaire sus-jacent ne sont pas disposés de façon préférentielle en regard de ces morphologies. Elles sont donc synsédimentaires.

Leur aspect général ne fait pas penser à des figures de glissement. On n'observe pas en effet dans le niveau considéré, de replis, de structures contournées, de couches boudinées, déversées, aucun indice de déplacement, de pente. Au contraire chaque élément apparait avec une forme très régulière, relativement symétrique.

Ces morphologies pourraient rappeler certaines structures en "teepee", observées par exemple à faible profondeur sur les côtes du Golfe persique (E. A. SHINN, 1969). Les déformations de couches carbonatées décrites dans cette région montrent des formes anticlinales, avec des zones de ruptures dans leur partie sommitale. Elles résulteraient, d'après cet auteur, d'une expansion de la couche probablement due aux forces de recristallisation. Elles sont accompagnées de phénomènes de recimentation des fragments de roches, de bréchification, de perforations et d'encroûtements d'organismes. Or ces caractéristiques sont absentes à Jabron.

On peut penser enfin que ces déformations soient liées à des phénomènes de compaction différentielle, avec évacuation d'eaux interstitielles ou de gaz dissous, retenus dans les horizons silto-sableux sous-jacents. Cela provoquerait le soulèvement et la désagrégation d'une strate non complètement lithifiée, mais déjà évoluée diagénétiquement. La nature et la granulométrie différentes des matériaux en présence joueraient un rôle important.

Les observations montrent en outre que ces structures ont des dimensions analogues, des formes semblables, les parties dissociées se répétant régulièrement. Le banc de calcaire sus-jacent n'est pas affecté. Les études précédentes révèlent aussi que ce secteur se situait dans une zone d'épandages deltaïques, c'est-à-dire gorgée d'eau et à sédimentation rapide. L'expulsion de fluides envisagée serait alors assez brutale, et limitée dans le temps ; elle pourrait être due à des phénomènes vibratoires, caractérisés par une longueur d'onde bien précise.

Des vibrations, même faibles, sont en effet capables d'engendrer de tels phénomènes. Dans la baie du Mont-Saint-Michel, il suffit de marcher à marée basse, dans certains secteurs, en provoquant quelques vibrations, pour créer ce qu'on appelle des petits "volcans de boue". Dans ces endroits privilégiés, gorgés d'eau, les sédiments sont composés de sables vaseux et de minces horizons de tangue.

Des déformations sédimentaires assez analogues ont été décrites par B. RASCOE (1975) dans le Pennsylvanien de l'Oklahoma, ainsi que par C. MONTENAT (1980) dans le Messinien des Cordillères bétiques orientales. Dans ces deux cas, les structures étudiées présentent un plan axial, la nature des strates déformées et des sédiments adjacents sont de composition différente, les couches déformées sont comprises entre des bancs non perturbés ; elles sont localisées à proximité de zones positives, de flexures, actives pendant la sédimentation. Elles seraient toujours d'après ces auteurs, d'origine tectonique ou paléosismique.

Les structures particulières de Jabron pourraient donc être aussi l'indice d'une activité sismique ou sismo-tectonique.

Si l'on considère maintenant les régions proches du domaine étudié, on s'aperçoit que l'organisation séquentielle de la sédimentation au cours du Cénomanien présente de nombreuses analogies.

Ainsi en Basse-Provence, le Cénomanien est constitué essentiellement par des formations à Rudistes, à dominante calcaire, séparées par des intercalations terrigènes. J. PHILIP (1978) a montré que ces diverses formations à Rudistes, développées sur la marge sud du bombement durancien, s'inscrivaient dans des "cycles sédimentaires majeurs régressifs, commandés par des facteurs tectoniques, eustatiques et sédimentologiques". L'un de ces cycles débute au Cénomanien inférieur par des grès à Orbitolines, et se poursuit jusqu'au Cénomanien supérieur par une sédimentation carbonatée à caractère de plus en plus littoral tendant à l'émersion.

A l'Ouest de la Haute-Provence, dans la partie méridionale du domaine vocontien, l'évolution de la sédimentation au cours du Cénomanien est aussi régressive, tendant même vers l'émersion (B. PORTHAULT, 1974). Le Cénomanien inférieur présente un faciès gréseux à Orbitolines, se déposent ensuite au Cénomanien moyen des couches sableuses bariolées, puis des formations ligniteuses, à faune saumâtre. Les conditions de dépôt de cette succession, toujours d'après B. PORTHAULT, sont à mettre en relation avec les mouvements d'exhaussement de l'"axe Ventoux-Lure" et de l'"isthme durancien".

L'analogie de l'évolution de la sédimentation sur les marges nord et sud du bombement durancien (dans des contextes sédimentaires différents) confirme que ce sont des phénomènes intéressant l'ensemble de ces bassins qui sont responsables de ces tendances régressives au Cénomanien moyen. Parmi les divers facteurs, la mobilité tectonique semble jouer un rôle primordial dans cette partie du domaine subalpin.

B. CYCLE SEDIMENTAIRE CENOMANO-TURONIEN

Au cours de la période s'étendant du Cénomanien supérieur au Turonien supérieur, les faciès carbonatés dominent dans toute la région. Il est plus difficile que dans l'exemple précédent (albo-cénomanien) d'y observer une organisation séquentielle précise des sédiments, mais on peut percevoir cependant une certaine évolution dans la succession des ensembles sédimentaires.

Les quatre coupes choisies pour cette analyse (Le Bourguet, Le Pous, La Rochette, col de Braus) ont été étudiées précédemment au point de vue biolithostratigraphique (fig. 33, 31, 29 et 26), et sont schématisées sur la figure 98. Il faut également tenir compte pour leur position des déplacements tangentiels tertiaires.

La série du Bourguet permet de voir le passage de marnes à brachiopodes et à foraminifères, à des marnes et calcaires à Exogyres, à des calcaires toujours marins mais à cachet plus littoral, avec des bryozoaires, des madréporaires, des Serpulidae et des algues vertes (Halimeda). Ensuite, s'effectue un retour à des conditions plus profondes avec des niveaux riches en mollusques (gastéropodes) et en foraminifères. Tous ces faciès sont marins et caractérisent des environnements de plate-forme proximale.

Dans la succession du Pous, aux marnes à foraminifères planctoniques succèdent des marnes et des calcaires à lamellibranches, puis viennent des calcaires à silex où abondent les débris d'algues, de bryozoaires, souvent disposés en lits et mis en

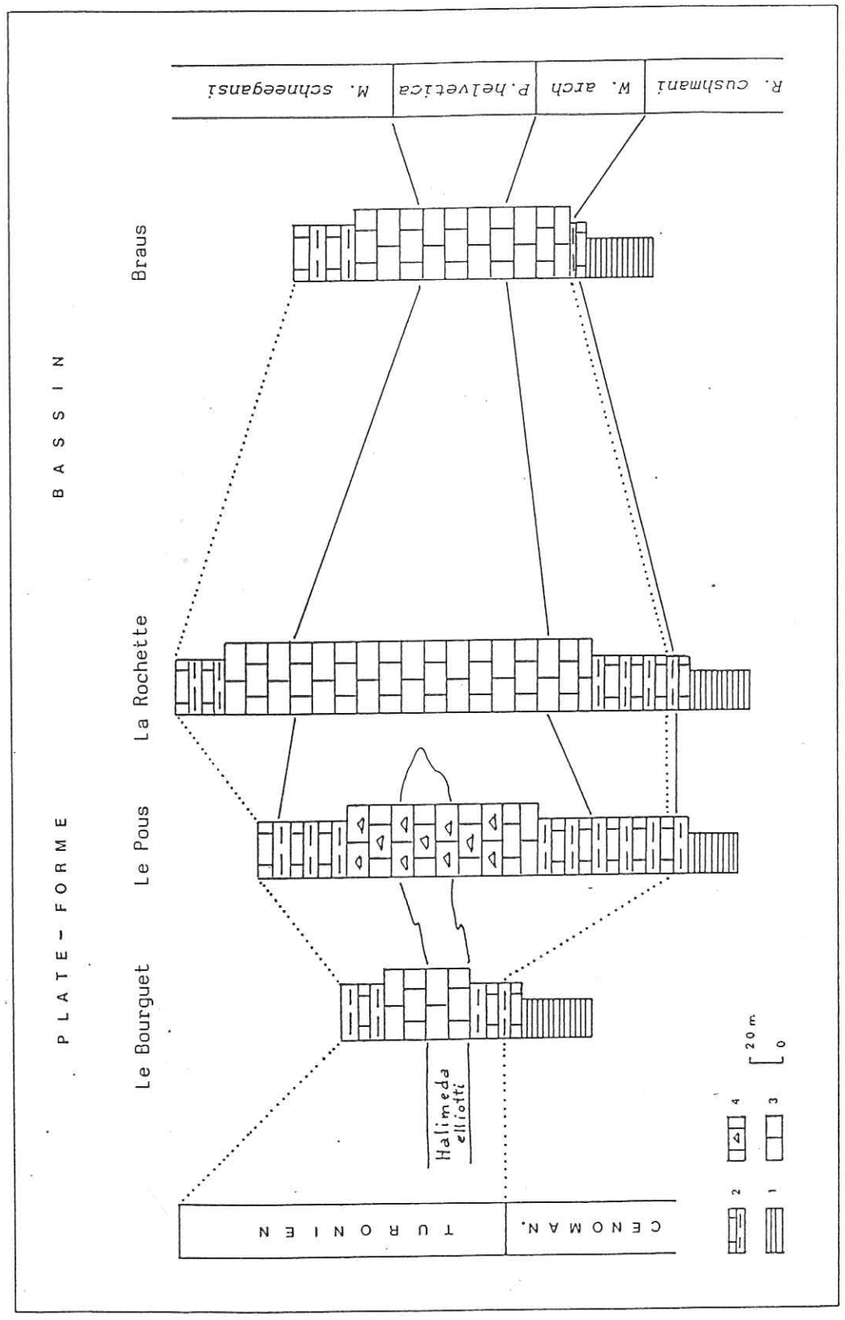


Fig. 98. Cycles sédimentaires cénomano-turoniens en domaine subalpin méridional. 1. Marne. 2. Marne et calcaire. 3. Calcaire. 4. Silex.

place par des courants. Des conditions plus franchement marines, caractérisant encore des milieux de plate-forme reviennent ensuite.

Les deux autres coupes (de La Rochette et du col de Braus) présentent des faciès marins ouverts avec une faune constituée essentiellement par des foraminifères planctoniques et des Pithonelles. Les marnes à petits bancs calcaires passent rapidement à des calcaires d'abord à faibles interlits marneux, puis à joints marneux ; une alternance de bancs calcaires et d'horizons marneux apparait ensuite.

L'étude de ces séries montre ainsi, aussi bien dans les milieux de plate-forme que de bassin, le même agencement dans la succession des faciès :

- marnes,
- marnes et calcaires,
- calcaires,
- calcaires et marnes.

Le Cénomanien supérieur est caractérisé par une sédimentation à dominante marneuse : marnes et/ou marnes à minces bancs calcaires. La base du Turonien présente en général une alternance de bancs calcaires et d'interlits marneux. La majeure partie du Turonien montre des dépôts à dominante carbonatée : calcaires massifs et/ou bancs calcaires à joints marneux ; le sommet du Turonien se caractérisant à nouveau par l'alternance calcaire-marne.

Ces ensembles lithologiques forment donc un cycle sédimentaire légèrement dissymétrique, visible depuis la plate-forme proximale jusqu'au domaine de bassin.

La partie médiane du Turonien (zone à Praeglobotruncana helvetica) enregistre la tendance régressive maximale de ce cycle, marquée par l'augmentation du taux des carbonates, le développement des accidents siliceux dans la partie externe de la plate-forme et l'épanouissement des Halimeda dans les faciès bordiers.

Ces algues vertes calcaires sont de bons indicateurs d'une faible tranche d'eau. Dans les mers actuelles, les Halimeda vivent dans la zone photique, sur les bancs sableux entre les herbiers,

les pierres submergées, les fonds vaseux, dans lesquels les thalles s'ancrent par l'intermédiaire de leurs stolons ou de leurs rhizoïdes.

Ces Chlorophycées sont caractéristiques aussi de conditions climatiques chaudes, tropicales à subtropicales. La répartition actuelle de ce genre semble liée en effet en grande partie à la latitude, la limite se situant aux environs de 30°. On les trouve dans l'océan Atlantique, l'océan Indien, l'océan Pacifique, dans la mer des Caraïbes et même en Méditerranée. Mais elles sont absentes, par exemple, des fonds du Golfe Persique. Pour B. H. PURSER (1983), cette absence serait liée vraisemblablement à l'importance des influences continentales. Ces algues sont donc très sensibles aux conditions de milieux. On observe par ailleurs que leur développement est différent suivant l'environnement. Sur les côtes de Floride, les Halimeda dont les articles sont cylindriques et moniliformes se rencontrent plutôt dans la ceinture externe des "patch-reefs", sur fonds sableux, en mélange avec les herbes marines, tandis que les Halimeda dont les articles sont aplatis, cordiformes ou discoïdes, se cantonnent sur les fonds durs, plus agités ou plus turbides (S. K. WIMAN et W. G. Mc KENDREE, 1975).

L'algue turonienne Halimeda elliotti présente un thalle multiaxial composé d'articles cylindriques. Elle devait vivre en populations denses, sur les fonds de sables vaseux meubles, dans des zones calmes. Le Turonien apparait, dans le domaine considéré, comme une période relativement stable au point de vue tectonique ; il y a très peu d'apports terrigènes, sauf plus tard au Turonien terminal. Par ailleurs, il semble que des conditions climatiques, plus chaudes qu'au Cénomanien, aient existé à cette époque. D'après les analyses fournies par les isotopes de l'oxygène sur des mollusques ou des foraminifères, il parait établi que la température des eaux de surface, à l'équateur par exemple, se serait élevée de 5 à 6°C de l'Albien au Turonien (R. LETOLLE et G. S. ODIN, 1984).

Cette augmentation de température aurait favorisé la précipitation des carbonates, celle-ci s'effectuant pendant une période d'inactivité tectonique. La stabilité des fonds, les apports terrigènes faibles sont dans la plupart des cas favorables au développement de la faune et à la sédimentation biogène calcaire.

Le caractère régressif des dépôts peut être lié à ces variations climatiques, en raison de leur influence sur le taux de sédimentation. Un taux important, plus important que le taux de subsidence, contribuerait ainsi au remplissage du bassin.

Cette tendance régressive peut aussi être en liaison ou accentuée par une baisse du niveau marin. Dans certaines régions du globe, comme le Nord-Ouest de l'Europe ou l'Amérique du Nord, le Turonien est marqué dans sa partie supérieure par une phase régressive (J. M. HANCOCK et E. G. KAUFFMAN, 1979).

Par ailleurs, dans ce cycle cénomano-turonien, il n'a pas été observé au voisinage de la limite Cénomanien-Turonien, de couches riches en matière organique ; du moins, leur présence n'a pu être décelée sans analyses chimiques. L'existence de tels horizons est connue dans de nombreux secteurs du globe, notamment dans l'Atlantique Nord, la Téthys (P. C. de GRACIANSKY et al., 1984).

Dans la région étudiée, on peut seulement noter que la limite Cénomanien-Turonien est située dans des faciès marno-calcaires, et que le passage des marnes (cénomaniennes) aux calcaires francs (turoniens) est beaucoup plus rapide dans les faciès les plus profonds (col de Braus) que dans les autres successions. On observe toutefois, dans certaines séries uniquement du domaine de bassin (col de Braus, cime du Savel, ravin de Borrigo), peu après l'extinction de Rotalipora cushmani, c'est-à-dire approximativement à la limite Cénomanien-Turonien, un mince horizon de calcaire glauconieux (quelques centimètres à 20 cm), parfois à accidents siliceux. Ce petit niveau à silex, à glauconie, indique des conditions de sédimentation un peu particulières qui pourraient éventuellement correspondre aux faciès anoxiques déposés ailleurs.

Cependant on peut faire remarquer que ces événements anoxiques ont été corrélés le plus souvent avec des phénomènes transgressifs, ou au moins avec une forte élévation du niveau marin (H. C. JENKYNS, 1980). Ce qui n'est pas le cas dans le domaine étudié, la période de transgression maximale se situant au Cénomanien supérieur (biozone à Rotalipora cushmani), époque caractérisée par ses faciès de marnes grises et de calcaires micritiques argileux à foraminifères planctoniques.

C. SEDIMENTATION CYCLIQUE AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR

Dans le domaine subalpin méridional, la série néo-crétacée est constituée en majeure partie par des dépôts de type argilo-carbonaté. Ceux-ci présentent dans leurs successions une certaine rythmicité ou cyclicité que l'on peut observer dans les différentes régions étudiées, comme le montrent les trois coupes synthétiques figurées ci-après (fig. 99).

Le secteur méridional (Le Bourguet-Brenon) et celui du bassin de l'Estéron (vallon du Blay-Le Pous) sont représentatifs essentiellement de milieux de plate-forme proximale à distale, avec parfois présence de faciès margino-littoraux. Quant à la série du col de Braus (située dans la zone nord-orientale), elle est caractéristique d'environnements de mer ouverte (bassin).

L'analyse séquentielle, associée à l'étude biostratigraphique et sédimentologique permet de mettre en évidence des traits communs dans l'évolution géodynamique de ces divers domaines pour la période crétacée considérée.

En premier lieu on constate que les dépôts les plus carbonatés correspondent en général à des sédiments de plus faible bathymétrie par rapport aux niveaux marneux : calcaires bioclastiques, calcaires à Orbitolinidae, calcaires à Halimeda, à bryozoaires, à madréporaires, calcaires à accidents siliceux accompagnés ou non d'Echinides.

On remarque aussi que la série est découpée en séquences ou cycles majeurs dont les variations principales sont perceptibles dans tous les secteurs. Si les épisodes de regressivité maximale déterminent leurs limites, on est alors en présence des cycles successifs suivant :

- cycle Albien supérieur - Cénomanien moyen ;
- cycle Cénomanien moyen - partie médiane du Turonien ;
- cycle Turonien (partie médiane) - Coniacien basal ;
- cycle Coniacien - Santonien inférieur ;
- cycle Santonien - Maastrichtien.

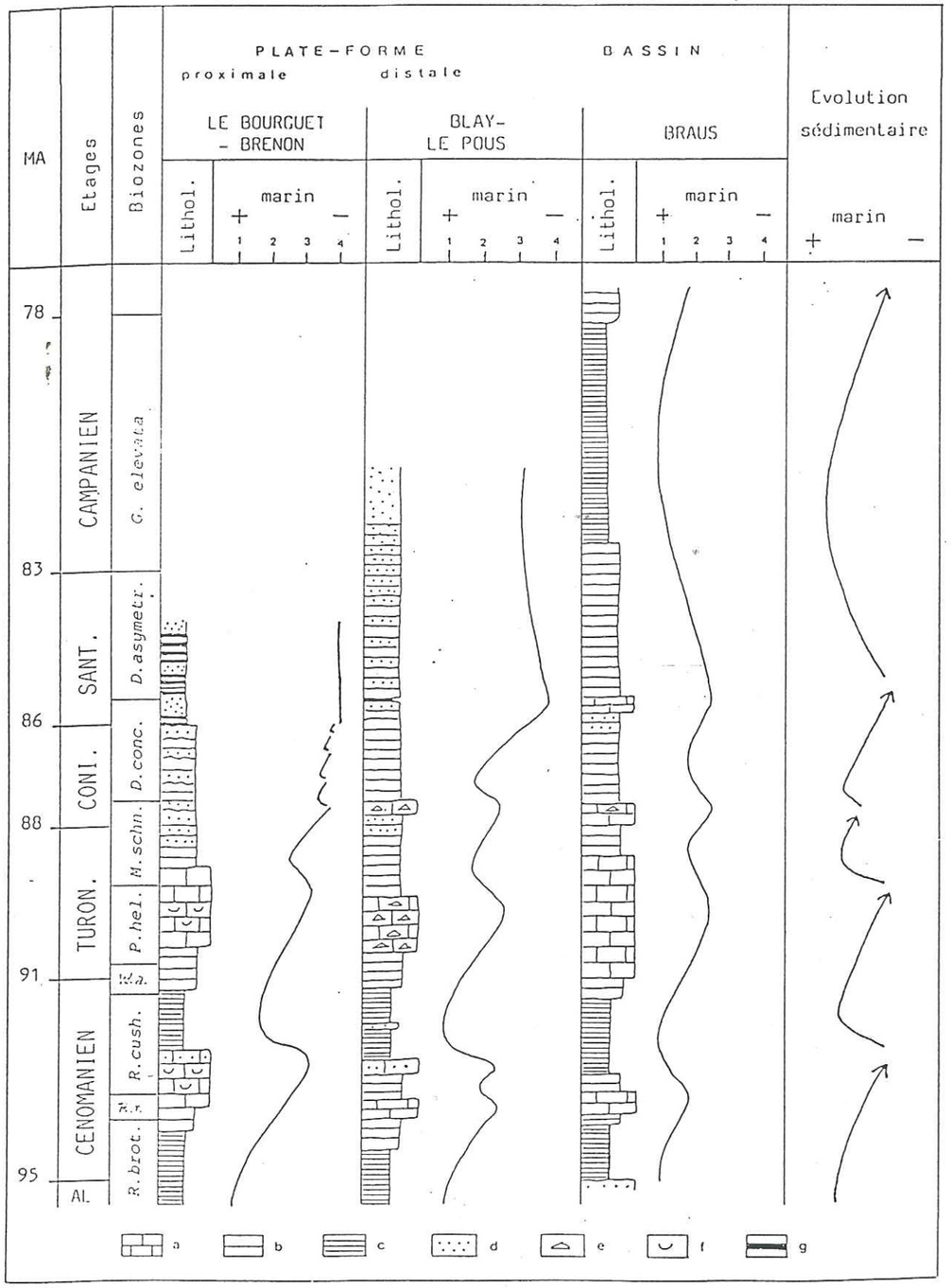


Fig. 99. Evolution sédimentaire au cours du Crétacé supérieur dans le domaine subalpin méridional.
1. Bassin. 2. Plate-forme distale. 3. Plate-forme proximale. 4. Margino-littoral.
a) calcaires; b) marno-calcaires; c) marnes; d) détritiques grossiers; e) silex; f) bioclastes; g) lignites.

Malgré de petites différences, dues vraisemblablement à des phénomènes locaux (Cénomanien du vallon du Blay), on note enfin que ces diverses successions montrent un certain parallélisme dans leur évolution ; la tendance générale est régressive et conduira, au cours du Crétacé supérieur, à une émersion progressive de la région étudiée, du Sud-Ouest au Nord-Est. Cette tendance régressive se fait de façon discontinue, entrecoupée de périodes de stabilité ou d'oscillations transgressives. Les épisodes transgressifs les plus importants se situent au Cénomanien supérieur, au Turonien supérieur, au Coniacien, au Campanien.

Il était intéressant de mettre en corrélation cette évolution cyclique avec les courbes de variation du niveau marin. Plusieurs auteurs, en effet, ont proposé pour le Crétacé, des courbes de fluctuation du niveau de la mer à l'échelle du globe, en particulier : M. R. COOPER (1977), P. R. VAIL, R. M. MITCHUM et S. THOMPSON (1977), J. M. HANCOCK et E. G. KAUFFMAN (1979), N. A. MORNER (1980) et T. MATSUMOTO (1980). D'après ces travaux, le nombre des périodes transgressives et régressives donné est différent, il varie, par exemple, de 1 à 15 pour les épisodes transgressifs. En outre, il est difficile de mettre en parallèle de façon rigoureuse, les divers graphiques, car la durée relative des étages stratigraphiques et leur calage par les méthodes isotopiques présentent souvent quelques divergences. Néanmoins, à l'échelle mondiale, les phases transgressives reconnues d'une façon générale se situent au Cénomanien et au Campanien. Le Coniacien est également transgressif dans la presque totalité des régions étudiées. Le Turonien, le Santonien et la majeure partie du Maastrichtien sont suivant les secteurs du globe, des périodes de régression, de transgression ou de stabilité du niveau marin. Une régression généralisée marque la fin du Crétacé.

Pour essayer d'établir des correspondances de façon plus précise entre les variations du niveau marin et l'évolution sédimentaire du domaine subalpin étudié, nous avons choisi les courbes de J. M. HANCOCK et E. G. KAUFFMAN (1979). Ces graphiques sont les plus détaillés pour la période du Crétacé supérieur ; ils ont été élaborés d'après l'analyse des faciès de deux régions, relativement éloignées, situées

dans des contextes tectoniques différents, appartenant à des plaques différentes : l'Europe du Nord-Ouest et l'Amérique du Nord (Colorado, Nouveau Mexique, Kansas) (fig. 100). Si la durée du Crétacé supérieur est identique dans les deux échelles isotopiques indiquées sur cette figure (30 millions d'années), les repères par rapport aux différents étages ne sont pas les mêmes. L'échelle retenue pour l'Europe du Nord-Ouest et l'Amérique du Nord est celle établie par J. D. OBRADOVICH et W. A. COBBAN (1975), alors que nous utilisons pour le domaine subalpin méridional, celle de G. S. ODIN et W. J. KENNEDY (1982).

Malgré un petit décalage dans le temps, certains pics transgressifs ou régressifs semblent se succéder simultanément dans les trois domaines, et pourraient donc être en relation avec des oscillations du niveau marin : transgression fini-cénomanienne, régression turonienne, transgression campanienne, régression maastrichtienne.

Dans le domaine subalpin méridional, le grand étalement de la mer épicontinentale au Cénomanien supérieur peut dont être interprété comme une montée eustatique, et la phase régressive qui lui succède au Turonien comme une baisse du niveau marin. Il est vraisemblable que la phase transgressive campanienne, ainsi que la régression de la fin du Maastrichtien, soient également sous l'influence de l'eustatisme mondial. Par contre, les épisodes régressifs du Cénomanien moyen et du Coniacien basal paraissent en désaccord avec la tendance générale, et témoignent plutôt en faveur de réajustements tectoniques locaux ou régionaux, accompagnés de régressions successives.

Cette évolution sédimentaire résulterait donc de l'interaction d'influences eustatiques, climatiques et tectoniques. La part de ces dernières semble la plus apparente dans cette région soumise à une tectonique compressive dont les premières phases sont le prélude à la fermeture de l'océan téthysien ligure (M. LEMOINE, 1984).

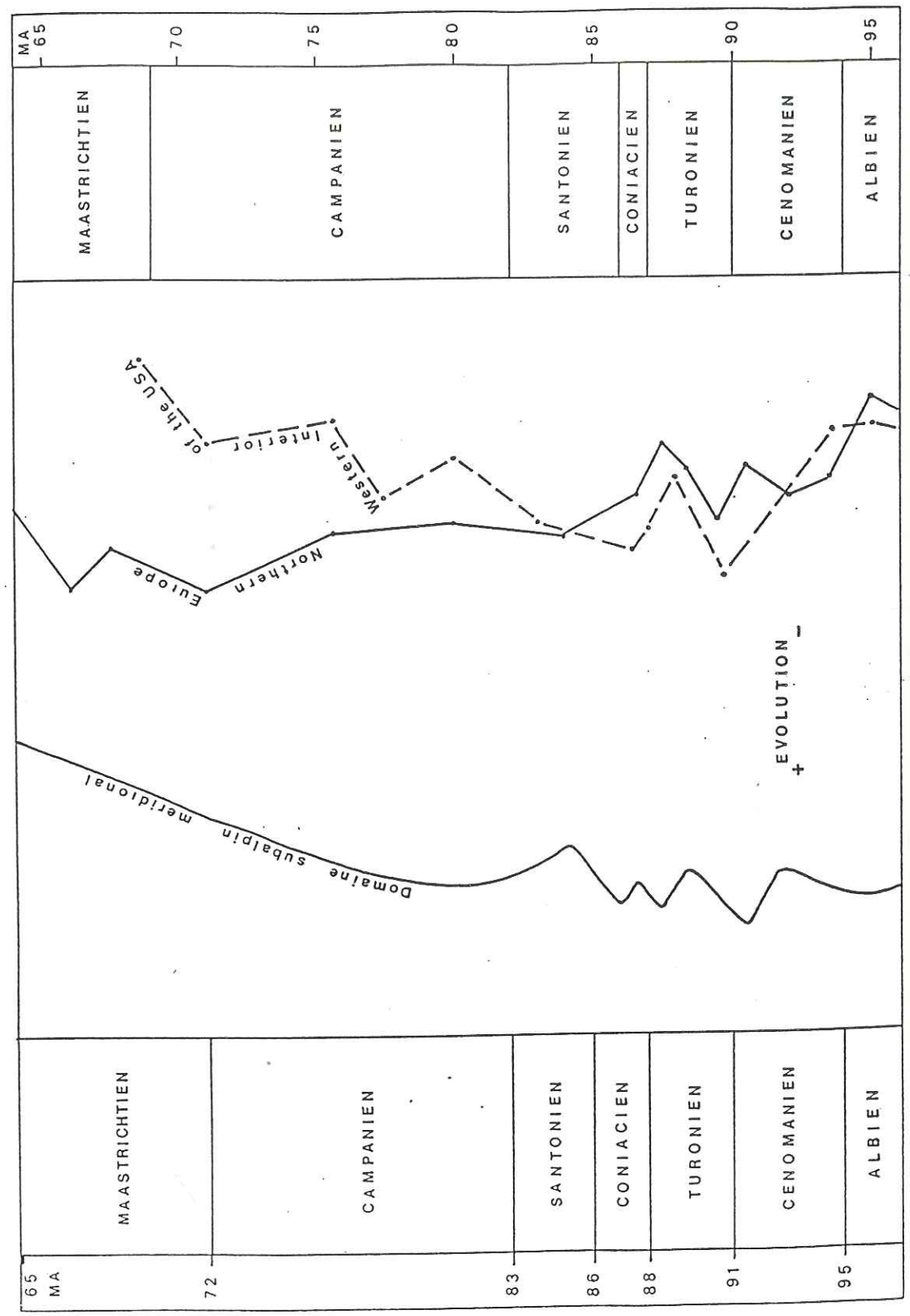


Fig. 100. Evolution sédimentaire du domaine subalpin méridional (M. C.-N.) et variations relatives du niveau marin en Europe et en Amérique du Nord (d'après HANCOCK et KAUFFMAN, 1979).

III. EVOLUTION GEODYNAMIQUE

L'étude de la répartition des faciès et des processus hydrodynamiques enregistrés dans la sédimentation, ainsi que l'analyse séquentielle des dépôts, permettent de mettre en évidence les principales étapes de l'évolution géodynamique de ce domaine subalpin méridional au cours du Crétacé supérieur.

Le cadre structural utilisé est, comme pour les figures précédentes, le dispositif actuel non déplié.

Au début du Cénomanien (fig. 101 a), la région nord-orientale est caractérisée par des faciès de bassin et le secteur méridional par des dépôts de plate-forme distale.

Des mesures faites dans cette seconde zone (Caussols) sur l'orientation préférentielle prise par les spicules de spongiaires indiquent, quant à l'hydrodynamisme supposé, une direction N 20-N 30.

Cette sédimentation de type épicontinental se poursuit au cours du Cénomanien inférieur ; mais cette période est vraisemblablement marquée par des phénomènes distensifs qui conditionnent notamment la géométrie des dépôts dans le secteur de Castellane. En effet, les épaississements sédimentaires rapides et importants observés au Sud et à l'Est de Castellane, entre Le Bourguet et Peyroules, et même au delà, indiquent que cette zone s'est probablement affaissée ou effondrée à cette époque. L'allongement SW-NE de cette structure distensive, ses limites conformes à certaines lignes structurales majeures (N 30) permettent de penser que des mouvements tectoniques, par la réactivation de paléofailles, ont contrôlé la sédimentation dans cette région, au cours de cette période.

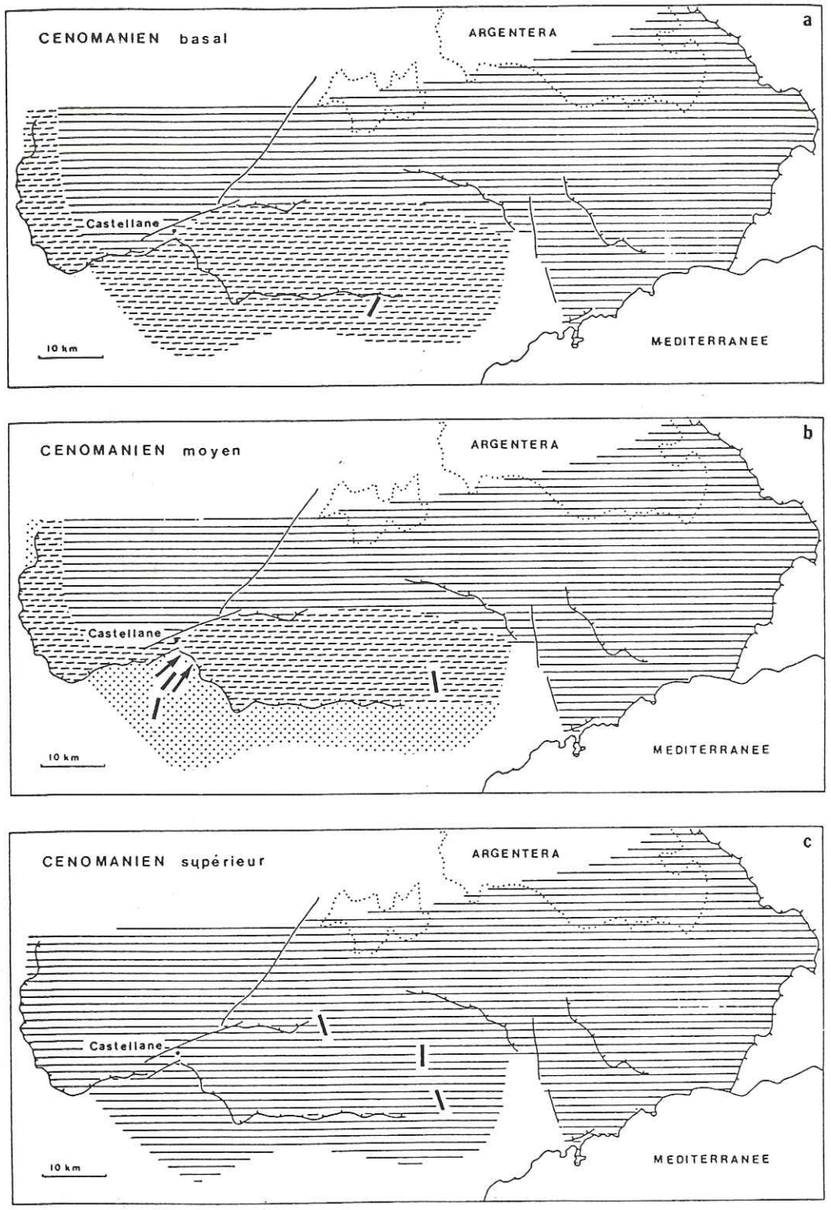


Fig. 101. Schémas paléogéographiques du domaine subalpin méridional.

faciès de bassin
faciès de plate-forme distale
faciès de plate-forme proximale
direction de courant
sens des courants et des apports
lignes structurales majeures actuelles

La partie moyenne du Cénomanien (fig. 101 b) est caractérisée par un recul de la mer vers le Nord, avec apparition de faciès proximaux dans la partie méridionale de cette paléomarge : calcaires biodétritiques à Orbitolinidae et faunes diverses, séquences granodécroissantes prodeltaïques du secteur du Bourguet.

Ce mouvement régressif est probablement lié à une phase de compression, d'amplitude limitée, mais dont néanmoins les influences se font sentir dans tout le domaine considéré : plate-forme et bassin. Elle s'est traduite en particulier, par des apports de matériaux terrigènes, leur chenalisation, l'orientation de certains organismes, la présence de figures de glissement dans les faciès bordiers méridionaux.

Dans ce secteur, l'importance des processus dynamiques enregistrés au Sud de Castellane est vraisemblablement à mettre en rapport avec l'existence des paléostructures subsidentes antérieures. La convergence des mesures effectuées y est remarquable : direction des chenaux à l'Ouest de Jabron : N 15, au Nord du Bourguet : N 30, sens de déplacement observé sur des laminations contournées : N 30, orientation des gastéropodes : N 50. Tous ces résultats conduisent à penser à une redistribution de matériaux provenant d'un rajeunissement de reliefs plus méridionaux (bombement durancien, bloc corso-sarde). Ces mouvements positifs du socle pouvaient localement être accompagnés de phénomènes sismiques : les figures synsédimentaires particulières de Jabron seraient l'indice de cette activité sismo-tectonique.

Vers l'Est, dans un domaine plus distal (Courségoules), les mesures sur l'orientation des spicules de spongiaires donnent une direction N 170.

D'autres variations dans la série sédimentaire, constatées à la limite des domaines de plate-forme et de bassin seraient également à mettre en relation avec cette phase compressive ; la réduction d'épaisseur visible dans la succession de La Penne, et au contraire l'épaississement des sédiments, avec augmentation du pourcentage du matériel détritique, observé au niveau du vallon du Blay, plus au Sud, peut s'expliquer par le jeu d'un basculement de blocs en bordure de cette marge épicontinentale.

Cet épisode tectonique compressif, mis en évidence dans les termes médians du Cénomanien du domaine subalpin méridional, semble avoir eu des répercussions dans tout le bassin du Sud-Est, en particulier en Basse-Provence (J. PHILIP, 1970) et dans les régions voisines de la "fosse vocontienne" (B. PORTHAULT 1974). Cet auteur attribue à un évènement analogue, l'accumulation des conglomérats de la Forêt de Saou et des grès grossiers d'Auriples, ainsi que l'émersion de certaines parties de l'axe Ventoux-Lure.

C'est au Cénomanien supérieur (fig. 101 c) que l'avancée de la mer est maximale dans le domaine étudié. Celui-ci, caractérisé par des dépôts riches en faunes pélagiques et planctoniques traduisant une augmentation de la tranche d'eau, est entièrement sous dépendance océanique.

Les processus dynamiques déduits de l'orientation des spicules de spongiaires ont dans l'ensemble une direction subméridienne: N 160 à Courségoules, N 170 pour le vallon du Blay, N 150 à Gars.

Cette transgression marine est visible aussi bien sur la bordure nord que sur la bordure sud du bombement durancien. Elle s'inscrit dans un contexte eustatique mondial positif, et serait donc la conséquence d'une oscillation positive du niveau marin.

Les sédiments à caractère anoxique, observés en plusieurs points du globe vers la limite Cénomanien - Turonien, n'ont pas été caractérisés, sans analyses chimiques, dans cette partie du domaine subalpin, peut-être à cause de conditions régionales peu favorables, par exemple le manque de profondeur des milieux de dépôts, ou encore une épaisseur trop faible de la tranche d'eau. On peut seulement noter dans les successions du domaine de bassin l'existence d'un mince horizon glauconieux et/ou à accidents siliceux, traduisant des conditions de sédimentation un peu particulières.

Les termes inférieurs, puis médians du Turonien (biozone à Praeglobotruncana helvetica) (fig. 102 a) sont représentés par des marnes et des calcaires auxquels succède une sédimentation à dominante carbonatée.

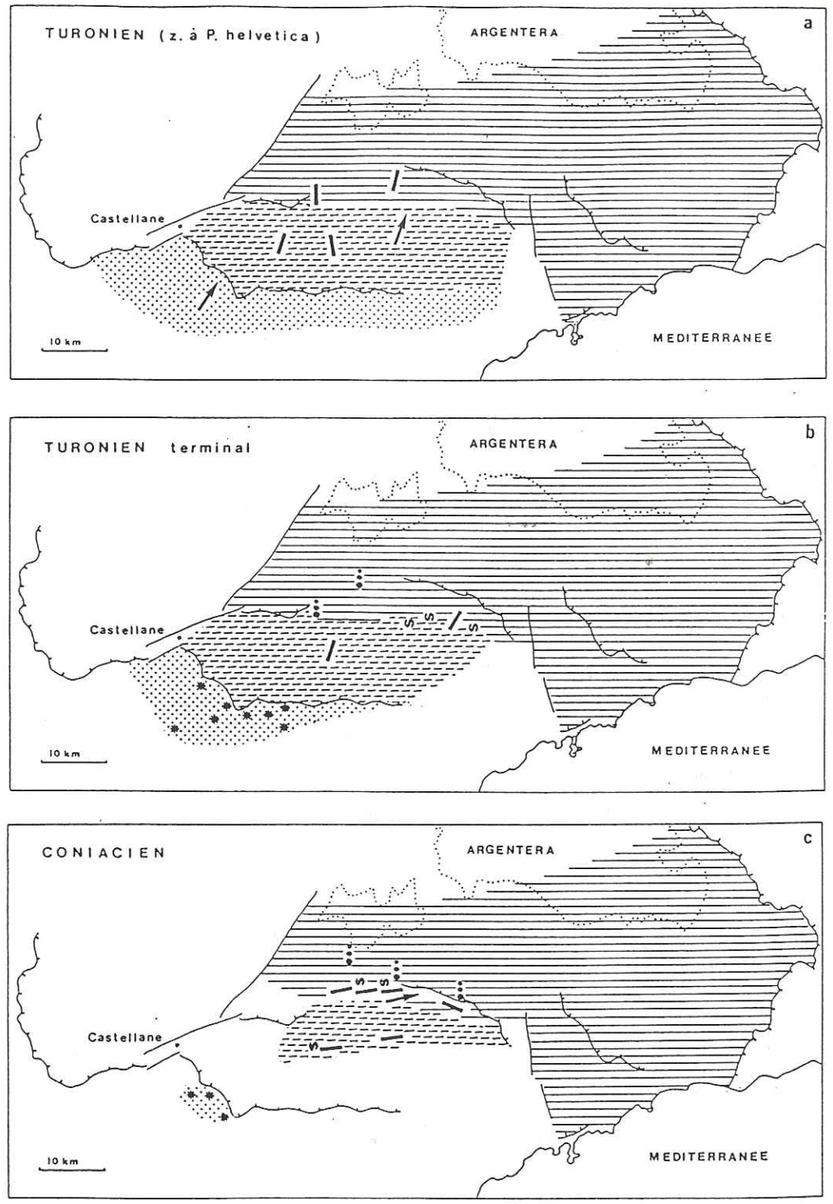


Fig. 102. Schémas paléogéographiques du domaine subalpin méridional.

faciès de bassin
faciès de plate-forme distale
faciès de plate-forme proximale
direction de courant
sens des courants et des apports
lignes structurales majeures actuelles
turbidites
couches glissées
détritiques grossiers

Les apports terrigènes sont faibles et fins (argiles), limités à la zone proximale de la plate-forme, permettant ainsi l'épanouissement de la faune et de la flore et indiquant également que les reliefs méridionaux devaient être très modérés. L'importance de la production carbonatée et la très grande activité biologique qui se développe sur cette paléomarge (abondance des Exogyres, apparition des bryozoaires, des madréporaires, des algues vertes du genre Halimeda) sont à mettre aussi en relation avec l'élévation de la température constatée à cette époque (R. LETOLLE et G.S. ODIN, 1984).

Les diverses mesures sur la dynamique sédimentaire s'ordonnent toujours autour d'un axe nord-sud : orientation préférentielle des spicules de spongiaires : N 0 à Gars, N 10 à La Penne, N 20 aux Lattes, N 170 au col de Pinpinier ; les observations faites sur les apex de gastéropodes (directions relevées : N 30 à Bargême, N 20 au Pous) permettent d'en préciser le sens, du Sud vers le Nord.

La progradation et le remblaiement progressif de la plate-forme par des dépôts carbonatés, contribuent ainsi à repousser vers le Nord le bassin de sédimentation. Ces phénomènes, correspondant à une période de relative stabilité de la tectonique régionale et de réchauffement climatique, pourraient être accentués par une oscillation négative du niveau marin.

Au Turonien terminal (fig. 102 b), des mouvements tectoniques positifs viennent perturber la sédimentation. Des faciès détritiques grossiers apparaissent dans tout le secteur méridional (abondance de galets de quartzite et de rhyolite du cortège volcanique de l'Estérel), des calcaires noduleux, mal stratifiés, s'observent dans le domaine de plate-forme, des couches glissées à sa bordure externe (région du Pous, de Roquestéron), des turbidites progressent vers le bassin (Gars, La Rochette).

Les mesures sur l'hydrodynamisme supposé (orientation des spicules de spongiaires) indiquent toujours une direction subméridienne: N 20 à Pinpinier, N 30 près de Roquestéron.

Ces mouvements sans doute compressifs se poursuivent et s'accentuent au Coniacien (fig. 102 c), provoquant une régression marine, alors même que le niveau marin mondial est considéré comme étant plutôt dans une phase positive.

Les détritiques grossiers sont toujours abondants dans le secteur méridional (Brenon), marqué également par des discontinuités sédimentaires, soulignées parfois de croûtes ferrugineuses. L'instabilité tectonique est particulièrement intense en bordure de la marge, où on note, associés quelquefois à des brèches synsédimentaires, de nombreux phénomènes de glissement (Avenos, La Rochette, La Penne, col St Raphaël, Ascros) et des turbidites (La Penne, Toudon). Dans le domaine de bassin, de fins apports terrigènes atteindront même des zones plus lointaines : col de Braus, La Grave-de-Peille.

L'ensemble des différents processus dynamiques, déduits de l'orientation de divers objets sédimentaires, essentiellement dans les faciès de plate-forme, indique une direction moyenne N 70 : spicules de spongiaires N 60-110, prismes d'Inocérames et foraminifères N 72-79, spongiaires Lithistides N 75-85, rides de courant N 70-80, figures de glissement N 70.

Cette nouvelle direction de courants et/ou d'apports (Ouest-Est) peut être mise en relation avec l'individualisation de zones respectivement hautes et basses liées à des mouvements de blocs, ceci au moins dans cette partie de la paléomarge.

Vers l'Ouest, dans le domaine vocontien, B. PORTHAULT (1974) situe également au Coniacien (supérieur) une phase orogénique majeure rendue responsable de l'essentiel de la structuration de la "fosse vocontienne" ; l'axe Ventoux-Lure présente notamment une orientation sensiblement ouest-est.

Sur le versant nord du massif de l'Argentera-Mercantour, la mise en place d'éléments détritiques grossiers dans les calcaires qui terminent la série crétacée est due vraisemblablement aussi à cette phase compressive. Certains de ces horizons ont été datés du Coniacien-Santonien par C. STURANI (1962), notamment dans la Haute-Vallée de la Stura (Italie). On observe en effet, à plusieurs niveaux, dans le vallon du Lauzanier, près du Pas de la Cavale, ou dans

la partie supérieure de la falaise des "Barricate", ainsi que dans la Haute-Vallée de la Stura, des microconglomérats à galets de rhyolite, de migmatite, interstratifiés dans des faciès gréseux, des calcaires graveleux ou bioclastiques.

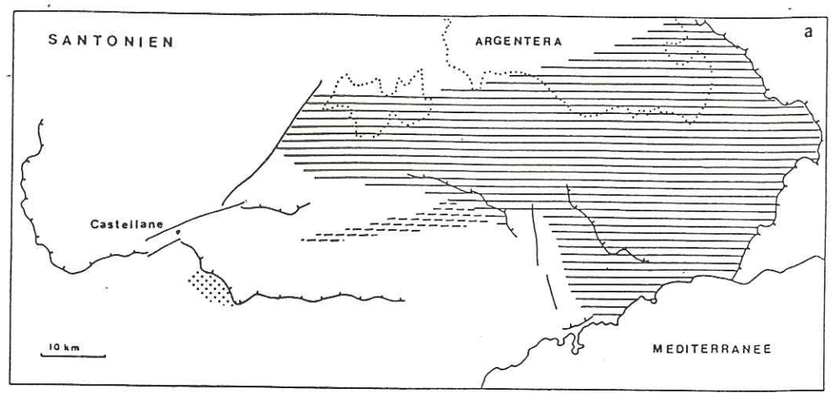
L'apparition de cette direction, vers l'Est, suppose également l'existence d'un axe haut situé à l'Ouest de la région étudiée (zone du Verdon), et qui semble jouer un rôle important à cette époque. Dans le domaine vocontien, B. PORTHAULT (1974) signale que les effets de cette tectonique coniacienne serait plus marqués dans le Bochaine et le Dévoluy, avec la formation de plis et des discordances angulaires, c'est-à-dire dans la partie orientale de la "fosse vocontienne".

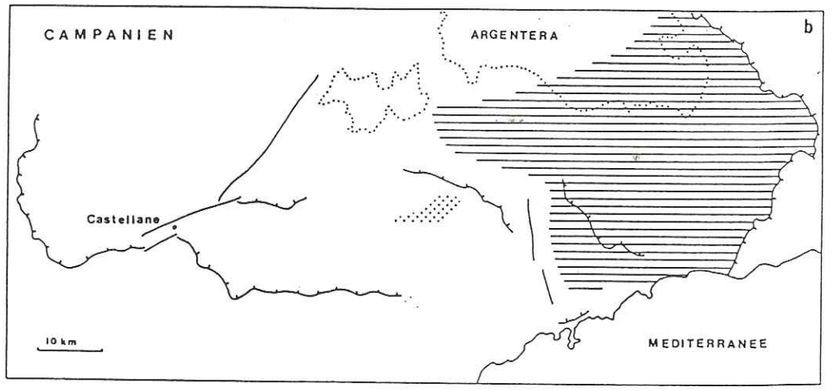
Le Santonien (fig. 103 a) est caractérisé par le développement de faciès margino-littoraux, dans le secteur méridional: formation des "Sables et Lignites de Brenon". Ces environnements de lagunes et de marais indiquent la proximité de rivages, en bordure de reliefs peu élevés ; le contexte tectonique étant plutôt à la stabilité.

L'évolution de ces faciès marginaux, faiblement marins à uniquement lacustres, souligne un recul de la mer, lequel s'effectuera vers le Nord-Est.

Au Campanien (fig. 103 b), après une courte période d'approfondissement des milieux, liée à une oscillation positive du niveau marin, la mer se retire, entrainant le déplacement du domaine de bassin vers l'Est, et le développement de faciès proximaux au niveau de la vallée de l'Estéron (Le Pous, Vieux-Pierrefeu).

Le mouvement régressif, largement engagé au Campanien, se poursuit au cours du Maastrichtien (fig. 103 c), les faciès de bassin sont alors limités à l'extrémité orientale de la région étudiée. Cette régression, sous l'influence de l'eustatisme mondial, va conduire à la fin du Crétacé la majeure partie du domaine subalpin méridional à l'émersion tandis que se ferme l'océan téthysien ligure.





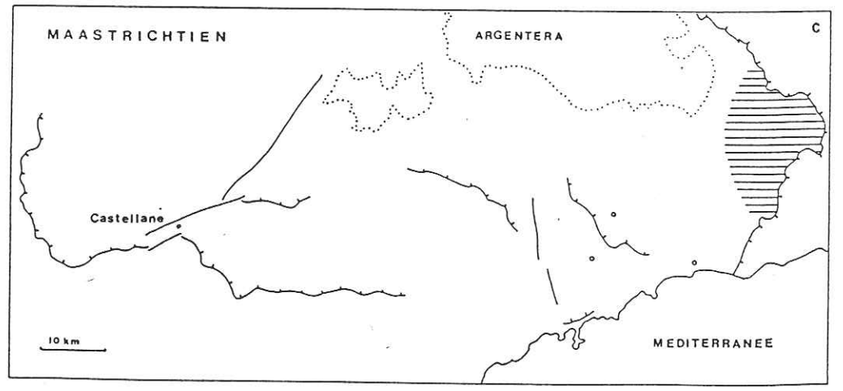


Fig. 103. Schémas paléogéographiques du domaine subalpin méridional.

faciès de bassin
faciès de plate-forme distale
faciès de plate-forme proximale
faciès de plate-forme remaniés
lignes structurales majeures actuelles

CONCLUSIONS GENERALES

La recherche des Globotruncanidae dans les formations néocrétacées de Haute-Provence et des Alpes méridionales a permis de mettre en évidence la succession de dix biozones, caractéristiques des différents étages du Crétacé supérieur, et de préciser ainsi la stratigraphie de ce domaine subalpin méridional. Cette échelle biostratigraphique, fondée sur ces foraminifères planctoniques, a été corrélée et concorde dans son ensemble avec celles connues ailleurs dans le domaine téthysien. Des correspondances ont également été effectuées avec des biozonations d'autres groupes de microfossiles (Nodosariidae, ostracodes, nannoplancton) ou de macrofossiles (Ammonites).

Bien que considérant qu'une association d'espèces est plus représentative et plus significative qu'un ou deux taxons, les étages paraissent définis dans la région étudiée par les formes suivantes :

- le Cénomanien basal, par l'apparition de Rotalipora micheli, qui suit rapidement celle de Rotalipora brotzeni ;
- le Turonien basal, par l'apparition de Dicarinella hagni, peu après l'extinction des dernières Rotalipores ;
- le Coniacien basal, par l'apparition de Marginotruncana paraconcavata, M. sinuosa, M. tarfayaensis et de Archaeoglobigerina cretacea ;
- le Santonien basal, par l'apparition successive de Rosita fornicata, puis de Dicarinella asymetrica ;
- le Campanien basal, par l'apparition de Globotruncana arca et de G. mariei ;
- le Maastrichtien basal n'affleure pas suffisamment pour être caractérisé.

Quoique le cadre stratigraphique du **CENOMANIEN** soit relativement bien connu à la suite des travaux antérieurs (notamment de G. THOMEL), des précisions ont cependant été apportées au niveau de ses limites et de ses subdivisions par la reconnaissance le plus souvent des trois biozones de Rotalipores : zone à Rotalipora brotzeni, zone à R. reicheli, zone à R. cushmani.

Les faciès de la base du Cénomanien sont généralement marneux, parfois sablo-glauconieux, en continuité avec des dépôts albiens de nature analogue ; les associations de Globotruncanidae permettent dans la plupart des cas de saisir cette limite avec l'Albien. Il en est de même pour le passage au Turonien, repéré souvent auparavant par le changement de lithologie, mais qui se situe plus fréquemment dans les horizons marno-calcaires sous-jacents aux faciès carbonatés.

Le Cénomanien est complet dans la majeure partie du domaine étudié, aussi bien dans les environnements de bassin que de plate-forme. Dans quelques localités de la zone méridionale (Andon, Caussols, La Malle) les termes supérieurs de la série sont absents, en raison d'accidents tectoniques.

La partie médiane de l'étage est caractérisée dans tout le secteur sud par de nombreux représentants de la famille des Orbitolinidae, dont la distribution dans l'espace et dans le temps (fin du Cénomanien inférieur - Cénomanien moyen) est maintenant établie de façon détaillée.

L'étude microfaunique du **TURONIEN**, reconnu surtout jusqu'à présent par sa série très calcaire, a permis de fixer avec exactitude ses limites. La base de l'étage ne correspond pas toujours à la partie inférieure de l'ensemble des bancs calcaires massifs ou lités ; elle se situe souvent (secteur au Sud et à l'Ouest du Var) un peu au-dessous, dans des niveaux marno-calcaires. L'apparition d'une nouvelle association de Globotruncanidae au début du Coniacien permet de bien saisir partout le passage avec cet étage.

L'espèce Praeglobotruncana helvetica marqueur de la zone médiane du Turonien, a été reconnue dans tout le domaine étudié, sauf au Sud, dans les faciès de bordure à caractère littoral.

Cet étage présente d'une façon générale, une succession complète, mais on peut noter que, dans le bassin de l'Estéron, les termes supérieurs de la série sont très réduits. Les horizons très glauconieux, affleurant dans cette région, sont datés du Turonien terminal.

La redécouverte du Turonien par un affleurement nouveau près de Vence, où peu de dépôts sont visibles maintenant, est intéressante pour la paléogéographie régionale étant donné sa localisation très méridionale.

Enfin la découverte d'Halimeda elliotti, algue verte calcaire est un fait à souligner, non seulement pour son intérêt paléoécologique, mais aussi au point de vue stratigraphique ; cette nouvelle espèce a toujours été observée dans des formations de la partie inférieure à médiane du Turonien.

La stratigraphie détaillé du **CONIACIEN** est un point important apporté par cette étude régionale. L'existence de cet étage était connu, mais souvent regroupé avec les dépôts sus-jacents, son extension n'était pas définie précisément.

La limite avec le Turonien est clairement établie par un assemblage d'espèces nouvelles de Globotruncanidae. Le passage au Santonien, s'effectuant souvent dans des faciès moins favorables aux formes planctoniques, est parfois plus difficile à saisir avec exactitude. La zone à Dicarinella concavata a cependant été reconnue dans tout le domaine étudié, sauf dans le secteur de Brenon.

L'analyse rigoureuse de ces séries a permis également de caler stratigraphiquement les nombreux phénomènes observés : turbidites de La Penne et de Toudon, figures de glissement de La Rochette et de La Penne, discontinuités sédimentaires de Brenon.

Le Coniacien apparait complet dans le domaine de bassin, comme dans celui de plate-forme, sauf à Brenon, où il est très réduit, marqué par une sédimentation discontinue, vraisemblablement avec lacunes.

Pour le **SANTONIEN**, la datation précise des formations représente également un des principaux apports stratigraphiques de ce travail.

La base de cet étage est indiquée par la présence du nouveau genre Rosita (R. fornicata), suivi rapidement de Dicarinella asymetrica. Cette espèce, marqueur de zone, bien caractéristique, a été

récoltée dans toutes les successions étudiées, sauf dans les faciès margino-littoraux de Brenon et de La Bastide. La limite avec le Campanien est très claire, avec l'extinction des dernières Dicarinella, des Marginotruncana et l'apparition de Globotruncana arca et G. mariei.

La présence de Nodosariidae appartenant aux genres Neoflabellina et Vaginulinopsis, associés parfois aux Globotruncanidae, est intéressante au point de vue stratigraphique. Ces foraminifères benthiques ont permis notamment d'attribuer au Santonien, les calcaires sableux qui terminent la série crétacée près du col de Pinpinier.

Le Santonien est complet seulement à l'Est du Var et dans quelques successions du bassin de l'Estéron (Vieux-Pierrefeu, Le Pous) ; ailleurs les termes supérieurs manquent en raison d'accidents tectoniques ou des phénomènes d'érosion post-crétacés.

La découverte de nouveaux affleurements sablo-ligniteux dans le bassin de l'Estéron (Le Pous), ainsi que dans le secteur méridional, à Brenon et à La Bastide, est importante pour la stratigraphie, mais surtout pour la paléogéographie régionale. L'analyse sporo-pollinique de ces dépôts a permis de donner un âge santonien à la formation des "Sables et lignites de Brenon", dont la dernière datation était coniacienne.

L'existence du **CAMPANIEN** n'était certaine, paléontologiquement, que dans le synclinal de Contes (environs de La Grave-de-Peille). L'étude des foraminifères planctoniques a apporté de nombreuses précisions sur la stratigraphie de cet étage.

Le Campanien apparait complet uniquement dans le secteur de Creppo. Seules les deux premières biozones de Globotruncanidae (Globotruncanita elevata et Globotruncana ventricosa), caractérisant approximativement les parties inférieure et moyenne de l'étage, ont été reconnues en diverses localités de la région nord-orientale.

Dans la vallée de l'Estéron (Vieux-Pierrefeu, le Pous), les dépôts sableux, glauconieux, post-santoniens, sont attribués en raison de leur position lithostratigraphique et par datation radiométrique, au Campanien.

Le **MAASTRICHTIEN** n'a été observé que dans la vallée de l'Argentina (Creppo). Les associations de Globotruncanidae donnent une datation correspondant aux termes inférieurs de l'étage. Ces foraminifères caractérisent des milieux de dépôts de mer ouverte. Le Maastrichtien à faciès néritique, signalé sous forme de galets remaniés à la base du Tertiaire (R. CAMPRENON et B. PORTHAULT, 1971) n'a pas encore été retrouvé à l'affleurement.

L'analyse biostratigraphique et lithologique des formations du Crétacé supérieur de ce domaine subalpin méridional a permis en outre, d'étudier l'évolution de la sédimentation depuis des faciès de bassin jusqu'à des faciès margino-littoraux. En effet cette région, correspondant à une partie de la paléomarge alpine, s'ouvrait au Nord-Est vers un océan, mer alpine ou océan téthysien ligure et était bordée au Sud par des reliefs continentaux : bombement durancien, bloc corso-sarde.

Au point de vue morphologique, cette plate-forme relativement étendue devait montrer une pente assez régulière vers le large, les variations de faciès étant en général très progressives. Néanmoins, son modelé présentait un certain morcellement avec des zones surélevées ou au contraire affaissées. Dans le secteur situé au Sud-Est de Castellane, une zone subsidente, sorte de sillon, piégeait, au Cénomanien par exemple, les sédiments. La partie distale de cette plate-forme (région de La Penne) était par contre caractérisée à certaines périodes par des hauts-fonds, dûs vraisemblablement à une structuration en blocs basculés. Aucun indice ne permet de penser qu'une barrière à caractère récifal pouvait exister à sa bordure externe. L'extension de ce domaine apparait actuellement moins importante en raison des coulissages différentiels tertiaires et des raccourcissements qui leur sont liés.

L'épaisseur de la tranche d'eau sur cette plate-forme pouvait osciller de zéro à une centaine de mètres, puis augmenter vers le large. Divers environnements ont ainsi été caractérisés : milieux

laguno-saumâtres et de marécages à lignite, péri-deltaïques, prairies à Halimeda, faciès bordiers où abondent microfaunes et faunes benthiques à Orbitolines, à Exogyres, à Turritelles, faciès de bassin riches en foraminifères planctoniques, calcisphères et nannoplancton.

Périodiquement des courants balayaient cette plate-forme et dispersaient ou transportaient vers le large, parfois dans des chenaux (région du Bourguet) des sédiments et des organismes entiers ou brisés. Les apports d'origine continentale (quartz, rhyolite) étaient plus ou moins grossiers suivant les époques, de quelques um à quelques cm. Le classement et le granoclassement des Orbitolines attestent de l'action de ces courants. Les articles d'Halimeda entrainés constituent parfois de véritables litières algaires. Les courants sont aussi responsables de l'orientation préférentielle prise par des objets d'origine organique, morphologiquement allongés, comme certains gastéropodes, des fragments de spongiaires tubulaires, leurs spicules. Des séquences granoclassées, dues à des courants de turbidité, des structures contournées dues à des phénomènes de glissement se sont mises en place à la bordure externe de cette plate-forme.

Bien que le climat soit favorable, chaud, avec une température des eaux de surface relativement élevée, on n'observe pas en Haute-Provence, à la différence du versant méridional du bombement durancien de formations à Rudistes. Ceci pourrait confirmer l'absence de communications avec la Basse-Provence à partir du Cénomanien. Mais on sait aussi que ces organismes sont très sensibles au détritisme et à la turbidité des eaux. Par contre, des Radiolitidae et des Hippuritidae sont présents au revers nord du massif de l'Argentera.

Dans la nature actuelle, il existe des plates-formes montrant de nombreuses analogies avec la plate-forme subalpine méridionale, au moins à certaines époques de son évolution. On peut ainsi chercher des éléments de comparaison avec la plate-forme de Sahul, située au Nord-Ouest de l'Australie, ou certaines plates-formes de la mer des Caraïbes. Par exemple, la Péninsule du Yucatan est prolongée vers le Nord et vers l'Ouest par le "Banc de Campèche". Cette morphologie s'étend sur environ 150 km de largeur, avec une profondeur

variant de 0 à 120 m en moyenne, et n'est pas bordée par des récifs formant barrière (B. H. PURSER, 1983). Sa surface est régulièrement inclinée vers le large depuis la côte jusqu'à la rupture de pente, où les fonds atteignent 3 000 m : des hauts-fonds se situent à sa périphérie. Cette région bénéficie d'un climat tropical, la température des eaux y descend rarement au-dessous de 15°. Les Halimeda abondent dans la zone photique jusqu'à des profondeurs de 50 m, leur fragments étant prédominants dans les faciès néritiques. Les sédiments terrigènes sont limités à la partie proximale de la Péninsule du Yucatan et sont remplacés vers le large par des carbonates. La présence d'un arrière-pays calcaire tend également à favoriser ce régime carbonaté, à la différence de la Haute-Provence où le continent méridional est au moins en partie de nature cristalline et volcanique (quartz, rhyolite).

L'évolution paléogéographique et structurale de ce domaine subalpin méridional conduira au cours du Crétacé supérieur cette plate-forme épicontinentale à l'émersion. Cette évolution ne se fera pas de façon régulière et résulterait de l'interaction de facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques.

La part de l'eustatisme semble primordiale dans la principale phase d'approfondissement des milieux constatée dans la région considérée, au Cénomanien supérieur. La baisse du niveau marin, observée d'une façon générale à la fin du Crétacé, est bien enregistrée également dans la sédimentation. Elle se fait sentir dès le début du Santonien, quoique interrompue par une petite oscillation positive au cours du Campanien inférieur, et se poursuivra au Maastrichtien. Le mouvement de régression noté dans les termes inférieurs et médians du Turonien, et caractérisé par une grande activité biologique et une production carbonatée importante, serait consécutif à l'action conjuguée d'une légère variation négative du niveau marin et d'un réchauffement climatique.

Par ailleurs, plusieurs phases de déformations ont marqué cette paléomarge, accentuant ou contrariant les effets de

l'eustatisme. Au Cénomanien inférieur, des phénomènes distensifs seraient notamment responsables de l'effondrement du secteur de Castellane. Cette zone subsidente, d'orientation sensiblement N 30, c'est-à-dire conforme à certaines lignes structurales majeures, correspondrait à une zone faible du substratum, reprenant la direction d'accidents tardi-hercyniens, et permettrait par son affaissement l'agrandissement de l'océan téthysien ligure. Par contre, d'abord au Cénomanien moyen, puis plus tard au Turonien terminal-Coniacien, la migration des milieux de dépôts et le recul de la mer vers le Nord-Est, seraient à mettre en relation avec des mouvements compressifs. Cette activité tectonique, d'assez faible ampleur au Cénomanien, beaucoup plus intense au Turo-Coniacien, a été enregistrée dans tout le domaine étudié: plate-forme et bassin. L'ensemble des différents processus hydro-dynamiques analysés (déduits de l'orientation de divers objets sédimentaires) prendra au cours de cette période (Coniacien) une direction sensiblement ouest-est (N 70), alors qu'auparavant (Cénomanien et Turonien), celle-ci était N 30. Cette nouvelle direction serait liéeà l'individualisation sur cette paléomarge de zones respectivement hautes et basses, par le jeu de basculement de certains blocs.

Les paléostructures qui s'esquissent à cette époque et qui ont gouverné la sédimentation, ont vraisemblablement été guidées par l'architecture tectonique antérieure. La fin du Crétacé inférieur est en effet marquée dans le domaine méridional par la mise en place du bombement durancien. D'autres zones hautes, de direction générale également ouest-est, caractérisent morphologiquement cette paléomarge alpine : "ride" du Gourdan, zone haute du Haut-Estéron (fig. 69) (P. COTILLON, 1984). En Provence, les paléostructures dûes aux mouvements tectoniques aptiens à cénomaniens présentent aussi une direction dominante ouest-est (J. PHILIP, 1984). Par contre au Jurassique supérieur (B. BEAUDOUIN, 1984), la morphologie de cette partie du domaine subalpin semble marquée par l'existence d'une succession de zones hautes, dont les flancs peuvent être entaillés par des canyons, et de zones basses, sensiblement méridiennes : "sillon du Buech", "zone haute du Verdon", "sillon du Var", "zone haute de la Tinée".

La structuration ouest-est qui se dessine au Crétacé sur cette paléomarge alpine pré-morcelée, constituerait les préludes d'une structuration qui ira en s'accentuant avec les mouvements compressifs tertiaires. Ces phases compressives (Nord-Sud) sont à mettre en relation avec le déplacement, puis la collision de la plaque apulienne avec la plaque eurasiatique dont les répercussions dynamiques se font sentir dans toute la Méditerranée occidentale (J. DERCOURT et al., 1985), et peut-être de façon plus lointaine avec l'ouverture de l'Atlantique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BOISSEAU T., DARSAC C., THIEULOY J. P. et VIEBAN F. (1982) - Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé inférieur du S.E. de la France : un outil pour les corrélations plate-forme-bassin. Géol. Méditerranéenne, IX, 3, p. 153-165.

BANNER F. T. et BLOW W. H. (1960) - Some primary types of species belonging to the superfamily Globigerinacea. A further taxonomic note. Contrib. Cushm. Found. foramin. Res., 11, 2, p. 53.

BAUDRIMONT A. F. et DUBOIS P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech.Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, p. 261-308.

BEAUDOIN B. (1972) - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal - Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. Thèse Doc. Ing. Caen, p. 1-144.

BEAUDOIN B., BIE J., CONARD M., GUY B. et LE DEUFF D. (1974) - Essai d'analyse des rythmes dans les formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. France, 7, XVI, p. 634-642.

BEAUDOIN B. (1984) - Sédimentation de talus. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, chap. Jurassique supérieur, Mém. B.R.G.M. 125, p. 281-284.

BERTRAND L. (1896) - Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. Bull. Carte géol. France, IX, n° 56.

BODELLE J., LAY C. et PARFENOFF A. (1969) - Age des glauconies crétacées du Sud-Est de la France (2 : vallée de l'Estéron, Alpes-Mmes). Résultats préliminaires de la méthode potassium-argon. C. R. Acad. Sci. Paris, 268, p. 1576-1579.

BOLLI H. M. (1945) - Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclog. geol. Helv., 37, 2, p. 217-328.

BORDET P. (1950) - Le dôme permien du Barrot (A.M.) et son auréole de terrains secondaires. Bull. Carte géol. France, XLIII, n° 228, p. 1-39.

BROTZEN F. (1934) - Foraminiferen aus dem Senon Palästinas. Zeitschr deutsch. Verein Palästinas (Leipzig), 57, 1, p. 28-72.

CAMERE N. (1877) - Carte géologique d'une portion du département des Alpes-Maritimes. Bull. Soc. géol. France,3, V, p. 803-808.

CAMPREDON R. et PORTHAULT B. (1971) - Sur la présence de Maestrichtien dans l'Autochtone des Alpes-Maritimes franco-italiennes. C. R. Acad.Sci. Paris, 272, p. 1580-1582.

CARON M. (1966) - Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse). Rev. Micropal., 9, 2, p. 68-93.

CARON M. (1983a) - La spéciation chez les Foraminifères planctiques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. Zitteliana, 10, p. 671-676.

CARON M. (1983b) - Taxonomie et phylogénie de la famille des Globotruncanidae. Zitteliana, 10, p. 677-681.

CARSEY D. O. (1926) - Foraminifera of the Cretaceous of central Texas. Bull. Univ. Tex. Bur. econ. Geol. Technol., 2612, p. 1-56.

COLLOQUE SUR LE CENOMANIEN (Paris, 1976) - Géol. Méditerranéenne, 1978, 5, 1 p. 1-224.

COLLOQUE SUR LE TURONIEN (Paris, 1981) - Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., 1982, XLIX, p. 1-241.

COLLOQUE SUR LES ETAGES CONIACIEN A MAASTRICHTIEN (Marseille, 1983) - Géol. Méditerranéenne, 1983, 10, 3/4, p. 1-434.

CONARD M. et BEAUDOIN B. (1974) - Orientation de spicules de spongiaires dans le Crétacé supérieur du bassin de l'Estéron (Alpes-Mmes) application à la reconstitution de la dynamique du dépôt et de la configuration du bassin. C. R. Acad. Sci. Paris, 278, p. 3047 - 3050.

CONARD M., BEAUDOIN B. et LANTEAUNE M. (1976) - Conditions de sédimentation des marno-calcaires sénoniens de La Penne (Alpes-Mmes) et orientation des objets sédimentaires d'origine organique. Bull. B.R.G.M., I, 2, p. 103 - 114.

CONARD M. et RIOULT M. (1977) - Halimeda elliotti nov. sp., Algue calcaire (Chlorophyceae) du Turonien des Alpes-Maritimes (SE France). Géol. Méditerranéenne, 4, 2, p. 83 - 98.

CONARD M. (1978) - Le Cénomanien des Alpes-Maritimes : biozonation par les Globotruncanidés. Géol. Méditerranéenne, V, 1, p. 65 - 68.

CONARD M. et MANIVIT H. (1979) - Contribution à l'étude biostratigraphique du Crétacé supérieur d'une coupe du Massif du Braus (Alpes-Mmes, SE France). Géobios, 12, 3, p. 437 - 443.

CONARD M. (1980) - Les faciès de plate-forme du Cénomanien entre le massif du Tanneron et le dôme de Barrot (SE France). Géol. Méditerranéenne, VII, 3, p. 277 - 281.

CONARD M., KREUZER H. et ODIN G. S. (1982) - Potassium-argon dating of tectonized glauconies. Numerical Dating in Stratigraphy, éd. G. S. ODIN, John Wiley Publ., p. 321 - 332.

CONARD-NOIREAU M. (1982) - Le Turonien de Haute-Provence : répartition des faciès et associations de foraminifères planctoniques. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., C, XLIX, p. 43 - 48.

CONARD-NOIREAU M. (1983) - La dynamique des dépôts cénomaniens de Haute-Provence : observations nouvelles et implications paléogéographiques. Bull. Soc. géol. France, 7, XXV, 2, p. 239 - 246.

CONARD-NOIREAU M. et TRONCHETTI G. (1984) - Foraminifères planctoniques. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, chap. Crétacé supérieur, Mém. B.R.G.M., 125, p. 345-346.

CONARD-NOIREAU M. (1984) - Haute-Provence : arcs de Castellane et de Nice. Synthèse géologique du Sud-Est de la France,chap. Crétacé supérieur, Mém. B.R.G.M., 125 - 126, p. 358 - 359.

COOPER M. R. (1977) - Eustacy during the Cretaceous : implications and importance. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 22, p. 1 - 60.

COQUAND M. (1857) - Position des Ostrea columba et biauriculata dans le groupe de la craie inférieure. Bull. Soc. géol. France, 2, XIV, p. 745 - 766.

COQUAND H. (1861) - Rapport entre les groupes de la craie moyenne et de la craie supérieure de la Provence et du Sud-Ouest de la France. Bull. Soc. géol. France, 2, XVIII, p. 133.

COTILLON P. (1971) - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie, sédimentologie. Mém. B.R.G.M., Paris, n° 68, 313 p.

COTILLON P. (1982) - Le point sur l'utilisation des éléments de corrélation entre plates-formes et bassin dans le domaine vocontien. Géol. Méditerranéenne, IX, 3, p. 201-206.

COTILLON P. (coord.) et al (1984) - Crétacé inférieur. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., n° 125, p. 287-338.

COTILLON P. (1985) - Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquences de phénomènes globaux. Essai d'évaluation. Bull. Soc. géol. France, 8, I, p. 59 - 68.

CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est). Bull. Soc. géol. France, 8, II, p. 529-546.

CUSHMAN J. A. (1926) - Some foraminifera from the Mendez Shale of eastern Mexico. Contr. Cush. Lab. Foram. Res, 2, 1, p. 16-26.

DALBIEZ F. (1955) - The genus Globotruncana in Tunisia. Micropaleontology, 1, 2, p. 161 - 171.

DAVID L. (1984) - Géoécriture ou l'art d'écrire la géologie. Manuels et méthodes n° 10, B.R.G.M., 150 p.

DAVID B. et FOURAY M. (1984) - Variabilité et disjonction évolutive des caractères dans les populations de Micraster (Echinoidea, Spatangoida) du Crétacé supérieur de Picardie. Géobios, 17, 4, p. 447 - 476.

DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. Doin éd., Paris, 540 p.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. et LIENHARDT M. J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M. Fr., n° 125 et 126.

DELFAUD J. (1982) - Le passage plate-forme/continent sous Mangrove : les faciès à lignites du Dogger de la plate-forme occitane Géol. Méditerranéenne, IX, 3, p. 185-191.

DERCOURT J. et al. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques à 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. géol. France, 8, I, p. 637-652.

DONZE P., PORTHAULT B., THOMEL G. et VILLOUTREYS O. (de) (1970) - Le Sénonien inférieur de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune. Géobios, 3, 2, p. 41 - 106.

DONZE P. et THOMEL G. (1972) - Le Cénomanien de la Foux (Alpes de Haute-Provence). Biostratigraphie et faunes nouvelles d'Ostracodes. Eclogae geol. Helv., 65/2, p. 369-389.

DOUGLAS R. G. (1969) - Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. Part 1. Systematics. Micropaleontology, 15, 2, p.151 - 209.

DOUGLAS R. G. et RANKIN C. (1969) - Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographie significance. Lethaia, 2, 3, p. 185 - 217.

DUMONT A. (1849) - Rapport sur la carte géologique du Royaume. Bull. Acad. roy. Belgique, 16, 2, p. 351 - 373.

ELF-AQUITAINE (1975 - 77) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépots carbonatés. 1 - Eléments d'analyse. 2 - Eléments d'interprétation. Elf-Aquitaine, Centres de Recherches de Boussens et de Pau.

EL KHOLY Y. (1972) - Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute-Provence). Thèse Lyon, 115 p.

ELLIOT G. F. (1981) - The Tethyan dispersal of some chlorophyte algae subsequent to the Palaeozoic. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 32, 341-348.

EL NAGGAR Z. R. (1966) - Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous- Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu Region, Nile Valley, Egypt, U.A.R. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Bull. Geol., Supp. 2, p. 1 - 291.

EVERNDEN J. F., CURTIS G. H., OBRADOVICH J., KISTLER R. (1961) - On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the K-Ar method. Geochim. Cosmochim. Acta, 23, p. 78-99

FALLOT E. (1885) - Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France. Masson Paris.

FAURE-MURET A. (1955) - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. France, 336 p.

FRANKE A. (1925) - Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. Abh. geol. palaeont. Inst. Greifswald, 6, 1, p. 1-96.

GALL J. C. (1976) - Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Doin éd., Paris, 228 p.

GANDOLFI R. (1942) - Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla scaglia a sul flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). Riv. ital. Paleont., 48, 4, p. 1-160.

GANDOLFI R. (1955) - The genus Globotruncana in northeastern Colombia. Bull Am. Paleont., 36, 155, p. 1-118.

GINSBURG L. (1953) - Feuilles de Castellane et de Roquesteron au 50 000e. Région d'Andon et de Thorenc (Alpes-Maritimes). Bull. Carte géol. France, LI, n° 239, p. 145-159.

GINSBURG L. (1959) - Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var. Bull. carte géol. France, LVII, n° 259 p. 1-38.

GOCZAN F. (1964) - Stratigraphic palynology of the Hungarian Upper Cretaceous. Acta geol., 8, p. 229-264.

GOCZAN F., GROOT J. J., KRUTZSCH W. et PACLTOVA B. (1967) - Die Gattungen des "stemma Normapolles Pflug 1953". Neubeschreibungen und Revision europaicher Formen (Oberkreide bis Eozan). Palaont. Abh., 2, p. 431-539.

GOGUEL J. (1933) - Sur le Crétacé supérieur de Brenon (Var). C. R. somm. Soc géol. France, p. 219-221.

GOGUEL J. (1936) - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. Mém. Carte géol. France, 369 p.

GOGUEL J. (1944) - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. Bull. Carte géol. France, XLIV, n° 215, p. 457-518.

GOGUEL J. (1963) - Les problèmes des chaines subalpines. Liv. Mém. Prof. Fallot, Mém. Soc. géol. France, II, p. 301-308.

GRACIANSKY P. C. (de), BROSSE E., DEROO G., HERBIN J. P., MONTADERT L., MULLER C., SIGAL J. et SCHAAF A. (1982) - Les formations d'âge crétacé dans l'Atlantique Nord et leur matière organique : paléogéographie et milieux de dépôts. Rev. Inst. fr. Pétrole, 37, p. 275-336.

GRACIANSKY P. C. (de), DEROO G., HERBIN J. P., MONTADERT L., MULLER C.,SCHAAF A. et SIGAL J. (1984) - Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. Nature, 308, 5957, p. 346-349.

GROSSOUVRE A. (de) (1901) - Recherches sur la craie supérieure. Stratigraphie générale. Mém. carte géol. France, 1013 p.

GROSSOUVRE A. (de) (1894) - Recherches sur la craie supérieure. Paléontologie. Les Ammonites de la craie supérieure. Mém. carte géol. France, 264 p.

GROUPE EUROPEEN DES FORAM. PLANCT. (1979), (ROBASZYNSKI F. ET CARON M.coord.) Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). Cah. Micropal., C.N.R.S. Paris, 1979-1 et 1979-2, 185 p. + 181 p., 80 pl.

GROUPE EUROPEEN DES FORAM. PLANCT. (1983), (ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ DONOSO J. M., WONDERS A., ed.). Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. Revue Micropal. Paris, 26, 3-4, p. 145-305, 54 pl.

GUBLER Y., ROSSET J. et SIGAL J. (1961) - L'âge crétacé supérieur des calcaires des "Barricate" et de la série dell'Andelplan (couverture sédimentaire du Mercantour) dans la Haute-Stura (Italie). Trav. Lab. Geol. Grenoble, 37, p. 133-142.

HANCOCK J. M. et KAUFFMAN E. G. (1979) - The great trangressions of the Late Cretaceous. Journ. geol. Soc. Lond., 136, p. 175-186.

HART M. B. et BAILEY H. W. (1979) - The distribution of Planktonic Foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe. Aspekte der Kreide Europas, IUGS series A. 6, p. 527-542.

HEBERT E. (1872) - Documents relatifs au terrain crétacé du midi de la France. Bull. Soc. géol. France, 2, XXIX, p. 393-415.

HEBERT E. (1877) - Coupe du terrain crétacé de Saint-Laurent. Bull. Soc. géol. France, Paris, 3, V, p. 810.

HILTERMANN H. (1952) - Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. Geol. J.b., Hanovre, 67, p. 47-66.

HILTERMANN H. et KOCH W. (1962) - Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa, in Leitfossilen der Mikropalaontologie. Borntraeger, Berlin, p. 299-338.

IPERT C. (1976) - Données palynostratigraphiques sur les formations des sables à lignites de Dieulefit, Nyons et Saou (Drôme). Géobios, 9, 1, p. 97-100.

JENKYNS H. C. (1980) - Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. Journ. geol. Soc. London, 137, p. 171-188.

JONES M. L. et DENNISON J. M. (1970) - Oriented fossils as paleocurrent indicators in Paleozoic lutites of Southern Appalachians. Journ. Sed. Petrology, 40, 2, p. 642-649.

JOUBERT J. P. (1964) - Contribution à l'étude géologique du Bassin d'Eoulx (Basses-Alpes). D.E.S. géol., Lyon.

KENNEDY W. J., KLINGER H. C. et SUMMESBERGER H. (1981) - Cretaceous faunas from Zululand and Natal, south-Africa Additional observations on the ammonite subfamily Texanitinae Collignon, 1948. Ann. S. Afr. Mus., 86, p. 115-155.

KENNEDY W. J. (1984) - Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. Bull. geol. Soc. Dennmark, 33, p. 147-161.

KERCKHOVE C. et THIEULOY J. P. (1973) - Sur deux ammonites sénoniennes découvertes dans la province néritique de l'arc de Castellane (Sud-Est de la France). Géologie Alpine, 49, p. 51-56.

KILIAN W. (1889) - Description géologique de la montagne de Lure (Basses-Alpes). Masson, Paris.

KILIAN W. (1895) - Note stratigraphique sur les environs de Sistéron et contribution à la connaissance des terrains secondaires du Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France, 3, XXIII, p. 792-798.

KLAUS J. (1960) - La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien. Eclog. geol. Helv., 53, 2, p. 694-704.

KOGBE C. A. (1968) - Etude stratigraphique et sédimentologique des formations du bassin d'Eoulx-Brenon (Basses-Alpes-Var). Thèse Sci., Lyon n° 203, 134 p.

KRUTZSCH W. (1968) - Zwei neue extreme Oculopollis-Arten (Normapolles, Angio-spermen) aus dem Santon Sudfrankreichs. Palaeontographica, B, 123, p. 144-146.

LAMOLDA M. (1977) - Los Marginotruncaninae del Turoniense Vaco-cantabrico. Rev. esp. Micropal., IX, 3, p. 381-410.

LANTEAUME M. (1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. Mém. Carte géol. France, 405 p.

LANTEAUME M., GIGOT P. et CAMPREDON R. (1982) - Apports et limites de l'interprétation linéamentaire dans le domaine des Alpes Occidentales méridionales. Bull. Soc. géol. France, 7, XXIV, p. 49-62.

LANTEAUME M. (1983) - Tectonique tardive et décrochements dans les Alpes maritimes franco-italiennes. Mem. Soc. Geol. It., 26, p. 473-476.

LEHMANN R. (1963) - Etude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental). Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 21, 156, p. 133-181.

LEMOINE M.. (1984) - in Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, ed. Boillot. Masson, Paris, 342 p.

LETOLLE R.et ODIN G. S. (1984) - Isotopes stables, paléoenvironnements et corrélations stratigraphiques. Bull. Soc. géol. France, 7, XXVI, p. 391-405.

LOEBLICH A.R. et TAPPAN H.(1961) - Cretaceous planktonic foraminifera : Part 1 Cenomanian. Micropaleontology, 7, 3, p. 257-304.

LOEBLICH A. R. et TAPPAN H. (1964) - Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. Treatise on Invertebrate Paleontology. Protista 2, Moore, ed.

LOMBARD A. (1972) - Séries sédimentaires. Genèse. Evolution Masson éd., Paris.

LONGORIA J. F. et GAMPER M. A. (1975) - The classification and evolution of cretaceous planktonic foraminifera. Part. 1 : The superfamily Hedbergelloidea. Rev. esp. Micropal., n° extraord., p. 61-96.

MARKS P. (1984) - Proposals for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy. Bull. geol. Soc. Denmark, 33, p. 163-169.

MASSE J. P. ET PHILIP J. (1976) - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme durancien. Rev. Géogr. phys. Géol dyn., XVIII, 1, p. 49-66.

MATSUMOTO T. (1980) - Inter- regional correlation of transgressions and regressions in the Cretaceous period. Cretaceous Research, 1, p.359-373.

MEDUS J. (1970) - Contribution à la connaissance des associations polliniques du Crétacé terminal dans le S.E. de la France et le N.E. de l'Espagne. Rev. Micropal., 13, 1, p. 45-50.

MEDUS J. (1972) - Palynological zonation of the upper Cretaceous in southern France and northeastern Spain. Rev. Palaeobot. Palynol., 14, p. 287-295.

MEDUS J., BOCH A., PARRON C., LAUVERJAT J. et TRIAT J. M. (1980) - Turonian Normapolles from Portugal and Southern France ; correlations. Rev. Palaeobot. Palynol., 31, p. 105-153.

MEDUS J. (1981) - Pollens Normapolles de coupes stratotypiques du Crétacé supérieur des Charentes et du Sénonien du Portugal. Comm. Serv. Géol. Portugal, 67, p. 19-28.

MONTENAT C. (1980) - Relation entre déformations synsédimentaires et paléo-sismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillières bétiques orientales, Espagne). Bull. Soc. géol. France, 7, XXII, 3, p. 501-509.

MORNER N. A. (1980) - Relative Sea-level, Tectono-eustasy, Geoidal-eustasy and Geodynamics during the Cretaceous. Cretaceous Research, 1, p. 329-340.

MORNOD L. (1950) - Les Globorotaliidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). Eclogae geol. Helv., 42, 2, p. 573-596.

MORROW A. L. (1934) - Foraminifera and Ostracoda from the Upper Cretaceous Kansas. Journ. Paleont., 8, 2, p. 186-205.

NAGLE J. S. (1967) - Wave and current orientation of shells. Journ. Sed. Petrology, 37, 4, p. 1124-1138.

OBRADOVICH J. D. et COBBAN W. A.(1975) - A time-scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America. In : CALDWELL W.G.E. (ed.) The Cretaceous system in the Western Interior of North America. Spec. Pap. Geol. Ass. Can., 13, p. 31-54.

ODIN G. S. et KENNEDY W. J. (1982) - Mise à jour de l'échelle des temps méso-zoïques. C. R. Acad. Sci., Paris, 294, p. 383-386.

ONORATINI G. et AZEMA C. (1973) - Une palynoflore du Santonien inférieur dans le Gard. Considérations sur la structure de grains de pollen de Normapolles. Rev. Micropal., 16, p. 214-222.

ORBIGNY A. (d') (1839) - Foraminifères. In : SAGRA RAMON. Histoire physique, politique et naturelle de l'ile de Cuba. Paris, 224 p.

ORBIGNY A. (d') (1840) - Mémoire sur les Foraminifères de la Craie Blanche du Bassin de Paris. Mém. Soc. géol. France, 4, 1, p. 1-51.

ORBIGNY A. (d') (1842) - Paléontologie française. Terrains crétacés, t. II, Gastéropodes. Masson, Paris.

ORBIGNY A. (d') (1847) - Paléontologie française. Terrains crétacés, t. IV, Brachiopodes. Masson, Paris.

PACLTOVA B. (1981) - The evolution and distribution of Normapolles pollen during the Cenophytic. Rev. Palaeobot. Palynol., 35, p. 175-208.

PAQUIER V. (1908) - Sur la présence de grès à Hippurites, à Vence (Alpes-Maritimes). C. R. Acad. Sci. Paris, 146, p. 1179-1181.

PARENT H. (1934) - La faune du Crétacé supérieur de Brenon (Var). C. R. somm. Soc. géol. France, p. 231-233.

PARENT H. (1943) - Faciès et subdivisions du Cénomanien des Alpes-Maritimes. Bull. Soc. géol. France, 5, XIII, p. 231-240.

PARENT H. (1955) - Vraconien et Cénomanien néritique entre Var et Siagne (Alpes-Maritimes). Bull. Soc. géol. France, 6, V, p. 41-45.

PEREZ C. (1846) - Sui limiti geognostici del terreno cretaceo delle Alpi marittime. Atti del. ottava riunione degl. scienz. ital. in Genova.

PESSAGNO E. A. (1967) - Upper Cretaceous planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal plain. Paleontographica Americana, V, 37, p. 245-445.

PHILIP J. (1970) - Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provencal et rhodanien. Thèse, Marseille, 433 p.

PHILIP J. (1978) - Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomanien : l'exemple de la Provence. Géol. Méditerranéenne, V, 1, p. 155-168.

PLUMMER H. J. (1931) - Some Cretaceous Foraminifera in Texas. Univ. Texas Bull., 3101, p. 109-203.

PORTHAULT B., THOMEL G., VILLOUTREYS O. (de) (1966) - Etude biostratigraphique du Cénomanien du bassin supérieur de l'Estéron (Alpes-Maritimes). Le problème de la limite Cénomanien-Turonien dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France, 7, VIII, p. 423-439.

PORTHAULT B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la "Fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France sud-est). Thèse, Lyon, 343 p.

PURSER B. H. (1983) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Ed. Technip, Paris, 2, 389 p.

RASCOE B. (1975) - Tectonic origin of preconsolidation deformation in Upper Pennsylvanian Rocks near Bartlesville, Oklaoma. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull, 59, 9, p. 1626-1638.

REICHEL M. (1950) - Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tesin). Eclogae geol. Helv., 42, 2, p. 596-617.

RENZ O. (1936) - Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae geol. Helv., 29, 1, p. 1-149.

REPELIN J. (1905) - Contribution à l'étude du Crétacé supérieur à la limite du Var, des Basses-Alpes et des Alpes-Maritimes. Bull. Soc. géol. France, 4, II, p. 868-873.

REUSS A. E. (1845) - Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. E. Schweizerbart, Stuttgart, p. 1-58.

RISSO J. (1813) - Observations géologiques sur la presqu'île de Saint-Hospice. Journ. Mines, Paris, 34, p. 81.

ROBASZYNSKI F. (1984) - The Albian, Cenomanian and Turonian Stages in their type-regions. Bull. geol. Soc. Denmark, 33, p. 191-198.

ROBASZYNSKI F. et CARON M. (Coord.) (1979)- Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). Cah. Micropal. C.N.R.S., Paris, P.1 : 185 p. ; P .2 : 181 p.

ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALES DONOSO J. M. et WONDERS A. H. (Ed.) (1983) - Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. Rev. Micropal., Paris, 26, 3-4, p. 145-305.

SACAL V. et DEBOURLE A. (1957) - Foraminifères d'Aquitaine. 2e partie, Peneroplidae à Victoriellidae. Mém. Soc. géol. France, nlle série, 78, p. 1-88.

SCHEIBNEROVA V. (1962) - Stratigrafia strednej a vrchnej kriedy tetydnej oblasti na zaklade globotrunkanid. Geol. Sb., Bratisl., 13, 2, p. 197-226.

SHINN E. A. (1969) - Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, 12, p. 109-144.

SIGAL J. (1948) - Notes sur les genres de foraminifères Rotalipora BROTZEN (1942) et Thalmaninella , famille des Globorotaliidae. Rev. Inst. fr. Pétrole, 3, 4, p. 95-103.

SIGAL J. (1952) - Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. Alger, 19th Int. Géol. Congr., Monographies Régionales, 1st sér., Algérie, 26, p. 1-45.

SIGAL (1977) - Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. Géologie méditerranéenne, IV, 2, p. 99-108.

SKARBY A. (1968) - Extratriporopollenites (Pflug) emend. from the Upper Cretaceous of Scania, Sweden. Acta Univ. Stockholm. contrib. in Geol., 16, p. 1-60.

SOUZA M. (de) (1974) - Contribution à l'étude de l'orientation des organismes dans les gisements fossilifères. Rapp. int. Ecole des Mines, Paris, p. 1-36.

STURANI C. (1962) - Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del Massiccio dell' Argentera (Alpi Marittime). Padova, 206 p.

SUBBOTINA N. N. (1953) - Foraminifères fossiles d'U.R.S.S. : Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae. Trudy V.N.I.G.R.I., S.S.S.R., n°76, 296 p.

SYMPOSIUM ON CRETACEOUS STAGE BOUNDARIES (Copenhague, 1983). Bull. geol. Soc. Denmark, 1984, 33, 1/2, p. 1-238.

TAPPAN H. (1940) - Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas. Journ. Paleont., 14, 2, p. 93-126.

THOMEL G. (1961) - Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanien de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes). Bull. Soc. géol. France, 7, 3, p. 3-10.

THOMEL G. (1962) - Les zones d'Ammonites du Cénomanien niçois. Bull. Soc. géol. France, 7, IV, p. 257-263.

THOMEL G. (1965) - Le Cénomanien du plateau de Caussols (Alpes-Maritimes). Trav. Labo. Géol. Univers. Aix-Marseille, VIII, p. 113-121.

THOMEL G. (1965) - Zonéostratigraphie et paleobiogéographie du Cénomanien du Sud-Est de la France. 90e Congr. Soc. Savantes, Nice, II, p. 127-154.

THOMEL G. (1969) - Sur quelques Ammonites turoniennes et sénoniennes nouvelles ou peu connues. Ann. Paleont. (Invert.), LV, 1, p. 109-140.

THOMEL G. (1972) - Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaines subalpines méridionales. Mém. Soc. geol. France, n°116, 204 p.

TOUCAS A. (1876) - Note sur les terrains crétacés du Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France, 3, IV, p. 309-318.

TOUCAS A. (1882) - Synchronisme des étages turonien, sénonien et danien dans le Nord et le midi de l'Europe. Bull. Soc. géol. France, 3, X, p. 154-217.

TRONCHETTI G. (1981) - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Thèse, Marseille, 559 p.

TRUJILLO E. F. (1960) - Upper Cretaceous foraminifera from near Redding, Schasta Country, California. Journ. Paleont. 34, 2, p. 290-346.

VAIL P. R., MITCHUM R. M. et THOMPSON S. (1977) - Seismic stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4 : Global cycles of relative changes of sea level. Am. Assoc. Petr. Geol., Mem. 26, p. 83-97.

VOGLER J. (1941) - Ober-Jura und Kreide von Misol in Boehm G. and Wanner J. : Beitage zur Geologie von Niederlandisch Indien. Palaeontographica, Suppl. 4, 4, p. 243-293.

WAZI N. (1981) - Etude structurale de la marge sud-occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour dans le secteur situé entre Belvédère, Fontan et Sospel. Thèse 3e cycle, Caen, 215 p.

WEDEKIND R. (1940) - Die papillaten Flabellinen der Kreide und die Stufen-gliederung des Senons. N. Jb. Mineral., Stuttgart, 84, A, p.177-204.

WHITE M. P. (1928) - Some index foraminifera from the Tampico Embayment area of Mexico. Journ. Pal., 2, 4, p. 280-317.

WIEDMANN J. (1979) - Die Ammoniten der N.W.-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreide fauna des westlichen Mediterran-gebiets. Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, 6, p. 335-350.

WIMAN S. K. et MAC KENDREE W. G. (1975) - Distribution of Halimeda plants and sediments on and around a patch-reef near Old Rhodes Key, Florida. Journ. Sed. Petrol., 45, 2, p. 415-421.

ZINGULA R. P. (1968) - A new breakthrough in sample washing. Journ Paleontology, 42, 4, p. 1092.

LISTE DES CARTES GEOLOGIQUES CONSULTEES

Carte géologique de la France à 1/250 000

- GAP
- NICE

Carte géologique de la France à 1/80 000

- CASTELLANE
- DIGNE
- NICE-PONT-SAINT-LOUIS
- SAINT-MARTIN-VESUBIE

Carte géologique de la France à 1/50 000

- CASTELLANE
- ENTREVAUX
- FAYENCE
- GRASSE-CANNES
- MENTON-NICE
- MOUSTIERS-SAINTE-MARIE
- PUGET-THENIERS
- ROQUESTERON
- SAINT-MARTIN-VESUBIE-LE BOREON

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Schéma structural des Alpes occidentales franco-italiennes..... 6

Fig. 2 : Carte des accidents à tracé rectiligne du Massif de l'Argentera-Mercantour et des entours subalpins et internes..... 8

Fig. 3 : Affleurements de Crétacé supérieur et limites de la zone étudiée..... 9

Fig. 4 : Globotruncanidae (face ombilicale) : ouvertures et sutures..... 22

Fig. 5 : Exemples de loges de Globotruncanidae (vues de profil)..... 23

Fig. 6 : Clé de détermination générique des Globotruncanidae..... 24

Fig. 7 : Corrélations des zones de céphalopodes et de foraminifères planctoniques..... 27

Fig. 8 : Extension des formations cénomaniennes et position géographique des coupes étudiées..... 30

Fig. 9 : Coupe du Cénomanien du col de Braus..... 33

Fig. 10 : Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles dans le Cénomanien du col de Braus..... 35

Fig. 11 : Corrélations entre le Cénomanien du col de Braus, de la cime du Savel, de Peille et du ravin de Borrigo..... 37

Fig. 12 : Coupe du Cénomanien de La Penne..... 40

Fig. 13 : Répartition des Globotruncanidae et des Ammonites dans le Cénomanien de La Penne..... 42

Fig. 14 : Corrélations entre le Cénomanien de La Penne, de St-André-les-Alpes, de Montblanc, du ravin de la Roudoule et des gorges du Cians..... 43

Fig. 15 : Coupe du Cénomanien du vallon du Blay..... 45
Fig. 16 : Répartition des Globotruncanidae et des ostracodes dans le Cénomanien du vallon du Blay..... 47
Fig. 17 : Corrélations entre le Cénomanien du vallon du Blay, de Peyroules et de Gars..... 49
Fig. 18 : Coupe du Cénomanien de Courségoules..... 51
Fig. 19 : Corrélations entre le Cénomanien de la colline de Sébet, d'Andon, de Thorenc et de Courségoules..... 54
Fig. 20 : Coupe du Cénomanien de Caussols..... 56
Fig. 21 : Corrélations entre le Cénomanien de La Palud-sur-Verdon, de Comps-sur-Artuby, de La Roque-Esclapon, du Fil, du château de La Malle et de Caussols..... 59
Fig. 22 : Localisation des affleurements cénomaniens étudiés dans le secteur du Bourguet-Jabron..... 61
Fig. 23 : Coupe synthétique du Cénomanien du Bourguet..... 62
Fig. 24 : Répartition stratigraphique des Globotruncanidae cénomaniens en domaine subalpin méridional..... 66
Fig. 25 : Extension des formations turoniennes et position géographique des coupes étudiées..... 69
Fig. 26 : Coupe du Turonien du col de Braus..... 71
Fig. 27 : Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles dans le Turonien du col de Braus..... 73
Fig. 28 : Corrélations entre le Turonien du col de Braus, de la cime du Savel et du ravin de Borrigo..... 74
Fig. 29 : Coupe du Turonien de la Rochette..... 77
Fig. 30 : Corrélations entre le Turonien de Gars et de La Rochette..... 79
Fig. 31 : Coupe du Turonien du col du Pous..... 81
Fig. 32 : Corrélations entre le Turonien du Logis-du-Pin, des Lattes, du col de Pinpinier et du col du Pous..... 85
Fig. 33 : Coupe synthétique du Turonien du Bourguet..... 88
Fig. 34 : Répartition stratigraphique des Globotruncanidae turoniens en domaine subalpin méridional..... 92

Fig. 35 : Extension des formations coniaciennes et position géographique des coupes étudiées..... 95
Fig. 36 : Coupe du Coniacien du col de Braus..... 97
Fig. 37 : Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles dans le Coniacien du col de Braus..... 99
Fig. 38 : Coupe du Coniacien de La Rochette..... 101
Fig. 39 : Corrélations entre le Coniacien de La Rochette, de La Penne et de Toudon..... 105
Fig. 40 : Coupe du Coniacien du Pous..... 108
Fig. 41 : Corrélations entre le Coniacien du col de Pinpinier et du Pous..... 110
Fig. 42 : Coupe du Coniacien de Brenon..... 112
Fig. 43 : Répartition stratigraphique des Globotruncanidae coniaciens en domaine subalpin méridional..... 115
Fig. 44 : Extension des formations santoniennes et position géographique des coupes étudiées..... 118
Fig. 45 : Coupe du Santonien du col de Braus..... 120
Fig. 46 : Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles dans le Santonien du col de Braus..... 122
Fig. 47 : Coupe du Santonien de La Penne..... 124
Fig. 48 : Corrélations entre le Santonien de La Rochette, de La Penne et de Toudon..... 126
Fig. 49 : Coupe du Santonien du Pous..... 129
Fig. 50 : Coupe du Santonien de Brenon..... 133
Fig. 51 : Répartition stratigraphique des Globotruncanidae santoniens en domaine subalpin méridional..... 139
Fig. 52 : Extension des formations campaniennes et position géographique des coupes étudiées..... 141
Fig. 53 : Coupe du Campanien du col de Braus..... 143
Fig. 54 : Répartition des Globotruncanidae et des nannofossiles dans le Campanien du col de Braus..... 145
Fig. 55 : Coupes du Campanien de Vieux-Pierrefeu et du Pous..... 150
Fig. 56 : Répartition stratigraphique des Globotruncanidae campaniens en domaine subalpin méridional..... 152

Fig. 57 : Extension des formations maastrichtiennes et position géographique des coupes étudiées..... 154
Fig. 58 : Schéma de localisation des échantillons de glauconie analysés..... 158
Fig. 59 : Localisation et stratigraphie des échantillons de glauconie analysés..... 160
Fig. 60 : Diffractogrammes aux rayons X des glauconies du domaine subalpin étudié..... 161
Fig. 61 : Résultats des analyses radiométriques effectuées sur les glauconies du bassin de l'Estéron..... 162
Fig. 62 : Comparaison des âges radiométriques estimés et des âges apparents obtenus sur les glauconies du bassin de l'Estéron..... 163
Fig. 63 : Extension verticale des espèces de Globotruncanidae en domaine subalpin méridional (a)..... 166
Fig. 64 : Extension verticale des espèces de Globotruncanidae en domaine subalpin méridional (b)..... 167
Fig. 65 : Extension verticale des espèces de Globotruncanidae en domaine subalpin méridional (c)..... 168
Fig. 66 : Extension verticale des Globotruncanidae observés dans la région étudiée, en Provence, dans le bassin vocontien et dans le domaine téthysien (a)..... 170
Fig. 67 : Extension verticale des Globotruncanidae observés dans la région étudiée, en Provence, dans le bassin vocontien et dans le domaine téthysien (b)..... 171
Fig. 68 : Extension verticale des espèces de Neoflabellina observées dans le domaine subalpin méridional, dans le bassin vocontien et en Allemagne nord-occidentale.... 174
Fig. 69 : Répartition des faciès du Crétacé inférieur dans l'arc de Castellane..... 180
Fig. 70 : Directions des spicules de spongiaires dans le Coniacien de La Penne..... 184
Fig. 71 : Diagrammes polaires de la distribution des spicules de spongiaires du Coniacien de La Penne..... 185

Fig. 72 : Distribution des spicules de spongiaires en rive gauche et en rive droite du ruisseau de La Penne..... 186
Fig. 73 : Répartition des faciès au Cénomanien inférieur..... 188
Fig. 74 : Répartition des faciès au Cénomanien moyen..... 189
Fig. 75 : Répartition des faciès au Cénomanien supérieur..... 191
Fig. 76 : Zone d'épaisseur maximale au Cénomanien..... 193
Fig. 77 : Direction des spicules de spongiaires dans le Cénomanien..... 195
Fig. 78 : Diagramme polaire de la distribution des gastéropodes dans le Cénomanien de St-Thyrs..... 196
Fig. 79 : Directions des orientations mesurées pour le Cénomanien..... 198
Fig. 80 : Répartition des faciès au Turonien basal..... 200
Fig. 81 : Répartition des faciès au Turonien (zone à P. helvetica)..... 201
Fig. 82 : Répartition des faciès au Turonien terminal..... 202
Fig. 83 : Direction des spicules de spongiaires dans le Turonien..... 203
Fig. 84 : Diagramme polaire de la distribution des Ostreidae dans le Turonien du col du Pous..... 205
Fig. 85 : Diagrammes polaires de la distribution des gastéropodes dans le Turonien de Bargème et du Pous..... 207
Fig. 86 : Directions des orientations mesurées pour le Turonien..... 209
Fig. 87 : Détritisme et faciès associés dans les termes supérieurs du Turonien..... 210
Fig. 88 : Répartition des faciès au Coniacien..... 212
Fig. 89 : Direction des spicules de spongiaires dans le Coniacien..... 213
Fig. 90 : Diagrammes polaires de la distribution des fragments de spongiaires (Coniacien de La Penne)..... 215
Fig. 91 : Directions des orientations mesurées pour le Coniacien..... 217

Fig. 92 : Répartition des faciès au Santonien..... 219
Fig. 93 : Répartition des faciès au Campanien..... 221
Fig. 94 : Répartition des faciès au Maastrichtien..... 222
Fig. 95 : Séquences majeures et corrélations plate-forme - bassin au cours du Cénomanien..... 225
Fig. 96 : Séquences régressives cénomaniennes en domaine subalpin méridional..... 230
Fig. 97 : Déformations d'origine sismo-tectonique de Jabron..... 232
Fig. 98 : Cycles sédimentaires cénomano-turoniens en domaine subalpin méridional..... 236
Fig. 99 : Evolution sédimentaire au cours du Crétacé supérieur dans le domaine subalpin méridional..... 241
Fig. 100 : Evolution sédimentaire du domaine subalpin méridional et variations relatives du niveau marin en Europe et en Amérique du Nord..... 244
Fig. 101 : Schémas paléogéographiques du domaine subalpin méridional (Cénomanien)..... 246
Fig. 102 : Schémas paléogéographiques du domaine subalpin méridional (Turonien-Coniacien)..... 249
Fig. 103 : Schémas paléogéographiques du domaine subalpin méridional (Santonien-Maastrichtien)..... 253

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

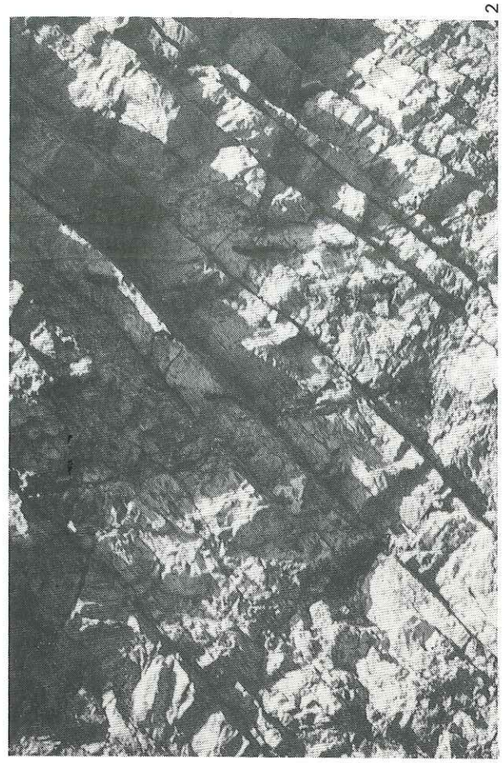
PLANCHE I

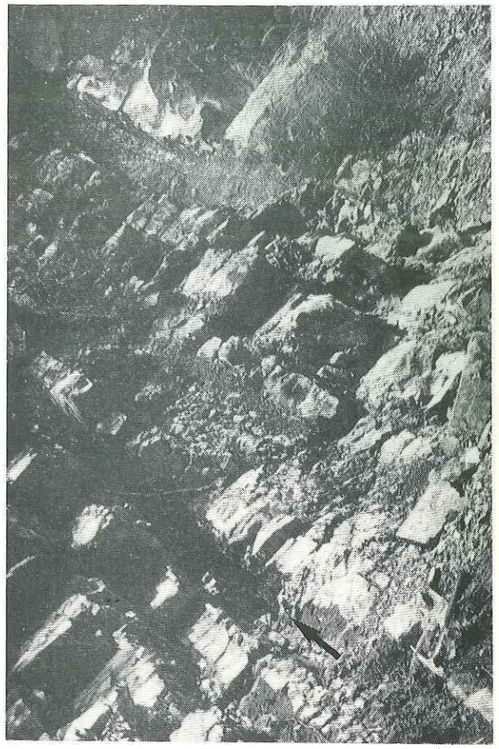
1 - Alternances marne-calcaire à dominante marneuse. Cénomanien inférieur. Le Bourguet.

2 - Calcaires en bancs jointifs. Partie inférieure du Turonien. Col du Pous.

3 - Faciès marno-calcaires. Coniacien. La Penne.

4 - Faciès marno-calcaires, présentant un horizon ligniteux. Partie inférieure du Santonien. Le Pous.





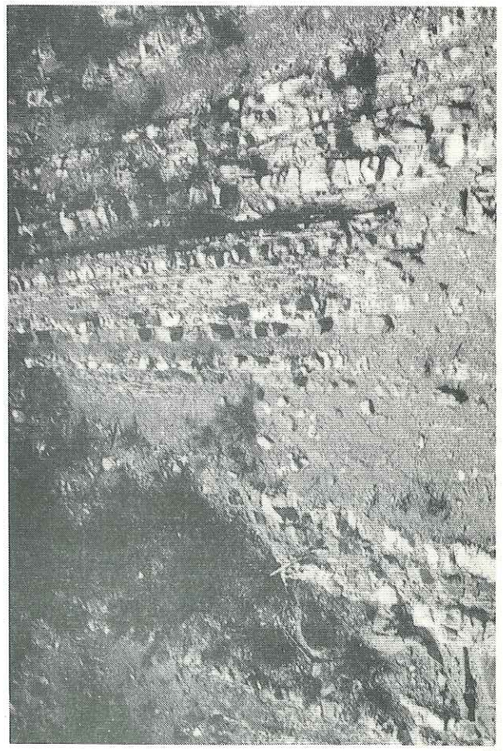


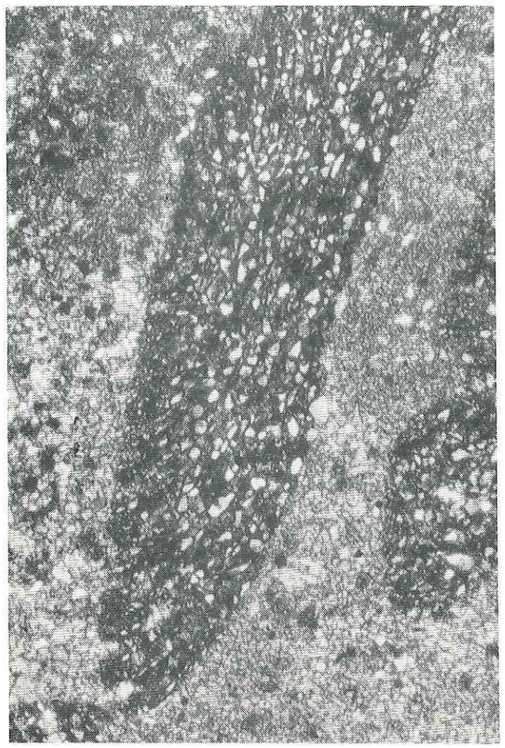
PLANCHE II

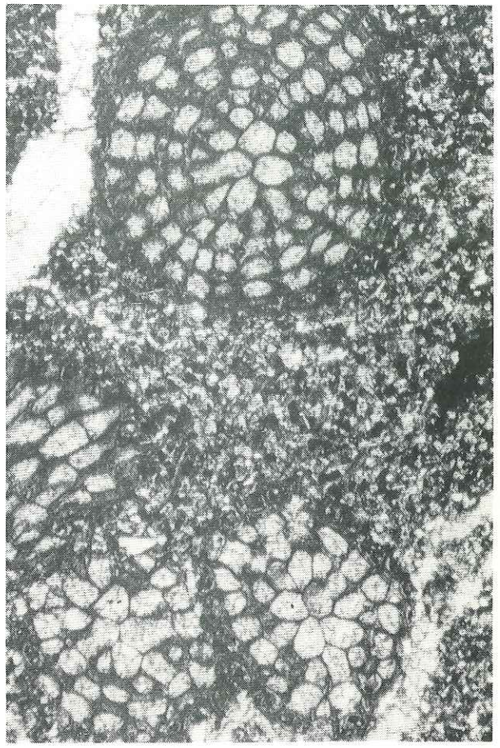
1 - Biomicrite à *Orbitolina* gr. *concava*. Sommet du Cénomanien inférieur. Caussols. X 28.

2 - Biocrimite à *Orbitolina* gr. *concava*. Sommet du Cénomanien inférieur. Caussols. X 50.

3 - Biomicrite à bryozoaires et à Exogyre reconnaissable par sa structure vésiculeuse. Partie inférieure du Turonien. Le Logis-du-Pin. X 28.

4 - Biomicrite à bryozoaires. Partie inférieure du Turonien. La Roque-Esclapon. X 28.


2


4

1

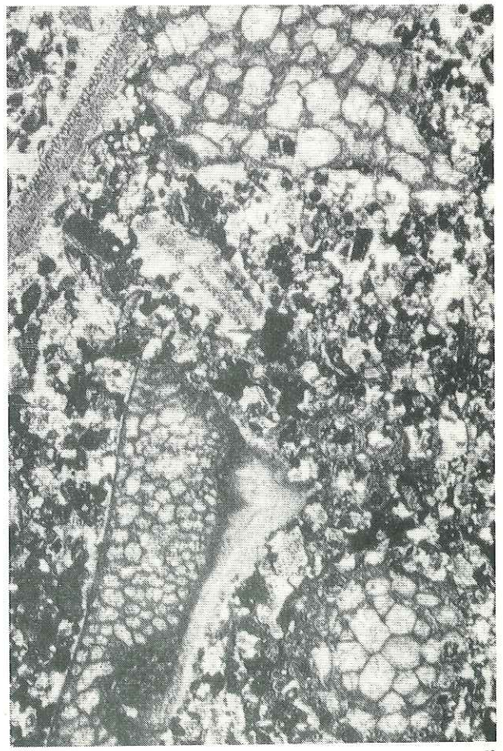

3

PLANCHE III

1 - Biomicrite à gastéropodes (Turritellidae) et à madréporaires (dont seules quelques cloisons sont visibles). Turonien (zone à *Praeglobotruncana helvetica*). Col du Pous. X 28.

2 - Biomicrite à foraminifères benthiques : *Textularia sp.* (a), *Glomospira sp.* (b), articles d'*Halimeda elliotti* (c) et fragments de bivalves. Turonien (zone à *P. helvetica*). Le Logis-du-Pin. X 28.

3 - Biomicrite à *Halimeda elliotti* (montrant la dichotomie d'un cladome) et à Serpulidae. Turonien (zone à *P. helvetica*). Col du Pous. X 28.

4 - Biocrimite à *Halimeda elliotti* (articles en coupes transversales et longitudinale). Turonien (zone à *P. helvetica*). Col du Pous. X 50.

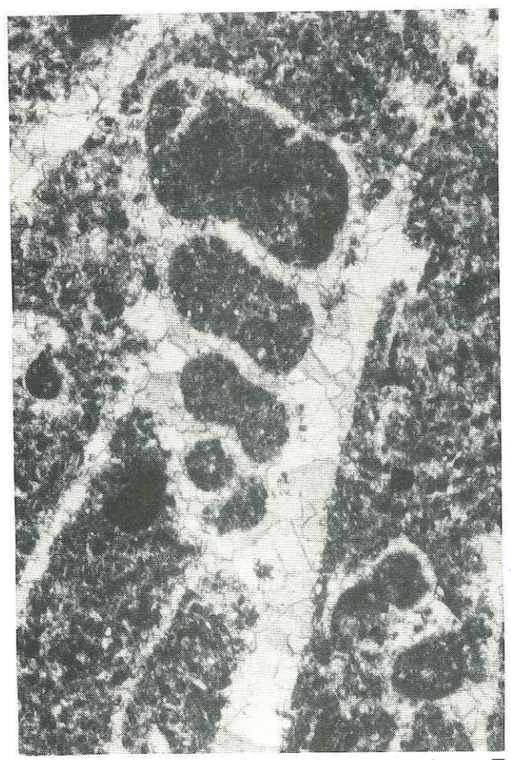


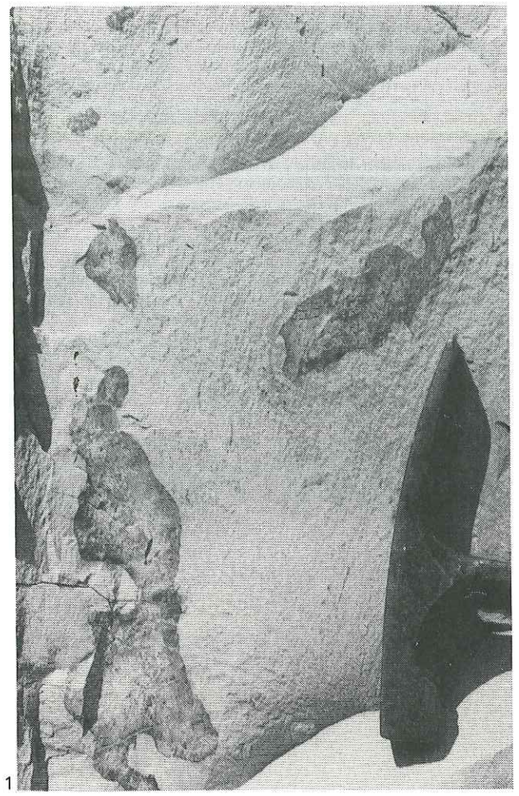
PLANCHE IV

1 - Calcaire à accidents siliceux de forme irrégulière. Turonien (zone à *P. helvetica*). Col du Pous.

2 - Calcaire à horizon siliceux. Turonien (zone à *P. helvetica*). Col du Pous.

3 - Calcaire montrant 3 niveaux riches en éléments détritiques. Coniacien. Brenon.

4 - Calcaire chargé en éléments détritiques (quartzeux, rhyolitiques). Coniacien. Brenon.


1

2

3

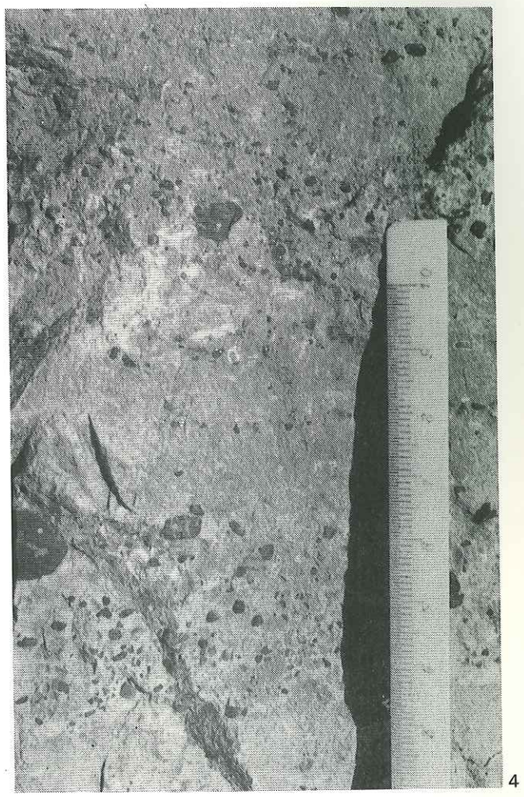

4

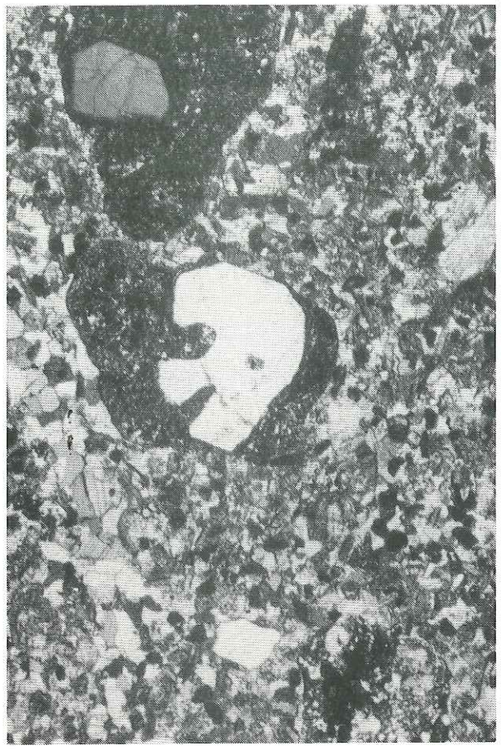
PLANCHE V

1 - Calcarénite à éléments quartzeux et rhyolitiques. Coniacien. Brenon. X 28 (Lumière polarisée non analysée).

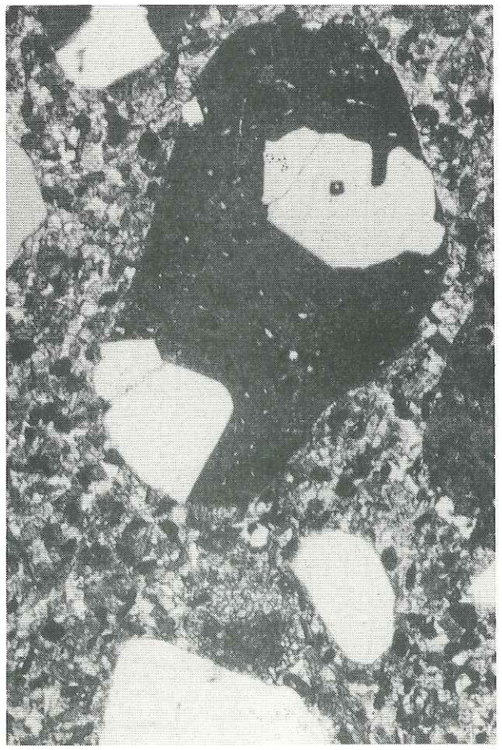
2 - Calcarénite à éléments quartzeux et rhyolitiques. Coniacien. Brenon. X 28 (Lumière polarisée analysée).

3 - Biomicrite à Globotruncanidae (*Marginotruncana pseudolinneiana, M. marginata*). Coniacien. Col de Braus. X 50.

4 - Biomicrite à fins spicules de spongiaires et à Globotruncanidae (*Globotruncanita elevata*). Campanien. Col Saint-Roch. X 50.


2

4


1

3

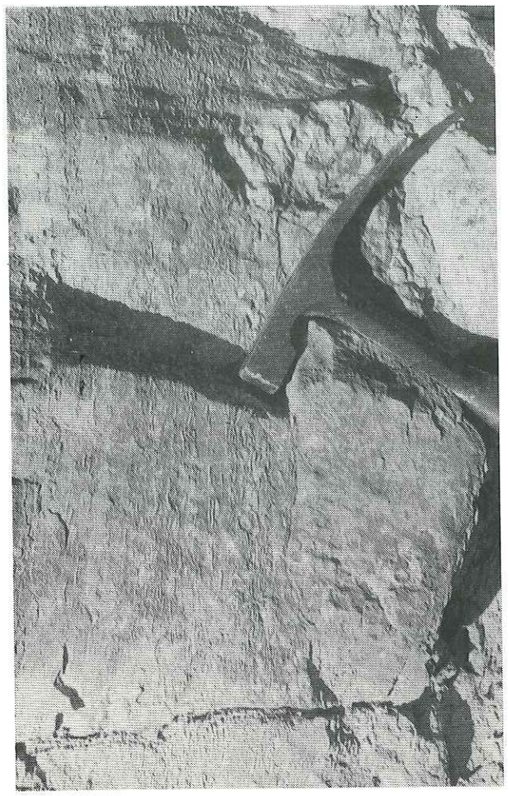
PLANCHE VI

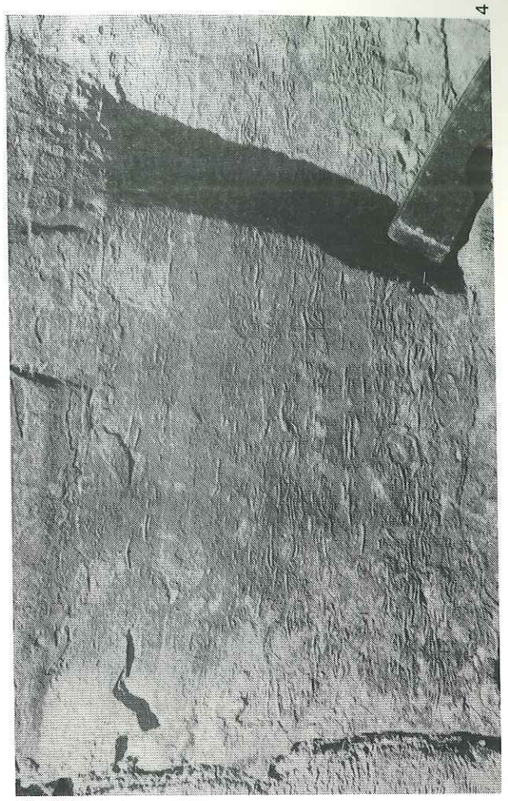
1 - Chenal. Partie médiane du Cénomanien. Ouest de Jabron.

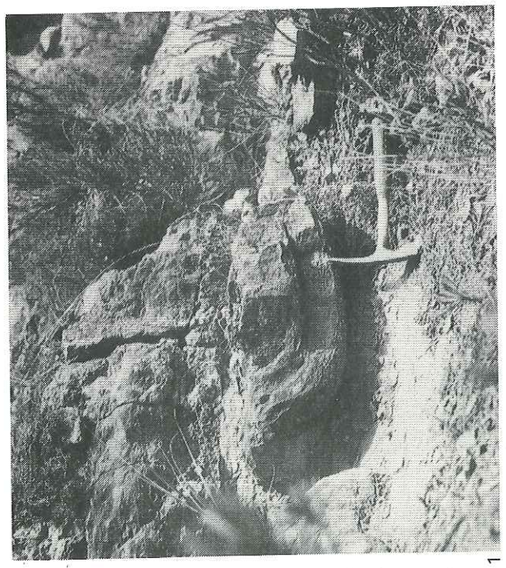
2 - Chenal. Partie médiane du Cénomanien. Ouest de Jabron.

3 - Chenal. Partie médiane du Cénomanien. Nord du Bourguet.

4 - Terme supérieur du chenal précédant montrant le classement des Orbitolines. Partie médiane du Cénomanien. Nord du Bourguet.


3


4


1

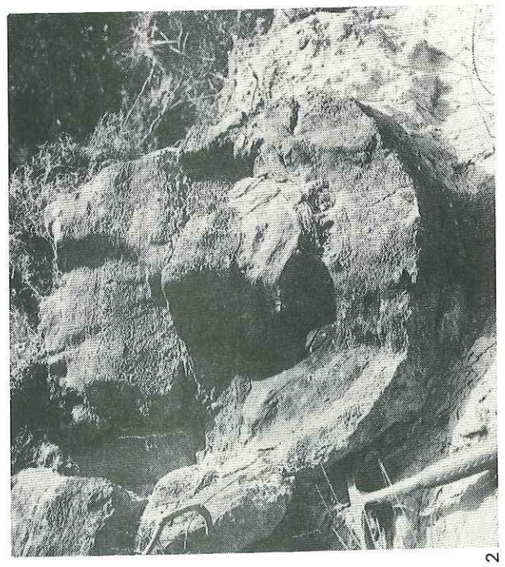

2

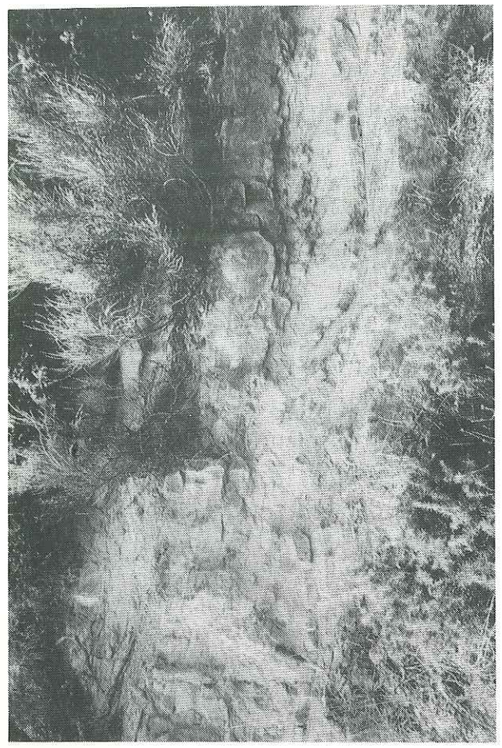
PLANCHE VII

STRUCTURES SEDIMENTAIRES D'ORIGINE SISMO-TECTONIQUE DE JABRON.
Partie médiane du Cénomanien.

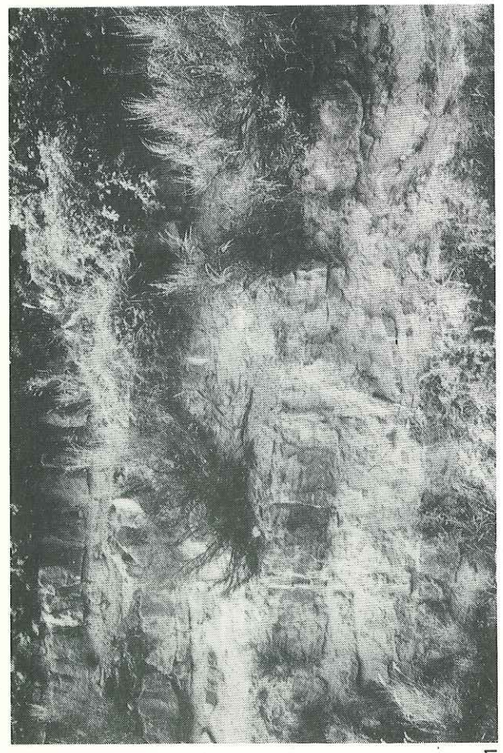
1 et 2 - Vues générales de l'affleurement Ces structures sont situées entre les deux bancs calcaires inférieurs, qui ne présentent aucune déformation.

3 - Figure sédimentaire montrant sa forme arrondie, symétrique, à concavité dirrigée vers le haut.

4 - Accumulation de blocs entre deux morphologies arrondies.


2

4


1

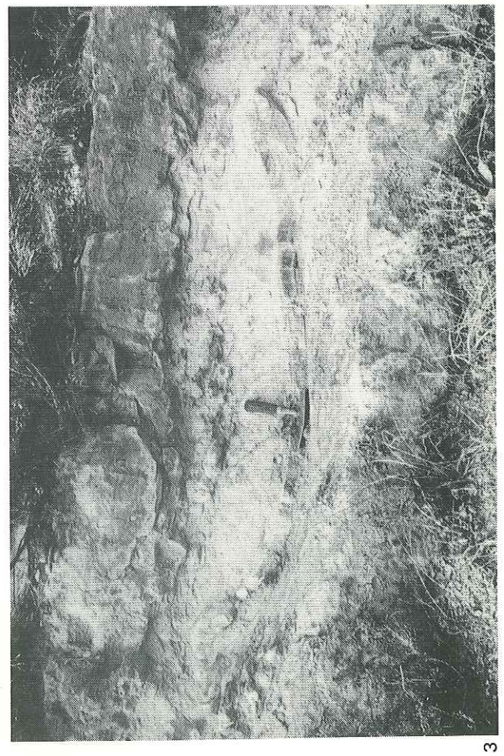

3

PLANCHE VIII

FIGURES DE GLISSEMENT.

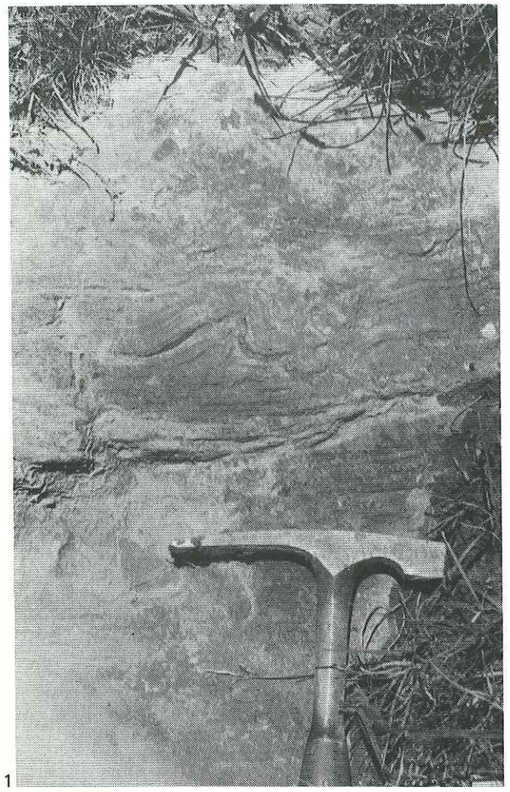
1 - Laminations convolutées dans un banc calcaire. Cénomanien moyen. Sud du Bourguet.

2 - Structures contournées. Turonien. Route de Roquestéron à Gilette (D 17).

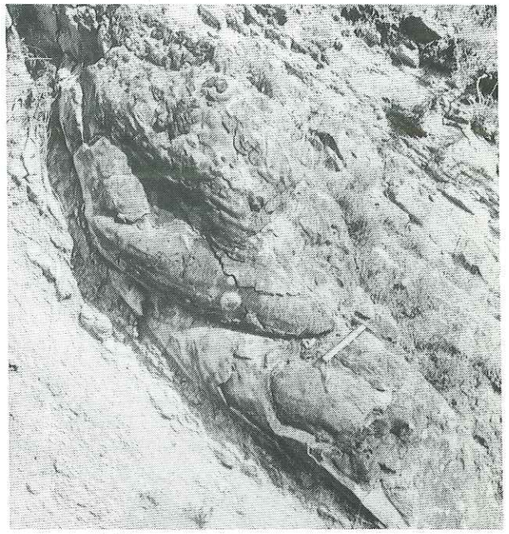
3 - Figures de glissement dans des faciès marno-calcaires. Coniacien. La Rochette.

4 - Figures de glissement affectant un ensemble de bancs et dont l'épaisseur est voisine de 6,50 m. Coniacien. La Penne.

(Le manche du marteau indique le bas de la série).



1



2

3

4

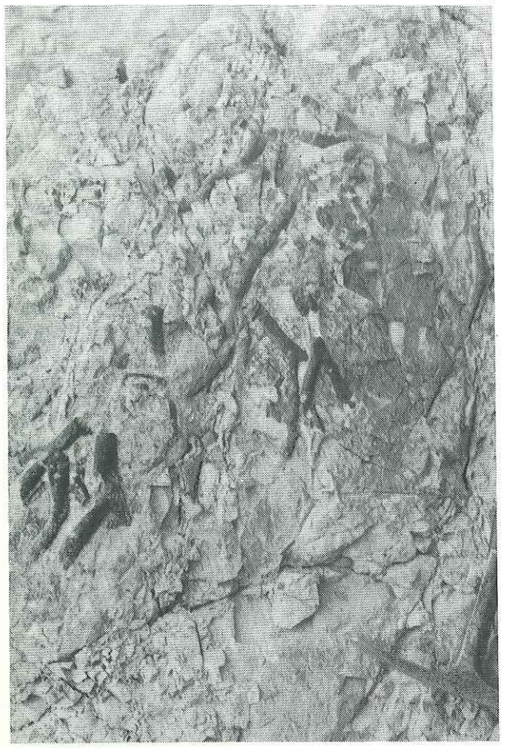
PLANCHE IX

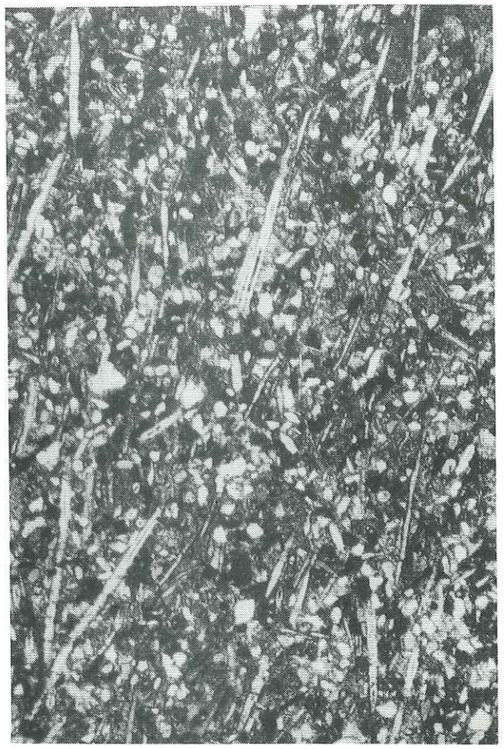
1 - Gastéropodes (Turritellidae) orientés à la face supérieure d'un banc calcaire (le diagramme polaire de leur distribution est donné sur la fig. 85 a). Turonien. Bargême.

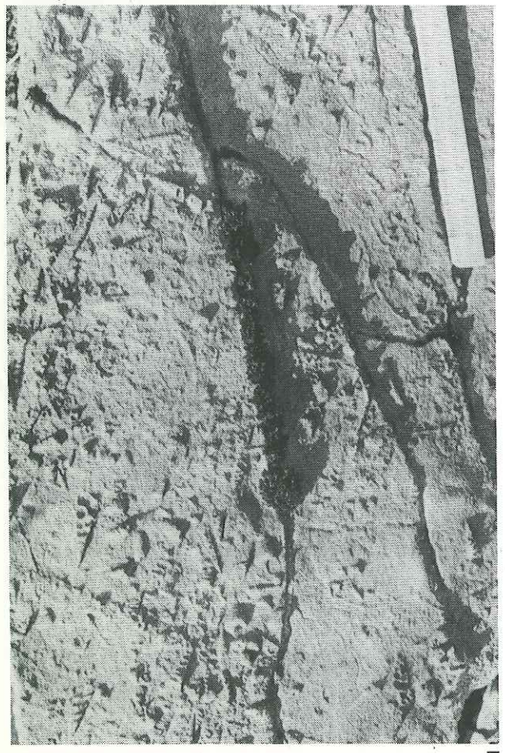
2 - Fragments de spongiaires (Lithistidae) orientés (diagramme polaire fig. 90). Coniacien. La Penne.

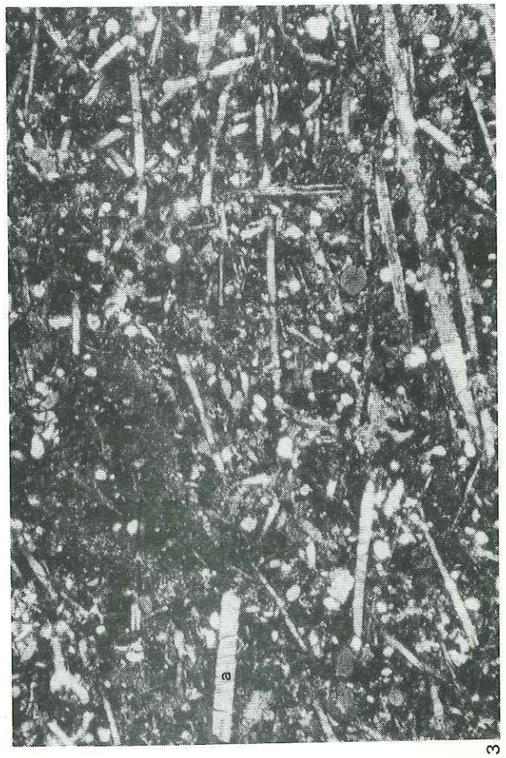
3 - Biomicrite à spicules de spongiaires et prismes d'Inocérames (a), présentant une orientation préférentielle. Coniacien. Le Pous. X 28.

4 - Biomicrite à spicules de spongiaires présentant une orientation préférentielle. Coniacien. Toudon. X 28.


2


4


1



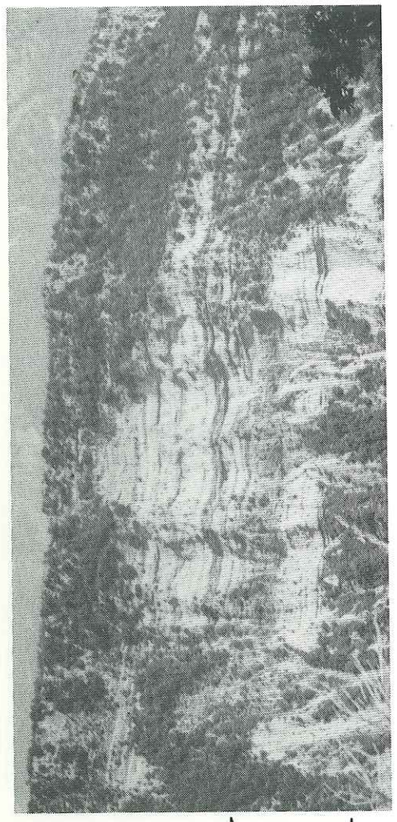
3

PLANCHE X

ORGANISATION SEQUENTIELLE

1 - Organisation en 2 séquences de la succession cénomano-turonienne du vallon du Blay.

2 - Partie de la séquence inférieure montrant le passage des marnes, aux marnes à miches calcaires, aux marnes à bancs décimétriques de calcaires argileux (bancs de plus en plus nombreux en montant dans la série), aux marnes et calcaires alternant. Cénomanien inférieur et moyen. Vallon du Blay.



Ph.2

2

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

I. CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL..... 5
II. RAPPEL DES PRINCIPAUX TRAVAUX ANTERIEURS..... 10
III. OBJET DE L'ETUDE..... 12

PREMIERE PARTIE : ETUDES STRATIGRAPHIQUES

I. INTRODUCTION..... 17
A. Globotuncanidae : méthodes d'études..... 19
B. Classification utilisée..... 20
C. Biozonation du Crétacé supérieur..... 25

II. CENOMANIEN
A. Extension des formations cénomaniennes et localisation des coupes..... 29
B. Province nord-orientale
1. Le Cénomanien du col de Braus..... 31
2. Le Cénomanien de Creppo..... 38
3. Le Cénomanien de La Penne..... 38
C. Bassin de l'Estéron : le Cénomanien du Vallon du Blay..... 44
D. Secteur méridional
1. Le Cénomanien de Courségoules..... 50
2. Le Cénomanien de Caussols..... 55
3. Le Cénomanien du Bourguet et de Jabron..... 60
E. Conclusions sur la biostratigraphie du Cénomanien..... 65

III. TURONIEN
A. Extension des formations turoniennes et localisation des coupes..... 68
B. Province nord-orientale
1. Le Turonien du col de Braus..... 70
2. Le Turonien de Creppo..... 75
3. Le Turonien de La Rochette..... 75
C. Bassin de l'Estéron : le Turonien du col du Pous..... 80
D. Secteur méridional : le Turonien du Bourguet..... 87
E. Conclusions sur la biostratigraphie du Turonien..... 91

IV. CONIACIEN
A. Extension des formations coniaciennes et localisation des coupes..... 94
B. Province nord-orientale
1. Le Coniacien du col de Braus..... 96
2. Le Coniacien de Creppo..... 100
3. Le Coniacien de La Rochette..... 100
C. Bassin de l'Estéron : le Coniacien du col du Pous..... 107
D. Secteur méridional : le Coniacien de Brenon..... 111
E. Conclusions sur la biostratigraphie du Coniacien..... 114

V. SANTONIEN
A. Extension des formations santoniennes et localisation des coupes..... 117
B. Province nord-orientale
1. Le Santonien du col de Braus..... 119
2. Le Santonien de Creppo..... 121
3. Le Santonien de La Penne..... 123
C. Bassin de l'Estéron : le Santonien du col du Pous..... 128
D. Secteur méridional : le Santonien de Brenon..... 132
E. Conclusions sur la biostratigraphie du Santonien..... 138

VI. CAMPANIEN
A. Extension des formations campaniennes et localisation des coupes..... 140
B. Province nord-orientale
1. Le Campanien du col de Braus..... 142
2. Le Campanien de Creppo..... 146
C. Bassin de l'Estéron : le Campanien de Vieux-Pierrefeu et du col du Pous..... 147
D. Conclusions sur la biostratigraphie du Campanien..... 151

VII. MAASTRICHTIEN
A. Extension des formations maastrichtiennes et localisation des coupes..... 153
B. Province nord-orientale : le Maastrichtien de Creppo... 155
C. Conclusions sur la biostratigraphie du Maastrichtien... 156

VIII. DONNEES RADIOMETRIQUES..... 157

IX. CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE REGIONALE..... 165

DEUXIEME PARTIE : EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION

I. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET REPARTITION DES FACIES
A. Introduction..... 181
B. Méthodologie..... 182
C. Cénomanien
1. Répartition des faciès..... 187
2. Variations d'épaisseur..... 192
3. Orientation des spicules de spongiaires et de divers objets sédimentaires..... 194
D. Turonien
1. Répartition des faciès..... 199
2. Orientation des spicules de spongiaires et de divers objets sédimentaires..... 203

E. Coniacien
1. Répartition des faciès..... 211
2. Orientation des spicules de spongiaires et de divers objets sédimentaires..... 211
F. Santonien : répartition des faciès..... 218
G. Campanien : répartition des faciès..... 220
H. Maastrichtien : répartition des faciès..... 220

II. EVOLUTION AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR : ORGANISATION SEQUENTIELLE
A. Séquence majeure albo-cénomanienne et corrélations plate-forme - bassin..... 224
B. Cycle sédimentaire cénomano-turonien..... 235
C. Sédimentation cyclique au cours du Crétacé supérieur... 240

III. EVOLUTION GEODYNAMIQUE..... 245

CONCLUSIONS GENERALES..... 255

Références bibliographiques..... 267
Liste des cartes géologiques consultées..... 288
Liste des figures..... 289
Planches photographiqués (I à X)..... 295
Table des matières..... 319
Annexe I : Coordonnées des coupes étudiées
Annexe II : Symboles lithologiques et paléontologiques des coupes étudiées.

ANNEXES

ANNEXE I

	NOM	Feuilles topographiques au 1/25000	Coordonnées X	Lambert Y	Epaisseur en m
CENOMANIEN	Andon	Castellane 8	959,50	173,30	150
	Blay	Roquesteron 2	975,85	182,35	208,50
	Borrigo	Menton 7	1 012,45	180,10	80
	Braus	Menton 3	1 005,10	186,05	106
	Cap Ferrat	Nice 2	1 003,05	166,25	100
	Caussols	Roquesteron 6	971,60	170,95	120
	Cians	Puget-Théniers 6	974,15	197,50	240
	Comps/Artuby	Fayence 1	935,25	168,20	80
	Courségoules	Roquesteron 7	978,95	176,10	166
	Creppo	Tende 2	1 030,50	204,50	50
	Gars	Castellane 4	959,20	184,65	323,50
	La Malle	Grasse 1	967,35	166,60	75
	La Palud/Verdon	Moustiers-Ste-M. 7	921,80	172,30	90
	La Penne	Puget-Théniers 6	969,25	191,95	190
	La Roque-Esclapon	Fayence 2	944,60	166,05	100
	Le Bourguet	Castellane 5	935,55	173,50	256
	Le Fil	Fayence 3	951,95	166,60	70
	Mont/blanc	Castellane 3	951,65	187,70	300
	Peille	Menton 7	1 007,60	179,90	100
	Peyroules	Castellane 6	946,70	177,35	400
	Roudoule	Puget-Théniers 5	964,20	196,20	280
	St André-les-Alpes	Entrevaux 5	933,20	193,25	300
	Savel	Menton 2	999,75	189,05	105
	Sébet	Castellane 5	939,85	176,90	400
	Thorenc	Castellane 8	961,85	177,30	200

Coordonnées des coupes étudiées

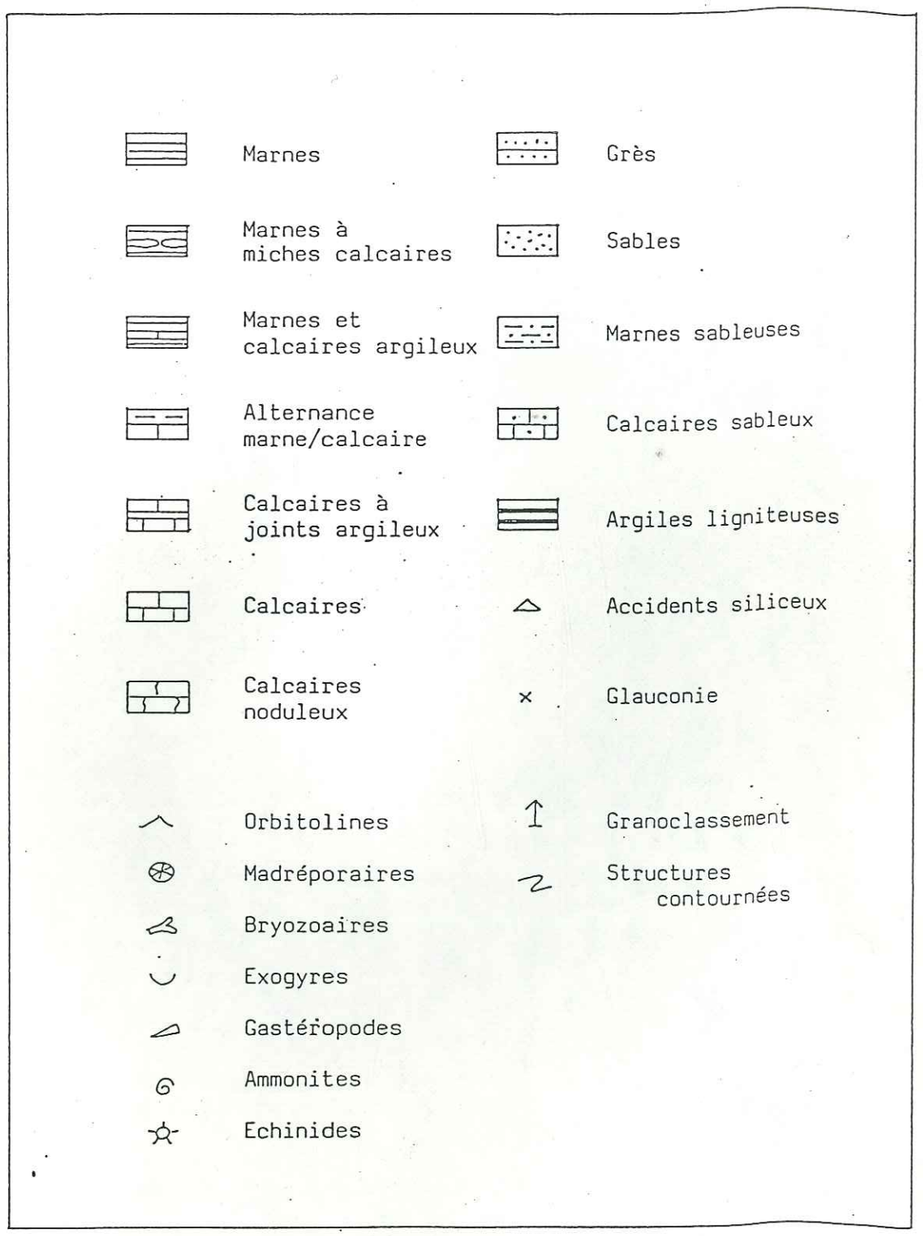
	NOM	Feuilles topographiques au 1/25000	Coordonnées X	Lambert Y	Epaisseur en m
TURONIEN	Borrigo	Menton 7	1012,55	180,15	60
	Braus	Menton 3	1004,90	186,20	162
	Creppo	Tende 2	1030,40	204,60	100
	Gars	Castellane 4	959,20	185,15	215
	La Rochette	Roquesteron 1	964,80	190,05	290
	Le Bourguet	Castellane 5	936,55	172,30	95
	Le Pous	Roquesteron 2	974,10	182,55	242
	Les Lattes	Castellane 7	954,10	179,05	180
	Logis-du-Pin	Castellane 6	945,65	174,55	155
	Pinpinier	Castellane 4	960,35	180,25	185
	Savel	Menton 2	999,85	188,90	170
CONIACIEN	Braus	Menton 3	1005,10	186,30	138
	Brenon	Castellane 5	938,35	171,30	6 à 8
	Creppo	Tende 2	1030,30	204,70	80
	Gars	Castellane 4	959,05	185,35	30
	La Penne	Puget-Théniers 6	970,05	191,65	182
	La Grave-de-Peille	Menton 6	1005,05	177,60	80
	La Rochette	Roquesteron 1	965,65	189,95	221
	Le Pous	Roquesteron 2	973,85	182,95	270
	Pinpinier	Castellane 4	960,15	180,65	225
	Toudon	Roquesteron 3	982,90	188,95	230

Coordonnées des coupes étudiées

	NOM	Feuilles topographiques au 1/25000	Coordonnées Lambert X	Y	Epaisseur en m
SANTONIEN	Braus	Menton 3	1007,25	187,35	229
	Brenon	Castellane 5	938,35	171,30	23
	Creppo	Tende 2	1030,25	204,80	150
	La Bastide	Fayence 2	945,45	168,90	10
	La Penne	Puget-Théniers 6	970,40	191,50	90
	La Rochette	Roquesteron 1	966,10	189,80	85
	Le Pous	Roquesteron 2	974,50	183,30	158
	Pinpinier	Castellane 4	960,45	181,05	30
	Toudon	Roquesteron 3	982,85	188,40	96
	Vieux-Pierrefeu	Roquesteron 3	981,55	186,15	50
CAMPANIEN	Braus	Menton 3	1006,95	187,25	124
	Creppo	Tende 2	1030,20	204,90	200
	Le Pous	Roquesteron 2	974,65	183,25	116
	Vieux-Pierrefeu	Roquesteron 3	981,75	186,05	245
MAASTR.	Creppo	Tende 2	1030,10	205,10	50

Coordonnées des coupes étudiées

ert	Epaisseur en m
,35	229
,30	23
,80	150
,90	10
,50	90
,80	85
30	158
05	30
40	96
15	50
25	124
90	200
25	116
05	245
10	50



Symboles lithologiques et paléontologiques des coupes étudiées.

RÉSUMÉ : La recherche et l'étude des Globotruncanidae (foraminifères planctoniques) dans les formations du Crétacé supérieur de Haute-Provence et des Alpes méridionales a permis la mise en évidence de dix biozones successives, caractéristiques des étages Cénomanien à Maastrichtien.

Au point de vue stratigraphique, les limites et les subdivisions du Cénomanien et du Turonien ont, d'une façon générale, été précisées. Les dépôts coniaciens, santoniens, campaniens et maastrichtiens, peu riches en macrofaune et mal différenciés jusqu'ici, ont pu être datés dans toute la région étudiée.

L'étude biostratigraphique et lithologique du Crétacé supérieur a permis en outre de suivre l'évolution de la sédimentation depuis la province nord-orientale, où sont développés des faciès de bassin, jusqu'au secteur méridional, caractérisé par des faciès de plate-forme proximale.

L'évolution géodynamique de ce domaine subalpin méridional, sous contrôle essentiellement tectonique et eustatique, conduira au cours du Crétacé supérieur, cette partie de la paléomarge alpine à l'émersion.

ABSTRACT : *Research and study on the Globotruncanidae (planktonic Foraminifera) in the Upper Cretaceous deposits of Haute-Provence and Southern Alps has revealed ten successive biozones characteristic of the Cenomanian to Maastrichtian stages.*

From the point of view of stratigraphy, the boundaries and subdivisions of the Cenomanian and Turonian have been determined. Coniacian, Santonian, Campanian and Maastrichtian deposits, poor in macrofauna and ill-defined lithographically, have been dated over the entire region studied.

The biostratigraphical and lithological studies of the Upper Cretaceous have, besides, made it possible to follow the evolution of sedimentation from the north eastern region where basin facies have developed to the southern sector characterised by proximal plate-form deposits.

The paleogeographical and structural evolution of this southern subalpine region suggests the emergence of this part of the alpine palaeomargin during the Upper Cretaceous.

MOTS-CLÉS : Crétacé supérieur, Foraminifères planctoniques, Globotruncanidae, Domaine subalpin, Sud-Est France, Biostratigraphie, Paléogéographie.